



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/05.01.17.05-TDI

MUDANÇAS NAS ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS EM UM CENÁRIO DE AQUECIMENTO DO CLIMA

Ana Carolina Vasques Freitas

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo
Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao, aprovada em 02 de junho de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/39K8TRP>>

INPE
São José dos Campos
2011

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

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

Membros:

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

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

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/05.01.17.05-TDI

MUDANÇAS NAS ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS EM UM CENÁRIO DE AQUECIMENTO DO CLIMA

Ana Carolina Vasques Freitas

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo
Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao, aprovada em 02 de junho de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/39K8TRP>>

INPE
São José dos Campos
2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Freitas, Ana Carolina Vasques.

F884m Mudanças nas ondas quase-estacionárias em um cenário de aquecimento do clima / Ana Carolina Vasques Freitas. – São José dos Campos : INPE, 2011.

xxx+336 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/05.01.17.05-TDI)

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

Orientador : Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao.

1. ondas quase-estacionárias de Rossby. 2. mudanças climáticas. 3. Modelos de Circulação Geral Acoplados Oceano-Atmosfera (MCGOAs). 4. propagação de ondas. 5. guia de ondas. I.Título.

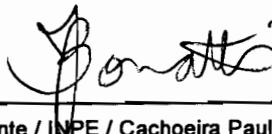
CDU 551.513.11

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

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

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

Dr. José Paulo Bonatti



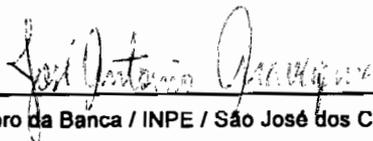
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



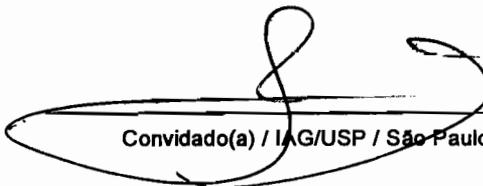
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. José Antônio Aravéquia



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

Dr. Tércio Ambrizzi



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

Dr. Alexandre Melo Casseb do Carmo



Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(x) unanimidade

Aluno (a): Ana Carolina Vasques Freitas

São José dos Campos, 02 de junho de 2011

“Eu quero saber como Deus criou este mundo. Eu não estou interessado neste ou naquele fenômeno, no espectro deste ou daquele elemento. Eu quero saber os pensamentos Dele; o resto são detalhes.”

Albert Einstein

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, criador do Céu e da Terra, por guiar cada etapa da minha vida e me conceder saúde e perseverança para a realização deste trabalho.

Ao meu orientador, Vadlamudi B. Rao, pela competência, incentivo e muita paciência. Obrigada pelas aulas teóricas e pelo vasto conhecimento compartilhado comigo.

A meus pais, Edson José Vasques e Raquel Ramalho Vasques, que mesmo diante de inúmeras dificuldades, sempre priorizaram a melhor educação para mim.

Ao meu esposo, Ruimar Costa Freitas, pelo constante apoio e incentivo. Sempre muito compreensivo e desejoso de ver o meu sucesso em todos os aspectos da vida.

À minha melhor amiga e irmã Amanda pelo suporte e incentivo.

A meus sogros, Graça e Rui Freitas, que estiveram orando por mim, especialmente nos momentos difíceis e decisivos.

Aos Drs. José Paulo Bonatti, Julio Pablo R. Fernández e Tércio Ambrizzi pela contribuição e paciência ao tirar as minhas dúvidas.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pelo suporte financeiro concedido durante o período do doutorado.

Às amigas que mais me apoiaram nesta etapa: Luciana Bassi, Suelen Roballo, Kellen Lima, Camila Cossetin. Luciana e Suelen, não posso deixar de

agradecer pela estadia em suas casas. Obrigada aos outros colegas que também me deram suporte para a realização deste trabalho.

Ao colega Emanuel Giarolla, pela ajuda na parte de programação.

Aos membros da banca examinadora pelas valiosas sugestões que enriqueceram este trabalho.

À Simone, secretária da pós-graduação, e Carlos César de Oliveira, do suporte, por sempre me atenderem com boa vontade e simpatia.

Aos professores da pós-graduação do INPE por compartilharem seu conhecimento e experiência.

RESUMO

Alterações nas Ondas Quase-Estacionárias (OEs) são conectadas a mudanças climáticas regionais e a propagação da energia dessas ondas exerce grande influência na evolução e desenvolvimento da circulação geral. Assim, em um cenário de aquecimento do clima, ou seja, de um aumento na concentração dos gases de efeito estufa, essas ondas provavelmente sofrerão alterações. Diante disto, este trabalho, primeiramente, investigou a resposta global das OEs as mudanças climáticas projetadas para o clima do futuro. Dez Modelos de Circulação Geral Acoplados Oceano-Atmosfera (MCGOAs), inclusos no quarto relatório de avaliação do IPCC, foram avaliados quanto a sua habilidade em reproduzir as OEs climatológicas observadas nos dados das reanálises do NCEP/NCAR e do ECMWF. Seis MCGOAs foram selecionados para a análise das mudanças climáticas simuladas nas OEs e na sua propagação. Para a análise das mudanças na propagação das OEs um novo método foi utilizado e consiste no emprego da energia cinética das OEs como uma medida da atividade de onda ao longo do guia de onda. Os resultados revelaram que as OEs realmente sofrem alterações em um cenário de aquecimento do clima com mudanças na sua amplitude e nos sistemas característicos dessas ondas. No clima do futuro, a propagação das OEs é desfavorável em todos os guias de onda analisados e a corrente de jato subtropical tem um deslocamento para o pólo no inverno, especialmente no Hemisfério Sul (HS). A propagação desfavorável das OEs no guia de onda da corrente de jato da Ásia pode resultar no enfraquecimento da alta sobre o Pacífico tropical oeste e da baixa sobre o leste da Ásia. Já a propagação desfavorável no guia de onda do jato subtropical do Atlântico Norte e no guia de onda do jato polar no HS pode resultar no enfraquecimento do cavado em torno do sul de Cuba e do cavado sobre o Atlântico tropical oeste, respectivamente. Desde o fim da década de 1970 e início da década de 1980 muitos estudos notaram uma mudança significativa na estrutura da circulação de grande escala em ambos os hemisférios. Portanto, posteriormente, analisaram-se as mudanças climáticas observadas nas OEs e na sua propagação associadas com essas alterações climáticas descritas por vários autores. A análise das mudanças na propagação das OEs consistiu de duas partes. Na primeira parte as mudanças multidecais na atividade das OEs foram investigadas em dois períodos: 1948-1978 e 1979-2000. Os resultados mostraram que no último período a propagação das OEs foi favorecida em ambos os hemisférios. Existem indicações de que essas mudanças estejam associadas com a fase quente da Oscilação Decadal do Pacífico, com a fase positiva da Oscilação do Atlântico Norte e com flutuações na Temperatura da Superfície do Mar tropical. Na segunda parte as mudanças interanuais na propagação das OEs foram examinadas durante fortes episódios de El Niño e La Niña que ocorreram de 1948-2000. Os resultados mostraram que, durante fortes eventos de El Niño, a propagação das OEs foi desfavorecida no Hemisfério Norte e associada com o enfraquecimento da monção de inverno do leste da Ásia e favorecida no HS, sendo associada a uma forte crista no leste da Austrália.

QUASI-STATIONARY WAVES CHANGES IN A CLIMATE WARMING SCENARIO

ABSTRACT

Changes in the Stationary Rossby Waves (SRW) are connected to the regional climate change and the energy propagation of these waves have great influence on the evolution and development of general circulation. Thus, in a warming scenario with increasing greenhouse gases concentration, these waves probably will change. So, this work investigates, firstly, the SRW global response to the projected climate change for the future climate. The performance of ten Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Models (OAGCMs), included on the IPCC Fourth Assessment Report was evaluated to reproduce the climatological SRW observed in the NCEP/NCAR and ECMWF reanalysis. Six OAGCMs were selected to analyze the simulated climate changes in SRW and in their propagation. For the analysis of changes in SRW propagation a new method was used, which consists in use the SRW kinetic energy as a measure of wave activity throughout the waveguide. The results reveal that the SRW really change in a warming scenario, with modifications in their amplitude and in the characteristics systems of these waves. In the future climate, the SRW propagation is not favored in all waveguides analyzed and the subtropical jet stream has a displacement towards pole in winter season, especially in Southern Hemisphere (SH). A not favored SRW propagation in the Asian jet stream waveguide can result in the weakening of the ridge over the west tropical Pacific and the trough over East Asia. The not favored SRW propagation in the subtropical North Atlantic jet stream and in the SH polar jet waveguides can result in the weakening of the troughs around south Cuba and over the west tropical Atlantic, respectively. Since late 1970s and early 1980s many studies showed a major shift in the structure of large-scale circulation occurring in both hemispheres. So, posteriorly, the observed climate changes in the SRW pattern and their propagation associated with these climate shifts were investigated. The SRW propagation changes analysis were divided in two parts. In the first part, the multidecadal changes in the SRW activity were examined for two periods: 1948-1978 and 1979-2000. The results revealed that in the last period the SRW propagation was favored in both hemispheres. There are indications that these changes can be associated with the Pacific Decadal Oscillation warm phase, the North Atlantic Oscillation positive phase and with sea surface tropical temperature fluctuations. In the second part, the interannual changes in the SRW propagation were examined during strong El Niño and La Niña episodes, which occurred from 1948-2000. The results showed that, during strong El Niño events, the SRW propagation was not favored in Northern Hemisphere and is associated with the East Asia monsoon winter weakening and was favored in SH, being associated with a strong ridge in east Australia.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.2 – Diagrama ilustrativo.....	17
4.1 – Padrões de correlação espacial mensal para os dois hemisférios entre a altura geopotencial para as OEs climatológicas nos dados dos MCGOAs e nos dados da reanálise do ECMWF. Os nomes de cada modelo e o hemisfério se encontram no canto superior direito. Áreas sombreadas correspondem a valores maiores que 0,8. (Continua).....	42
4.2 – Padrões de correlação espacial mensal para os dois hemisférios entre a altura geopotencial para as OEs climatológicas nos dados dos MCGOAs e nos dados da reanálise do NCEP/NCAR. Os nomes de cada modelo e o hemisfério se encontram no canto superior direito. Áreas sombreadas correspondem a valores maiores que 0,8. (Continua).....	45
4.3 – Padrão de correlação espacial mensal área-ponderada em 300 hPa entre as funções de corrente para as OEs climatológicas baseado nos dados do MCGOAs e nos dados da reanálise do: (a) ECMWF para o HN, (b) ECMWF para o HS, (c) NCEP/NCAR para o HN, (d) NCEP/NCAR para o HS. Os nomes dos MCGOAs se encontram na legenda e os coeficientes de correlação entre as reanálises também são incluídos. (Continua).....	49
4.4 – Rms baseado nos dados das simulações dos MCGOAs e das reanálises no nível de: (a) 200 hPa e (b) 850 hPa. A abreviação para cada modelo se encontra no canto superior direito de cada figura. (Continua).....	52

4.5 – Porcentagem de variância explicada para cada uma das cinco primeiras OEs e pela soma delas em cada hemisfério utilizando os dados da reanálise do ECMWF. (Continua).....	59
4.6 – Máximos principais de amplitude (m) das cinco primeiras OEs em cada estação do ano e para cada hemisfério, utilizando os dados da reanálise do ECMWF. Na parte inferior de cada mapa encontram-se as siglas de cada máximo principal de amplitude associadas a um número que indica a localização de cada máximo no mapa das cinco ondas. Números de 1 a 7 foram utilizados para indicar a localização dos máximos da onda 1 nos dois hemisférios, para as ondas 2 e 3 foram utilizados números de 1 a 5, para a onda 4 foram utilizados números de 1 a 3 e para a onda 5 foram utilizados números de 1 a 4. (Continua).....	61
5.1 – Função de corrente zonalmente assimétrica ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) baseada nos dados da reanálise do NCEP/NCAR em DJF para: (a) 200 hPa e (b) 850 hPa e em JJA para: (c) 200 hPa e (d) 850 hPa. A legenda é referente aos números em vermelho, que indicam os principais sistemas em cada hemisfério. Contornos negativos estão sombreados. (Continua).....	80
5.2 – Vento zonal (ms^{-1}) em 300 hPa baseado nos dados de simulações dos MCGOAs e da sua média e desvio padrão para o HN, em DJF (a) clima do presente e (b) mudança (clima do futuro – clima do presente). Valores maiores que 30 ms^{-1} estão sombreados em (a). Em (b), os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student, estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). Para as figuras de desvio padrão, valores maiores que 5 ms^{-1} em (a) e maiores que 7 ms^{-1} em (b) estão sombreados. (Continua).....	93

5.3 – Vento zonal (ms^{-1}) em 300 hPa baseado nos dados de simulações dos MCGOAs e da sua média e desvio padrão para o HS em JJA (a) clima do presente (incluindo as reanálises do NCEP/NCAR e ECMWF) e (b) mudança (clima do futuro – clima do presente). Valores maiores que 30 ms^{-1} estão sombreados em (a). Em (b), valores estatisticamente significativos a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). Para as figuras de desvio padrão, valores maiores que 5 ms^{-1} em (a) e maiores que 7 ms^{-1} em (b) estão sombreados. (Continua).. 99

5.4 – Latitude do vento zonal subtropical máximo em 300 hPa baseada nos dados dos MCGOAs para o clima do presente, clima do futuro e a mudança (clima do futuro - clima do presente) para: (a) HN em DJF e (b) HS em JJA. 105

5.5 – ECOEs (m^2s^{-2}) em 300 hPa baseada nos dados de simulações dos MCGOAs e na sua média e desvio padrão para o HN em DJF (a) clima do presente (incluindo as reanálises do NCEP/NCAR e ECMWF) e (b) mudança (clima do futuro – clima do presente). Valores maiores que $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados em (a). Em (b), os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). Para as figuras de desvio padrão, valores maiores que $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados e o intervalo do contorno é $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ em (b). (Continua)..... 107

5.6 – ECOEs (m^2s^{-2}) em 300 hPa baseada nos dados de simulações dos MCGOAs e na sua média e desvio padrão para o HS em JJA (a) clima do presente (incluindo as reanálises do NCEP/NCAR e ECMWF) e (b) mudança (clima do futuro – clima do presente). Valores maiores que $40 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados em (a). Em (b), os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de

- acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro).). Para as figuras de desvio padrão, valores maiores que $40 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados. (Continua). 113
- 5.7 – Número de onda estacionário (K_s) em 300 hPa baseado nos dados de simulações dos MCGOAs e nas reanálises do NCEP/NCAR e ECMWF para o clima do presente (vermelho) e simulações dos modelos para o clima do futuro (azul) em: (a) DJF no HN, (b) JJA no HS. Os contornos são para os números de onda zonal 0, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 15 e 25-30 (contorno em linha grossa). (Continua). 119
- 5.8 – Função de corrente zonalmente assimétrica ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) e vetores do fluxo de atividade de onda de Takaya e Nakamura (2001) em 300 hPa baseados na média dos MCGOAs em DJF para: (a) clima do presente (com contornos negativos sombreados), (b) mudança (clima do futuro – clima do presente) e em JJA para: (c) clima do presente, (d) mudança. Para as figuras referentes à mudança, o intervalo do contorno é de $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ e os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). 125
- 5.9 – Vento zonal (ms^{-1}) e ECOEs (m^2s^{-2}) em 300 hPa baseado nos dados das reanálises do ECMWF e NCEP/NCAR e das simulações dos MCGOAs para o clima do presente e clima do futuro para (a) HN em DJF média zonal de 30°E - 180°E e (b) HS em JJA média zonal de 60°E - 120°W . A abreviação de cada modelo é mostrada no canto superior direito de cada figura. (Continua). 131
- 6.1 – Mudança no campo de função de corrente zonalmente assimétrica baseada nos dados da reanálise do NCEP/NCAR em DJF para: (a)

- 200 hPa e (b) 850 hPa e em JJA para: (c) 200 hPa e (d) 850 hPa. As áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. (Continua)..... 140
- 6.2 – Mudança nos máximos principais de amplitude das cinco primeiras OEs baseada nos dados da reanálise do NCEP/NCAR. Áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. (Continua)..... 145
- 6.3 – Vento zonal (ms^{-1}) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/NCAR para o HN em DJF no período de (a) 1948-1978, (b) 1979-2000, (c) mudança (1948-1978 – 1978-2000) e para o HS em JJA no período de (d) 1948-1978, (e) 1979-2000, (f) mudança. O intervalo do contorno é de 5 ms^{-1} e os valores maiores que 30 ms^{-1} estão sombreados. Para os gráficos referentes à mudança, o intervalo do contorno é de 1 ms^{-1} os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). (Continua)..... 153
- 6.4 – ECOEs (m^2s^{-2}) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/NCAR para o HN em DJF para o período de (a) 1948-1978, (b) 1979-2000, (c) mudança. O intervalo do contorno é $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e valores maiores que $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados. ECOEs para o HS em JJA para o período de (d) 1948-1978, (e) 1979-2000, (f) mudança. O intervalo do contorno é $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e valores maiores que $40 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados. Para os gráficos referentes à mudança, os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). (Continua)..... 159

- 6.5 – Número de onda estacionário (K_s) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/NCAR para o HN em DJF para: (a) 1948-1978 (azul) e 1979-2000 (vermelho), (b) mudança. Para o HS em JJA: (c) 1948-1978 (azul) e 1979-2000 (vermelho), (d) mudança. Os contornos são para os números de onda zonal: 0, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 15 e 25-30 (linha grossa). Para as figuras referentes à mudança, os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). (Continua)..... 162
- 6.6 – Vento zonal (ms^{-1}) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/NCAR no período de 1948-2000 para o HN em DJF para os compostos de: (a) El Niño, (b) La Niña, (c) mudança; e para o HS em JJA para os compostos de: (d) El Niño, (e) La Niña, (f) mudança. O intervalo do contorno é de 5 ms^{-1} e os valores maiores do que 30 ms^{-1} estão sombreados. Para os gráficos referentes à mudança, o intervalo do contorno é de 2 ms^{-1} e os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). (Continua)..... 168
- 6.7 - ECOEs (m^2s^{-2}) em 300 hPa baseada nos dados da reanálise do NCEP/NCAR no período de 1948-2000 para o HN em DJF para os compostos de: (a) El Niño, (b) La Niña, (c) mudança (El Niño – La Niña). O intervalo do contorno é de $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e valores maiores que $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados. ECOEs para o HS em JJA para os compostos de: (d) El Niño, (e) La Niña, (f) mudança. O intervalo do contorno é de $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e valores maiores que $40 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados. Para os gráficos referentes à mudança, o intervalo do contorno é de $30 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (c) e de $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (f) e os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com

o Teste t de Student estão em tom de cinza escuro (claro). (Continua).....	171
6.8 – Número de onda estacionário (K_s) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/ período de 1948-2000 para o HN em DJF para os compostos de: (a) El Niño (vermelho) e La Niña (azul), (b) mudança (El Niño – La Niña). Para o HS em JJA para os compostos de: (c) El Niño e La Niña, (d) mudança. Os contornos estão em números de onda zonal: 0, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 15 e 25-30 (linha grossa). Para os gráficos referentes à mudança, o intervalo do contorno é 1 e os valores estatisticamente significativos ao nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro).	174
A.1 – Amplitude (m) do modelo ECHAM4 e viés entre este e a reanálise do ECMWF para as três primeiras OEs. O intervalo de contorno para os mapas referentes a onda 1 é igual a 10 m e para as outras ondas é igual a 5 m. Áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. Uma máscara é utilizada em 60°S-80°S de 1000-700 hPa. (Continua).....	203
A.2 – Como na Figura A.1, mas para o modelo HADCM3. (Continua).....	209
A.3 – Como na Figura A.1, mas para o modelo BCM2.0. (Continua).....	215
A.4 – Como na Figura A.1, mas para o modelo CGCM. Uma máscara é utilizada em 60°S-80°S de 1000-700 hPa. (Continua).....	221
A.5 – Como na Figura A.1, mas para o modelo GISS. (Continua).	227
A.6 – Como na Figura A.1, mas para o modelo HADGEM. (Continua).	233

A.7 – Como na Figura A.1, mas para o modelo GFDL. (Continua).	239
A.8 – Como na Figura A.1, mas para o modelo MIRO. (Continua).	245
A.9 – Como na Figura A.1, mas para o modelo ECHAM5. (Continua).	251
A.10 – Como na Figura A.1, mas para o modelo IPSL. (Continua).	257
A.11 – Função de corrente zonalmente assimétrica ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) baseada nos dados do modelo ECHAM4 em DJF para 200 hPa (a) clima do presente (com contornos negativos sombreados), (b) mudança (clima do futuro-clima do presente) e para 850 hPa (c) clima do presente, (d) mudança. Em JJA para 200 hPa (e) clima do presente, (f) mudança e para 850 hPa (g) clima do presente, (h) mudança. Para os gráficos referentes à mudança as áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. (Continua).	263
A.12 – Como na Figura A.11, mas para o modelo HADCM3. (Continua)....	267
A.13 – Como na Figura A.11, mas para o modelo BCM2.0. (Continua).	271
A.14 – Como na Figura A.11, mas para o modelo HADGEM. (Continua). ..	275
A.15 – Como na Figura A.11, mas para o modelo GFDL. (Continua).	279
A.16 – Como na Figura A.11, mas para o modelo ECHAM5. (Continua).	283
A.17 – Mudança nos máximos principais de amplitude do modelo ECHAM4 para as cinco primeiras OEs. Áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. (Continua).....	287

A.18 – Como na Figura A.17, mas para o modelo HADCM3. (Continua)....	292
A.19 – Como na Figura A.17, mas para o modelo BCM2.0. (Continua).....	297
A.20 – Como na Figura A.17, mas para o modelo HADGEM. (Continua) ...	302
A.21 – Como na Figura A.17, mas para o modelo GFDL. (Continua).	307
A.22 – Como na Figura A.17, mas para o modelo ECHAM5. (Continua)....	312

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - MCGOAs utilizados neste trabalho.	26
3.2 - Anos de episódios fortes de El Niño e La Niña para o período de 1948-2000.	40
4.1 - Viés para os máximos principais de amplitude para a OE 1 no HS.	69
4.2 - Viés para os máximos principais de amplitude para as OEs 2 e 3 no HS.	70
4.3 - Viés para os máximos principais de amplitude para a OE 1 no HN.	70
4.4 - Viés para os máximos principais de amplitude para a OE 2 no HN.	71
4.5 - Viés para os máximos principais de amplitude para a OE 3 no HN.	72
5.1 - Mudança nos principais sistemas no inverno do HN em 200 hPa.	82
5.3 - Mudança nos principais sistemas no inverno do HS em 200 hPa.	83
5.4 - Mudança nos principais sistemas no inverno do HS em 850 hPa.	84
5.5 - Mudança nos principais sistemas no verão do HN em 200 hPa.	84
5.6 - Mudança nos principais sistemas no verão do HN em 850 hPa.	85
5.7 - Mudança nos principais sistemas no verão do HS em 200 hPa.	85
5.8 - Mudança nos principais sistemas no verão do HS em 850 hPa.	86
5.9 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 1 no HS.	87
5.10 - Mudança nos máximos principais de amplitude para as OEs 2 e 3 no HS.	87
5.11 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 4 no HS.	88
5.12 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 5 no HS.	88
5.13 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 1 no HN.	89
5.14 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 2 no HN.	89

5.15 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 3 no HN.	90
5.16 - Mudança nos máximos principais de amplitude para as OEs 4 e 5 no HN.	90
6.1 - Mudança nos principais sistemas em DJF no nível de 200 hPa.	142
6.2 - Mudança nos principais sistemas em DJF no nível de 850 hPa.	142
6.3 - Mudança nos principais sistemas em JJA no nível de 200 hPa.....	143
6.4 - Mudança nos principais sistemas em JJA no nível de 850 hPa.....	143
6.5 - Mudança nos máximos principais de amplitude para as OEs 1-5 no HS.	150
6.6 - Mudança nos máximos principais de amplitude para as OEs 1-5 no HN.	151

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AA	Alta dos Açores
AAN	Alta do Atlântico Norte
AAU	Alta da Austrália
AAS	Alta do Atlântico Sul
AB	Alta da Bolívia
ABE	Alta das Bermudas
ACAN	Alta sobre o Centro da América do Norte
AGCM	Atmospheric Global Climate Model
AIS	Alta do Índico Sul
AOAN	Alta sobre a Costa Oeste da América do Norte
APN	Alta do Pacífico Norte
APS	Alta do Pacífico Sul
APTO	Alta do Pacífico Tropical Oeste
AR4	Fourth Assessment Report
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
AS	Alta da Sibéria
ASA	Alta no Sul da África
AT	Alta do Tibete
BA	Baixa Aleutiana
BAF	Baixa Africana
BAU	Baixa Australiana
BBH	Baixa sobre a Baía de Hudson
BC	Baixa do Chaco
BCCR	Bjerknes Center for Climate Research
BCM2.0	Bergen Climate Model version 2
BI	Baixa da Islândia
BNC	Baixa no Nordeste do Canadá
BLA	Baixa sobre o Leste da Ásia
BT	Baixa do Tibete

CAN	Cavado do Atlântico Norte
CAT	Cavado do Atlântico Tropical Leste
CATO	Cavado do Atlântico Tropical Oeste
CCM3	Community Climate Model
CGCM3.1	Canadian Global Coupled Model version 3.1
CITO	Cavado do Índico Tropical Oeste
CMIP3	Coupled Model Intercomparison Project
CN	Cavado do Nordeste
COCO3.3	CCSR (Center for Climate System Research) Ocean Component Model
CPC	Climate Prediction Center
CPN	Cavado do Pacífico Norte
CPTL	Cavado do Pacífico Tropical Leste
CPL	Cavado do Pacífico Leste
CSM1	Climate System Model
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ECHAM4	European Center Hamburg Model version 4
ECHAM5	European Center Hamburg Model version 5
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecast
ECOEs	Energia Cinética das Ondas Quase-Estacionárias
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
GFDL-CM2.0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Coupled Model version 2
GISS-ER	Goddard Institute for Space Studies Model ER
GRADS	Grid Analysis and Display System
HadAM3	Atmospheric Model of HadCM3
HadCM3	Hadley Center Coupled Model version 3
HadOM3	Oceanic Model of HadCM3
HadGAM1	Atmospheric Model of HadGEM1
HadGEM1	Hadley Center Global Environmental Model version 1
HadGOM1	Oceanic Model of HadGEM1
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul

INGV	Institute Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
IPCC	International Panel on Climate Change
IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace Coupled Model version 4
JA	Corrente de Jato da Ásia
JAU	Corrente de Jato Australiana
JJA	Junho-Julho-Agosto
JLA	Corrente de Jato do Leste da Ásia
JNAA	Corrente de Jato Norte Africana-Asiática
JP	Corrente de Jato Polar
JSAN	Corrente de Jato Subtropical do Atlântico Norte
LMDZ4	Laboratoire de Météorologie Dynamique
M1HS30	Máximo da OE 1 em DJF, MAM, JJA e SON na alta troposfera em torno de 20°S-40°S
M1HS55	Máximo da OE 1 em DJF na alta troposfera em torno de 55°S
M1HS65	Máximo da OE 1 em MAM, JJA e SON na baixa estratosfera em torno de 65°S
M1HN30	Máximo da OE 1 em DJF, MAM, JJA e SON na alta troposfera em torno de 30°N-35°N
M1HN50	Máximo da OE 1 em DJF, MAM e SON na alta troposfera em torno de 45°N-55°N
M1HN65	Máximo da OE 1 em JJA na alta troposfera em torno de 60°N-65°N
M1HN70	Máximo da OE 1 em DJF, MAM e SON na baixa estratosfera em torno de 65°N-70°N
M2HS30	Máximo da OE 2 em DJF na alta troposfera em torno de 20°S-30°S
M2HS55	Máximo da OE 2 em JJA e SON na baixa estratosfera em torno de 50°S-55°S
M2HN30	Máximo da OE 2 em DJF, MAM e SON na alta troposfera em torno de 25°N-30°N. Em JJA se encontra em torno de 35°N-40°N
M2HN65	Máximo da OE 2 em DJF e SON na baixa estratosfera em torno de 65°N
M2HN65*	Máximo da OE 2 em MAM e JJA na alta troposfera em torno de 65°N

M3HS55	Máximo da OE 3 em DJF, MAM e JJA na alta troposfera em torno de 50°S-55°S
M3HN30	Máximo da OE 3 em DJF e MAM na alta troposfera em torno de 20°N-30°N. Em JJA se encontra em torno de 20°N-40°N
M3HN40	Máximo da OE 3 em MAM na alta troposfera em torno de 40°N-45°N
M3HN50	Máximo da OE 3 em DJF na alta troposfera em torno de 45°N-50°N
M3HN55	Máximo da OE 3 em JJA e SON na alta troposfera em torno de 55°N-60°N
M4HS30*	Máximo da OE 4 em DJF, MAM, JJA e SON na baixa troposfera em torno de 20°S-30°S
M4HS30	Máximo da OE 4 em DJF e SON na alta troposfera em torno de 20°S-30°S
M4HN50	Máximo da OE 4 em DJF, MAM, JJA e SON na alta troposfera em torno de 50°N
M5HS30	Máximo da OE 5 em DJF, MAM, JJA e SON na alta troposfera em torno de 20°S-30°S
M5HS30*	Máximo da OE 5 em JJA e SON na baixa troposfera em torno de 20°S-30°S
M5HN40	Máximo da OE 5 em DJF na alta troposfera em torno de 40°N
M5HN50	Máximo da OE 5 em MAM, JJA e SON na alta troposfera em torno de 45°N-50°N
MAM	Março-Abril-Maio
MCGOAS	Modelos Globais de Circulação Geral Acoplados Oceano-Atmosfera
MCOs	Mudanças Climáticas Observadas
MCS	Mudanças Climáticas Simuladas
MICOM	Miami Isopycnic Coordinate
MIROC3.2	Model for Interdisciplinary Research on Climate
MOM	Modular Ocean Model
MPI-OM	Max Planck Institute Ocean Model
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction

NERSC	National Energy Research Scientific Computing Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OE _s	Ondas Quase-Estacionárias
OPA	Océan Parallélisé
OPYC3	Ocean and isoPYcnal Coordinates
ORCA	<i>Office of</i> Ocean Resources Conservation and Assessment
OSA	Oscilação Semi-Anual
PCMDI	Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison
PNA	Pacífico-América do Norte
RMS	Amplitude Zonal da Raiz Quadrada Média
SON	Setembro-Outubro-Novembro
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UKMO	United Kingdom Meteorological Office
WKB	Wentzel-Kramers-Brillouin

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Problema e Hipótese	3
1.2. Objetivo Geral	5
1.3. Objetivos Específicos.....	5
1.4. Principais Contribuições do Trabalho	6
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	9
2.1. Definição e Principais Aspectos das OEs	9
2.2. Aspectos Teóricos da Propagação das OEs	13
2.3. Mudanças Climáticas Simuladas.....	19
2.4. Mudanças Climáticas Observadas	22
3 DADOS E METODOLOGIA	25
3.1. Dados.....	25
3.1.1. MCGOAs Inclusos no IPCC AR4.....	25
3.1.1.1 Cenários.....	27
3.1.2. Dados Observacionais	28
3.2. Metodologia.....	30
3.2.1. Avaliação das OEs Climatológicas Simuladas Pelos MCGOAs... 30	
3.2.2. Mudanças Climáticas Simuladas (MCS)	34
3.2.2.1. MCS nas OES	34
3.2.2.2. MCS na Propagação das OES.....	35
3.2.3. Mudanças Climáticas Observadas (MCOs).....	37
4 AVALIAÇÃO DAS OES CLIMATOLÓGICAS SIMULADAS PELOS MCGOAS.....	41
4.1. Padrão de Correlação Espacial para a Altura Geopotencial	41
4.2. Padrão de Correlação Espacial Área-Ponderada.....	47
4.3. Amplitude Zonal da Raiz Quadrada Média (rms).....	50
4.4. Amplitude e Variância das OEs	58

4.5. Viés (<i>bias</i>).....	68
4.6. Sumário	73
5 MUDANÇAS CLIMÁTICAS SIMULADAS.....	77
5.1. MCS nas OEs.....	77
5.2. MCS na Propagação das OEs	91
5.2.1. Correntes de Jato.....	91
5.2.2. Energia Cinética das OEs.....	105
5.2.3. Número de Onda Estacionário.....	117
5.2.4. Confirmação dos Guias de Onda.....	128
5.3. Sumário	135
6 MUDANÇAS CLIMÁTICAS OBSERVADAS.....	139
6.1. MCOs nas OEs	139
6.2. MCOs na propagação das OEs.....	151
6.2.1. Mudança Multidecadal da Atividade das OEs no Inverno do HN e do HS em Dois Períodos: 1948-1978 e 1979-2000	151
6.2.1.1. Correntes de Jato.....	152
6.2.1.2. Energia Cinética das OEs.....	157
6.2.1.3. Número de Onda Estacionário.....	161
6.2.2. MCOs na Propagação das OEs Durante Eventos de El Niño e La Niña que Ocorreram no Período de 1948-2000.....	166
6.2.2.1. Correntes de Jato.....	166
6.2.2.2. Energia Cinética das OEs.....	170
6.2.2.3. Número de Onda Estacionário.....	173
6.3. Sumário	179
7 SUMÁRIO, CONCLUSÕES E SUGESTÕES	183
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	191
APÊNDICE A - FIGURAS	203
APÊNDICE B - ARTIGO NO PRELO	317

1 INTRODUÇÃO

A rotação e a forma esférica da Terra dão origem às chamadas ondas de Rossby, que se estendem desde a escala sinótica até a planetária. Estas ondas podem ser separadas em ondas estacionárias, que são continuamente mantidas por mecanismos de excitação ou forçantes, com as posições das cristas e cavados geograficamente fixadas; e as ondas livres, que se movem constantemente e são geradas por mecanismos de instabilidades da corrente zonal de grande escala em latitudes médias, sendo responsáveis pelas variações do tempo.

Os mecanismos de excitação que forçam as ondas estacionárias são zonalmente assimétricos e assim, formam oscilações no escoamento atmosférico. Podem ser a orografia (CHARNEY e ELIASSEN, 1949), o aquecimento diabático (SMAGORINSKY, 1953), ou o resultado da convergência de fluxos de momentum e calor devido aos distúrbios transientes (VALDES e HOSKINS, 1989). Como esses mecanismos forçantes, combinados, são aproximadamente estacionários, as ondas por eles forçadas também o são, sendo então denominadas de Ondas Quase-Estacionárias (OEs).

As OEs são de primordial importância para a compreensão da circulação atmosférica na troposfera e na estratosfera, contribuindo para o equilíbrio da atmosfera, pois possuem um papel importante nos transportes de calor, momentum e umidade.

Como o ar quente sopra a oeste e o ar frio a leste do cavado das OEs, mudanças na amplitude e fase destes cavados estão fortemente conectadas com variações na temperatura, no fluxo do vapor de água e na precipitação, influenciando o clima da região onde eles atuam (FERNANDEZ, 2004). Assim, mudanças climáticas regionais frequentemente estão associadas às mudanças nos padrões das OEs.

A década de 1980 é importante sob dois aspectos principais. Primeiro, muitos estudos observacionais mostraram que, no final da década de 1970 e início da de 1980, ocorreu uma grande mudança na estrutura da circulação de grande escala em ambos os hemisférios (NITTA e YAMADA, 1989; HANSEN e LEBEDEFF, 1988; AN e WANG, 2000). Segundo, em novembro de 1988 foi criado o Painel Intergovernamental sobre Mudança Climática (*International Panel on Climate Change - IPCC*), cuja função é fornecer informação técnica/científica sobre as causas e os impactos das mudanças climáticas, bem como sobre as estratégias de mitigação e adaptação às suas consequências. Para isso, o IPCC conta com o auxílio dos Modelos Globais de Circulação Geral Acoplados Oceano-Atmosfera (MCGOAs) para descrever o sistema climático. Os MCGOAs são ferramentas que descrevem processos físicos e dinâmicos e tem a capacidade de simular climas futuros em nível global e regional (MARENGO, 2007).

Uma simulação apropriada das ondas de grande escala tem uma grande influência na simulação correta do clima regional. Segundo Boyle (2006), as OEs são úteis para a validação dos modelos por dois motivos. O primeiro é que estas ondas são essencialmente de escala planetária, portanto, podem ser resolvidas pelas grades dos modelos do IPCC, o que permite que o foco esteja na forçante, que, em última análise, é derivada das parametrizações dos modelos, do que por argumentos acerca de sua representação geométrica no modelo. O segundo motivo é que as ondas estão bem representadas pela amostra da rede de observações espacial para os últimos vinte anos do século vinte. Assim, segundo o autor, há pouca imprecisão observacional nas diferenças de amplitude e localização das ondas entre os modelos e as reanálises.

Além disso, Wallace (1983) afirma que a habilidade de reproduzir fielmente os aspectos essenciais das OEs constitui uma demonstração da validade dos princípios dinâmicos e parametrizações físicas usadas na previsão numérica de tempo e modelagem climática.

O aspecto dinâmico mais importante das OEs é a propagação de sua energia, pois esta tem grande influência na evolução e desenvolvimento da circulação geral. Embora alguns autores (STEPHENSON e HELD, 1993; JOSEPH et al., 2004; BRANDEFELT e KÖRNICH, 2008) tenham investigado a resposta simulada, através dos MCGOAs, dos padrões de OEs devido a um aumento na concentração dos gases de efeito estufa, esses trabalhos exploraram muito pouco qual a resposta da propagação das OEs às mudanças climáticas simuladas pelos MCGOAs.

É importante examinar também as mudanças no clima que ocorreram nas últimas décadas, aqui denominadas de Mudanças Climáticas Observadas, pois a compreensão física e dinâmica dessas mudanças pode contribuir para melhorar a capacidade dos MCGOAs em representar importantes aspectos do clima, tais como precipitação e temperatura atmosférica. Como, a partir do final da década de 70, ocorreu uma grande mudança na estrutura da circulação de grande escala em ambos os hemisférios, é importante investigar as possíveis alterações nas OEs e na sua propagação associadas com essa grande mudança climática.

1.1. Problema e Hipótese

Segundo Peixoto e Oort (1992), o clima pode ser definido como “um conjunto de quantidades promediadas que caracterizam a estrutura e o comportamento da atmosfera, hidrosfera e criosfera por um determinado período de tempo”, sendo que os elementos climáticos mais importantes para a caracterização do clima de uma determinada região são a precipitação e a temperatura atmosférica.

Alterações nos padrões das OEs frequentemente estão associadas com mudanças climáticas regionais. Assim, em um cenário de aquecimento do clima, ou seja, de aumento na concentração dos gases do efeito estufa, essas ondas provavelmente serão alteradas. Suas cristas e cavados poderão ser enfraquecidos ou fortalecidos em determinadas regiões ou até mesmo,

deslocados de suas posições habituais, o que poderá levar a anomalias na circulação atmosférica regional, causando, por exemplo, alterações no padrão de precipitação e temperatura do ar nas regiões subjacentes.

As possíveis alterações nas OEs em resposta às mudanças climáticas observacionais e simuladas pelos MCGOAs devem ser analisadas de forma a abranger as modificações nas próprias ondas e na propagação das mesmas. As alterações na propagação das OEs podem ser verificadas analisando-se as mudanças nos guias de onda. Deve-se ressaltar que, ao mencionar neste trabalho a propagação das OEs, sempre está se referindo a propagação de sua energia.

A descrição geral da teoria de propagação das ondas de Rossby aplicada a escoamentos idealizados pode ser encontrada em Hoskins e Karoly (1981). Hoskins e Ambrizzi (1993) estenderam esta análise para estudar a propagação das ondas de Rossby em um escoamento realístico variando longitudinalmente e constataram que fortes correntes de jato podem atuar como guias das ondas de Rossby. Estudos como o de Hoskins e Ambrizzi (1993), que abordam a teoria de propagação de ondas de Rossby, utilizam especialmente o campo do vento zonal e do número de onda estacionário para analisar os guias de onda.

Lighthill (1978) ao estudar a propagação de ondas em tubos sólidos e canais, demonstrou que os componentes do fluido em movimento paralelos ao eixo do canal possuem mais energia cinética do que qualquer dos componentes transversais ao eixo. Embora essa afirmação seja dirigida a propagação de ondas em canais, seu conceito pode ser aplicado à propagação de OEs na atmosfera, onde o canal pode ser pensado como um guia de ondas. Assim, é provável que, através do campo de Energia Cinética das OEs (ECOEs), os guias de onda de Rossby também possam ser identificados, como sugerido através do estudo de Lighthill (1978). Além disso, enquanto o número de onda estacionária é um parâmetro cinemático, a ECOEs, que se propaga com a velocidade de grupo, tem fortes implicações para a dinâmica das OEs, e,

portanto, pode ser usada como uma medida de atividade de onda ao longo do guia de ondas. Assim, é plausível que a investigação de possíveis mudanças na propagação das OEs possa ser auxiliada pela utilização conjunta dos campos de vento zonal, número de onda estacionário e ECOEs. Esta metodologia é inovadora e não foi utilizada anteriormente.

1.2. Objetivo Geral

Este trabalho objetiva analisar a resposta global das OEs e da sua propagação diante das mudanças climáticas observadas e simuladas pelos MCGOAs e quais os impactos dessa resposta na circulação atmosférica.

1.3. Objetivos Específicos

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- a) Avaliar a capacidade de dez dos MCGOAs inclusos no Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (*Fourth Assessment Report - AR4*) em reproduzir o padrão das OEs observadas nos dados das reanálises do NCEP/NCAR (*National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research*) e do ECMWF (*European Center for Medium Range Weather Forecast*).
- b) Analisar a resposta global das OEs e da sua propagação diante das mudanças climáticas simuladas pelos MCGOAs, comparando e contrastando dois períodos (1960-1990 e 2069-2099).
- c) Examinar a resposta global das OEs e da sua propagação diante das mudanças climáticas observadas. Primeiramente, em escala multidecadal, comparando e contrastando dois períodos (1948-1978 e 1979-2000) de dados obtidos da reanálise do NCEP/NCAR, e, posteriormente, em escala interanual, analisando eventos de El Niño e La Niña ocorridos no período de 1948-2000.

- d) Confirmar os guias de ondas apresentados por Hoskins e Ambrizzi (1993) empregando a ECOEs, como sugerido por Lighthill (1978).
- e) Demonstrar que há significativa vantagem em se utilizar conjuntamente os campos do vento zonal, do número de onda estacionário e da ECOEs para a análise das mudanças na propagação das OEs.

1.4. Principais Contribuições do Trabalho

A propagação e variação temporal das OEs planetárias na atmosfera são problemas fundamentais em estudos observacionais e teóricos de Meteorologia Dinâmica. Este estudo, ao analisar as possíveis alterações nas OEs em virtude das mudanças climáticas, utilizando dados das simulações dos MCGOAs e dados observacionais, contribuirá principalmente:

- 1) Para um melhor conhecimento da resposta da circulação atmosférica ao aumento na concentração dos gases de efeito estufa. Isto é muito importante, pois, como dito anteriormente, as variações nas OEs têm grande influência no clima das regiões em que atuam.
- 2) Na avaliação da fidelidade das simulações dos MCGOAs, o que colabora para um melhor conhecimento das deficiências que devem ser corrigidas visando o aumento da confiabilidade dos mesmos.
- 3) Para melhorar o entendimento físico e dinâmico das mudanças que ocorreram nas últimas décadas. Isto pode auxiliar no aprimoramento da habilidade dos MCGOAs em reproduzir a circulação atmosférica observada e na construção de projeções de mudanças climáticas mais consistentes e confiáveis.

As OEs estão associadas a eventos de bloqueios, regimes de tempo persistentes e a variabilidade das trilhas de tempestade (*storm tracks*). Por exemplo, a atuação e permanência da Alta Subtropical do Atlântico Sul, que é

um sistema semi-estacionário característico das OEs, sobre o interior da América do Sul é responsável por dias de céu limpo, ausência de chuvas, baixa umidade relativa do ar e agravamento da poluição atmosférica. Anomalias nas OEs alteram os padrões de precipitação, afetando ecossistemas naturais; agricultura e recursos hídricos e, como um exemplo disso, cita-se as extremas enchentes de 1993 e as secas de 1998, durante o verão austral, sobre a parte central dos Estados Unidos associadas com anomalias da altura geopotencial. Assim, visto que alterações nas OEs podem resultar em mudanças climáticas regionais, estudos desta natureza tem importância prática e podem contribuir no campo das aplicações de Climatologia, Meteorologia Dinâmica, Meteorologia Sinótica e Mudanças Climáticas e, finalmente, podem até mesmo servir de apoio às políticas públicas, para que as decisões e intervenções do poder público possibilitem a redução dos impactos das mudanças que já vem acontecendo no clima.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo está dividido em quatro partes. Primeiramente, é apresentada uma revisão bibliográfica relacionada à definição e aos principais aspectos das OEs, visando essencialmente comparações hemisféricas. É também discutida brevemente a influência das anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nas OEs. Na segunda parte, abordam-se os aspectos teóricos da propagação das OEs em termos dos conceitos e equações básicas. Na terceira parte, são apresentados os principais trabalhos sobre a resposta das OEs às mudanças climáticas simuladas e um comentário resumido sobre a confiabilidade dos modelos climáticos. Finalmente, a última parte, intitulada Mudanças Climáticas Observadas, procura mostrar, através de vários estudos, que no final da década de 70 e início de 1980 ocorreu uma grande mudança, em ambos os hemisférios, na estrutura da circulação em grande escala.

2.1. Definição e Principais Aspectos das OEs

O geopotencial, ou qualquer outra variável meteorológica, pode ser dividido em uma média temporal e seu desvio:

$$\phi(\lambda, \varphi, z, t) = \bar{\phi}(\lambda, \varphi, z) + \phi'(\lambda, \varphi, z, t) \quad (2.1)$$

onde: λ, φ, z, t são a longitude, latitude, altura e tempo, respectivamente.

$\bar{\phi}(\lambda, \varphi, z) = \frac{1}{2\Delta t} \int_{t-\Delta t}^{t+\Delta t} \phi dt$ é a média temporal e o Δt é escolhido dependendo do interesse; ϕ' é o desvio, denominado de circulação transiente.

A circulação transiente é composta essencialmente de ondas longas livres, geradas pelos mecanismos de instabilidades da corrente zonal de grande escala, e é responsável pelas variações do tempo meteorológico.

A média temporal ainda pode ser dividida numa média zonal e seu desvio:

$$\bar{\phi}(\lambda, \varphi, z) = [\bar{\phi}](\varphi, z) + \bar{\phi}^*(\lambda, \varphi, z) \quad (2.2)$$

onde: $[\bar{\phi}]$ é a média zonal e representa a circulação simétrica estacionária (normalmente conhecida como circulação tipo Hadley) e o fluxo zonal; $\bar{\phi}^*$ é o desvio e representa a circulação assimétrica estacionária.

A circulação assimétrica estacionária é composta essencialmente das OEs, que resultam do aquecimento diferenciado do globo gerado pela radiação solar, da distribuição assimétrica dos oceanos e continentes e das características da superfície (topografia, água/gelo/terra, vegetação).

No HN, durante o inverno, o transporte de calor sensível pelas OEs para o pólo é tão grande quanto o efetuado pelas ondas livres e a maior parte desse transporte (95%) é feito pelas OEs com número de onda zonal igual a 1, 2 e 3 (VAN LOON, 1979).

No Hemisfério Sul (HS) a circulação de forma predominante é zonalmente simétrica e, por isso, a presença de OEs seria menos esperada. Porém vários estudos constataram que, na média climatológica, a circulação de grande escala no HS é quase completamente descrita (99%) pelas três primeiras OEs no campo de altura geopotencial, com pequena variação sazonal (VAN LOON e JENNE, 1972; TRENBERTH, 1980; QUINTANAR E MECHOSO, 1995a), sendo a OE 1 dominante na troposfera e estratosfera em comparação com as OEs 2 e 3 (QUINTANAR E MECHOSO, 1995a, 1995b). Portanto, as OEs certamente estão presentes no HS, mas os fluxos de calor sensível na direção do pólo associados a elas são pequenos (VAN LOON, 1979).

Quintanar e Mechoso (1995a) encontraram que no mês de outubro, em torno de 60°S e 45°N, a OE 1 contribui cerca de 70% e 55% para a variância zonal total, respectivamente. Já a OE 2 contribui cerca de 20% e 45% nessas mesmas latitudes. Portanto, a OE 1 é dominante no HS e a OE 2 é dominante no HN.

Van Loon e Jenne (1972) encontraram que no HS a OE 1 é predominante em latitudes subpolares (40°S-70°S), com sua crista no Oceano Pacífico Central e, em latitudes subtropicais (em torno de 30°S), com sua crista na porção oriental do Oceano Atlântico. A OE 3 tem a segunda maior amplitude na zona de latitudes médias (40°S-60°S), com sua crista próxima a África, Austrália e América do Sul, respectivamente.

Como mencionado anteriormente, as forçantes orográficas e térmicas desempenham um importante papel na geração das OEs de grande escala (CHARNEY e ELIASSEN, 1949; SMAGORINSKY, 1953). Com respeito à topografia, no HN a onda 2 é forçada pela assimetria orográfica das Montanhas Rochosas e Himalaia. No HS, Satyamurty et al. (1980) encontraram, através de um modelo barotrópico, a formação de um cavado a leste dos Andes. Assim, as OEs 1 e 5 no HS são forçadas pela assimetria orográfica da Antártica e dos Andes, respectivamente.

Vianello (1981) verificou que as OEs 3 e 4 predominam em baixas latitudes; as OEs 2 e 3 nas latitudes médias e as OEs 1 e 2 nas altas latitudes, sendo que no verão os efeitos térmicos se tornam importantes para a geração das OEs, enquanto no inverno os efeitos de topografia dominam.

Os distúrbios transientes também são considerados forçantes das OEs (GALL et al., 1979; METZ, 1987; VALDES e HOSKINS, 1989; QUINTANAR e MECHOSO, 1995b). Quintanar e Mechoso (1995a) encontraram que, em altas latitudes, os distúrbios transientes de baixa frequência (tais como a Oscilação de 30-60 dias) agem para fortalecer a OE 1, enquanto que os distúrbios transientes de alta frequência (tais como os sistemas frontais) agem para enfraquecê-la.

Para o verão do HS, Randel e Stanford (1985) encontraram três tipos de ondas: OEs ultra-longas (1-3), ondas transientes de escala média (4-7) e curtas de pequena amplitude (8-12). Os autores concluíram que as ondas 4-7 são as que comumente dominam os padrões de circulação de verão no HS.

Um dos mecanismos fundamentais de escala planetária que dirigem a circulação de monção é o aquecimento diferencial entre o continente e o oceano. Por isso, as monções podem ser interpretadas como OEs forçadas termicamente (KESHAVAMURTY e AWADE, 1970; MURAKAMI, 1974; WHITE, 1982). Além disso, alguns autores também consideraram os sistemas de circulação no verão sobre a América do Sul (Alta da Bolívia, Cavado do Nordeste e Zona de Convergência do Atlântico Sul) como OEs (CHEN et al., 1999; FIGUEROA, 1997). As variações interanuais na posição e intensidade desses sistemas de circulação citados estão conectadas diretamente com a precipitação na região aonde atuam. Pode-se notar, portanto, que as OEs estão intimamente ligadas ao comportamento do clima e a sua variabilidade interanual.

Anomalias de TSM, como as que ocorrem durante eventos quentes de El Niño-Oscilação Sul (ENOS), causam alterações nas OEs climatológicas e correntes de jatos associados (TRENBERTH et al., 1998). Magaña e Ambrizzi (2005) sugeriram que a localização da estrutura espacial de forçantes convectivas anômalas no Pacífico tropical pode afetar a fase e amplitude das circulações quase-estacionárias sobre a América do Sul e, portanto, as regiões de máxima intensidade de chuvas.

Fernandez (2004) encontrou que, durante um evento de El Niño, a amplitude da OE 1 aumenta no inverno e na primavera e existe uma forte propagação das OEs para o equador e um forte transporte de energia para o pólo na alta troposfera entre as latitudes 30^o-50^oS, sendo que esta propagação é mais intensa durante a primavera. Já durante um evento de La Niña, a amplitude da OE 1 diminui na troposfera e estratosfera no inverno.

2.2. Aspectos Teóricos da Propagação das OEs

Hoskins e Karoly (1981) apresentaram uma descrição geral da teoria da propagação de ondas de Rossby aplicada a escoamentos idealizados. Os autores empregaram estados básicos zonalmente simétricos, o que facilita muito a interpretação dos resultados, e a aplicação da teoria desenvolvida para o caso unidimensional pode facilmente ser feita. Entretanto, o meio através do qual um trem de onda excitado localmente precisa se propagar na atmosfera definitivamente não é zonalmente simétrico. Então, a aplicabilidade para as condições atmosféricas da teoria baseada em estados básicos simétricos é questionável. Estudos posteriores ao de Hoskins e Karoly, como os de Simmons (1982), Webster e Holton (1982), Karoly (1983), Branstator (1983) e, mais recentemente, Hoskins e Ambrizzi (1993), estudaram escoamentos mais realísticos ao incluírem variações longitudinais no estado básico. Hoskins e Ambrizzi (1993) sugeriram que ao utilizar estados básicos mais complexos deve-se esperar que algumas características da propagação sejam diferentes daquelas detalhadas por Hoskins e Karoly (1981). O trabalho de Simmons (1982), por exemplo, mostrou que a resposta a uma dada forçante será muito maior se considerarmos um estado básico variando zonalmente ao invés de um estado básico zonalmente simétrico.

Uma suposição importante na teoria linear de propagação de energia de ondas de Rossby é que o estado básico evolui mais lentamente do que as escalas temporal e espacial das perturbações [denominada de aproximação Wentzel-Kramers-Brillouin (WKB)]. Portanto, quando se considera campos de fluxo zonal do estado básico que são funções tanto da latitude quanto da longitude não é possível obter soluções analíticas até mesmo para uma resposta linearizada para uma forçante específica. Uma exceção é o caso especial em que a escala longitudinal da forçante é muito menor do que a escala de variação longitudinal do estado básico. Nesse caso a aproximação WKB pode ser empregada para o problema linear. Quando são utilizados estados básicos tomados a partir de médias temporais de longo prazo, somente as frequências

mais baixas são retidas. Dessa forma, estes estados básicos tendem a evoluir mais lentamente comparando-se com a escala temporal das perturbações. Nestes casos, a aproximação WKB é satisfeita, ao menos aproximadamente, e é possível usar a teoria linear para analisar a propagação de ondas de Rossby (SEVERO, 2007).

Esta pesquisa se baseia no trabalho de Hoskins e Ambrizzi (1993) e, assim, da mesma forma, busca determinar o impacto das variações longitudinais do estado básico presentes em um fluxo médio no tempo na propagação das ondas de Rossby.

Abaixo são apresentados os conceitos básicos da propagação de ondas de Rossby baseados nas considerações teóricas encontradas em Hoskins e Karoly (1981), Hoskins e Ambrizzi (1993), Holton (2004) e Satoh (2004).

A relação de dispersão para uma onda de Rossby barotrópica da forma $\exp[i(kx + ly - \omega t)]$ em um fluxo de oeste, \bar{U} , é:

$$\omega = \bar{U}k - \frac{\beta^*k}{k^2 + l^2} \quad (2.3)$$

onde $\beta^* = \beta - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2}$ é o gradiente meridional de vorticidade absoluta, $\beta = \frac{2\Omega \cos \varphi}{a}$ é variação do parâmetro de Coriolis com a latitude - sendo Ω a velocidade angular da Terra, φ a latitude e a o raio da Terra; k e l são os números de onda zonal e meridional. Deve-se ressaltar que \bar{U} é considerado neste trabalho como média no tempo.

Para as OEs ($\omega = 0$) a relação de dispersão torna-se:

$$l^2 = \frac{\beta^*}{\bar{U}} - k^2 \quad (2.4)$$

$$l^2 = K_s^2 - k^2 \quad (2.5)$$

onde $K_s = \sqrt{\frac{\beta^*}{\bar{U}}}$ é o número de onda estacionária. A Equação (2.5) fornece um critério para a propagação meridional da onda. Se $K_s > k$, a onda pode se propagar meridionalmente, mas em latitudes onde $K_s < k$ a onda decai exponencialmente. Portanto, as regiões onde o pacote de onda pode se propagar são os cinturões latitudinais, satisfazendo $l^2 > 0$; do contrário a solução é imaginária e a onda decai exponencialmente com o tempo. Em outras palavras, as condições para a propagação do pacote de onda são:

• Ventos de oeste ($\bar{U} > 0$)

• Ondas longas (k pequeno)

• $\beta^* > 0$, ou, $\beta - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2} > 0$

Essas condições são prováveis de serem satisfeitas nas regiões das correntes de jato, em que a curvatura do fluxo tende a dar um máximo relativo em β^* (desde que $-\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} > 0$) do que em \bar{u} . Portanto, fortes correntes de jato podem agir como guias de onda de Rossby.

Para as OEs, ainda que a velocidade de fase seja nula, o vetor velocidade de grupo aponta corrente abaixo e pode ser expresso com a ajuda da Equação (2.4):

$$cg_x = \frac{2\bar{u}k^2}{(k^2 + l^2)} \quad (2.6)$$

$$cg_y = \frac{2\bar{u}kl}{(k^2 + l^2)} \quad (2.7)$$

Como k^2 é sempre positivo, cg_x é positivo e o trem de onda se estende na direção leste. Assim, como a energia se propaga com a velocidade de grupo, as Equações (2.6) e (2.7) indicam que a resposta da OE a uma forçante localizada consiste de dois trens de onda, um com $l > 0$ se estendendo na direção leste ($cg_x > 0$) e na direção norte ($cg_y > 0$), e outro com $l < 0$ se estendendo na direção leste ($cg_x > 0$) e na direção sul ($cg_y < 0$). Embora as posições das cristas e cavados individuais permaneçam fixas para as OEs, os trens de onda não decaem com o tempo porque os efeitos de dissipação são compensados pela propagação de energia a partir da fonte de perturbação com a velocidade de grupo da onda.

O vetor velocidade de grupo para a OE é perpendicular às cristas da onda. Ele sempre tem uma componente zonal na direção leste e uma componente na direção sul ou norte dependendo se l é positivo ou negativo.

Rhines (2002) afirma que as ondas de Rossby seguem rotas de propagação (raios) que possuem curvaturas causadas por variações na vorticidade potencial de grande escala devida aos ventos médio-temporais, a estrutura térmica e a topografia da Terra. Rotas preferidas das ondas (guias de onda) são criadas dessa forma, por exemplo, no interior dos ventos de oeste, ao longo do Equador, e na troposfera polar superior.

Definindo um raio como sendo sempre paralelo a velocidade de grupo, a energia se propaga ao longo do raio com velocidade igual a velocidade de grupo. Assim, os raios são interpretados como sendo as linhas ao longo das quais a energia se propaga com velocidade igual à velocidade de grupo.

Com a ajuda do diagrama abaixo e das Equações (2.6) e (2.7), pode-se encontrar a inclinação da trajetória do raio:

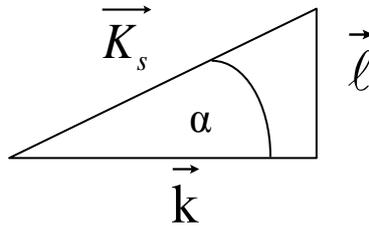


Figura 2.2 – Diagrama ilustrativo.

\vec{K}_s é o vetor normal unitário às cristas da onda e cavados com uma componente positiva na direção leste, e α é o ângulo que este vetor faz com a direção leste.

$$\frac{dy}{dx} = \frac{cg_x}{cg_y} = \frac{l}{k} = \tan \alpha \quad (2.8)$$

A magnitude da velocidade de grupo é:

$$|cg| = \sqrt{(cg_x)^2 + (cg_y)^2} = 2 \frac{k}{K_s} \bar{u} = 2\bar{u} \cos \alpha \quad (2.9)$$

A atividade de onda se propaga normal às cristas e cavados com velocidade igual a $2\bar{u} \cos \alpha$ na direção \vec{K}_s .

Os raios de Rossby são refratados de modo similar ao que é descrito na lei da ótica de Snell. As taxas de mudança de k e l com velocidade igual à velocidade de grupo podem ser obtidas através da Equação (2.5):

$$\frac{d_g k}{dt} = 0 \quad (2.10)$$

$$\frac{d_g l}{dt} = \frac{K_s}{l} \frac{d_g K_s}{dt} = \frac{K_s}{l} c_{gy} \frac{dK_s}{dy} \quad (2.11)$$

Como \vec{c}_g tem a mesma direção de \vec{K}_s , $\frac{c_{gy}}{l} = \frac{c_g}{K_s}$, e, portanto:

$$\frac{d_g l}{dt} = c_g \frac{dK_s}{dy} \quad (2.12)$$

Através da Equação (2.8) a inclinação do raio é dada por:

$$\frac{d_g}{dt} \tan \alpha = \frac{1}{k} c_g \frac{dK_s}{dy} \quad (2.13)$$

ou, usando que $\frac{d_g}{dt} \tan \alpha = \sec^2 \alpha \frac{d_g \alpha}{dt}$ e $\sec^2 \alpha = 1 + \tan^2 \alpha$

$$\frac{d_g \alpha}{dt} = \frac{k}{K_s^2} c_g \frac{dK_s}{dy} \quad (2.14)$$

Os raios de Rossby são sempre refratados em direção a latitudes com maiores valores de K_s ; este representando então um índice de refração. A refletividade de K_s se torna maior se a latitude está mais próxima do máximo das correntes de jato, e também se torna maior próxima ao equador.

Assumindo que K_s é uma função decrescente da latitude, l diminui (Equação 2.5) e o raio se torna mais zonalmente orientado (c_{gy} tendendo a zero). A latitude em que $K_s = k$ estabelece o ponto de retorno para o raio. Portanto, a latitude onde $l^2 = 0$ é satisfeita é chamada de latitude de retorno.

Os pacotes de onda não se propagam em regiões de ventos de leste ($\bar{u} < 0$). A latitude onde $\bar{u} = 0$, K_s e l^2 se tornam infinitos é chamada de latitude crítica. Nesta latitude o raio se torna mais meridionalmente orientado e a velocidade de

grupo tende a zero (Equação 2.9). Na latitude crítica as ondas de Rossby, de acordo com a teoria linear, precisam ser desviadas ou refletidas.

As regiões das correntes de jatos exibem máximos em β^* e em K_s ; ambos delimitados meridionalmente por valores mais baixos. Conseqüentemente, como mencionado anteriormente, fortes correntes de jato podem agir como guias de onda de Rossby (HOSKINS e AMBRIZZI, 1993) e a localização desses guias de onda pode ser inferida através da distribuição espacial do número de onda estacionário (K_s).

Hoskins e Ambrizzi (1993) utilizando um modelo barotrópico, linearizado para um escoamento médio climatológico em 300 hPa, no verão austral, observaram três guias de onda: a corrente de jato da Ásia, a corrente de jato do Atlântico Norte e a corrente de jato do HS. Ambrizzi et al. (1995), utilizando a mesma metodologia de Hoskins e Ambrizzi (1993), porém para o inverno austral, observaram quatro guias de onda: a corrente de jato da Ásia, a corrente de jato do Atlântico Norte, a corrente de jato subtropical do HS (Australiano) e a corrente de jato polar.

2.3. Mudanças Climáticas Simuladas

A maior parte dos estudos sobre mudanças climáticas examinam principalmente as respostas dos campos de precipitação e temperatura a um aumento na concentração de dióxido de carbono. Porém, mudanças na localização, intensidade ou sazonalidade das principais características climatológicas da circulação geral, tais como as OEs, podem ser tão importantes quanto às mudanças de temperatura média, sobretudo quando essas alterações podem afetar balanços hidrológicos locais (HARTMANN, 2007).

Um dos primeiros trabalhos sobre a resposta das OEs às mudanças climáticas é o de Stephenson e Held (1993). Os autores usaram o modelo de circulação geral do Laboratório Geofísico de Dinâmica dos Fluidos (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* - GFDL) com resolução R15 (equivalente a um espaçamento de grade de aproximadamente 4.5° latitude x 7.5° longitude) para investigar as mudanças no fluxo troposférico, no inverno do HN, conforme a concentração de dióxido de carbono aumentava gradualmente. Eles encontraram que o padrão de resposta das OEs às mudanças climáticas no HN se assemelha ao que ocorre em um evento de El Niño. Portanto, os transientes e o aquecimento diabático parecem ser os maiores termos forçantes para a resposta, enquanto as mudanças no estado básico médio e a forçante topográfica possuem um papel menor. Os resultados deste trabalho foram contestados por Joseph et al. (2004), que usou o mesmo modelo de Stephenson e Held (1993), mas com uma resolução maior (GFDL R30), e também um modelo linear. Eles concluíram que a maior parte da resposta à mudança climática é causada tanto pela mudança no estado básico médio zonal quanto pela mudança nas forçantes zonalmente assimétricas, tais como o aquecimento diabático e fluxos dos distúrbios (*eddies*) transientes. Além disso, os autores encontraram, em um cenário de mudanças climáticas, uma diminuição na amplitude das OEs troposféricas, particularmente forte no verão nos trópicos e uma circulação monçônica suprimida.

Brandefelt e Körnich (2008) também analisaram a resposta das OEs e descobriram que, para a maioria das simulações, as mudanças no vento médio zonal explicam significativamente esta resposta. Portanto, as mudanças no fluxo médio de grande escala são um importante direcionador da resposta das OEs à mudança climática.

Deve-se destacar a importância do fato de os modelos serem acoplados. Raphael (1998) demonstrou isso ao comparar o desempenho da terceira versão do modelo de circulação geral denominado de Modelo Climático Comunitário (*Community Climate Model* - CCM3) com a primeira versão do

Modelo do Sistema Climático (*Climate System Model* - CSM1) do NCAR (*National Center for Atmospheric Research*). O autor mostrou que ambos os modelos simularam bem as características das OEs no HS. Porém, o CSM1, que acopla modelos de atmosfera, superfície, oceano e gelo, reproduziu melhor a variabilidade interanual das OEs; ou seja, um modelo puramente atmosférico é capaz de reproduzir o comportamento da onda 1, enquanto que as ondas 2 e 3 estão associadas à temperatura da superfície do oceano e gelo, os quais podem atuar como forçantes ou na manutenção destas ondas.

É importante também abordar a questão da confiabilidade dos modelos. Os modelos climáticos têm limitações significativas, especialmente nas escalas menores, tais como na representação das nuvens. Apresentam também deficiências na simulação da precipitação tropical, do ENOS e da Oscilação de Madden-Julian. Os resultados produzidos pelos modelos estão sujeitos a incertezas quanto às emissões futuras de gases do efeito estufa e aerossóis, a inclusão de efeitos diretos do aumento na concentração de dióxido de carbono atmosférico nas plantas e do efeito do comportamento das mesmas no clima futuro, a sensibilidade do clima global e os padrões regionais do clima futuro simulado pelos modelos. Estas incertezas se devem também as diferentes formas com que cada modelo representa os processos físicos e os mecanismos do sistema climático (MARENGO, 2007).

Contudo, deve-se ressaltar que os modelos são baseados em leis físicas estabelecidas (tais como conservação de massa, energia e momentum) aliadas a uma rica rede de observações. Assim, o conjunto de dados resultantes das simulações realizadas através dos MCGOAs para um cenário de aquecimento, representa um conjunto de dados auto-consistente, porque estes são obtidos através de um conjunto consistente de equações de forma dinâmica.

Segundo o capítulo um do quarto relatório do IPCC (2007), as projeções globais de temperatura feitas pelos modelos para as últimas duas décadas estiveram em total concordância com as observações subsequentes para este

período. Mais informações sobre a confiabilidade dos modelos podem ser encontradas em:

http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_wg1_report_the_physical_science_basis.htm, na seção de questões frequentemente feitas (*Frequently Asked Questions* – FAQ 8.1).

2.4. Mudanças Climáticas Observadas

Vários estudos mostraram que, no final de 1970 e início de 1980, ocorreu uma grande mudança na estrutura da circulação de grande escala em ambos os hemisférios. Observacionalmente, Hansen e Lebedeff (1988) mostraram que a temperatura global da superfície do ar aumentou substancialmente na década de 1980. Eles sugeriram que este aquecimento pode ser devido ao efeito estufa, causado pelo aumento na concentração de dióxido de carbono na atmosfera. Nitta e Yamada (1989) assinalaram que a TSM tropical, especialmente no Pacífico central e oriental e no Oceano Índico, aumentou desde o final de 1970.

O período dominante do El Niño aumentou de 2-3 anos durante 1960 e 1970 para 4-5 anos durante 1980 e 1990; durante este tempo, a amplitude do El Niño também aumentou (AN e WANG, 2000). Além do mais, durante 1960 e 1970, as anomalias de TSM positivas se expandiam na direção oeste, partindo da costa da América do Sul para o Pacífico equatorial central. Depois de 1980, as anomalias positivas de TSM passaram a se propagar na direção leste, partindo do Pacífico central ou se desenvolvendo simultaneamente no Pacífico central e leste (WALLACE et al., 1998). Estas mudanças nas propriedades do ENOS estão aproximadamente sincronizadas com uma mudança climática decadal no Oceano Pacífico extratropical.

Desde o início de 1980, durante o período de inverno, a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) tem permanecido em uma persistente e excepcionalmente forte

fase positiva (HURREL e VAN LOON, 1997) e a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) também mudou para sua fase positiva (ZHANG et al., 1997a).

A OAN é o modo dominante de variabilidade de baixa frequência no inverno na região do Atlântico Norte (BJERKNES, 1964). Esta oscilação está relacionada com uma alternância da intensidade dos centros de altas e baixas pressões que se localizam sobre a Islândia e o Açores, favorecendo a intensificação dos ventos de oeste, o fortalecimento da Alta dos Açores e o aprofundamento da Baixa da Islândia na fase positiva. Na fase negativa o padrão é o oposto.

A ODP é um padrão dominante de variabilidade climática sobre o Oceano Pacífico em escala de tempo decadal (MANTUA et al., 1997). Os padrões climáticos do ENOS e da ODP estão claramente relacionados tanto no espaço quanto no tempo na medida em que a ODP pode ser vista como uma variabilidade climática interdecadal do tipo ENOS (ZHANG et al., 1997a). A fase quente ou positiva da ODP possui uma configuração com anomalias de TSM positivas no Pacífico tropical e negativas no Pacífico extratropical norte e sul. A fase fria ou negativa possui configuração oposta (ZHANG et al., 1997a).

O padrão de teleconexão Pacífico-América do Norte (PNA) (HOREL e WALLACE, 1981) se tornou mais dominante e persistente nas estações de inverno no HN na década de 1980, com redução significativa na altura geopotencial em 500 hPa sobre o Pacífico Norte durante o período de 1977-1986 (NITTA e YAMADA, 1989). McCabe et al. (2001) notaram que após o fim da década de 1970, com um clima mais quente, o número de ciclones no inverno do HN, no período de 1959-1997, diminuiu na região entre 30⁰ e 60⁰N e aumentou na região de 60⁰N em direção ao pólo. Além disso, eles descobriram que, para médias e altas latitudes, a intensidade dos ciclones aumentou.

No HS, Frederiksen e Frederiksen (2007) identificaram, no período de 1975-1994 (comparado com o período de 1949-1968), uma redução na força do vento zonal subtropical em 200 hPa sobre as regiões sul da Austrália e corrente acima desta se estendendo por grande parte do hemisfério. Já,

próximo de 45-50°S, houve um aumento do vento zonal. Além disso, os autores notaram uma redução na intensidade da ciclogênese e um deslocamento na direção sul de algumas tempestades, o que resultou em uma drástica redução da precipitação de inverno sobre a região sudoeste da Austrália Ocidental.

Esta mudança na frequência e intensidade dos ciclones/anticiclones e tempestades severas no final de 1970 e início de 1980 em ambos os hemisférios é uma indicação de variações na posição e intensidade das correntes de jato e OEs associadas.

Hu et al. (2004) mostraram aumentos significativos nas médias e altas latitudes tanto da energia cinética dos distúrbios (*eddies*) quanto da energia cinética do estado médio no verão e no inverno boreal nas duas décadas mais recentes desde 1980. Este aumento é consistente com os relatos da crescente intensidade de ciclones, anticiclones e tempestades severas nas duas décadas mais recentes. Além disso, os autores identificaram um aumento da energia cinética para movimentos que abrangem desde as escalas planetárias até regionais.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1. Dados

Valores médios mensais de altura geopotencial (Z) e das componentes zonal (u) e meridional do vento (v) foram utilizados neste trabalho. As fontes para obtenção desses dados são apontadas nas subseções seguintes.

3.1.1. MCGOAs Incluídos no IPCC AR4

Os dados dos MCGOAs, preparados para o IPCC AR4, foram obtidos da Série de Dados Multi-Modelos arquivadas pelo Programa para Diagnóstico e Intercomparação de Modelos Climáticos (*Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison-PCMDI*) e constituem a terceira fase do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (*Coupled Model Intercomparison Project-CMIP3*; MEEHL et al., 2007). Dez diferentes MCGOAs foram selecionados, conforme a disponibilidade dos dados, para investigar as mudanças climáticas simuladas. A Tabela 3.1 apresenta os MCGOAs escolhidos.

Tabela 3.1 - MCGOAs utilizados neste trabalho.

Nome do Modelo	Instituto	(1) Nome do Modelo Atmosférico (2) Resolução horizontal/vertical (3) Referência	(1) Nome do Modelo Oceânico (2) Resolução horizontal/vertical (3) Referência
INGV-ECHAM4.6	<i>Nazionale di Geofisica e Vulcanologia</i>	(1) ECHAM4.6 (2) T106 (1.125° x 1.125°)/ L19 (3) Roeckner et al. (1996)	(1) OPA8.2 (2) 2° x 2°/L31 (3) Madec et al. (1999)
UKMO-HadGEM1	<i>Hadley Center for Climate Prediction and Research-Met Office</i>	(1) HadGAM1 (2) 1.3° x 1.9°/ L38 (3) Martin et al. (2004)	(1) HadGOM1 (2) 0.3°-1.0° x 1.0°/L40 (3) Roberts (2004)
UKMO-HadCM3	<i>Hadley Center for Climate Prediction and Research-Met Office</i>	(1) HadAM3 (2) 2.5° x 3.8°/ L19 (3) Pope et al. (2000)	(1) HadOM3 (2) 1.25° x 1.25°/L20 (3) Gordon et al. (2000)
GFDL-CM2.0	<i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory</i>	(1) AM2P13 (2) 2.0° x 2.5°/ L24 (3) Delworth et al. (2006)	(1) OM3P4 (2) 0.3°-1.0° x 1.0° (3) Gnanadesikan et al. (2006)
BCCR-BCM2.0	<i>Bjerknes Center for Climate Research</i>	(1) ARPEGE-Climat Version 3 (2) T63 (1.9° x 1.9°)/ L31 (3) Déqué et al. (1994)	(1) NERSC – modified version of MICOM (2) 0.5°-1.5° x 1.5°/L35 (3) Bleck et al. (1992)
MIROC3.2(medres)	<i>Center for Climate System Research (The University of Tokyo)</i>	(1) AGCM5.7b (2) T42 (2.8° x 2.8°)/ L20 (3) K-1 model developers (2004)	(1) COCO 3.3 (2) 0.5°-1.4° x 1.4°/L43 (3) K-1 model developers (2004)
CGCM3.1(T47)	<i>Canadian Center for Climate Modelling and Analysis</i>	(1) AGCM3 (2) T47 (3.75° x 3.75°)/ L31 (3) Flato (2005)	(1) Based on GFDL MOM1.1 code (2) 1.9° x 1.9°/L29 (3) Flato e Boer (2001)
MPI-ECHAM5	<i>Max Planck Institute for Meteorology</i>	(1) ECHAM5 (2) T63(1.9° x 1.9°)/ L31 (3) Roeckner et al. (2003)	(1) MPI-OM (2) 1.5° x 1.5°/L40 (3) Marsland et al. (2003)
GISS-ER	<i>Goddard Institute for Space Studies</i>	(1) GISS Model E (2) 4.0° x 5.0°/ L20 (3) Schmidt et al. (2006)	(1) Russell model (2) 4° x 5°/L13 (3) Russell et al. (1995)
IPSL-CM4	<i>Institut Pierre Simon Laplace</i>	(1) LMDZ-4 (2) 2.5° x 3.75°/ L19 (3) Hourdin et al. (2006)	(1) ORCA (2) 2° x 2°/L31 (3) Madec et al. (1999)

O *link* para acesso ao projeto do IPCC onde se encontra o *ensemble* (técnica de previsão por conjunto), identificado pelo nome de cada modelo e experimento, encontra-se no *site*:

<https://esg.llnl.gov:8443/home/publicHomePage.do>. Um *ensemble* é composto de vários membros ou simulações que são realizadas por um ou mais modelos para um determinado experimento ou cenário; sendo que cada nova simulação parte de um estado inicial ligeiramente diferente do primeiro. Como este trabalho analisa os aspectos médios do clima, o *ensemble* médio (média de todos os membros disponíveis em cada modelo) foi utilizado.

Mais informações sobre os MCGOAs podem ser encontradas no capítulo oito do quarto relatório do IPCC produzido pelo grupo de trabalho I:

<http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter8.pdf> e em:
http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php

Dois períodos são utilizados para investigar as mudanças climáticas simuladas: 1960-1990 para o cenário 20CM3 (representando o clima do presente) e 2069-2099 para o cenário A2 (representando o clima do futuro). A seguir apresenta-se a definição de cenário e mais informações a respeito do cenário A2 utilizado neste trabalho.

3.1.1.1 Cenários

Primeiramente, deve-se esclarecer que os cenários não são previsões, mas apontam para possibilidades de como o futuro poderá se desdobrar, dadas certas condições. Portanto, eles são uma descrição de um possível estado futuro do mundo e auxiliam na avaliação dos impactos, adaptação e mitigação das mudanças climáticas.

Os cenários são ferramentas apropriadas para analisar de que forma as forças motrizes (tais como crescimento demográfico, desenvolvimento sócio-

econômico e mudança tecnológica) podem influenciar no resultado das emissões futuras e para avaliar as incertezas associadas.

Deve-se ressaltar que não existe um cenário mais provável ou com maiores chances de ocorrência. Além disso, probabilidades ou graus de viabilidade não são atribuídos a nenhum cenário.

As condições iniciais dos cenários são de simulações que começam no final do século 20 (Cenário 20CM3), que por sua vez é inicializado na época pré-industrial (ano de 1860). O cenário 20CM3 representa o clima do presente em cada modelo, com uma mudança temporal da taxa de dióxido de carbono atmosférico de 350 ppmv (partes por milhão por volume) para 370 ppmv de 1990 até 2000. Para representar o clima do futuro será utilizado o cenário A2 que pressupõe um mundo futuro heterogêneo onde o crescimento da população é elevado e há menor preocupação em relação ao desenvolvimento econômico rápido (NAKICENOVIC et al., 2000). Em 2100 a concentração de dióxido de carbono no cenário A2 atinge 850 ppmv.

3.1.2. Dados Observacionais

Os dados obtidos de análises são denominados aqui de dados observacionais. Porém, deve-se ressaltar que as análises são compostas por dados assimilados a partir de diversas observações (estações meteorológicas, aviões, navios, radar, satélite e radiossondagens) e por resultados de modelos numéricos. Disponíveis nos níveis de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa, são utilizados os dados de análises da reanálise do NCEP/NCAR (KALNAY et al., 1996)

[<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>] e da reanálise ERA-40 do ECMWF (UPPALA et al., 2005) [http://data.ecmwf.int/data/d/era40_daily/], ambos com resolução de 2.5° x 2.5°.

O período utilizado é de 1960-1990 para a investigação das mudanças climáticas simuladas e de 1948-2000 para a investigação das mudanças climáticas observadas (somente para os dados da reanálise do NCEP/NCAR).

O processo de reanálise é cíclico, partindo de uma análise e integrando o modelo no tempo para gerar previsões e também o chamado *first guess* utilizado na análise seguinte. Por fim, os resultados disponibilizados pela reanálise são dados pós-processados em grades regularmente espaçadas.

Os dados das reanálises são o resultado do estado da arte, fixo, do sistema de assimilação de dados global. Por este motivo, estes dados são livres de inconsistências devido às mudanças nos sistemas de assimilação, sendo úteis, portanto, para estudos de variabilidade climática.

Contudo, os sistemas de observação meteorológica global passaram por duas grandes mudanças. Segundo Kistler et al. (2001), a primeira ocorreu durante 1948-1957, quando a rede de observações de ar superior estava sendo estabelecida, e a segunda em 1979 quando o uso operacional global de sondagens por satélite foi introduzido (KISTLER et al., 2001). Os autores afirmam ainda que a introdução dos dados de satélite a partir de 1979 resultou em uma mudança significativa na climatologia, especialmente em níveis superiores a 200 hPa e ao sul de 50°S, sugerindo que a climatologia baseada nos anos de 1979-presente é mais confiável, pois é menos influenciada pelo modelo em áreas com dados esparsos.

É importante ressaltar que os ventos troposféricos e a altura geopotencial são variáveis do tipo A, ou seja, são menos afetadas pelas mudanças ocorridas no sistema de observações, assim como pelas imprecisões nas parametrizações dos modelos do que outras variáveis, tais como a precipitação (KISTLER et al., 2001).

As reanálises do NCEP/NCAR e do ECMWF usam uma base de dados observacionais quase idêntica; contudo, diferem substancialmente na maneira

em que os dados de satélites são assimilados (DELL'AQUILA et al., 2005). Assim, é esperado que na maior parte dos trópicos e no HS as reanálises apresentem resultados diferentes, visto que as observações são esparsas nessas regiões. De qualquer forma, mesmo nessas regiões, a escala planetária das OEs faz com que estas tenham uma detecção mais confiável do que para outras escalas (BOYLE, 2006).

3.2. Metodologia

Esta seção é dividida em subseções, descrevendo a metodologia que foi utilizada para obtenção dos resultados de cada capítulo posterior a este.

3.2.1. Avaliação das OEs Climatológicas Simuladas Pelos MCGOAs

Antes de avaliar a resposta das OEs às mudanças climáticas simuladas, é necessário saber se os modelos considerados reproduzem os principais aspectos das OEs observadas. Dessa forma, o padrão das OEs, obtido a partir dos dados dos MCGOAs, é comparado ao obtido a partir dos dados das reanálises para o clima do presente. Para que esta comparação seja feita, primeiramente obtém-se uma climatologia, para cada mês, baseada nos 30 anos de dados provenientes do *ensemble* médio de cada MCGOA e das reanálises para os campos de altura geopotencial, vento zonal e meridional. Adicionalmente é feita uma comparação entre as duas reanálises.

Algumas ferramentas estatísticas, descritas abaixo, são utilizadas para fazer as comparações entre as duas reanálises e entre cada uma delas e cada um dos MCGOAs.

A primeira ferramenta estatística utilizada é o coeficiente de correlação espacial mensal entre a altura geopotencial para as OEs climatológicas nos dados dos MCGOAs e nos dados das reanálises para os dois hemisférios em cada nível de pressão. Este coeficiente é calculado utilizando o programa GRADS (*Grid Analysis and Display System*) e empregando, primeiramente, a

função regrid para que os dados dos MCGOAs estejam na mesma grade das reanálises e, posteriormente, a função *scorr* para o cálculo da correlação espacial.

Duas medidas, que se encontram descritas em Ting et al. (2001), são também utilizadas para avaliar a habilidade dos MCGOAs em simular as OEs climatológicas obtidas a partir dos dados das reanálises para o clima do presente. A primeira medida é o padrão de correlação espacial área-ponderada (r) entre as funções de corrente para as OEs climatológicas nos MCGOAs ($\bar{\psi}_{MCGOA}^*$) e para as mesmas nas reanálises ($\bar{\psi}_{Obs}^*$),

$$r = \frac{\iint_A (\bar{\psi}_{Obs}^* \bar{\psi}_{MCGOA}^* \cos \theta) d\lambda d\theta}{\sqrt{\iint_A (\bar{\psi}_{Obs}^*{}^2 \cos \theta) d\lambda d\theta} \sqrt{\iint_A (\bar{\psi}_{MCGOA}^*{}^2 \cos \theta) d\lambda d\theta}} \quad (3.1)$$

onde A é a área sobre a qual o padrão de correlação espacial é calculado e λ e θ representam a longitude e a latitude, respectivamente.

O padrão de correlação espacial área-ponderada é calculado em 300 hPa. A vorticidade é máxima neste nível e o mesmo foi utilizado no trabalho de Hoskins e Ambrizzi (1993) e em outros estudos sobre a propagação horizontal das OEs.

A segunda medida é a amplitude zonal da raiz quadrada média (*zonal root mean square amplitude - rms*) das OEs climatológicas, representadas pela função de corrente. Esta medida auxilia na avaliação de quão bem os MCGOAs simulam a intensidade das OEs observadas e é definida como:

$$rms(\bar{\psi}^*) = \sqrt{\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \bar{\psi}^{*2} a \cos \theta d\lambda} \quad (3.2)$$

onde a é o raio da Terra.

A rms é calculada em 200 e 850 hPa pois, assim como em Ting et al. (2001), esses níveis serão utilizados para plotar o campo de função de corrente zonalmente assimétrica.

A análise harmônica é usada para decompor a altura geopotencial em seus harmônicos. Segundo Fernandez (2004), a decomposição do campo de geopotencial em séries de Fourier permite estudar a variabilidade da amplitude e fase das OEs e fornece uma ideia da importância relativa dos vários números de onda. Portanto, da mesma forma que em Fernandez (2004) e Quintanar e Mechoso (1995a), o campo quase-estacionário (média mensal), definido como $\bar{\phi}^*(\lambda, \varphi, p)$, é decomposto nas componentes de número de onda zonal k da seguinte forma:

$$\bar{\phi}_k^*(\lambda, \varphi, p) = A_k(\varphi, p) \cos[k\lambda + \alpha_k(\varphi, p)] \quad (3.3)$$

onde, $k = 5$, visto que as cinco primeiras ondas são analisadas, e $\lambda, \varphi, p, A_k, \alpha_k$ são a longitude, latitude, pressão, amplitude e fase da componente, respectivamente.

Antes de analisar como cada MCGOA representa a amplitude das principais OEs, em cada estação do ano, para cada hemisfério, em comparação com as reanálises, é importante conhecer quais as ondas mais importantes e suas principais características em cada hemisfério. Assim, após ser realizada a análise harmônica, as cinco primeiras OEs são analisadas em termos de suas amplitudes, em cada estação do ano, e a porcentagem de variância explicada para cada uma dessas ondas e para a soma delas em cada hemisfério nos dados das reanálises.

A porcentagem de variância explicada (%var) para cada uma das cinco OEs é dada por:

$$\%var = \frac{A_k^2(\varphi, p)/2}{\sigma^2} 100 \quad (3.4)$$

Sendo que σ^2 é a variância zonal total definida como:

$$\sigma^2 = \left(\bar{\Phi}_{(\lambda, \varphi, p)}^* \right)^2 = \sum_{k=1}^5 \frac{A_k^2(\varphi, p)}{2} \quad (3.5)$$

Após isso, o viés (*bias*) é calculado para a amplitude média sazonal das principais OEs. A definição de viés adotada neste trabalho é a mesma utilizada por Giorgi e Mearns (2002): a diferença entre o valor simulado e o observado (reanálises) para o clima do presente. Dessa forma, são feitas seções verticais zonais (latitude vs. pressão) das OEs contendo a diferença na amplitude média sazonal, obtida entre cada um dos MCGOAs e as reanálises para cada uma das principais OEs em todas as estações do ano. Para avaliar a significância estatística dessas diferenças é aplicado, primeiramente, o Teste F e, posteriormente, aplica-se o Teste t de Student.

O Teste F testa a hipótese de que as variâncias das amostras (S_1 e S_2) de duas populações normais são iguais (hipótese nula). É definido como:

$$F_c = \frac{S_1^2}{S_2^2} \quad (3.6)$$

sendo que S_1 é a maior variância das duas amostras. F tem uma distribuição de Fisher com n_1-1 e n_2-1 graus de liberdade, onde n_1 é o tamanho da amostra de maior variância e n_2 o tamanho da amostra de menor variância. A hipótese nula é rejeitada se:

$$F_c > F_{1-\alpha, n_1-1, n_2-1} \text{ (valor tabelado)} \quad (3.7)$$

Este teste é aplicado em cada ponto de grade e o α utilizado é igual a 0,01 (99%). Após isso, aplica-se o Teste t de Student conforme cada caso (variâncias iguais ou variâncias diferentes) usando os níveis de confiança de 95% e 99%. Mais detalhes sobre o Teste F e o Teste t de Student podem ser encontrados em Panofsky e Brier (1968) e Wilks (1995, 2006).

3.2.2. Mudanças Climáticas Simuladas (MCS)

As Mudanças Climáticas Simuladas (MCS) nas OEs, e em sua propagação, são investigadas, utilizando os dados dos MCGOAs que melhor representaram as OEs observadas, em dois períodos: clima do presente (1960-1990) e clima do futuro (2069-2099). São analisados os campos de função de corrente zonalmente assimétrica, amplitude das cinco primeiras OEs, vento zonal, ECOEs e K_s em cada período. A diferença estatisticamente significativa entre o clima do futuro e o clima do presente (2069-2099 – 1961-1990) para cada campo analisado é o que consideramos como “mudança”. A significância estatística das mudanças é testada usando primeiramente o Teste F no nível de 99% e, posteriormente, o Teste t de Student nos níveis de 95% e 99%.

3.2.2.1. MCS nas OES

A função de corrente enfatiza as OEs nos trópicos e subtropicais tão bem quanto em altas latitudes, assim, o campo de função de corrente zonalmente assimétrica ($\bar{\psi}^*$) é também usado para representar as OEs. Esse campo é obtido utilizando os dados de vento horizontais em 850 e 200 hPa e empregando a função *fish_psi* do GRADS que resolve a equação de Poisson para a função de corrente *psi*. As mudanças no campo de função de corrente zonalmente assimétrica são examinadas para os principais sistemas ciclônicos e anticiclônicos (permanentes e sazonais) característicos das OEs na estação

de inverno e verão na alta (200 hPa) e baixa (850 hPa) troposfera em cada hemisfério e para cada MCGOA.

As mudanças na amplitude de cada uma das cinco primeiras OEs, obtida a partir da análise harmônica, são investigadas para cada MCGOA, em cada hemisfério e em cada estação do ano para todos os níveis de pressão.

3.2.2.2. MCS na Propagação das OES

O campo de vento é um dos fatores chave em determinar a propagação das OEs. Diferenças na intensidade dos ventos de oeste em altos níveis afetam as trajetórias seguidas pelas ondas planetárias, disparadas por fontes de calor equatoriais (MAGAÑA e AMBRIZZI, 2005). Além do mais, a localização e intensidade da forçante convectiva, junto com a estrutura do fluxo médio, afetam a fase das OEs (TING e SARDESHMUKH, 1993). Alterações de alguns metros por segundo na força do jato equivalente barotrópico sobre o Platô Tibetano podem facilmente levar a mudanças de fase da ordem de 90° no padrão de OEs sobre o continente norte-americano (RISBEY et al., 2002). Visto que a propagação das OEs é afetada pela influência do guia de onda dos jatos, a investigação de mudanças no fluxo de vento zonal é de grande importância. Assim, primeiramente, as mudanças no estado básico longitudinal (vento zonal) são analisadas.

Outro fator a ser considerado na propagação das OEs é o padrão de energia cinética. Este se propaga com a velocidade de grupo e, portanto, tem fortes implicações para a dinâmica das OEs. Neste trabalho, o padrão de ECOEs é usado como uma medida da atividade de onda ao longo do guia de onda, como sugerido por Lighthill (1978), e é definido como:

$$ECOEs = \frac{u^{*2} + v^{*2}}{2} \tag{3.8}$$

As mudanças nas correntes de jato e no padrão da ECOEs são analisadas juntamente com o número de onda estacionário (K_s), que em coordenadas Mercator é definido como:

$$K_s = \left(\frac{\alpha \beta_M}{\bar{v}} \right)^{1/2} = \left\{ \left[2\Omega - \left(\frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial\phi} \right)^2 (\cos^2\phi\bar{v}) \right] / \bar{v} \right\}^{1/2} \cos\phi \quad (3.9)$$

onde ϕ é a latitude e $\bar{v} = \bar{U}/a \cos\phi$ é a taxa de rotação relativa da atmosfera; β_M é o gradiente meridional de vorticidade absoluta em coordenadas Mercator, dado por:

$$\beta_M = \left[2\Omega - \left(\frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial\phi} \right)^2 (\cos^2\phi\bar{v}) \right] \frac{\cos^2\phi}{a} \quad (3.10)$$

O número de onda estacionário (K_s) indica as regiões onde a propagação das ondas de Rossby é permitida e onde é inibida, enfatizando a importância das correntes de jato como guias de onda. Os mapas que apresentam o K_s estão em projeção Mercator e são produzidos com o auxílio do programa FERRET/NOAA (<http://ferret.wrc.noaa.gov/Ferret/>).

As MCS na propagação das OEs são calculadas no nível de 300 hPa para a estação de inverno de cada hemisfério, visto que os modos de circulação são dominantes neste período.

Portanto, a análise da diferença estatisticamente significativa dos campos de vento zonal, ECOEs e K_s entre o clima do futuro e o clima do presente para cada MCGOA, revelará as possíveis mudanças na propagação das OEs.

O fluxo de Eliassen-Palm (E-P, ELIASSEN e PALM, 1961) tem sido amplamente utilizado e provou ser uma poderosa ferramenta para diagnosticar a propagação de ondas de Rossby e suas interações com o fluxo médio zonal

no plano meridional. Posteriormente a definição do fluxo de E-P, Plumb (1985) definiu um fluxo de atividade de onda baseado em uma relação de conservação, o que significa representar a propagação tridimensional da onda com um fluxo de atividade livre de qualquer componente oscilatório, que é independente da fase, mas não inclui termos médios explicitamente. Esse fluxo, portanto, é adequado para uma análise de distúrbios estacionários, porém é definido para um fluxo básico zonalmente uniforme. Mais recentemente, Takaya e Nakamura (2001) definiram um fluxo de atividade de onda (W) que, basicamente, é uma generalização do fluxo de Plumb (1985), com a vantagem de que W é a primeira ferramenta diagnóstica capaz de ilustrar um estado instantâneo da propagação tridimensional de um pacote de ondas migratórias em um campo, variando zonalmente sem dependência da fase. Esse fluxo será utilizado para auxiliar na análise das MCS na propagação das OEs e é definido em coordenadas cartesianas como:

$$W = \frac{p}{2} \left[\begin{array}{c} \frac{\partial \bar{\psi}^*}{\partial x} \frac{\partial \bar{\psi}^*}{\partial x} - \bar{\psi}^* \frac{\partial^2 \bar{\psi}^*}{\partial x^2} \\ \frac{\partial \bar{\psi}^*}{\partial x} \frac{\partial \bar{\psi}^*}{\partial y} - \bar{\psi}^* \frac{\partial^2 \bar{\psi}^*}{\partial x \partial y} \\ \frac{f^2}{N^2} \left(\frac{\partial \bar{\psi}^*}{\partial x} \frac{\partial \bar{\psi}^*}{\partial z} - \bar{\psi}^* \frac{\partial^2 \bar{\psi}^*}{\partial x \partial z} \right) \end{array} \right] \quad (3.11)$$

onde, $p = (\text{pressão}/1000hPa)$, ψ é função de corrente, f é o parâmetro de Coriolis e N^2 é a frequência de Brunt-Vaisalla. O asterisco representa o desvio da média zonal.

3.2.3. Mudanças Climáticas Observadas (MCOs)

As Mudanças Climáticas Observadas (MCOs) nas OEs e em sua propagação são investigadas utilizando os dados da reanálise do NCEP/NCAR em dois períodos: 1948-1978 e 1979-2000. Os dados do ECMWF não foram utilizados também devido à indisponibilidade de dados anteriores ao ano de 1957. A metodologia utilizada é a mesma da seção anterior (3.2.2), porém, aqui, a

mudança é a diferença estatisticamente significativa entre esses dois períodos (1979-2000 – 1948-1978) para cada campo analisado. Da mesma forma que no caso das MCS, são analisados primeiramente os campos de função de corrente zonalmente assimétrica e amplitude das cinco primeiras OEs, para investigar as MCOs nas OEs. No caso das MCOs na propagação das OEs, a análise é dividida em duas partes. A primeira parte examina a mudança multidecadal da atividade das OEs analisando a diferença estatisticamente significativa dos campos de vento zonal, ECOEs e K_s entre os períodos considerados (1979-2000 – 1948-1978).

A segunda parte examina a mudança interanual da atividade das OEs comparando e contrastando a propagação das OEs durante diferentes fases do ENOS. Compostos do vento zonal, da ECOEs e do K_s para fortes eventos de El Niño e La Niña são analisados para todo o período (1948-2000). Neste caso a mudança é considerada como sendo a diferença estatisticamente significativa nos campos de vento zonal, ECOEs e K_s entre os compostos para fortes anos de El Niño e La Niña.

As mudanças multidecais e interanuais na propagação das OEs são também calculadas no nível de 300 hPa e para a estação de inverno de cada hemisfério.

Os compostos de ENOS são determinados fazendo-se, para cada estação do ano, a média dos anos individuais de ENOS, obtidos no *site* do Centro de Previsão do Clima (*NOAA Climate Prediction Center - CPC*):

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyear_s.shtml. No *site* do CPC, os episódios de ENOS são baseados em um limiar de +/-0.5°C para o Índice Niño Oceânico [média corrida de três meses das anomalias de TSM na região Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W) usando a Versão 3b da série de dados de TSM reconstruída], no período base de 1971-2000. Para selecionar no *site* do CPC somente os mais fortes eventos de El Niño e La Niña usados nos compostos, um limiar de +/-1.0°C é adotado neste

trabalho. Assim, no período considerado (1948-2000) existem 9 (10) episódios fortes de El Niño (La Niña) para Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF) e 5 (4) episódios fortes de El Niño (La Niña) para Junho-Julho-Agosto (JJA). A lista desses anos é apresentada na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 - Anos de episódios fortes de El Niño e La Niña para o período de 1948-2000.

	DJF	JJA
El Niño	1958, 1966	1965, 1972
	1969, 1973	1987, 1991
	1983, 1987	1997
	1992, 1995	
	1998	
La Niña	1950, 1951	1955, 1973
	1955, 1956	1975, 1988
	1971, 1974	
	1976, 1989	
	1999, 2000	

4 AVALIAÇÃO DAS OES CLIMATOLÓGICAS SIMULADAS PELOS MCGOAS

Este capítulo destina-se a avaliar a habilidade dos modelos em reproduzir as OEs climatológicas observadas através dos dados da reanálise do NCEP/NCAR e da reanálise do ECMWF. Para isso são utilizadas algumas ferramentas estatísticas detalhadas nas subseções da seção 3.2 de Metodologia. As diferenças entre as duas reanálises utilizadas também são examinadas.

4.1. Padrão de Correlação Espacial para a Altura Geopotencial

A Figura 4.1 mostra os padrões de correlação espacial mensal entre a altura geopotencial para as OEs climatológicas nos dados dos MCGOAs e nos dados da reanálise do ECMWF, para os dois hemisférios, nas bandas de latitude de 20°-90°N e 20°-80°S, de forma a abranger os extratropicais. O padrão de correlação espacial entre as duas reanálises (ECMWF e NCEP/NCAR) também é apresentado nesta figura e mostra que os valores de correlação são menores que 0,8 somente a partir da baixa estratosfera, nos meses de abril a outubro no HN e, na baixa troposfera, nos meses de março a outubro no HS. Da mesma forma que entre as reanálises, os valores de correlação entre os modelos e a reanálise do ECMWF são menores que 0,8 a partir da baixa estratosfera de abril a outubro no HN, especialmente em torno dos meses de maio e setembro.

Os modelos que apresentam os menores valores de correlação no decorrer do ano no HN são GISS e IPSL. Estes também apresentam baixas correlações no HS juntamente com MIRO e CGCM. Os modelos ECHAM4 e ECHAM5 não apresentam valores de correlação menores que 0,7 durante todo o ano em todos os níveis de pressão no HS e, com exceção da baixa estratosfera, o mesmo é notado no HN.

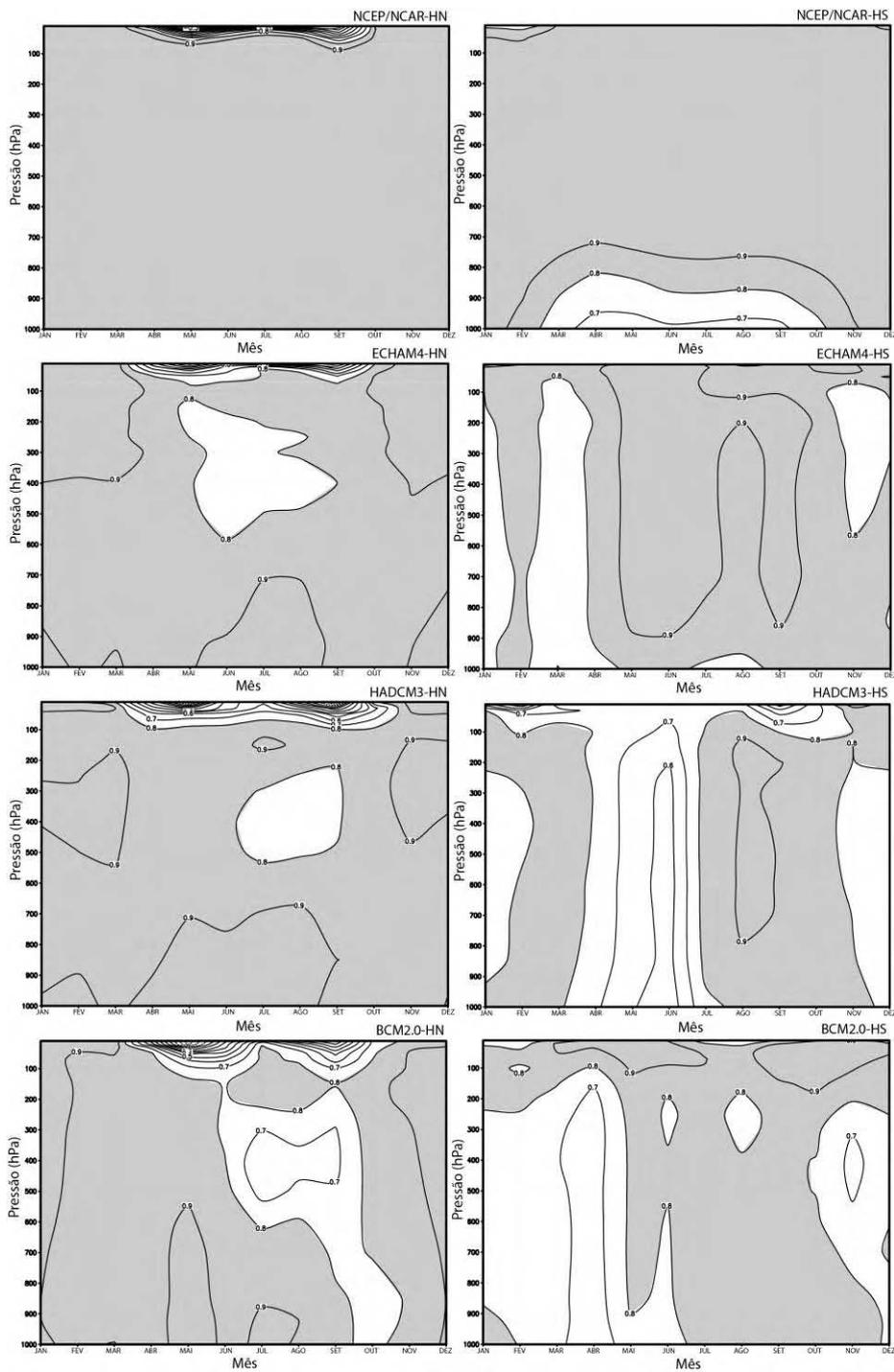


Figura 4.1 – Padrões de correlação espacial mensal para os dois hemisférios entre a altura geopotencial para as OEs climatológicas nos dados dos MCGOAs e nos dados da reanálise do ECMWF. Os nomes de cada modelo e o hemisfério se encontram no canto superior direito. Áreas sombreadas correspondem a valores maiores que 0,8. (Continua).

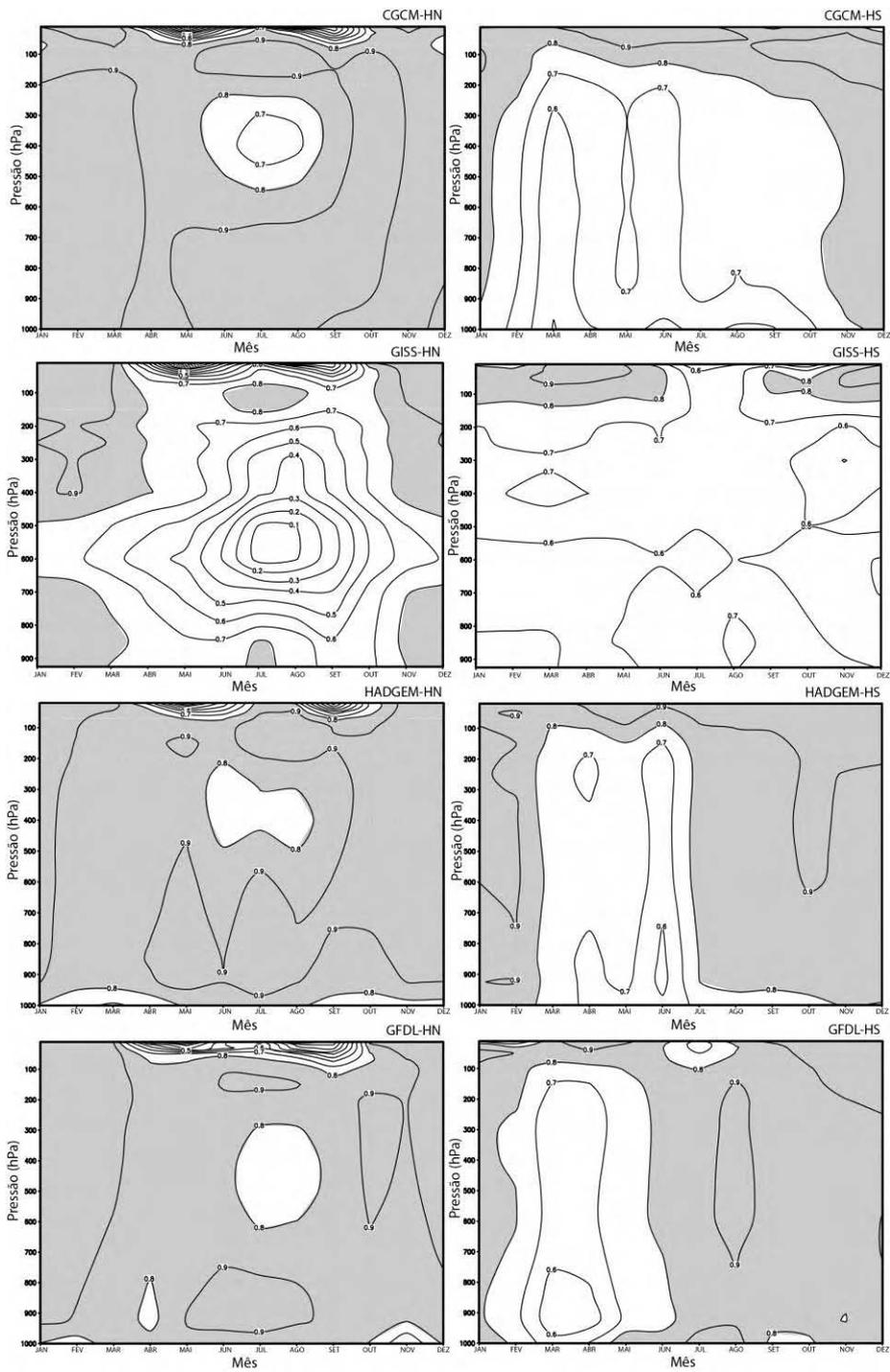


Figura 4.1 – Continuação (Continua).

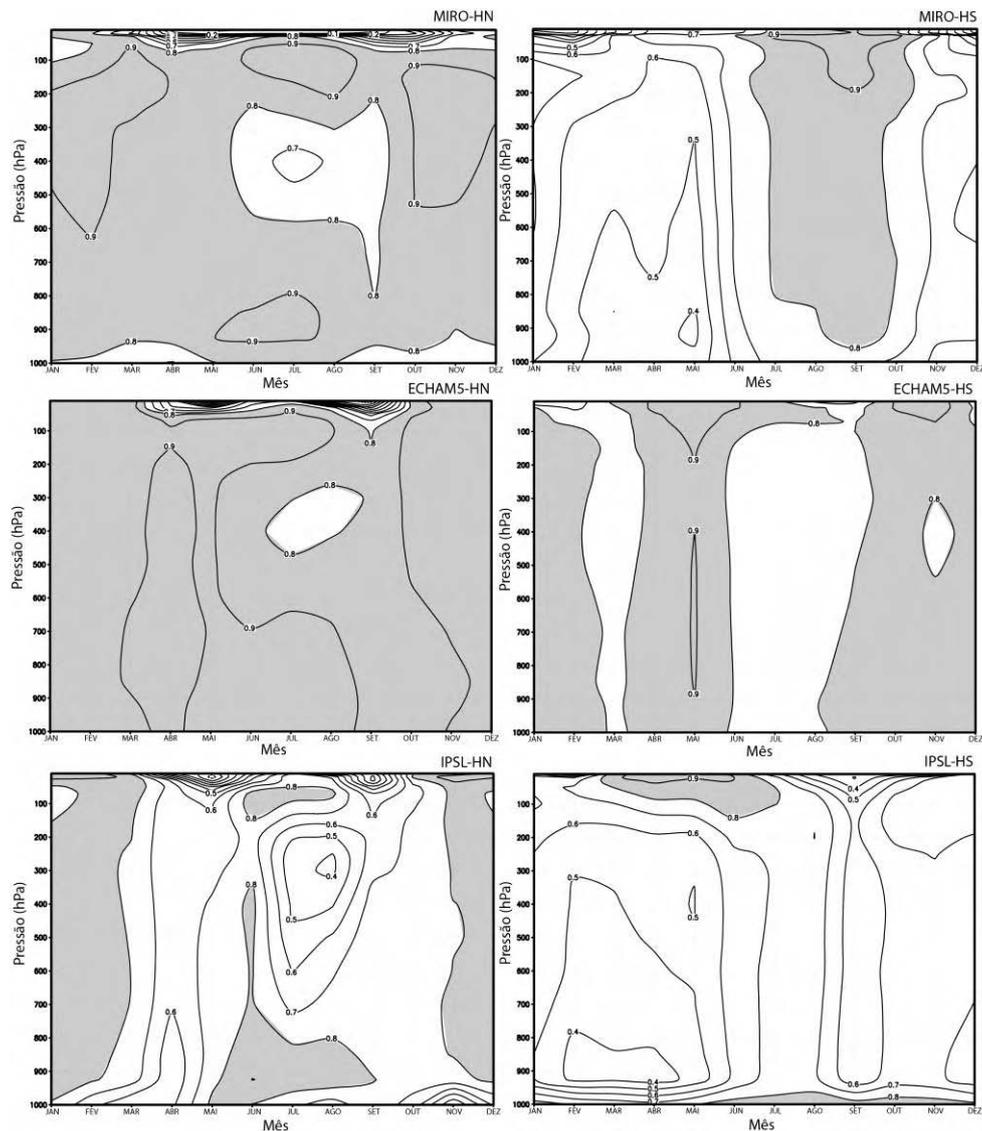


Figura 4.1 – Conclusão.

A Figura 4.2 é semelhante a 4.1, porém, esta apresenta os padrões de correlação entre os MCGOAs e a reanálise do NCEP/NCAR. No HN um melhor padrão de correlação espacial é observado durante o ano entre o modelo HADGEM e a reanálise do NCEP/NCAR em comparação com a reanálise do ECMWF (Figura 4.1). Já no HS, uma melhora é observada para o modelo CGCM. Na baixa estratosfera a maior parte dos modelos mostrou uma melhora no padrão de correlação espacial no HN, enquanto no HS, na baixa troposfera,

os modelos MIRO, BCM2.0, HADGEM, GFDL, ECHAM5 e IPSL pioraram seu padrão de correlação espacial.

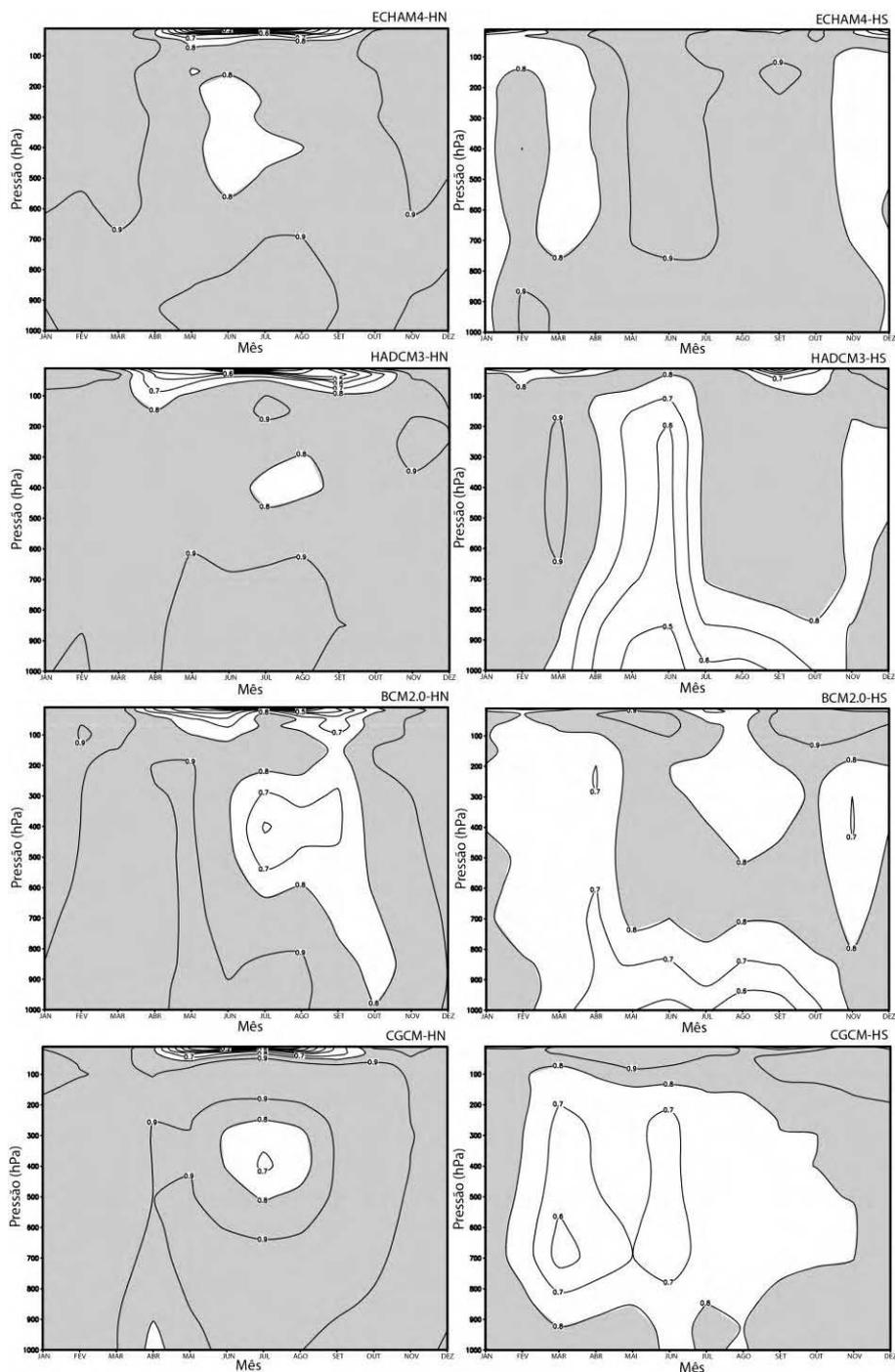


Figura 4.2 – Padrões de correlação espacial mensal para os dois hemisférios entre a altura geopotencial para as OEs climatológicas nos dados dos MCGOAs e nos dados da reanálise do NCEP/NCAR. Os

nomes de cada modelo e o hemisfério se encontram no canto superior direito. Áreas sombreadas correspondem a valores maiores que 0,8. (Continua).

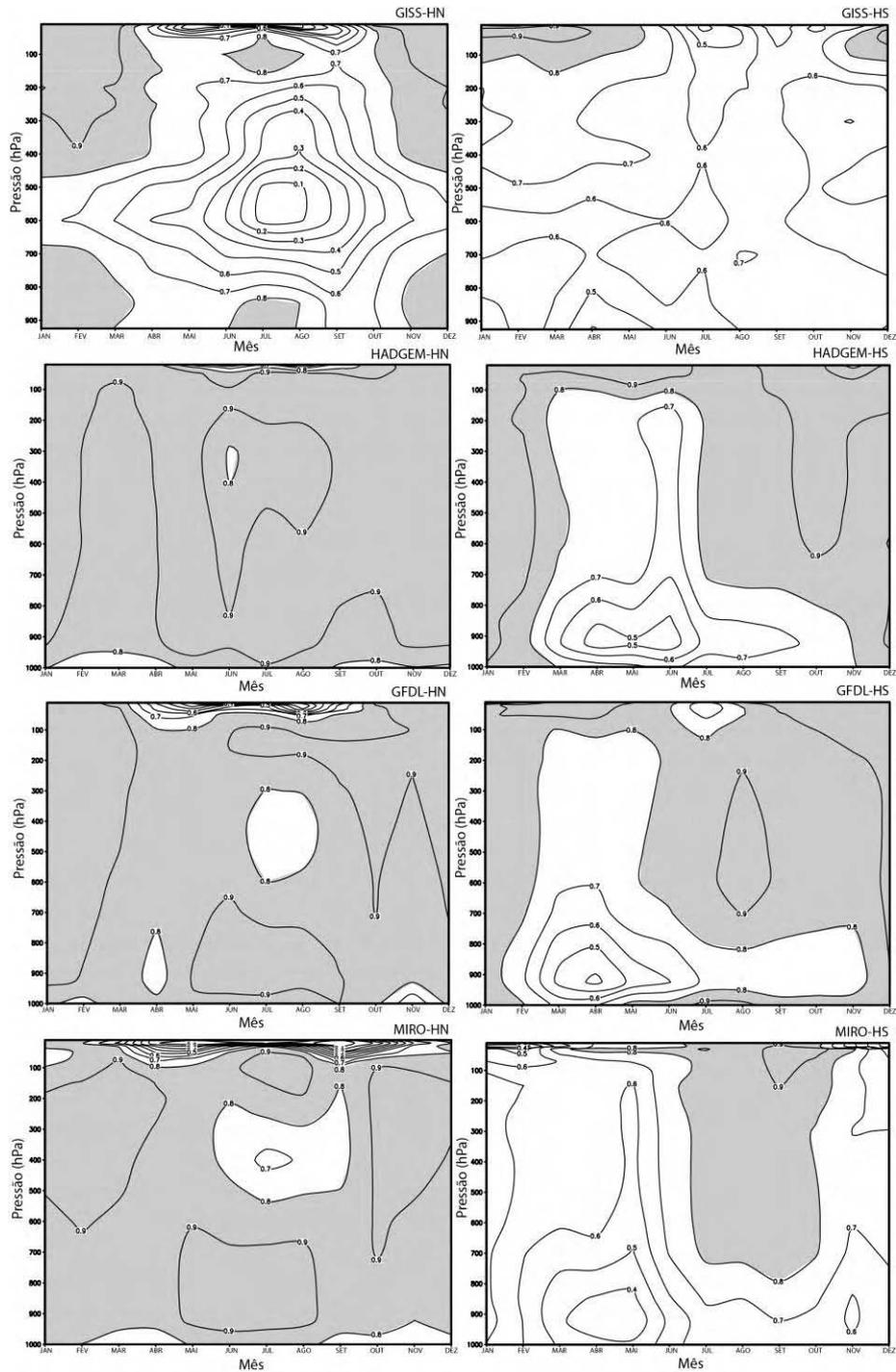


Figura 4.2 – Continuação (Continua).

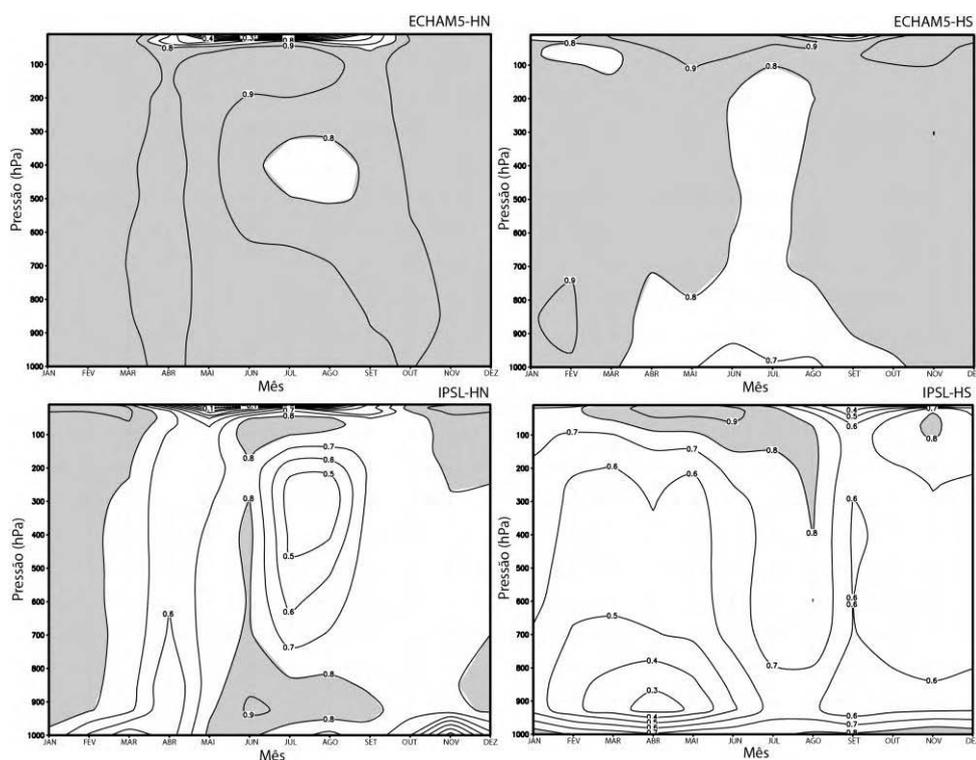


Figura 4.2 – Conclusão.

4.2. Padrão de Correlação Espacial Área-Ponderada

O padrão de correlação espacial área-ponderada utilizando a função de corrente (TING et al., 2001), foi calculado em 300 hPa nas bandas de latitude de 20°N-90°N e 20°S-80°S. A Figura 4.3 mostra este padrão entre as funções de corrente para as OEs climatológicas nos MCGOAs e nas reanálises.

A correlação entre a reanálise do ECMWF (NCEP/NCAR) e os modelos são superiores a 0,8 (0,75) durante o ano todo no HN, com exceção dos modelos IPSL e GISS. Além disso, pode-se notar que o IPSL é o modelo com correlações mais baixas para o HN.

Para o HS as Figuras 4.3 (b) e 4.3 (d) mostram que a partir do mês de julho até o mês de fevereiro os valores de correlação entre ambas as reanálises e os MCGOAs são superiores a 0,65, com exceção do modelo IPSL, que apresenta

valores menores nos meses de janeiro e fevereiro. Pode-se observar um declínio significativo nos valores de correlação para os meses de abril e maio entre as reanálises e os modelos (principalmente nos modelos MIRO e IPSL). Esse declínio no mês de maio é observado também entre as próprias reanálises. Os valores de correlação entre a reanálise do ECMWF (NCEP/NCAR) e os modelos ECHAM4 e ECHAM5 são superiores a 0,75 (0,7) para todos os meses.

De maneira geral, pode-se dizer que os modelos simulam razoavelmente bem (ou seja, tem resultados razoavelmente próximos dos observados) as OEs observadas no nível de 300 hPa, especialmente no HN (com exceção do GISS e IPSL) onde o espalhamento entre eles é pequeno.

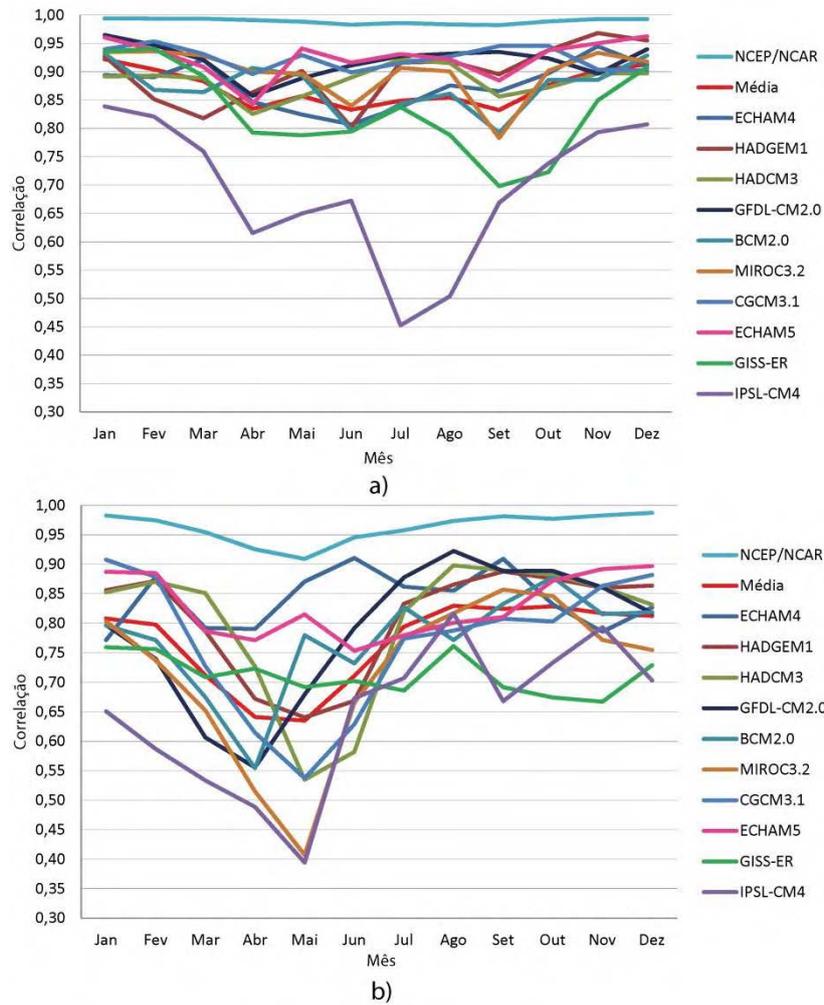


Figura 4.3 – Padrão de correlação espacial mensal área-ponderada em 300 hPa entre as funções de corrente para as OEs climatológicas baseado nos dados do MCGOAs e nos dados da reanálise do: (a) ECMWF para o HN, (b) ECMWF para o HS, (c) NCEP/NCAR para o HN, (d) NCEP/NCAR para o HS. Os nomes dos MCGOAs se encontram na legenda e os coeficientes de correlação entre as reanálises também são incluídos. (Continua).

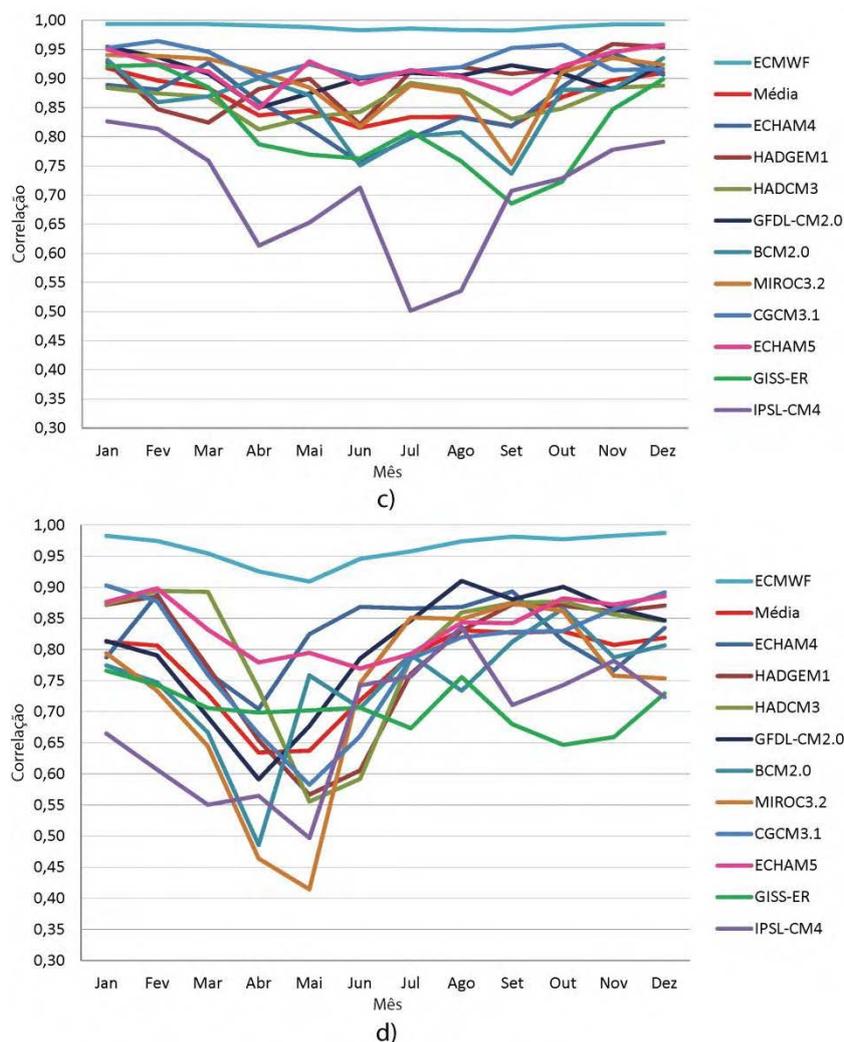


Figura 4.3 – Conclusão.

4.3. Amplitude Zonal da Raiz Quadrada Média (rms)

As Figuras 4.4 (a) e 4.4 (b) mostram o rms para os níveis de 200 hPa e 850 hPa, respectivamente, para as reanálises e para os MCGOAs. Poucas diferenças na amplitude das OEs são notadas entre as reanálises em 200 hPa [Figura 4.4 (a)]. Já em 850 hPa [Figura 4.4 (b)] os valores de amplitude são um pouco maiores na reanálise do NCEP/NCAR.

Os aspectos básicos da amplitude das OEs são capturados por todos os MCGOAs. Estes incluem, no caso do HN, o duplo máximo observado no

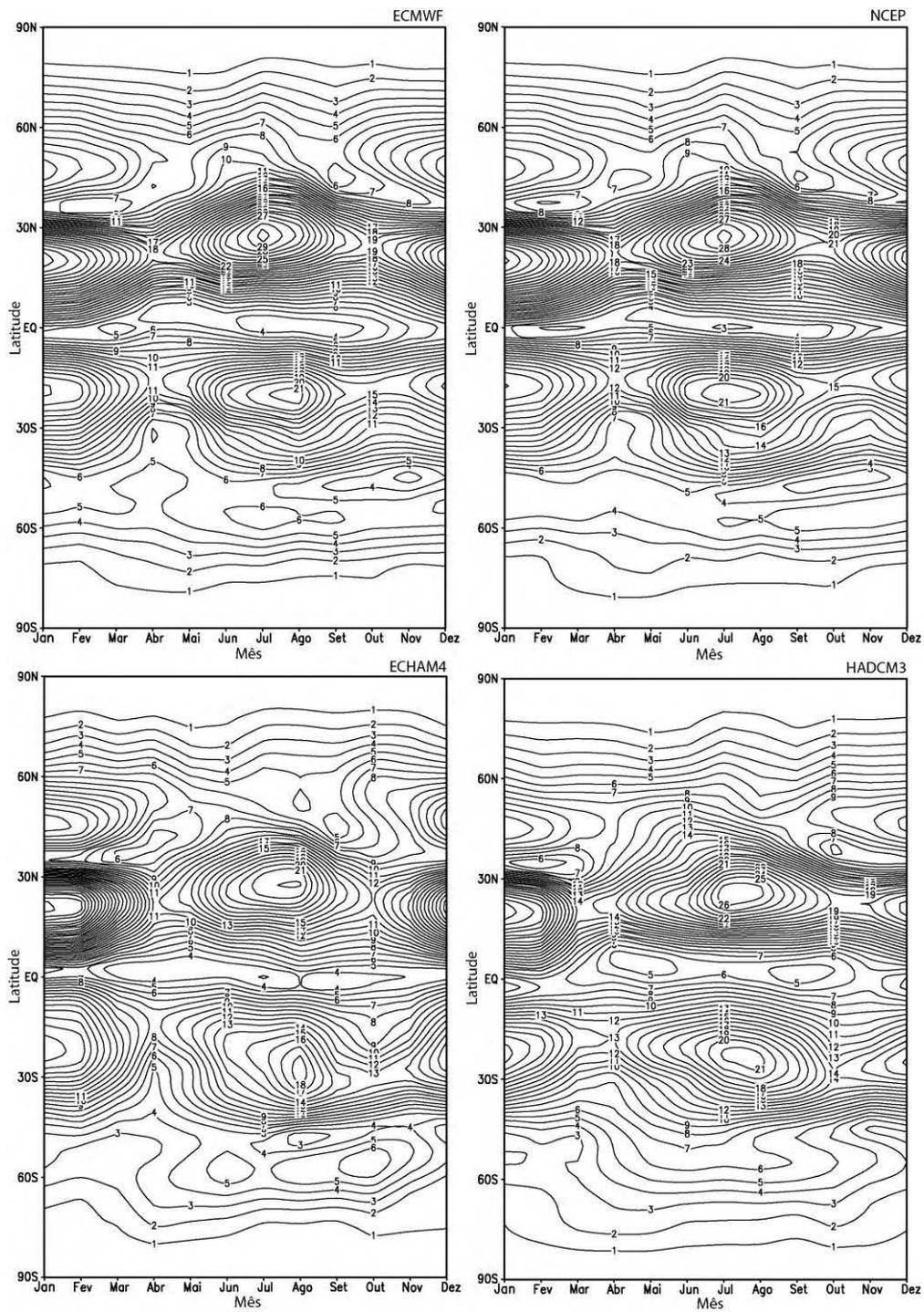
inverno na troposfera superior [Figura 4.4 (a)] e o máximo no verão observado tanto na troposfera superior quanto na inferior [Figura 4.4 (a) e (b)]. Porém este máximo observado no HN em 200 hPa no verão [Figura 4.4 (a)] é subestimado por oito modelos (ECHAM4, HADCM3, BCM2.0, CGCM, GISS, GFDL, IPSL e ECHAM5). O modelo GISS subestima muito esse máximo. Ao contrário, em 850 hPa [Figura 4.4 (b)], este máximo no verão no HN é superestimado por três modelos (HADCM3, CGCM e MIRO).

A amplitude das OEs observadas nos trópicos é superestimada por cinco modelos na troposfera superior (HADCM3, BCM2.0, CGCM, HADGEM e IPSL) [Figura 4.4 (a)]. Na troposfera inferior [Figura 4.4 (b)] isso também é observado para os mesmos cinco modelos com exceção do IPSL, incluindo o MIRO. Esta superestimação observada nos trópicos em 200 hPa e 850 hPa pode ser resultado da superestimação da resposta ao aquecimento tropical nesses cinco MCGOAs.

No caso do HS, há um máximo no inverno e um máximo no verão com valores menores do que no HN, como esperado. Sendo que estes máximos são observados tanto em 200 hPa (com maior intensidade) quanto em 850 hPa (sendo que o máximo no inverno está deslocado mais na direção do equador). O máximo no inverno no HS em 200 hPa [Figura 4.4 (a)] é superestimado por cinco modelos (BCM2.0, CGCM, HADGEM, MIRO e ECHAM5) e subestimado por três modelos (ECHAM4, GISS e GFDL). O modelo GISS subestima muito esse máximo. Ao contrário, em 850 hPa [Figura 4.4 (b)], este máximo no inverno no HS é superestimado por oito modelos (HADCM3, BCM2.0, CGCM, HADGEM, GFDL, ECHAM5, MIRO e IPSL).

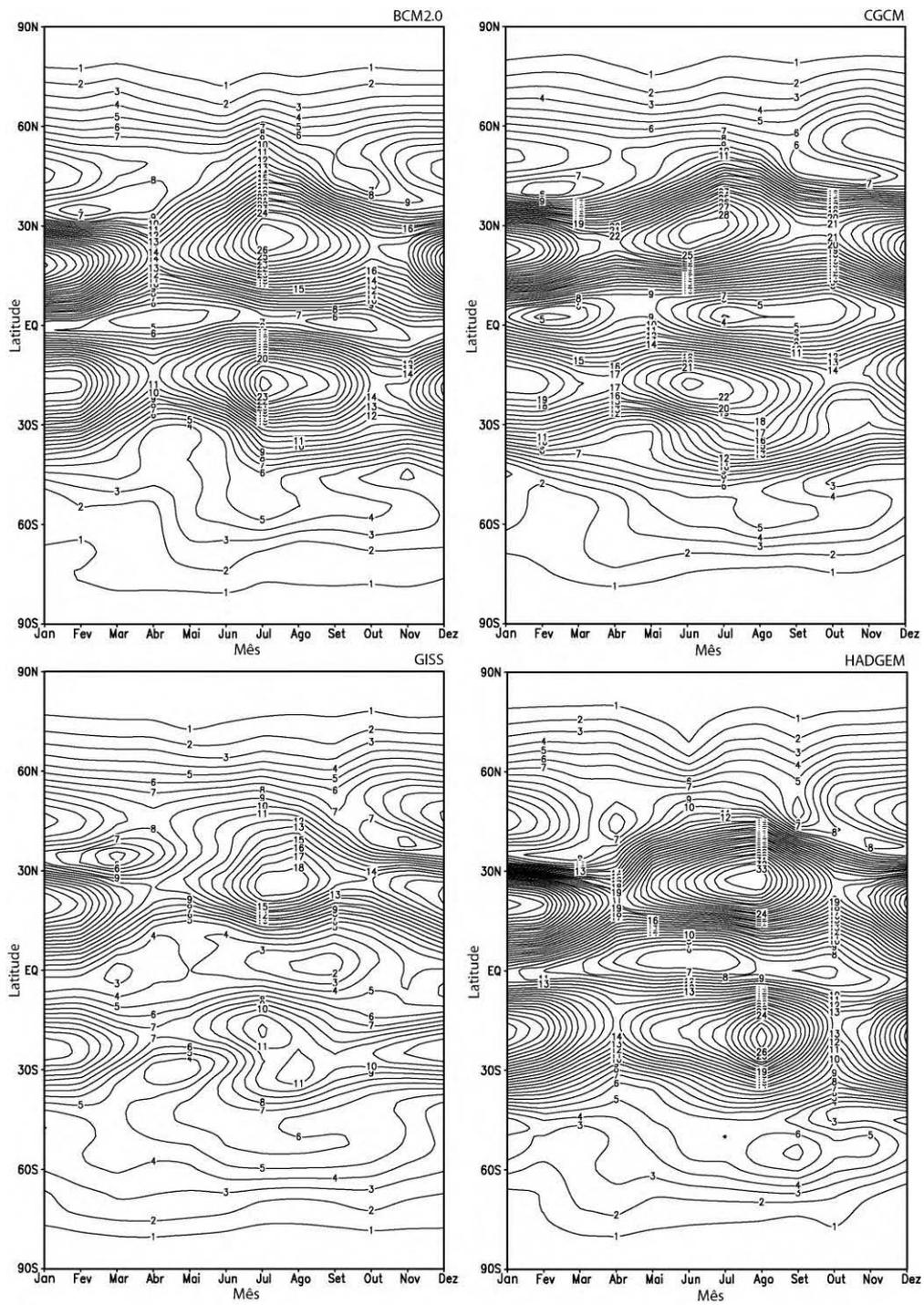
Seis modelos (HADCM3, GISS, HADGEM, GFDL, MIRO e IPSL) superestimam um máximo em torno de 55°S, principalmente para os meses de julho-setembro em 850 hPa.

A despeito das discrepâncias citadas, os MCGOAs considerados fornecem uma simulação razoavelmente boa da intensidade das OEs observadas.



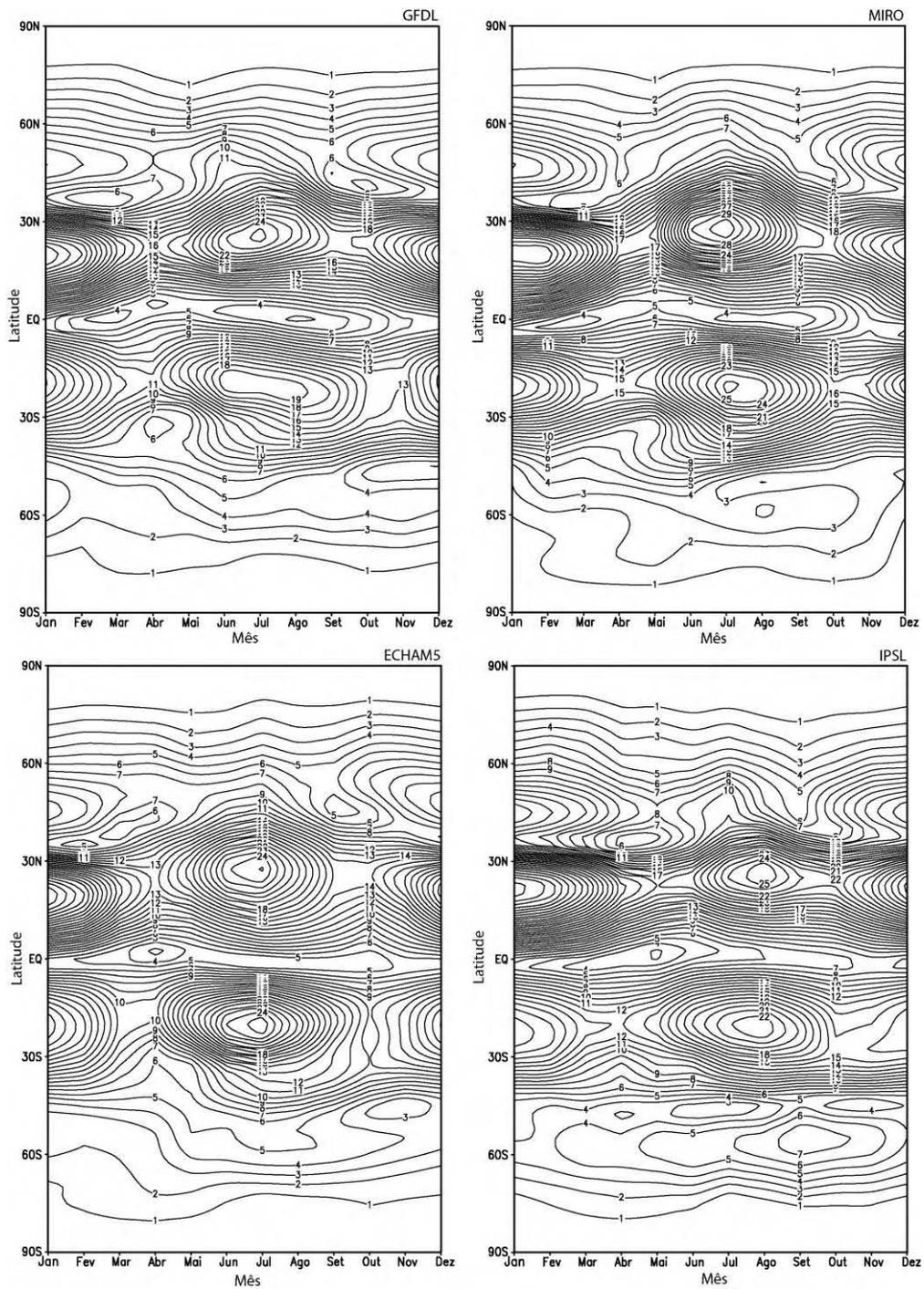
(a)

Figura 4.4 – Rms baseado nos dados das simulações dos MCGOAs e das reanálises no nível de: (a) 200 hPa e (b) 850 hPa. A abreviação para cada modelo se encontra no canto superior direito de cada figura. (Continua).



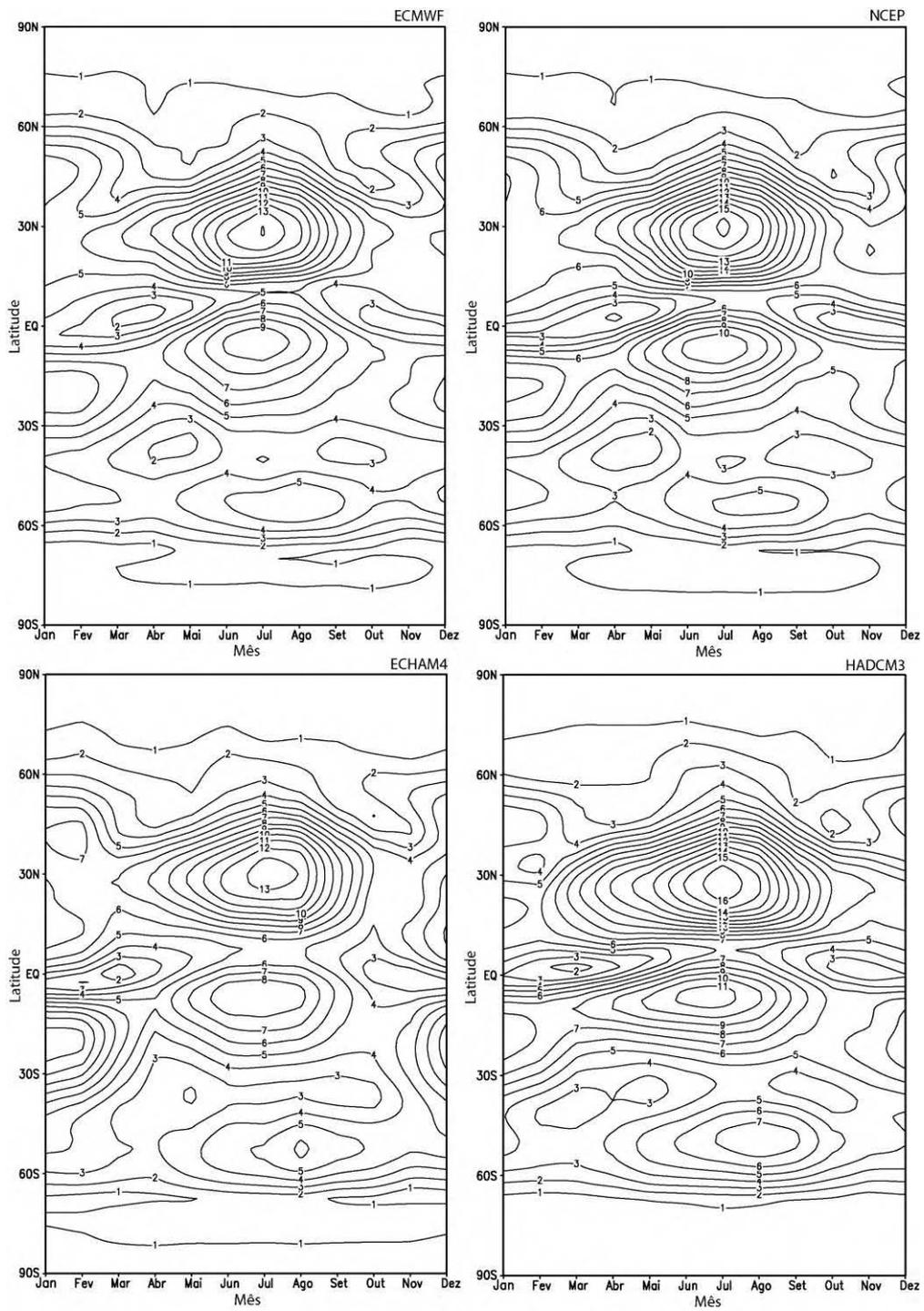
(a)

Figura 4.4 – Continuação (Continua).



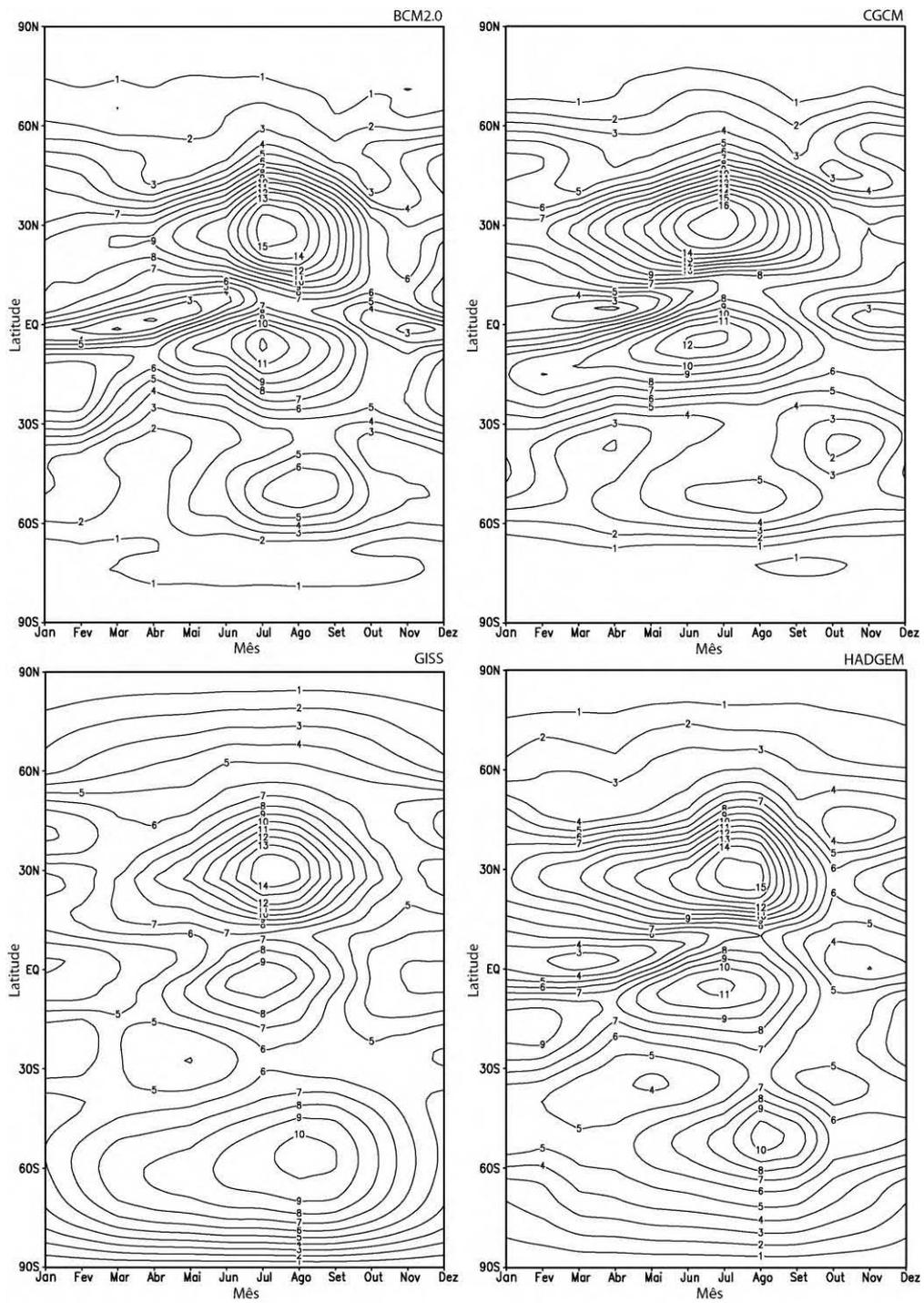
(a)

Figura 4.4 – Continuação (Continua).



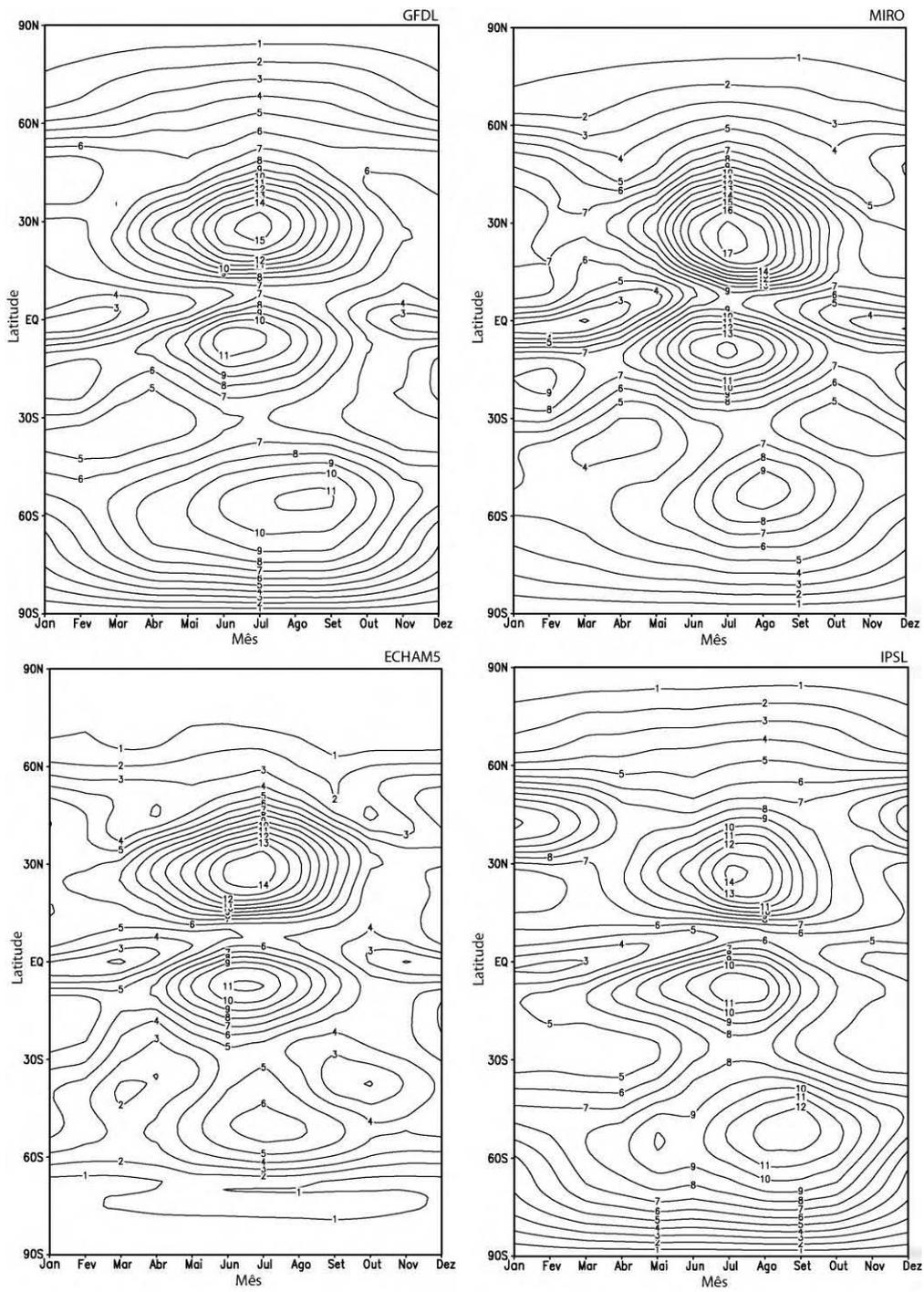
(b)

Figura 4.4 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 4.4 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 4.4 – Conclusão.

4.4. Amplitude e Variância das OEs

Esta seção dedica-se a conhecer quais as ondas mais importantes e suas principais características em cada hemisfério. As cinco primeiras OEs são analisadas em termos de suas amplitudes em cada estação do ano e a porcentagem de variância explicada para cada uma dessas ondas e pela sua soma em cada hemisfério nos dados da reanálise do ECMWF. Somente os dados da reanálise do ECMWF são utilizados, visto que os dados da reanálise do NCEP/NCAR também mostram as principais características apontadas para cada onda.

A Figura 4.5 mostra a porcentagem de variância explicada para cada uma das cinco ondas e pela soma delas. A OE 1 é importante no HS nas altas latitudes, desde a alta troposfera até a estratosfera, explicando mais de 90% da variabilidade anual. É importante também nas latitudes subtropicais, desde a baixa até a alta troposfera. No HN essa onda também é importante, especialmente nas altas camadas da atmosfera e na baixa troposfera em altas latitudes.

A OE 2 é mais importante nas altas latitudes, na média e alta troposfera no HN e, nas latitudes subtropicais, na baixa estratosfera no HS.

Mais de 40% da variabilidade anual no HS é explicada pela OE 3, desde a baixa até a alta troposfera, em torno de 40°S. No HN essa onda também explica mais de 40% de 300-500 hPa em torno de 45°N.

A OE 4 explica mais de 30% no HS na baixa troposfera de 25°S-30°S, mas no HN sua importância é muito pequena.

No HN a OE 5 não consegue explicar mais de 5% da variabilidade anual e, esse valor de porcentagem, só é alcançado no HS na baixa troposfera em torno de 30°S. A soma das cinco primeiras OEs explica mais de 99% da variabilidade anual em grande parte do HN e HS.

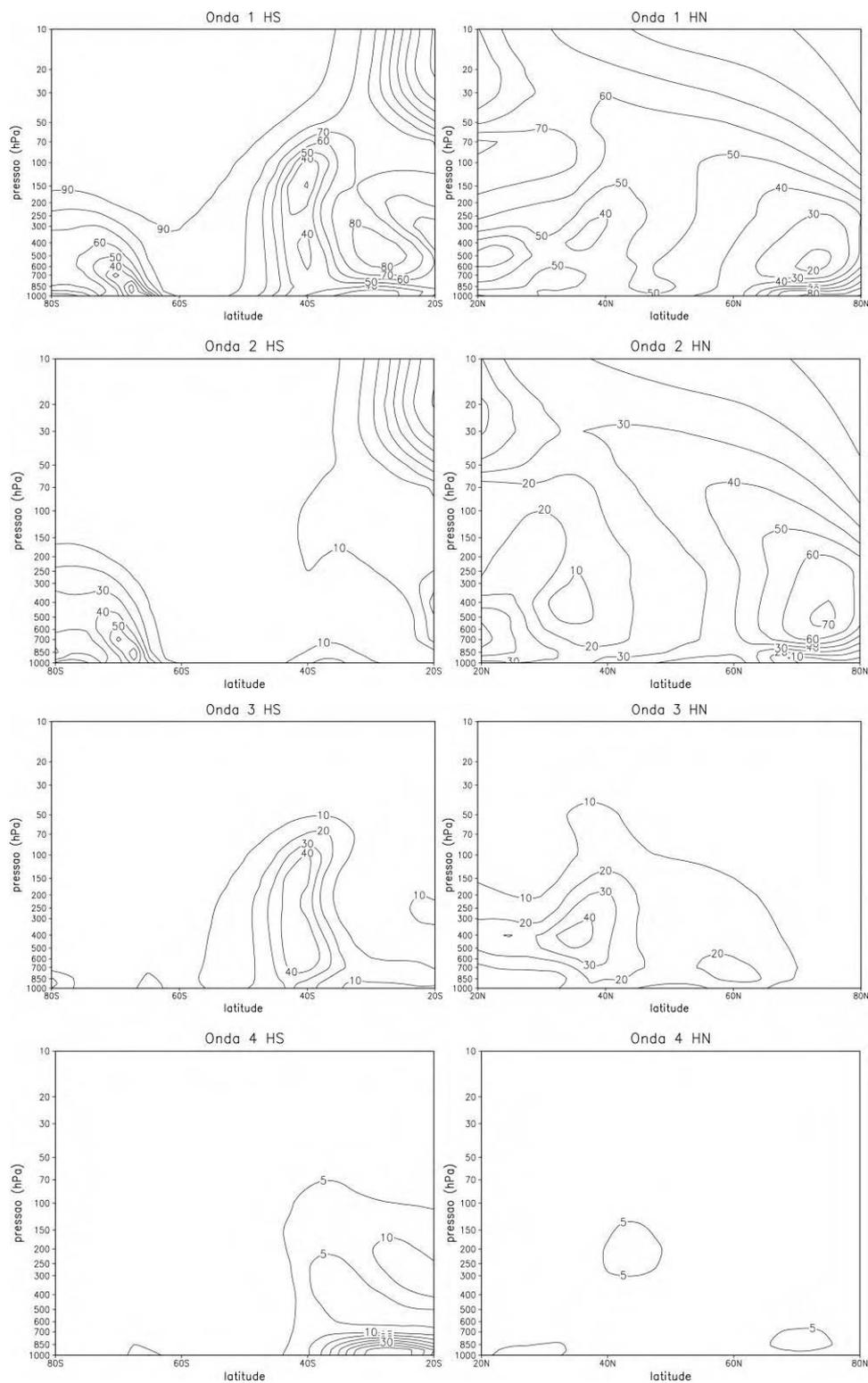


Figura 4.5 – Porcentagem de variância explicada para cada uma das cinco primeiras OEs e pela soma delas em cada hemisfério utilizando os dados da reanálise do ECMWF. (Continua).

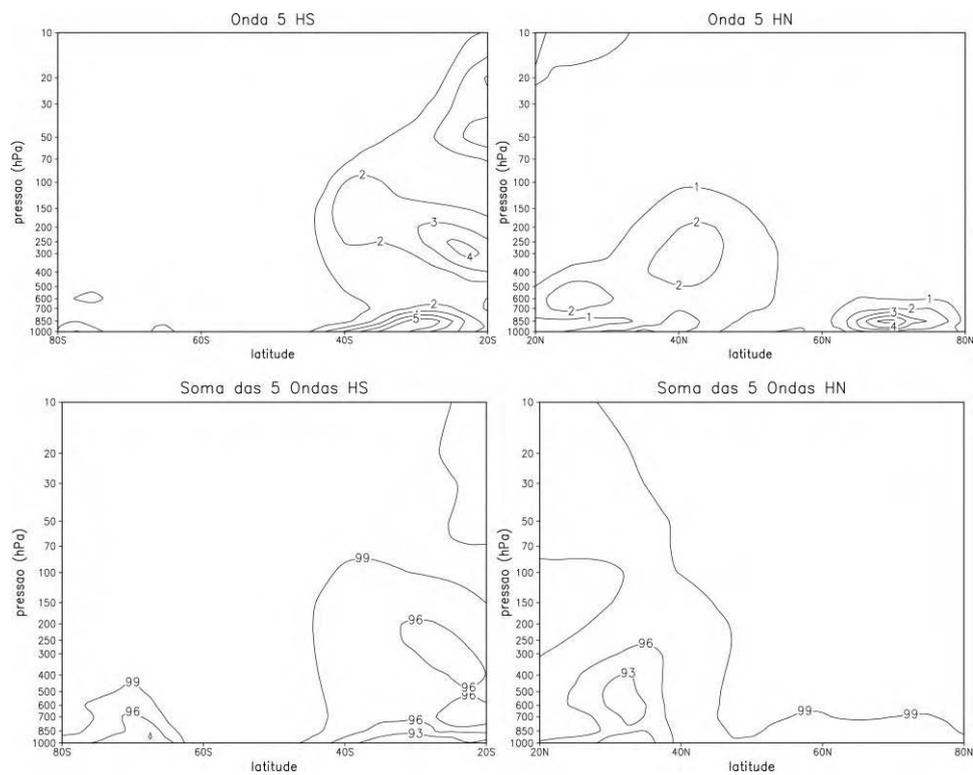


Figura 4.5 – Conclusão.

A Figura 4.6 apresenta os máximos principais de amplitude (m) para cada uma das cinco primeiras OEs nos dados da reanálise do ECMWF para cada estação do ano, em cada hemisfério. Estes máximos foram nomeados utilizando siglas, baseadas no número de onda zonal, hemisfério e latitude em que se localiza cada um dos máximos para cada uma das cinco ondas. Isto é feito para facilitar, posteriormente, a discussão dos resultados.

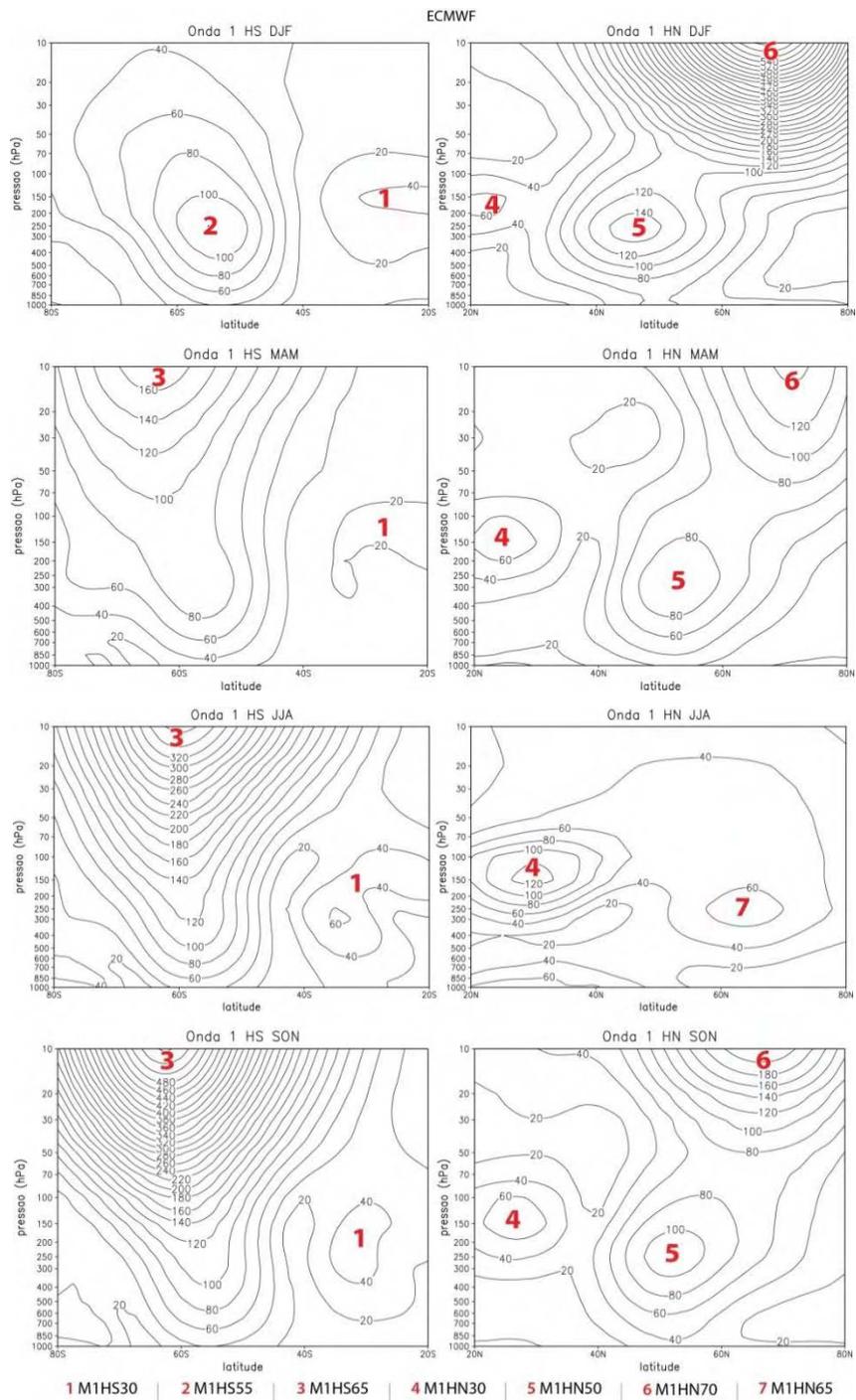


Figura 4.6 – Máximos principais de amplitude (m) das cinco primeiras OEs em cada estação do ano e para cada hemisfério, utilizando os dados da reanálise do ECMWF. Na parte inferior de cada mapa encontram-se as siglas de cada máximo principal de amplitude associadas a um número que indica a localização de cada máximo no mapa das cinco ondas. Números de 1 a 7 foram utilizados para

indicar a localização dos máximos da onda 1 nos dois hemisférios, para as ondas 2 e 3 foram utilizados números de 1 a 5, para a onda 4 foram utilizados números de 1 a 3 e para a onda 5 foram utilizados números de 1 a 4. (Continua).

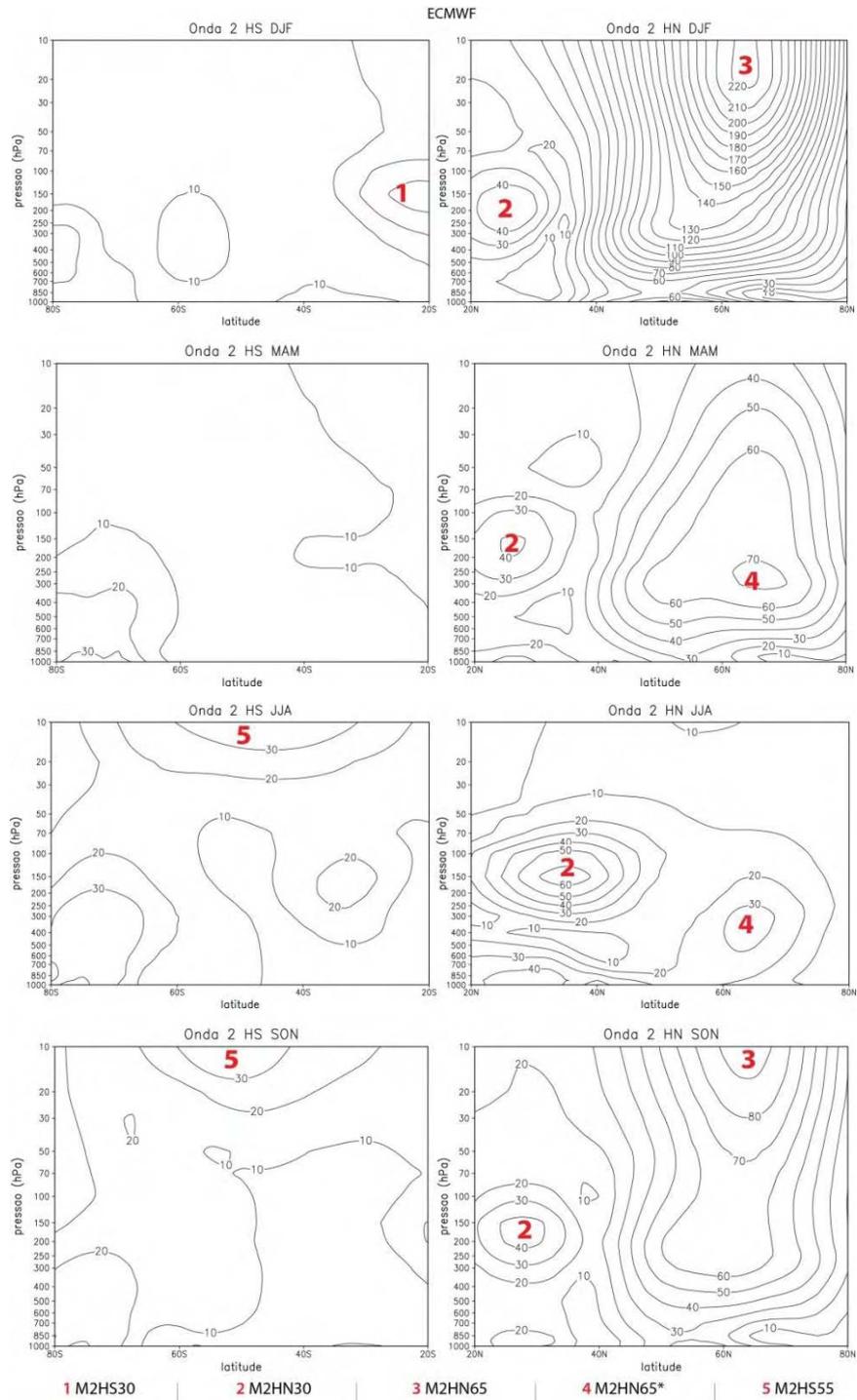


Figura 4.6 – Continuação (Continua).

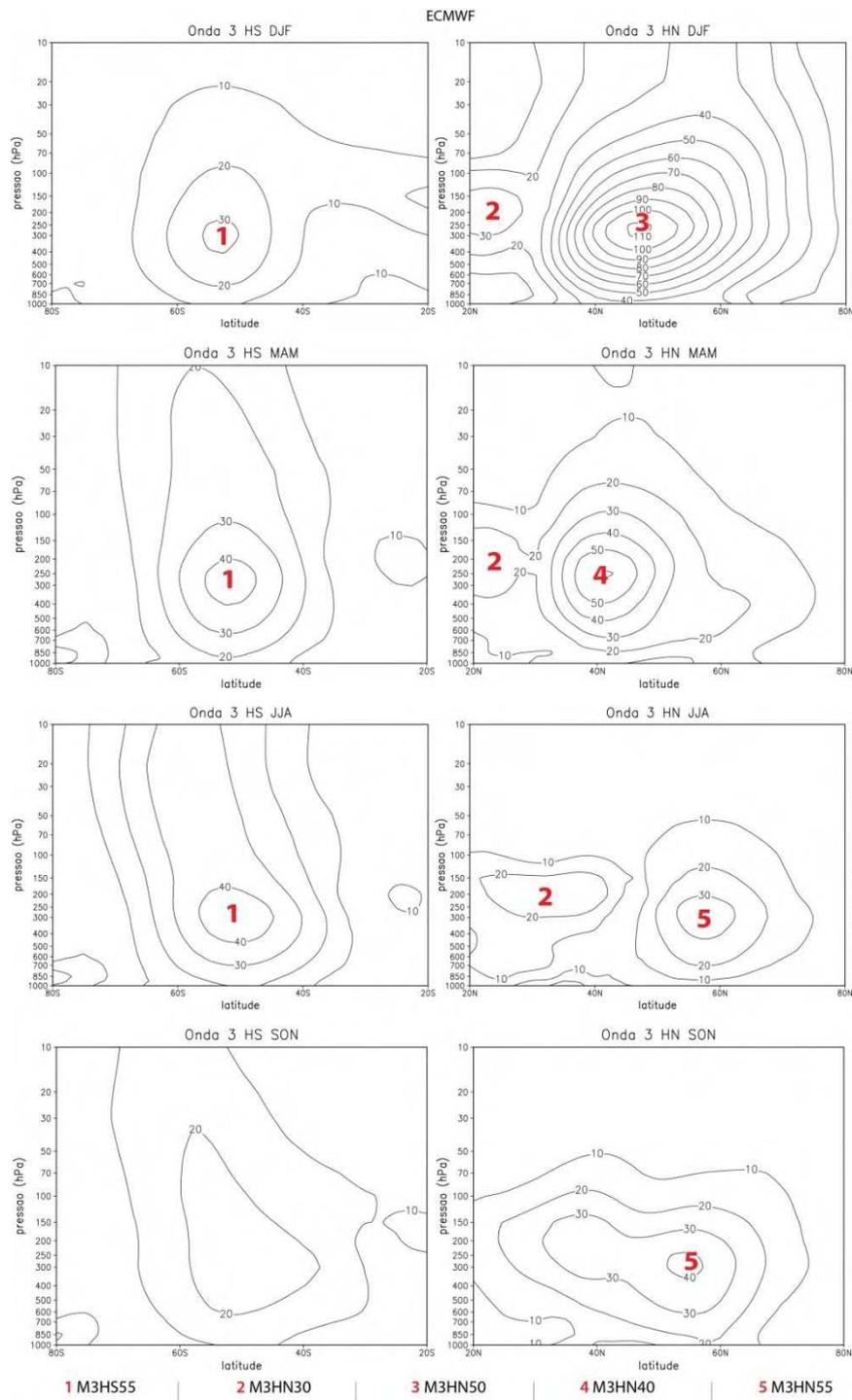


Figura 4.6 – Continuação (Continua).

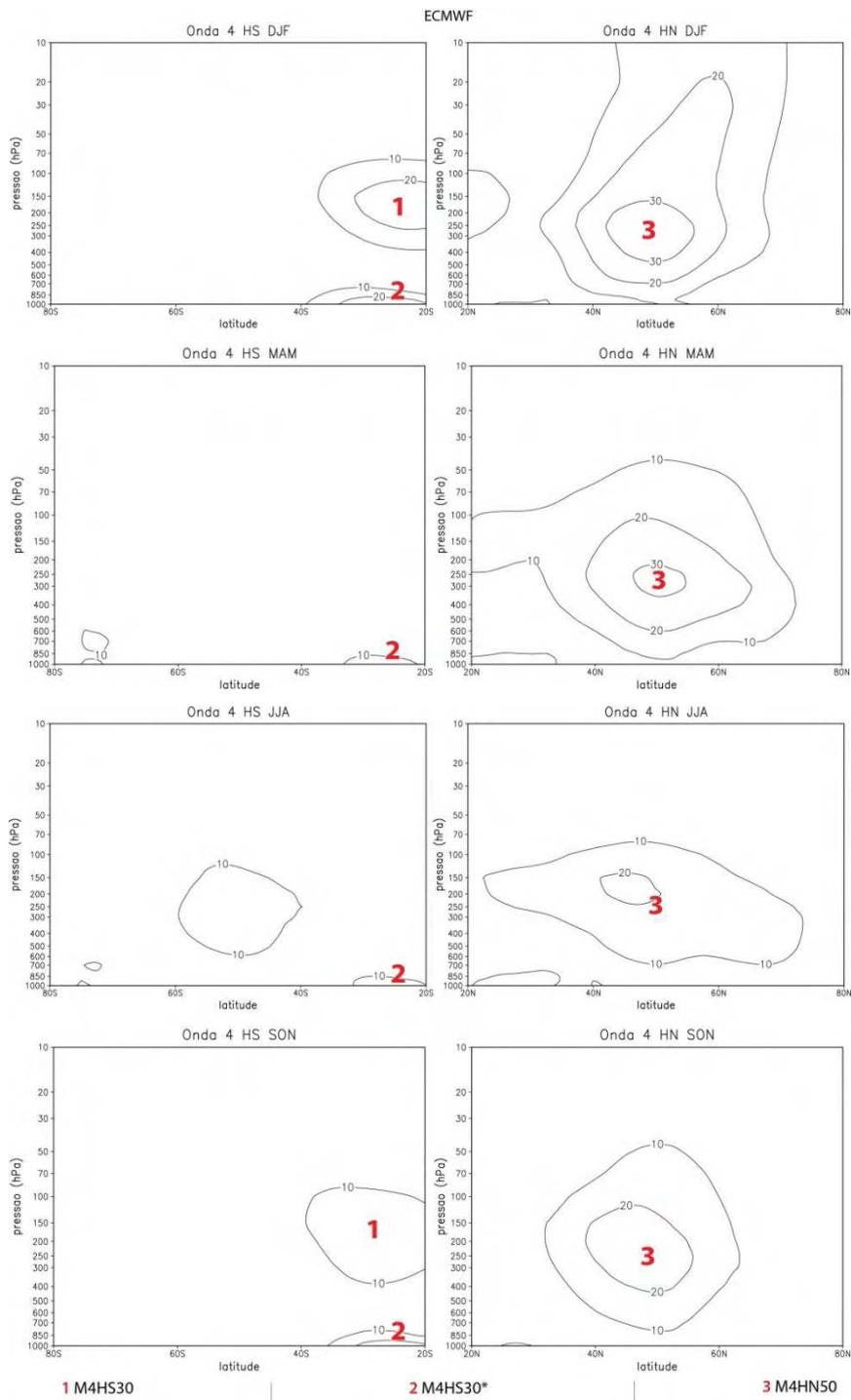


Figura 4.6 – Continuação (Continua).

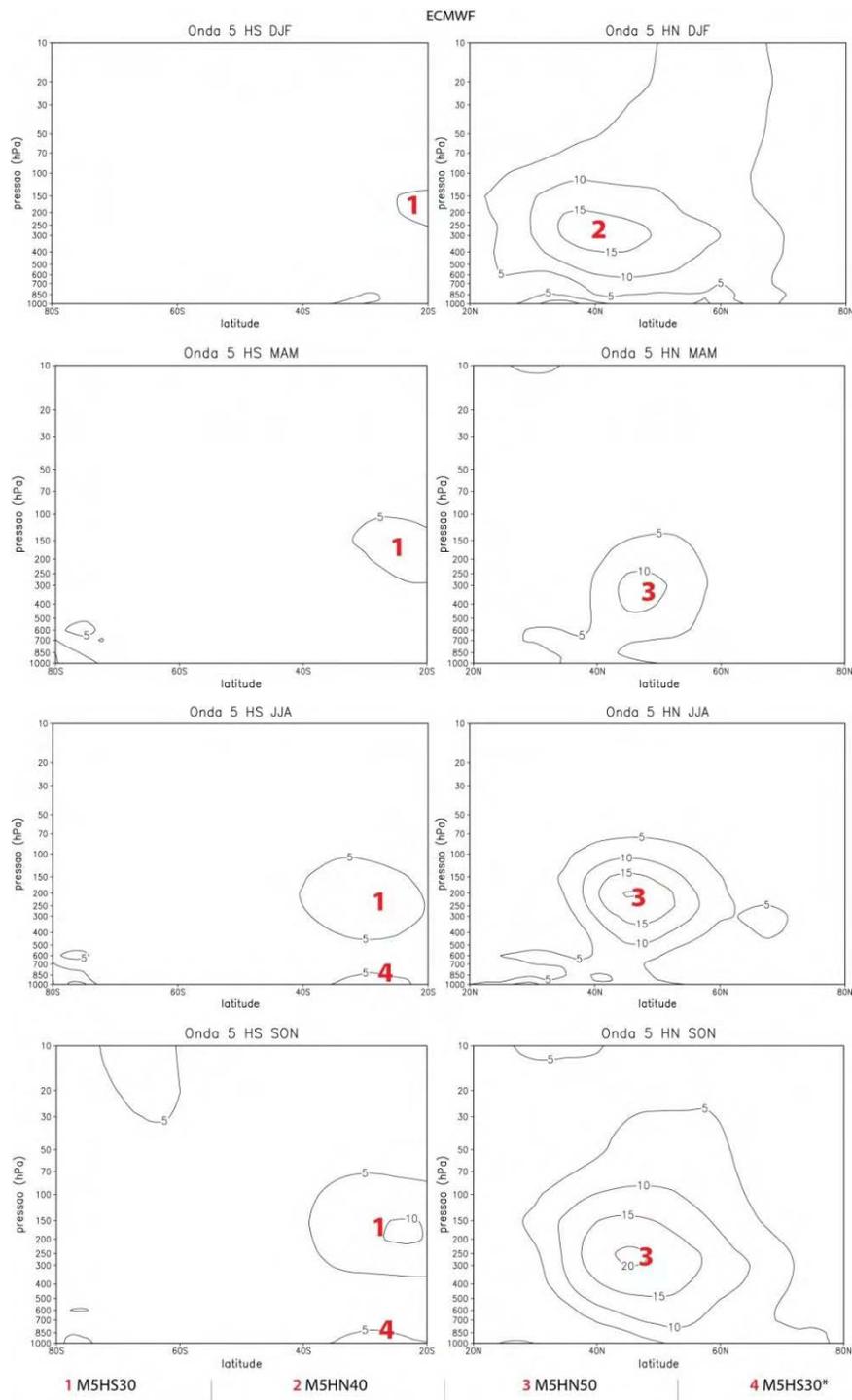


Figura 4.6 – Conclusão.

A OE 1 em DJF no HS apresenta dois máximos na alta troposfera, um em 20°S-40°S, que é denominado de M1HS30 e outro, maior do que este, em 55°S, denominado de M1HS55. Neste hemisfério e nesta estação do ano, esta onda é confinada na baixa atmosfera, começando a se propagar para a estratosfera somente em Março-Abril-Maio (MAM) e atingindo o máximo da propagação para a estratosfera em Setembro-Outubro-Novembro (SON). Em MAM, JJA e SON dois máximos estão presentes: um, já mencionado acima, é o M1HS30, na alta troposfera; e outro, em torno de 65°S, na baixa estratosfera, é denominado de M1HS65.

Em DJF, MAM e SON, no HN, a OE 1 apresenta dois máximos principais: um em 45°N-55°N, na alta troposfera, denominado de M1HN50; e outro, maior, em 65°N-70°N, na baixa estratosfera, denominado de M1HN70, sendo que nesta banda de latitude os valores de amplitude vão se amplificando conforme alcançam as camadas mais altas da atmosfera, demonstrando que, nestas estações do ano, a OE 1 pode se propagar para a estratosfera. Em JJA a onda é confinada na alta troposfera com dois máximos, um em 30°N-35°N, denominado de M1HN30 e outro em 60°N-65°N, denominado de M1HN65. Em todas as estações do ano o M1HN30 está presente.

A OE 2 no HS em todas as estações do ano tem amplitudes muito inferiores em comparação as observadas no HN e a propagação vertical em JJA e SON é bem menor do que a observada para a OE 1, com um máximo nessas estações em 50°S-55°S, na baixa estratosfera, denominado de M2HS55. Em DJF um máximo de 20°S-30°S pode ser observado na alta troposfera, sendo denominado de M2HS30.

No HN, dois máximos podem ser observados em DJF e SON: um em torno de 25°N-30°N, na alta troposfera, denominado de M2HN30; e outro, em torno de 65°N, na baixa estratosfera, denominado de M2HN65. Em MAM e JJA o M2HN30 também é observado, além de um máximo em torno de 65°N, presente na alta troposfera, denominado de M2HN65* (o asterisco é para

diferenciá-lo do máximo anterior de mesma sigla, porém na baixa estratosfera). Da mesma forma como encontrado para a OE 1 no HN, a propagação para a estratosfera ocorre principalmente em DJF, sendo que em JJA esta não é observada e o M2HN30 é intensificado e deslocado em direção a latitudes mais altas (35°N-40°N).

Exceto em DJF, os valores de amplitude no HN e no HS para a OE 3 tem magnitudes semelhantes. Esta onda fica praticamente confinada na baixa atmosfera em todas as estações do ano em ambos os hemisférios. Pode-se observar um máximo no HS, na alta troposfera, em torno de 50°S-55°S, em DJF, MAM e JJA, denominado de M3HS55. Já na alta troposfera do HN, há vários máximos: o M3HN50 presente em DJF, em torno de 45°N-50°N; o M3HN40 em MAM, em torno de 40°N-45°N; o M3HN55 em JJA e SON, em torno de 55°S-60°S; e o M3HN30 em DJF e MAM em torno de 20°N-30°N. O M3HN30 também é visto em JJA, porém abrangendo latitudes mais altas (20°N-40°N).

A OE 4 no HS apresenta um máximo de amplitude, denominado de M4HS30, em 20°S-30°S, na alta troposfera, em DJF e SON. Nesta mesma banda de latitude, porém na baixa troposfera, um máximo denominado de M4HS30* (o asterisco é para diferenciá-lo do máximo anterior de mesma sigla, porém na alta troposfera), é observado em todas as estações do ano, porém com valores maiores maior em DJF e SON. No HN, a OE 4 apresenta um máximo, denominado de M4HN50, observado na alta troposfera, em torno de 50°N, em todas as estações do ano, porém com valores maiores em DJF e MAM.

A OE 5 no HS tem valores de amplitude muito baixos, sendo que um máximo principal, denominado de M5HS30, é observado em 20°S-30°S, na alta troposfera, em todas as estações do ano e, em JJA e SON, na baixa troposfera, sendo neste caso denominado de M5HS30*, para diferenciá-lo do máximo anterior de mesma sigla, porém na alta troposfera. No HN, na alta

troposfera, há um máximo em torno de 40°N em DJF, denominado de M5HN40 e um máximo em 45°N-50°N, em MAM, JJA e SON, denominado de M5HN50.

4.5. Viés (*bias*)

Na seção anterior pode-se constatar que as primeiras cinco OEs explicam mais de 99% da variabilidade anual em grande parte do HN e HS. Todos os MCGOAs também confirmam isso (por questão de objetividade, os mapas de cada modelo com a porcentagem de variância não são aqui mostrados). Contudo, as três primeiras ondas são as que têm maior peso sobre esse valor.

Nesta seção pretende-se avaliar a confiabilidade dos MCGOAs utilizando o mapa de amplitude somente das três primeiras OEs para cada modelo e o viés ou o mapa das diferenças entre cada modelo e a reanálise do ECMWF para a amplitude (m) de cada uma das OEs, em cada estação do ano, para os dois hemisférios, com significância estatística de 99% e 95%.

Os mapas de viés entre os modelos e a reanálise do NCEP/NCAR foram também analisados e mostraram resultados semelhantes aos mapas de viés entre os modelos e a reanálise do ECMWF. Portanto, estes mapas não são aqui apresentados.

Por serem várias as figuras que apresentam a amplitude (m) de cada um dos MCGOAs e o viés entre estes e a reanálise do ECMWF para as três primeiras OEs, estas se encontram no Apêndice A (Figuras A.1-A.10).

Na seção anterior os máximos principais foram nomeados e para facilitar a discussão dos resultados referentes aos mapas de viés, as Tabelas 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5 mostram, para cada modelo, se esses máximos para a OE 1, OE 2 e OE 3 em cada hemisfério foram subestimados (sinal negativo) ou superestimados (sinal positivo), baseado nas Figuras A.1-A.10. O número 0 significa que, ou o modelo não apresentou diferença com relação à reanálise do ECMWF, ou essa diferença não é significativa a 99% ou 95%. Se a

diferença for significativa somente a 95% é indicada entre parênteses na tabela. As Tabelas também mostram uma linha com a tendência geral apontada pelos modelos baseada na moda (medida estatística de tendência central), ou seja, o sinal (+, - ou 0) mais frequente da série, indicando entre parênteses o número de modelos que apontam para a tendência apresentada. Em alguns casos não há tendência, pois não há um sinal (+, - ou 0) dominante. A tendência é apreciada quando mais de cinco modelos apresentam o mesmo sinal.

Os modelos CGCM e ECHAM4 mostram problemas na baixa troposfera no HS em altas latitudes; devido a isso, nos mapas de viés desses modelos (Figuras A.1 e A.4) uma máscara é utilizada em 60°S-80°S de 1000-700 hPa.

Tabela 4.1 - Viés para os máximos principais de amplitude para a OE 1 no HS.

Máximos	M1HS30				M1HS55	M1HS65		
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
ECHAM4	0	0	+	+	-	0	-	-
HADCM3	0	+	+	+	-	0	-	-
BCM2.0	-	-	-	-	-	-	-	-
CGCM	0	+	+	+	-	0	+	0
GISS	-	-	-	-	-	0	-	-
HADGEM	0	-	-	0	-	0	-	-
GFDL	0	0	0	+	-	- (95%)	-	-
MIRO	+	+	+	+	-	0	-	-
ECHAM5	0	0	+	0	-	0	0	-
IPSL	0	+	0	+	-	0	-	-
Tendência	0 (7)	+	+	+	- (10)	0 (8)	- (8)	- (9)

Segundo a Tabela 4.1, todos os modelos superestimaram a amplitude do M1HS30 em SON (com exceção dos modelos ECHAM5, HADGEM, GISS e BCM) e subestimaram a amplitude do M1HS55 em DJF. O M1HS65 também foi subestimado em JJA por todos os MCGOAs, com exceção do CGCM, e em SON (com exceção do CGCM e ECHAM5). O modelo BCM2.0 subestima todos os máximos para a OE 1.

Tabela 4.2 - Viés para os máximos principais de amplitude para as OEs 2 e 3 no HS.

Máximos	M2HS30	M2HS55		M3HS55		
	DJF	JJA	SON	DJF	MAM	JJA
Modelos						
ECHAM4	0	0	0	0	-	-
HADCM3	-	0	+	0	+	+
BCM2.0	-	0	0	-	-	0
CGCM	-	+	0	-	0	+
GISS	-	+	0	0	-	-
HADGEM	-	+	0	0	0	+
GFDL	-	+	0	0	0	+
MIRO	0	0	0	-	0	-
ECHAM5	0	+	0	-	0	0
IPSL	-	+	+	0	-	-
Tendência	- (7)	+(6)	0 (8)	0 (6)	0 (5)	não há

O M2HS30 foi subestimado em DJF por todos os MCGOAs, com exceção do ECHAM4, MIRO e ECHAM5. Já o M2HS55 foi superestimado em JJA (com exceção do ECHAM4, HADCM3, BCM e MIRO).

Tabela 4.3 - Viés para os máximos principais de amplitude para a OE 1 no HN.

Máximos	M1HN30				M1HN50			M1HN65	M1HN70		
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	SON	JJA	DJF	MAM	SON
Modelos											
ECHAM4	+	0	-	-	+	0	0	0	+	+	0
HADCM3	0	0	-	0	+	0	0	-	-	0	0
BCM2.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0
CGCM	+	0	-	0	+	0	0	-	+	0	0
GISS	-	-	-	-	0	0	0	-	+	0	0
HADGEM	+	0	0	0	+	0	0	-	0	0	0
GFDL	+	-	-	0	+	0	0	-	-	0	0
MIRO	+	- (95%)	0	0	+	- (95%)	0	-	-	0	- (95%)
ECHAM5	0	0	-	-	-	0	0	-	- (95%)	0	0
IPSL	+	-	-	+	+	+	+	-	-	0	0
Tendência	+(6)	-(5)	-(8)	0 (5)	+(7)	0 (7)	0 (8)	-(9)	-(6)	0 (9)	0 (9)

Segundo a Tabela 4.3, o M1HN30 é superestimado em DJF (com exceção do HADCM3, BCM, GISS e ECHAM5) e subestimado em JJA (com exceção do HADGEM e MIRO). O M1HN50 é superestimado em DJF (com exceção do BCM, GISS e ECHAM5). O M1HN65 é subestimado (com exceção do ECHAM4), assim como o M1HN70 em DJF (com exceção do ECHAM4, CGCM, GISS e HADGEM).

Tabela 4.4 - Viés para os máximos principais de amplitude para a OE 2 no HN.

Máximos	M2HN30				M2HN65*		M2HN65	
	DJF	MAM	JJA	SON	MAM	JJA	DJF	SON
ECHAM4	-	-	-	-	0	-	-	0
HADCM3	-	-	+	0	0	-	-	-(95%)
BCM2.0	-	-	+	0	-	0	-	-(95%)
CGCM	-	0	+	0	0	0	-	-(95%)
GISS	-	-	-	-	0	0	-	0
HADGEM	-	0	+	0	0	-	0	0
GFDL	-	0	0	0	-	0	-	0
MIRO	0	-(95%)	+	0	0	0	-	-
ECHAM5	0	-	0	0	0	-	-	0
IPSL	-	-	-	-	0	0	-	-(95%)
Tendência	-(8)	-(7)	+(5)	0(7)	0(8)	0(6)	-(9)	não há

O M2HN30 é subestimado em DJF (com exceção do MIRO e ECHAM5) e em MAM (com exceção do CGCM, HADGEM e GFDL), assim como o M2HN65 em DJF (com exceção do HADGEM).

Tabela 4.5 - Viés para os máximos principais de amplitude para a OE 3 no HN.

Máximos	M3HN30			M3HN40	M3HN50	M3HN55	
	DJF	MAM	JJA	MAM	DJF	JJA	SON
ECHAM4	+	-	0	0	-	-	-(95%)
HADCM3	-	-	0	0	-	+	0
BCM2.0	-	-	-	0	-	0	-
CGCM	+(95%)	0	0	0	-	0	0
GISS	-	-	+	-	-	-	-
HADGEM	0	0	0	0	-	0	0
GFDL	0	-	-	0	-	+	0
MIRO	-	0	-	0	-	0	-
ECHAM5	-	-	-	-(95%)	-	-	-(95%)
IPSL	+	0	-	0	0	0	0
Tendência	-(5)	-(6)	-(5)	0(8)	-(9)	0(5)	não há

O M3HN30 é subestimado em MAM (com exceção do CGCM, HADGEM, MIRO e IPSL), assim como o M3HN50 em DJF (com exceção do IPSL).

As Tabelas apresentam alguns resultados interessantes. Por exemplo, tanto no HN como no HS, o número de sinais negativos e os zeros são maiores que o número de sinais positivos; sendo que o número de sinais negativos é um pouco maior do que os zeros, ou seja, a maioria dos modelos subestima a amplitude das ondas em comparação a reanálise do ECMWF.

Deve-se salientar que os modelos HADCM3 e BCM2.0 não representam adequadamente o M1HS55 (Figuras A.2 e A.3). Só há um máximo nas altas latitudes e este se encontra na baixa estratosfera e deslocado em direção ao pólo. O M1HS65 em JJA e SON se encontra deslocado em direção ao pólo nos dados do modelo HADCM3.

O modelo GISS também não representa adequadamente o M1HS55 (Figura A.5). Ele está deslocado em direção a altas latitudes. Um contorno de 100 m aparece em 200 hPa em 70°S em todas as estações do ano para a OE 1, o que parece ser um problema nos dados do modelo. Para as outras ondas no

HS, contornos espúrios como esse também aparecem. No HN, eles aparecem para a OE 2 em 500 hPa, em torno de 40°N, em todas as estações do ano.

Contornos espúrios também aparecem para o modelo MIRO na estratosfera em latitudes subtropicais no HN e em altas latitudes no HS em todas as estações do ano e para todas as ondas (Figura A.8).

4.6. Sumário

Este capítulo apresentou uma avaliação da habilidade dos modelos em reproduzir as OEs climatológicas observadas através dos dados das reanálises do NCEP/NCAR e do ECMWF.

Primeiramente com relação às maiores diferenças observadas entre as duas reanálises, estas são concentradas na baixa estratosfera no HN nos meses de abril a outubro e, na baixa troposfera, nos meses de março a outubro no HS, conforme mostrou o coeficiente de correlação espacial para a altura geopotencial. Assim, observou-se no HN um melhor padrão espacial de correlação na baixa estratosfera entre a reanálise do NCEP/NCAR e os modelos do que entre a reanálise do ECMWF e os modelos. Já no HS, na baixa troposfera, seis modelos (MIRO, BCM2.0, HADGEM, GFDL, ECHAM5 e IPSL) obtiveram melhor padrão espacial de correlação com a reanálise do ECMWF do que com a reanálise do NCEP/NCAR.

O padrão de correlação espacial mensal para a altura geopotencial em todos os níveis de pressão e o padrão de correlação espacial área-ponderada para a função de corrente, em 300 hPa, entre as duas reanálises e os modelos mostraram que GISS e IPSL são os que apresentam os menores valores de correlação no decorrer do ano no HN. Estes também apresentam baixas correlações no HS, juntamente com MIRO e CGCM (para os dados de altura geopotencial). Já os modelos ECHAM4 e ECHAM5 são os que possuem as maiores correlações com as reanálises tanto no HN como no HS.

Com respeito aos aspectos básicos da amplitude das OEs em 200 hPa e 850 hPa, estes foram capturados por todos os MCGOAs, fornecendo uma simulação razoavelmente boa da intensidade das OEs observadas nestes níveis. O modelo GISS é o que fornece a pior simulação da intensidade das ondas, subestimando bastante o máximo observado em 200 hPa no verão, no HN e no inverno, no HS.

Os máximos principais da amplitude de cada uma das três primeiras OEs foram identificados nos dados da reanálise do ECMWF e a representação dos mesmos em cada modelo foi analisada. O M1HS55 não foi representado adequadamente pelos modelos HADCM3, BCM2.0 e GISS. Além disso, todos os modelos subestimaram a amplitude desse máximo. De fato, a maioria dos modelos apresentaram amplitudes subestimadas em comparação com a reanálise. Este fato aponta para uma deficiência comum dos modelos. Contornos espúrios, que indicam problemas nos dados foram observados no HN e no HS nos modelos GISS e MIRO.

O modelo GISS, cuja resolução é de aproximadamente $4^{\circ} \times 5^{\circ}$, claramente demonstrou uma baixa habilidade em reproduzir as OEs observadas tanto no HN como no HS. Segundo estudos sobre resolução de modelos climáticos, uma resolução tal como a do modelo GISS é inadequada para simular adequadamente muitos dos aspectos do clima observado (TIBALDI et al., 1990; BOVILLE, 1991). Esses estudos indicam que uma resolução horizontal de cerca de 2.5° é necessária para simulações climáticas. Entretanto, acima deste nível, a resolução não é um fator claro na determinação da fidelidade da simulação das OEs (BOYLE, 2006).

O modelo MIRO, assim como o GISS, apresentou problemas nos dados. Estes estão evidentes no mapa de amplitude, tanto no HN como no HS, além de apresentar baixas correlações para os dados de altura geopotencial juntamente com o modelo CGCM no HS. O modelo IPSL foi o que apresentou as piores correlações com as reanálises no HN. Segundo Boyle (2006), os modelos que

simulam bem as OEs no HN estão entre aqueles que também simulam bem as OEs no HS. Portanto, para a análise das mudanças climáticas simuladas os dados dos modelos GISS, MIRO, IPSL e CGCM não serão incluídos.

5 MUDANÇAS CLIMÁTICAS SIMULADAS

Este capítulo investiga as mudanças climáticas simuladas (MCS) nas OEs e em sua propagação, utilizando os dados dos MCGOAs (exceto GISS, MIRO, IPSL e CGCM) em dois períodos: clima do presente (1960-1990) e clima do futuro (2069-2099). É importante lembrar que, como definido na metodologia, a diferença estatisticamente significativa entre esses dois períodos (2069-2099 – 1960-1990) ao nível de 99% e 95% de acordo com o Teste t de Student é o que se denomina como “mudança”.

5.1. MCS nas OEs

Para a análise das mudanças climáticas simuladas pelos modelos nas OEs, são utilizados os mapas de função de corrente zonalmente assimétrica e da amplitude das cinco primeiras OEs em cada hemisfério.

Antes de examinar as mudanças na função de corrente, deve-se lembrar de que, de acordo com a equação de Poisson, a função de corrente correspondente a uma circulação horária é positiva, enquanto que a função de corrente correspondente a uma circulação anti-horária é negativa.

Para facilitar a discussão dos resultados, as mudanças estatisticamente significativas são analisadas para os principais sistemas ciclônicos e anticiclônicos (permanentes ou semi-estacionários e sazonais), característicos das OEs na estação de inverno e verão, na alta e baixa troposfera em cada hemisfério. A Figura 5.1 mostra a função de corrente zonalmente assimétrica em 850 hPa e 200 hPa para DJF e JJA nos dados da reanálise do NCEP/NCAR e aponta os principais sistemas que são analisados.

As OEs se encontram mais destacadas no inverno do HN (DJF) em 200 hPa, sendo que a OE 2 domina as altas latitudes e, as OEs 1 e 2 dominam sobre os trópicos e subtropicais. De acordo com a Figura 5.1 (a), os sistemas presentes nos trópicos e subtropicais incluem um forte e extenso anticiclone sobre o

Oceano Pacífico tropical oeste, aqui denominado de Alta do Pacífico Tropical Oeste (APTO) e dois cavados oceânicos tropicais sobre o leste do Pacífico e do Atlântico, denominados de Cavado do Pacífico Tropical Leste (CPTL) e Cavado do Atlântico Tropical Leste (CAT). Em latitudes médias os sistemas dominantes são: Alta sobre a Costa Oeste da América do Norte (AOAN), Baixa sobre o Leste da Ásia (BLA), Baixa sobre a Baía de Hudson (BBH) e Alta do Atlântico Norte (AAN). Os sistemas em torno de 60°N, em 200 hPa, tem suas contrapartes em 850 hPa, indicando uma estrutura vertical barotrópica equivalente das OEs extratropicais no período de inverno (VALDES e HOSKINS, 1989).

Em 850 hPa os principais sistemas encontrados no inverno do HN, de acordo com a Figura 5.1 (b), são: Baixa Aleutiana (BA), Alta subtropical do Atlântico Norte, também conhecida como Alta dos Açores (AA), Baixa da Islândia (BI), Alta do Pacífico Norte (APN) e Alta da Sibéria (AS).

Na Figura 5.1 (c) os principais sistemas, característicos do verão no HN, em 200 hPa, são: Alta do Tibete (AT), Cavado do Pacífico Norte (CPN), Cavado do Atlântico Norte (CAN), Alta sobre o Centro da América do Norte (ACAN) e Baixa no Nordeste do Canadá (BNC). Em 850 hPa, de acordo com a Figura 5.1 (d), podem ser observados no HN: a APN, a Alta subtropical do Atlântico Norte, agora conhecida como Alta das Bermudas (ABE), visto que esta se encontra mais próxima aos Estados Unidos e uma Baixa sobre o Tibete (BT). Com exceção da BCN e da ACAN, os outros sistemas em 200 hPa, em torno de 30°N [Figura 5.1 (c)], têm suas correspondentes contrapartes em 850 hPa [Figura 5.1 (d)], porém com polaridade oposta, indicando uma estrutura vertical baroclínica das OEs no período de verão. Isso porque, segundo Ting (1994), a forçante diabática associada à monção de verão é o mecanismo forçante dominante na manutenção das OEs subtropicais no período de verão no HN.

A Figura 5.1 (a) mostra que no verão do HS (DJF) em 200 hPa os principais sistemas são: Alta da Bolívia (AB), Cavado do Atlântico Tropical Oeste (CATO)

com o foco no Cavado do Nordeste (CN), Cavado do Pacífico Leste (CPL), Alta da Austrália (AAU) e Alta no Sul da África (ASA). Nota-se uma variação sazonal pronunciada, de movimentos essencialmente meridionais em DJF (resultado direto de forte aquecimento da superfície com liberação de calor sensível e de calor latente) para movimentos predominantemente de caráter zonal durante JJA em 200 hPa. No inverno a OE 1 domina em altas latitudes e em torno de 60°S o regime das ondas é dominado por uma crista no Oceano Pacífico e um cavado no Oceano Índico, tendo uma estrutura aproximadamente equivalente barotrópica. Em baixas latitudes, o CPL e o CATO estão presentes, pois são sistemas semi-estacionários. Além destes, uma Alta no Oceano Índico Sul (AIS) pode ser observada [Figura 5.1 (c)].

Em 850 hPa, as OEs no HS são mais fracas e tem pouca variação sazonal em seus centros de localização. No verão do HS em 850 hPa a OE 3 domina os trópicos e subtropicais e a OE 1 domina em altas latitudes. Os principais sistemas são: Alta do Atlântico Sul (AAS), Alta do Pacífico Sul (APS), Baixa Australiana (BAU), Baixa Africana (BAF) e Baixa do Chaco (BC) [Figura 5.1 (b)]. A AAS e a APS por serem sistemas semi-estacionários também são observadas no inverno, porém o centro da APS fica ligeiramente deslocado, em direção ao equador, de sua posição no verão, enquanto a AAS permanece aproximadamente na mesma latitude, mas aproxima-se da costa da América do Sul. Além destes dois sistemas, um Cavado no Oceano Índico Tropical Oeste (CITO) é observado [Figura 5.1 (d)]. Este cavado, juntamente com a BT, formam o fluxo de monção no verão do HN nesta região.

Os campos com as mudanças na função de corrente zonalmente assimétrica para cada um dos MCGOAs em 850 hPa e 200 hPa para DJF e JJA, juntamente com o campo de função de corrente zonalmente assimétrica para o clima do presente, podem ser encontrados no Apêndice A (Figuras A.11-A.16).

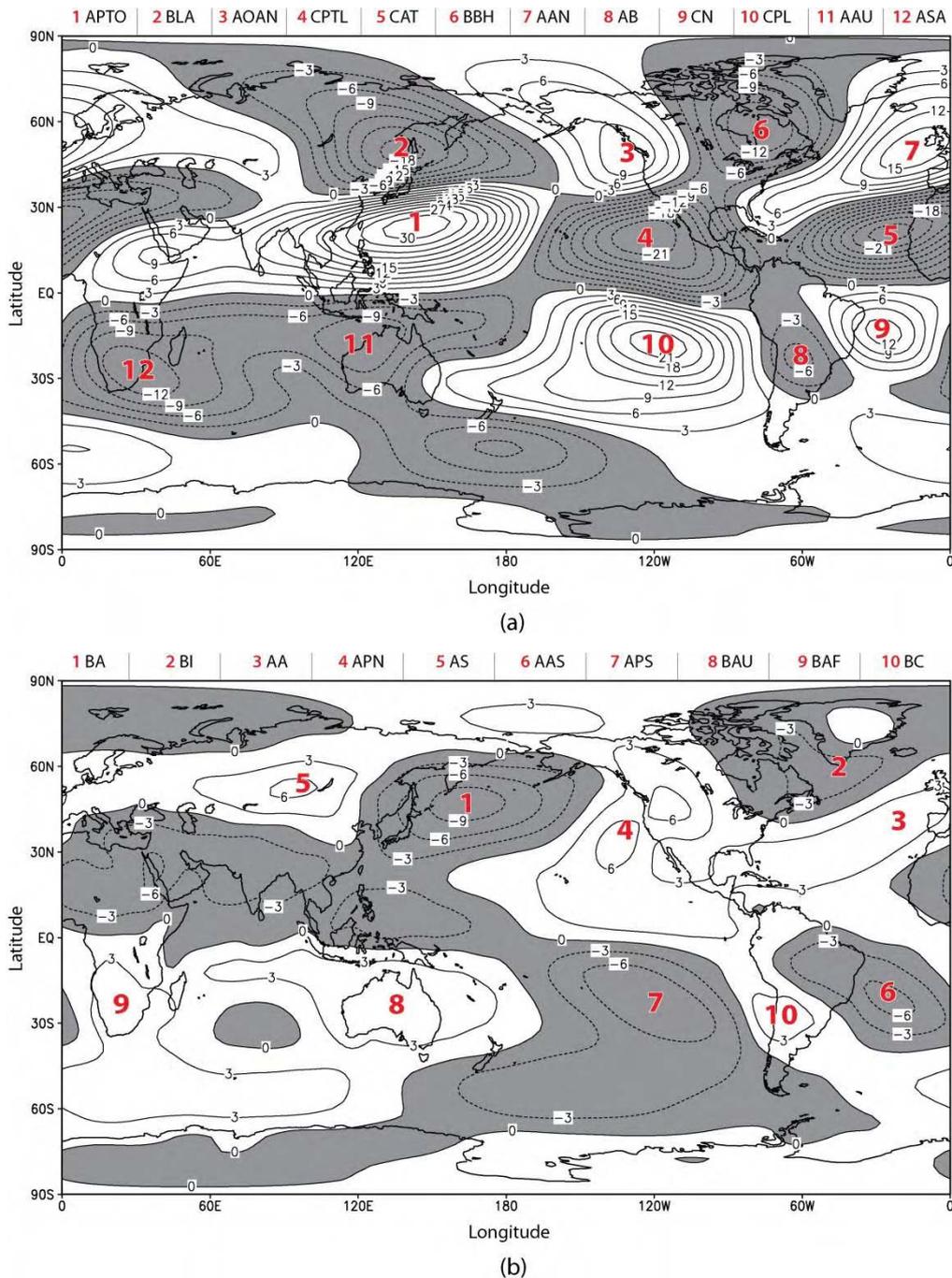


Figura 5.1 – Função de corrente zonalmente assimétrica ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) baseada nos dados da reanálise do NCEP/NCAR em DJF para: (a) 200 hPa e (b) 850 hPa e em JJA para: (c) 200 hPa e (d) 850 hPa. A legenda é referente aos números em vermelho, que indicam os principais sistemas em cada hemisfério. Contornos negativos estão sombreados. (Continua).

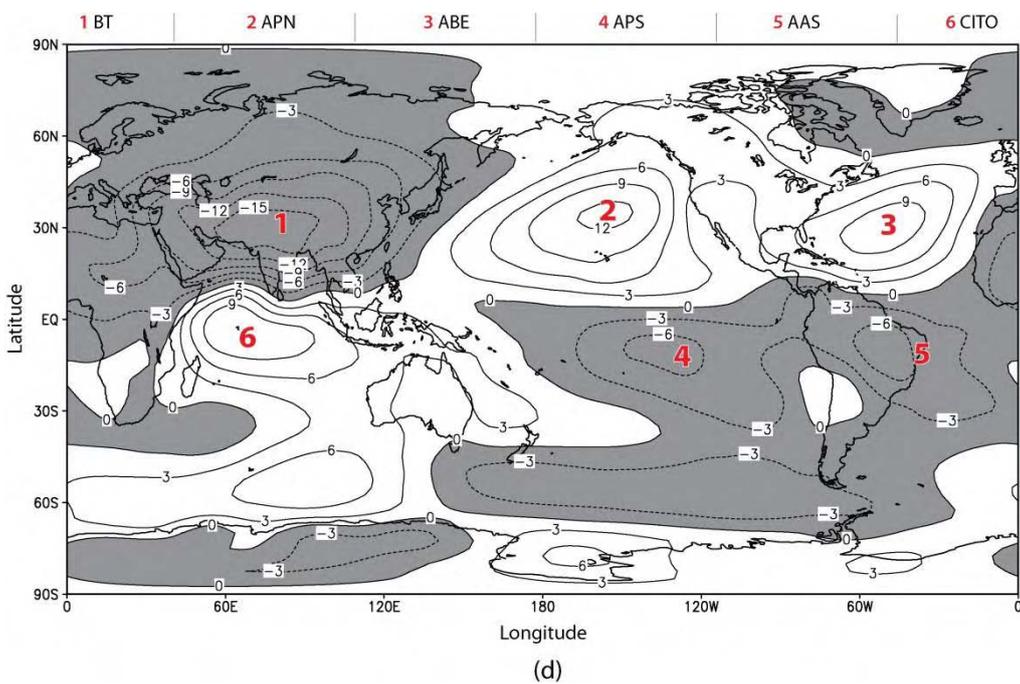
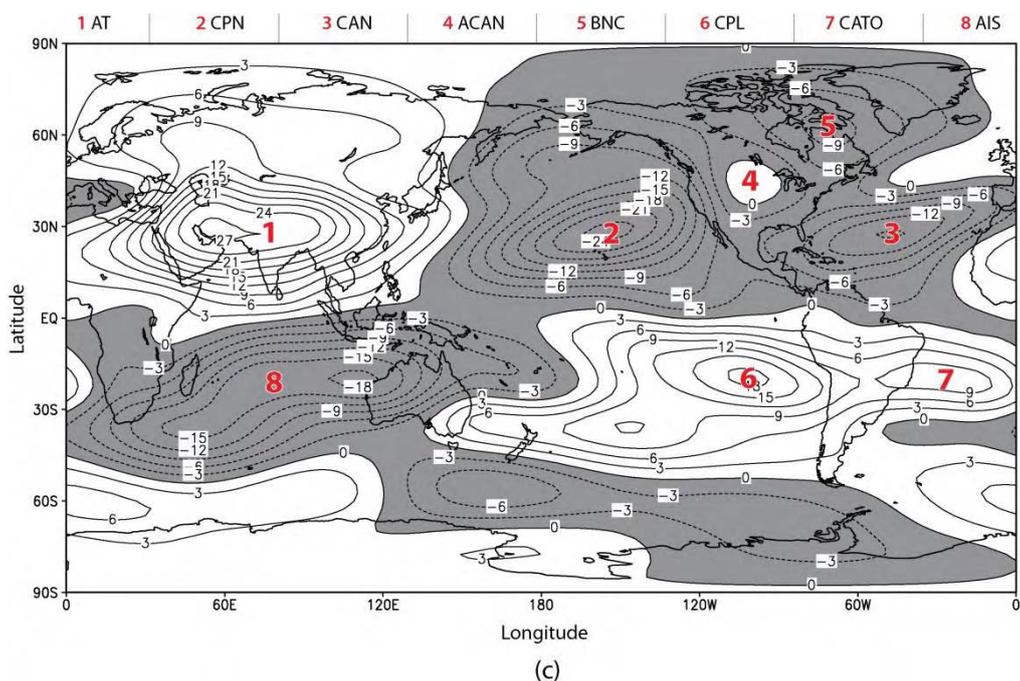


Figura 5.1 – Conclusão.

As mudanças projetadas para os principais sistemas característicos das OEs são resumidas nas Tabelas 5.1-5.8 para cada MCGOA. O sinal positivo (negativo) presente nas Tabelas, indica um fortalecimento (enfraquecimento) do sistema no clima do futuro e 0 indica que não há mudanças projetadas ou

que estas não são estatisticamente significativas. Se a mudança for significativa somente a 95%, esta é indicada entre parênteses. As Tabelas também mostram uma linha com a tendência geral apontada pelos modelos baseada na moda (medida estatística de tendência central), ou seja, o sinal (+, - ou 0) mais frequente da série, indicando entre parênteses o número de modelos que apontam para a tendência apresentada. Em alguns casos não há tendência, pois não há um sinal (+, - ou 0) dominante. A tendência é apreciada quando mais de três modelos apresentam o mesmo sinal.

Tabela 5.1 - Mudança nos principais sistemas no inverno do HN em 200 hPa.

DJF HN 200 hPa Modelos	APTO	BLA	AOAN	CPTL	CAT	BBH	AAN
ECHAM4	- (lado oeste)	0	-	-	-	-	+
HADCM3	- (lado oeste) + (lado leste)	0	+	0	+	+	+
BCM2.0	- (lado oeste)	+	0	-	-	0	+
HADGEM	- (lado oeste)	+	+	-	-	0	+
GFDL	- (lado oeste)	0	-	-	+	-	+ (extremo leste)
ECHAM5	- (lado oeste)	+	+ (lado leste) - (lado oeste)	-	+	-	+ (extremo leste)
Tendência	- (lado oeste) (6)	não há	não há	- (5)	não há	- (3)	+ (6)

Segundo a Tabela 5.1, no HN, em 200 hPa no período de inverno todos os modelos projetam um enfraquecimento na parte ocidental da APTO e no CPTL (com exceção do HADCM3). Já a AAN deve estar fortalecida no clima do futuro, o que pode resultar em um inverno menos seco sobre o sul da Europa e Mediterrâneo e condições mais frias sobre o norte da África (por causa dos ventos de norte mais frios vindos de latitudes mais altas do lado oriental deste centro de alta pressão estarem fortalecidos).

Tabela 5.2 - Mudança nos principais sistemas no inverno do HN em 850 hPa.

DJF HN 850 hPa Modelos	BA	BI	AA	APN	AS
ECHAM4	+ (95%)	- (95%)	- (lado oeste) + (lado leste)	-	+ (95%)
HADCM3	0	+(95%)	+	+	-(95%)
BCM2.0	+	0	- /+ (extremo leste)	-	+
HADGEM	+	+	- (lado oeste)	-	+
GFDL	+	0	- (lado oeste) + (lado leste)	-	0
ECHAM5	+	0	- (lado oeste) + (lado leste)	-	+
Tendência	+ (5)	0 (3)	+ (lado leste) - (lado oeste) (4)	- (5)	+ (4)

Em 850 hPa, segundo a Tabela 5.2, todos os modelos (com exceção do HADCM3) projetam que a BA estará mais intensa e a APN estará enfraquecida no clima do futuro. Além disso, com exceção dos modelos HADCM3 e GFDL, todos os outros MCGOAs projetam uma intensificação da AS, o que pode resultar em condições bem frias sobre as latitudes médias e altas da Ásia. Já a AA, segundo os MCGOAs, deve-se fortalecer na sua parte leste (com exceção do HADGEM) e enfraquecer no lado oeste (com exceção do HADCM3) no futuro.

Tabela 5.3 - Mudança nos principais sistemas no inverno do HS em 200 hPa.

JJA HS 200 hPa Modelos	CPL	CATO	AIS
ECHAM4	-	+	-
HADCM3	+	-	-
BCM2.0	0	0	0
HADGEM	+ (lado leste) - (lado oeste)	+	+ (95%)
GFDL	+	-	-
ECHAM5	+	-	-
Tendência	+ (3)	- (3)	- (4)

No HS em 200 hPa, no período de inverno, os MCGOAs projetam para o clima do futuro um fortalecimento do CPL (com exceção do BCM, ECHAM4 e

HADGEM que projeta um enfraquecimento na parte ocidental do CPL) e um enfraquecimento da AIS (com exceção do BCM e do HADGEM).

Tabela 5.4 - Mudança nos principais sistemas no inverno do HS em 850 hPa.

JJA HS 850 hPa Modelos	AAS	APS	CITO
ECHAM4	+	-	-
HADCM3	+ (extremo norte)	-	- (lado leste)
BCM2.0	-	- (lado leste)	0
HADGEM	-	+ (lado leste)	+ (lado oeste) - (lado leste)
GFDL	+	-	-
ECHAM5	+	- (lado oeste)	-
Tendência	+ (4)	- (5)	- (4)

Em 850 hPa, segundo a Tabela 5.4, os MCGOAs projetam um fortalecimento da AAS (com exceção dos modelos BCM e HADGEM), podendo alterar o regime de chuvas no litoral do nordeste do Brasil, visto que esta região será beneficiada por um maior transporte de umidade oriundo do Atlântico Sul. O litoral da região sudeste também deve ser afetado no inverno por este fortalecimento da AAS. Um enfraquecimento tanto da APS (com exceção do HADGEM) quanto do CITO (com exceção do BCM e do HADGEM que projeta fortalecimento na parte ocidental do CITO) é projetado pelos modelos.

Tabela 5.5 - Mudança nos principais sistemas no verão do HN em 200 hPa.

JJA HN 200 hPa Modelos	AT	CPN	CAN	ACAN	BNC
ECHAM4	- (lado oeste) + (lado leste)	-	+ (próximo à Flórida)	-	+
HADCM3	+ (lado leste)	- (parte sul)	+ (próximo à Flórida)	0	+
BCM2.0	+ (lado leste)	-	+ (próximo à Flórida)	-	+
HADGEM	-	-	+ (próximo à Flórida)	-	+
GFDL	- (lado oeste) + (lado leste)	-	- (próximo à Flórida)	+	+
ECHAM5	- (lado oeste) + (lado leste)	-	+ (próximo à Flórida)	-	+
Tendência	+ (lado leste) (5)	- (6)	+ (próximo à Flórida) (5)	- (4)	+ (6)

A Tabela 5.5 mostra que no HN em 200 hPa, no período de verão, a projeção dos MCGOAs é de um fortalecimento na porção oriental da AT (com exceção do HADGEM), no CAN próximo a Flórida (com exceção do GFDL) e na BNC. Um enfraquecimento do CPN e da ACAN (com exceção do HADCM3 e GFDL) é projetado pelos MCGOAs.

Tabela 5.6 - Mudança nos principais sistemas no verão do HN em 850 hPa.

JJA HN 850 hPa Modelos	ABE	APN	BT
ECHAM4	+ (lado oeste)	-	-
HADCM3	+	+ (extremo norte)	+
BCM2.0	+ (lado oeste)	-	0
HADGEM	+	- (lado oeste) + (lado leste)	+
GFDL	+	- (lado oeste) + (lado leste)	+
ECHAM5	+ (lado oeste)	- (lado oeste) + (lado leste)	-
Tendência	+ (6)	- (lado oeste) (5)	+ (3)

Em 850 hPa, os MCGOAs projetam, para o clima do futuro, um fortalecimento da ABE e um enfraquecimento da APN, especialmente em sua parte ocidental (com exceção do HADCM3).

Tabela 5.7 - Mudança nos principais sistemas no verão do HS em 200 hPa.

DJF HS 200 hPa Modelos	AB	CN	CPL	AAU	ASA
ECHAM4	+	0	- (lado leste) + (lado oeste)	-	0
HADCM3	-	+	+	+	+
BCM2.0	+	-	- (lado leste) + (lado oeste)	-	0
HADGEM	+	-	-	-	-
GFDL	-	0	-	-	0
ECHAM5	-	+ (95%)	-	-	+
Tendência	não há	não há	- (lado leste) (5)	- (5)	0 (3)

No HS em 200 hPa, no período de verão, os MCGOAS projetam um enfraquecimento do CPL (com exceção do HADCM3; sendo que os modelos

ECHAM4 e BCM projetam enfraquecimento na parte leste do CPL) e da AAU (com exceção do HADCM3).

Tabela 5.8 - Mudança nos principais sistemas no verão do HS em 850 hPa.

DJF HS 850 hPa Modelos	AAS	APS	BAU	BAF	BC
ECHAM4	+ (95%)	- (lado leste) + (lado oeste)	- (noroeste Austrália) + (sudeste Austrália)	0	0
HADCM3	+	- (lado leste) + (lado oeste)	- (noroeste Austrália) + (leste Austrália)	+	0
BCM2.0	-	- (lado leste) + (lado oeste)	- (noroeste Austrália)	+	+ (extremo sul)
HADGEM	-	- (lado leste)	- (noroeste Austrália) + (sudeste Austrália)	+ (lado oeste) - (lado leste)	0
GFDL	+ (extremo sul)	-	- (noroeste Austrália)	- (extremo norte)	- (extremo norte) + (extremo sul)
ECHAM5	+	- (lado leste) + (lado oeste)	- (noroeste Austrália)	+	+ (extremo sul)
Tendência	+ (4)	- (lado leste) (6)	- (noroeste Austrália) (6)	+ (4)	+ (extremo sul) (3)

Em 850 hPa, segundo a Tabela 5.8, os MCGOAs projetam um fortalecimento da AAS (com exceção do BCM e HADGEM) e da BAF (com exceção do ECHAM4, GFDL e da parte oriental da BAF no modelo HADGEM). Um enfraquecimento é projetado para a parte oriental da APS e para a BAU, na região que abrange o noroeste da Austrália.

As Tabelas 5.9-5.16 mostram a mudança nos máximos principais de amplitude para cada uma das cinco primeiras OEs em cada hemisfério para cada estação do ano. Esses máximos foram nomeados na seção 4.4. O sinal de positivo indica um aumento no valor de amplitude do máximo no clima do futuro, o sinal negativo indica o oposto e o número 0 indica que não há mudança ou a mudança não é estatisticamente significativa a 99% e 95%. Quando a mudança é somente significativa a 95%, esta é indicada entre parênteses. Os mapas

referentes a essas tabelas se encontram no Apêndice A (Figuras A.17-A.22). Da mesma forma que anteriormente, as Tabelas também mostram uma linha com a tendência geral apontada pelos modelos baseada na moda.

Tabela 5.9 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 1 no HS.

Máximos	M1HS30				M1HS55	M1HS65		
Modelos	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
ECHAM4	0	0	+	+	0	0	-	0
HADCM3	+	0	+	+	+	0	-	0
BCM2.0	0	0	0	0	-	0	0	0
HADGEM	0	-	+	+	0	0	+	0
GFDL	+	+	+	+	0	0	-	0
ECHAM5	+	+	+	+	0	0	-	0
Tendência	não há	0 (3)	+(5)	+(5)	0 (4)	0 (6)	-(4)	0 (6)

A Tabela 5.9 mostra que a maioria dos MCGOAs projetam, para o clima do futuro no HS, um aumento no M1HS30 em JJA e SON, exceto para o modelo BCM, que não aponta mudanças estatisticamente significativas para esse máximo. Já o M1HS65 apresenta uma diminuição no clima do futuro em JJA, exceto para os modelos BCM e HADGEM. Isto pode apontar para uma diminuição na propagação vertical das OEs no clima do futuro nessa estação do ano.

Tabela 5.10 - Mudança nos máximos principais de amplitude para as OEs 2 e 3 no HS.

Máximos	M2HS30	M2HS55		M3HS55		
Modelos	DJF	JJA	SON	DJF	MAM	JJA
ECHAM4	+	0	0	+(95%)	0	0
HADCM3	0	0	0	+	0	-
BCM2.0	+	0	0	+(95%)	0	0
HADGEM	0	0	0	0	0	0
GFDL	0	0	0	0	0	-
ECHAM5	0	0	0	0	+	0
Tendência	0 (4)	0 (6)	0 (6)	não há	0 (5)	0 (4)

Segundo a Tabela 5.10 somente alguns poucos modelos mostram mudanças nas OEs 2 e 3.

Tabela 5.11 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 4 no HS.

Máximos	M4HS30*				M4HS30	
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	SON
Modelos						
ECHAM4	0	0	0	0	0	0
HADCM3	0	0	0	0	0	+
BCM2.0	0	0	0	0	0	0
HADGEM	0	0	0	0	0	0
GFDL	0	0	0	0	0	+
ECHAM5	0	0	0	0	0	0
Tendência	0 (6)	0 (6)	0 (6)	0 (6)	0 (6)	0 (4)

As mudanças na OE 4 praticamente são inexistentes. Somente os modelos HADCM3 e GFDL apontam para um fortalecimento no M4HS30 em SON.

Tabela 5.12 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 5 no HS.

Máximos	M5HS30				M5HS30*	
	DJF	MAM	JJA	SON	JJA	SON
Modelos						
ECHAM4	0	0	0	0	0	0
HADCM3	0	0	0	0	0	0
BCM2.0	0	0	0	0	0	0
HADGEM	0	0	+	0	0	0
GFDL	0	0	0	0	0	0
ECHAM5	0	0	+	0	0	0
Tendência	0 (6)	0 (6)	0 (4)	0 (6)	0 (6)	0 (6)

Da mesma forma que para a OE 4, os MCGOAs praticamente não mostram mudanças na OE 5; somente os modelos HADGEM e ECHAM5 projetam um fortalecimento no M5HS30 em JJA.

Tabela 5.13 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 1 no HN.

Máximos	M1HN30				M1HN50			M1HN65	M1HN70		
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	SON	JJA	DJF	MAM	SON
ECHAM4	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0
HADCM3	-	0	0	0	-	0	0	+	+	0	0
BCM2.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
HADGEM	-	+	+	0	0	0	0	+	+	0	0
GFDL	-	0	+	0	+	0	0	+	0	0	0
ECHAM5	0	0	+	0	+	0	0	+	+	0	0
Tendência	não há	0 (5)	não há	0 (6)	0 (3)	0 (6)	0 (6)	+	+	0 (6)	0 (6)

No HN, o M1HN65 apresenta um aumento no clima do futuro em JJA, exceto para ECHAM4 e BCM, que não apontam mudanças estatisticamente significativas para esse máximo. Um aumento também é observado no M1HN70 em DJF (exceto para BCM e GFDL). Este aumento afeta a propagação vertical das OEs, que, portanto, espera-se que aumente no clima do futuro no inverno.

Tabela 5.14 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 2 no HN.

Máximos	M2HN30				M2HN65*		M2HN65	
	DJF	MAM	JJA	SON	MAM	JJA	DJF	SON
ECHAM4	0	0	-	0	0	0	0	0
HADCM3	0	0	0	0	0	-	0	0
BCM2.0	0	0	0	0	-	-	0	0
HADGEM	0	0	-	-	0	0	0	0
GFDL	0	- (95%)	0	0	0	- (95%)	0	0
ECHAM5	0	0	-	0	0	-	0	0
Tendência	0 (6)	0 (5)	não há	0 (5)	0 (5)	- (4)	0 (6)	0 (6)

A Tabela 5.14 mostra que a maioria dos MCGOAs projetam para o clima do futuro uma diminuição do M2HN65* em JJA (com exceção do ECHAM4 e HADGEM).

Tabela 5.15 - Mudança nos máximos principais de amplitude para a OE 3 no HN.

Máximos	M3HN30			M3HN40	M3HN50	M3HN55	
	DJF	MAM	JJA	MAM	DJF	JJA	SON
ECHAM4	0	0	0	0	0	+	0
HADCM3	0	0	0	0	0	0	0
BCM2.0	+	0	0	0	0	0	0
HADGEM	0	0	-	0	0	0	0
GFDL	+	0	0	0	0	+	0
ECHAM5	+ (95%)	0	0	0	0	+	0
Tendência	não há	0 (6)	0 (5)	0 (6)	0 (6)	não há	0 (6)

Segundo a Tabela 5.15 somente três MCGOAs projetam mudanças na OE 3, especificamente, um aumento no M3HN30 em DJF e no M3HN55 em JJA.

Tabela 5.16 - Mudança nos máximos principais de amplitude para as OEs 4 e 5 no HN.

Máximos	M4HN50				M5HN40	M5HN50		
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
ECHAM4	0	0	0	0	0	0	0	0
HADCM3	-	0	0	0	0	0	0	0
BCM2.0	-	0	0	0	-	0	0	0
HADGEM	-	0	0	0	0	0	0	0
GFDL	0	0	+	0	0	0	+	0
ECHAM5	-	0	0	0	0	0	0	0
Tendência	- (4)	0 (6)	0 (5)	0 (6)	0 (5)	0 (6)	0 (5)	0 (6)

A Tabela 5.16 mostra que a maioria dos MCGOAs projeta uma diminuição do M4HN50 em DJF (com exceção do ECHAM4 e GFDL). As mudanças na OE 5 no clima do futuro são praticamente inexistentes.

5.2. MCS na Propagação das OEs

Para verificar as mudanças na propagação horizontal das OEs, são analisados o padrão do vento zonal, da ECOEs e do K_s em 300 hPa para o período de inverno em cada hemisfério. Para facilitar a discussão, as mudanças em cada uma das variáveis climáticas analisadas são apresentadas em subseções. O foco estará nas mudanças que foram capturadas pela maioria dos modelos nas regiões das principais correntes de jato (visto que o interesse é a análise das mudanças na propagação das OEs). Ao se referir a essas mudanças, quando for mencionada no texto a palavra aumento/diminuição significa que ocorreu um aumento/diminuição da variável climática analisada no clima do futuro.

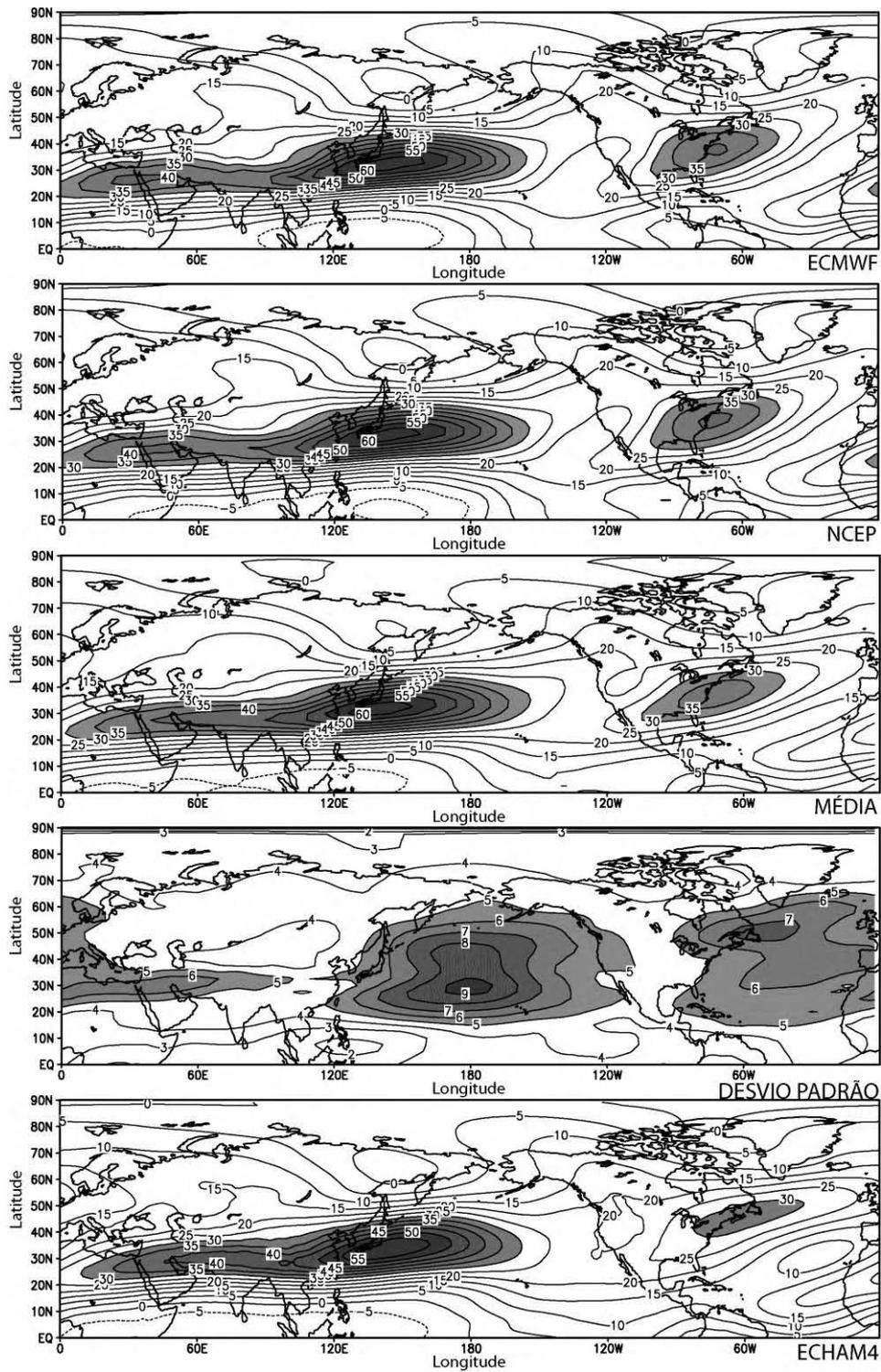
5.2.1. Correntes de Jato

As principais correntes de jato no HN são: a Corrente de Jato da Ásia (JA), do norte da África ao Pacífico ocidental (com os maiores valores sobre o leste da Ásia) e a Corrente de Jato Subtropical do Atlântico Norte (JSAN), do Atlântico Norte ocidental ao norte da Europa. No HS, a Corrente de Jato Australiana (JAU) e a Corrente de Jato Polar (JP) são as principais correntes de jato.

A Figura 5.2 (a) mostra o vento zonal para o HN em DJF no clima do presente para cada um dos MCGOAs e das reanálises. A média e o desvio padrão dos modelos também são apresentados. Qualitativamente, os principais padrões da circulação atmosférica, que incluem a JA e a JSAN, foram reproduzidos em todos os MCGOAs. Contudo, algumas deficiências apresentadas por alguns modelos em comparação com as duas reanálises devem-se ressaltadas. O modelo ECHAM4 apresenta a JSAN enfraquecida e muito deslocada em direção à costa nordeste da América do Norte, o modelo HADCM3 superestima tanto a JA quanto a JSAN, além do fato dessas duas correntes de jato estarem quase unidas na região do Pacífico leste, e o modelo HADGEM apresenta a JA e a JSAN com uma inclinação na direção norte. Apesar disto, o campo que mostra a média dos modelos, representa relativamente bem o vento zonal

apresentado nos dados das reanálises. Os maiores desvios em relação à média encontram-se no Oceano Pacífico central em torno de 30°N.

As mudanças no vento zonal para o HN em DJF são apresentadas na Figura 5.2 (b). Dois dipolos se sobressaem na maioria dos MCGOAs e na média. O primeiro está na região leste da Ásia, com aumento do vento zonal em torno de 40°N e diminuição em torno de 30°N. Esta diminuição do vento zonal em torno de 30°N indica um enfraquecimento da Corrente de Jato do Leste da Ásia (JLA) no clima do futuro. No modelo HADCM3, esta diminuição se estende desde o leste da Ásia até o Oceano Pacífico leste. O segundo dipolo encontra-se na costa leste da América do Norte, com aumento do vento zonal no sudeste dos Estados Unidos e diminuição ao sul desta região. Aqui os maiores desvios em relação à média também se encontram na região do Oceano Pacífico central em torno de 30°N.



(a)

Figura 5.2 – Vento zonal (ms^{-1}) em 300 hPa baseado nos dados de simulações dos MCGOAs e da sua média e desvio padrão para o HN, em DJF (a) clima do presente e (b) mudança (clima do futuro – clima

do presente). Valores maiores que 30 ms^{-1} estão sombreados em (a). Em (b), os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student, estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). Para as figuras de desvio padrão, valores maiores que 5 ms^{-1} em (a) e maiores que 7 ms^{-1} em (b) estão sombreados. (Continua).

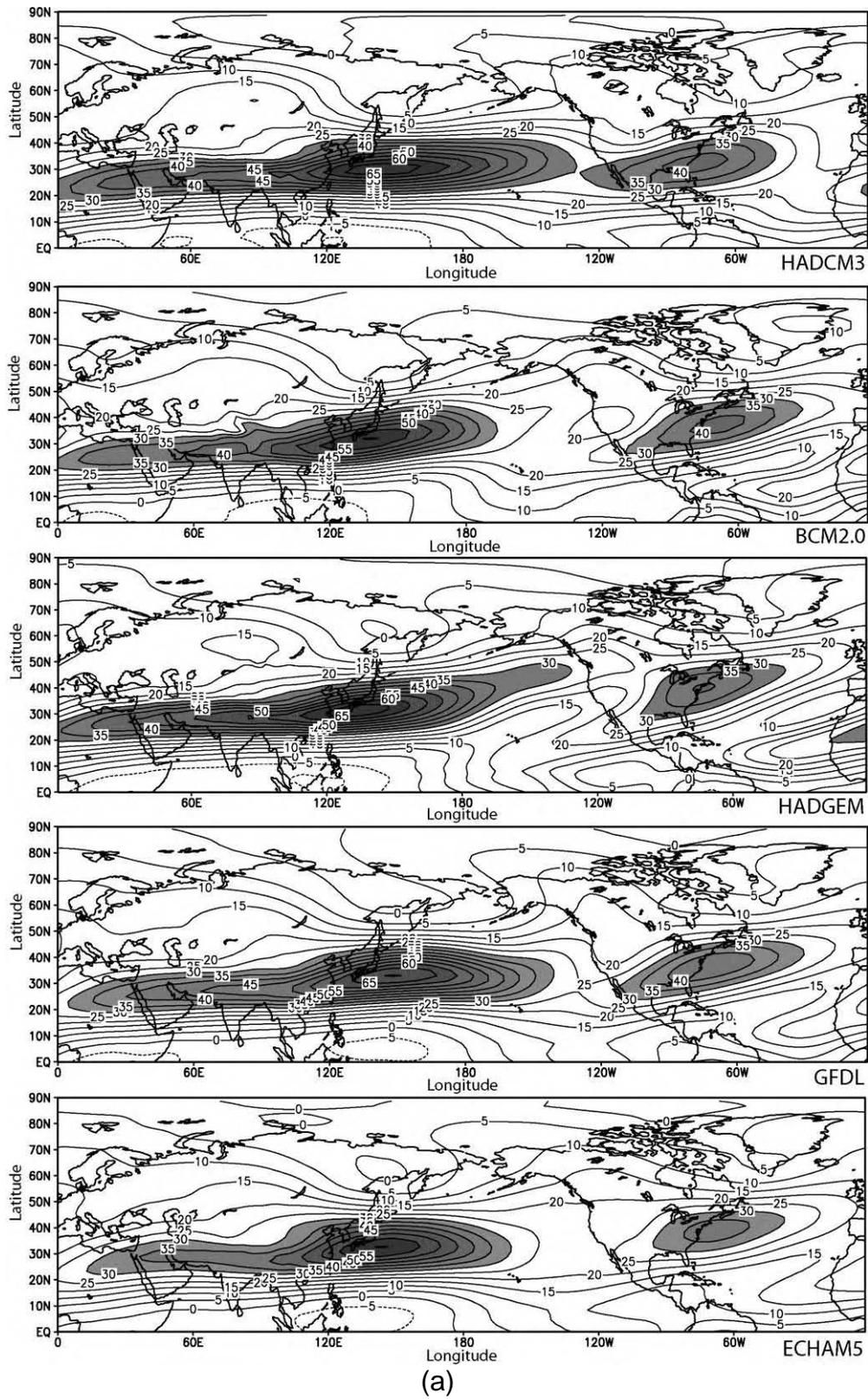
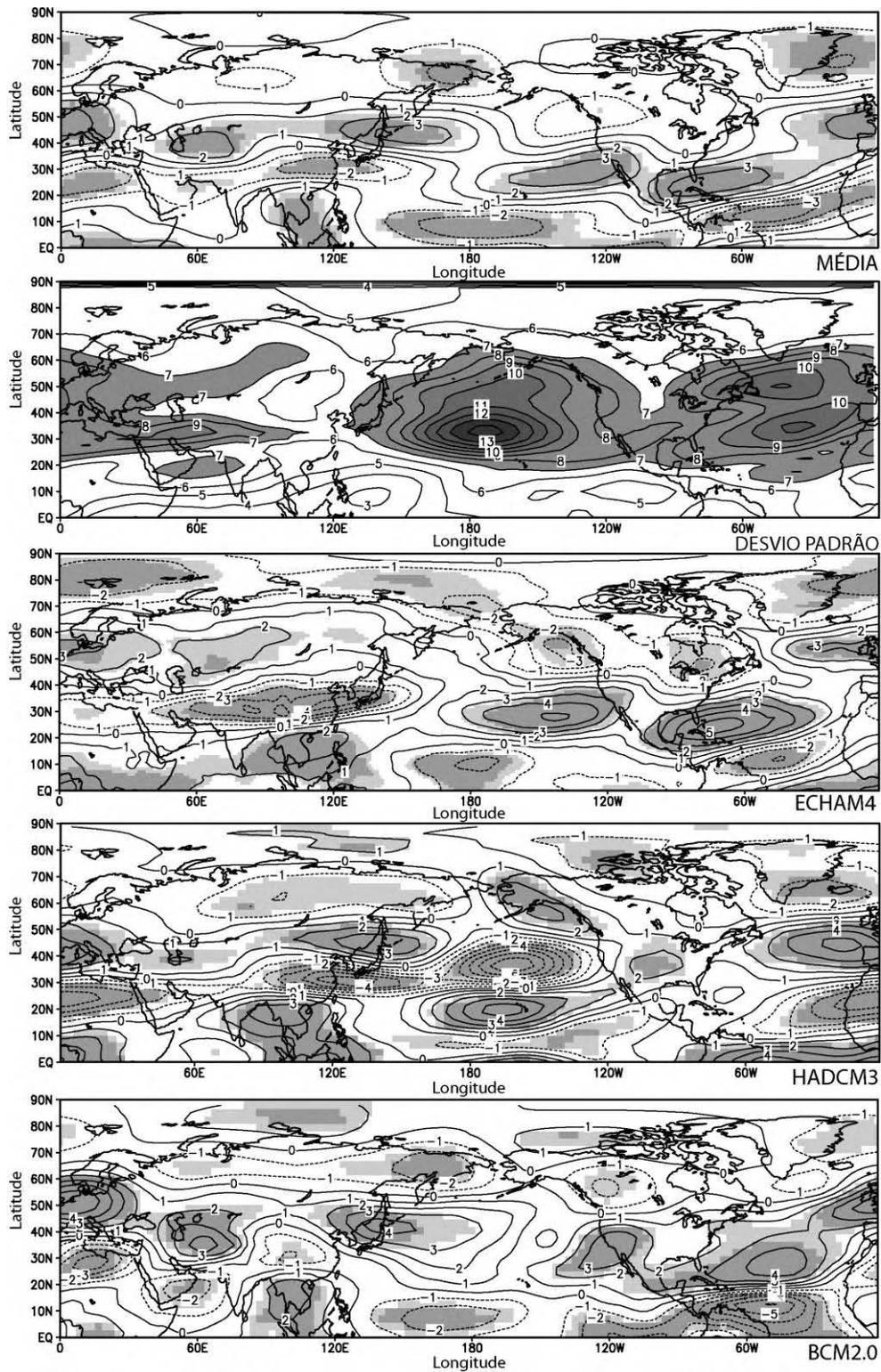
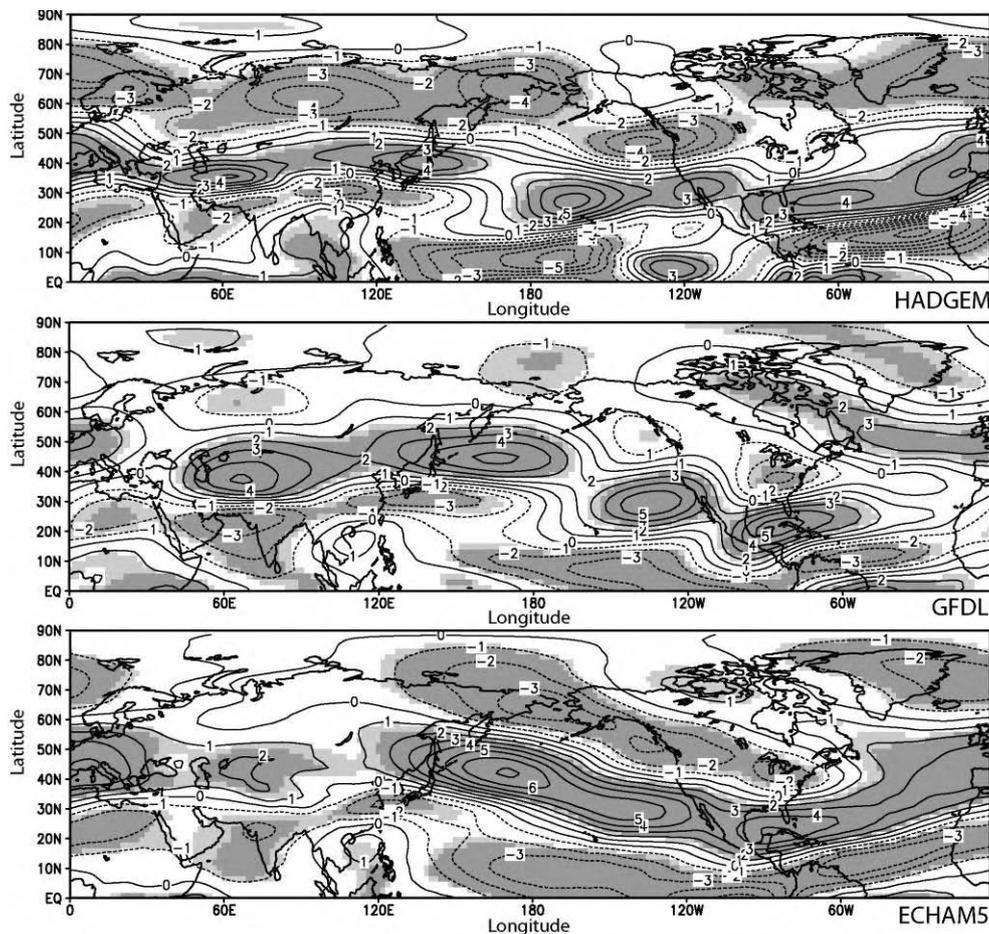


Figura 5.2 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 5.2 – Continuação (Continua).



(b)

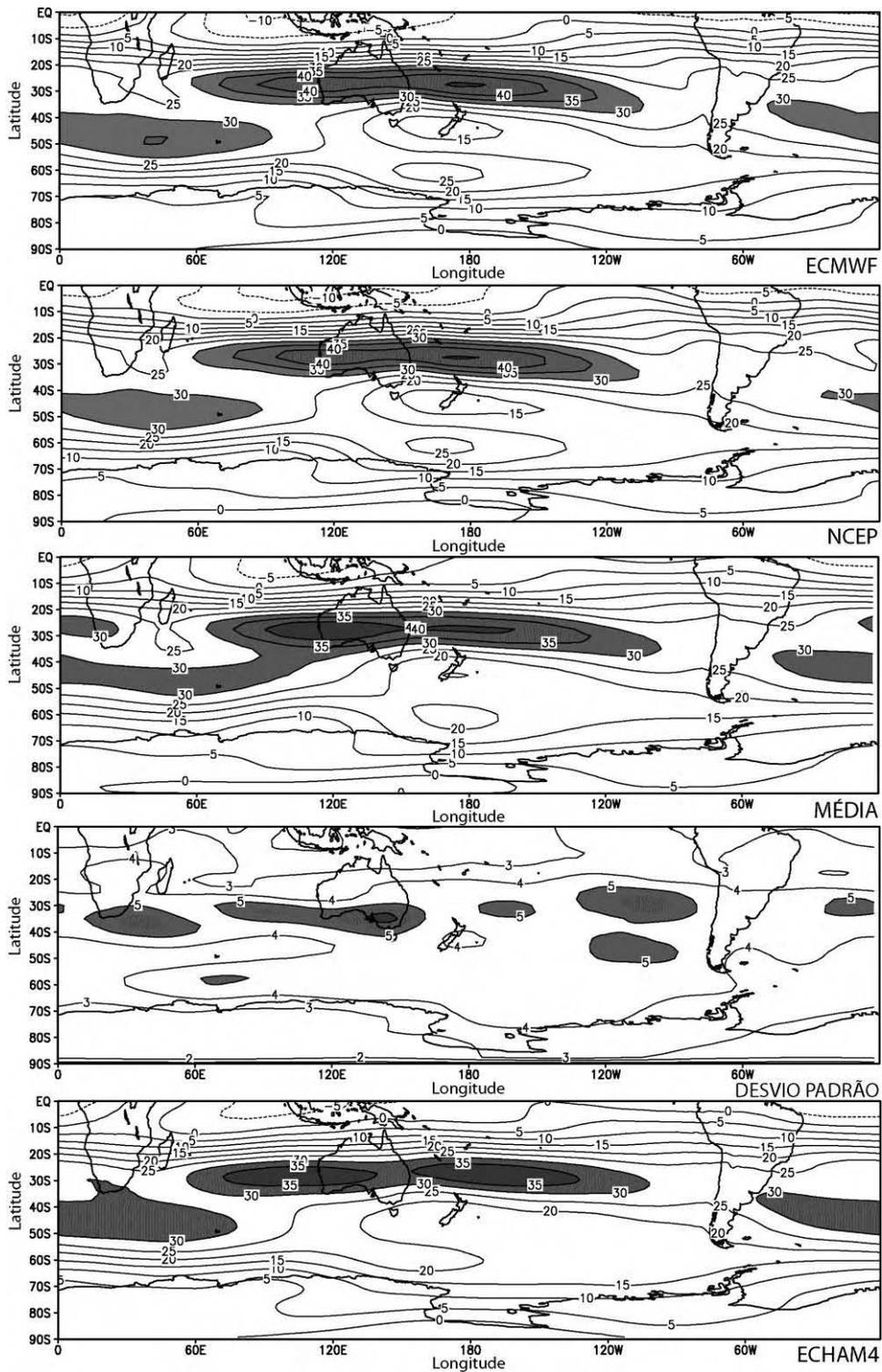
Figura 5.2 – Conclusão.

A Figura 5.3 (a) apresenta o vento zonal no clima do presente em JJA no HS para cada um dos MCGOAs, para a sua média, desvio padrão e para as reanálises. A JAU e a JP podem ser identificadas através das duas reanálises. Porém existem diferenças entre elas, especialmente no caso da JP. Nos dados da reanálise do NCEP/NCAR a JP não se estende em direção ao sul da América do Sul como nos dados da reanálise do ECMWF.

Quanto aos MCGOAs, o modelo ECHAM4 apresenta um padrão de vento zonal bastante similar ao da reanálise do ECMWF, embora subestime o valor do vento na JAU. Os modelos BCM e ECHAM5 também apresentam,

qualitativamente, um padrão de vento bastante similar ao da reanálise do ECMWF. Porém, o modelo BCM superestima o vento zonal na região sul da África e oeste do Oceano Índico e subestima no Oceano Pacífico oeste. O modelo ECHAM5 superestima o valor do vento no oeste da Austrália e, em torno de 90°E, a JP une-se a JAU. Esses aspectos observados no modelo ECHAM5 também são notáveis em outros modelos, como o HADGEM, HADCM3 e GFDL, e também no campo da média [Figura 5.3 (a)]. Os maiores desvios em relação à média encontram-se em torno de 35°S, nas regiões sul da África, sul da Austrália e Oceano Pacífico leste.

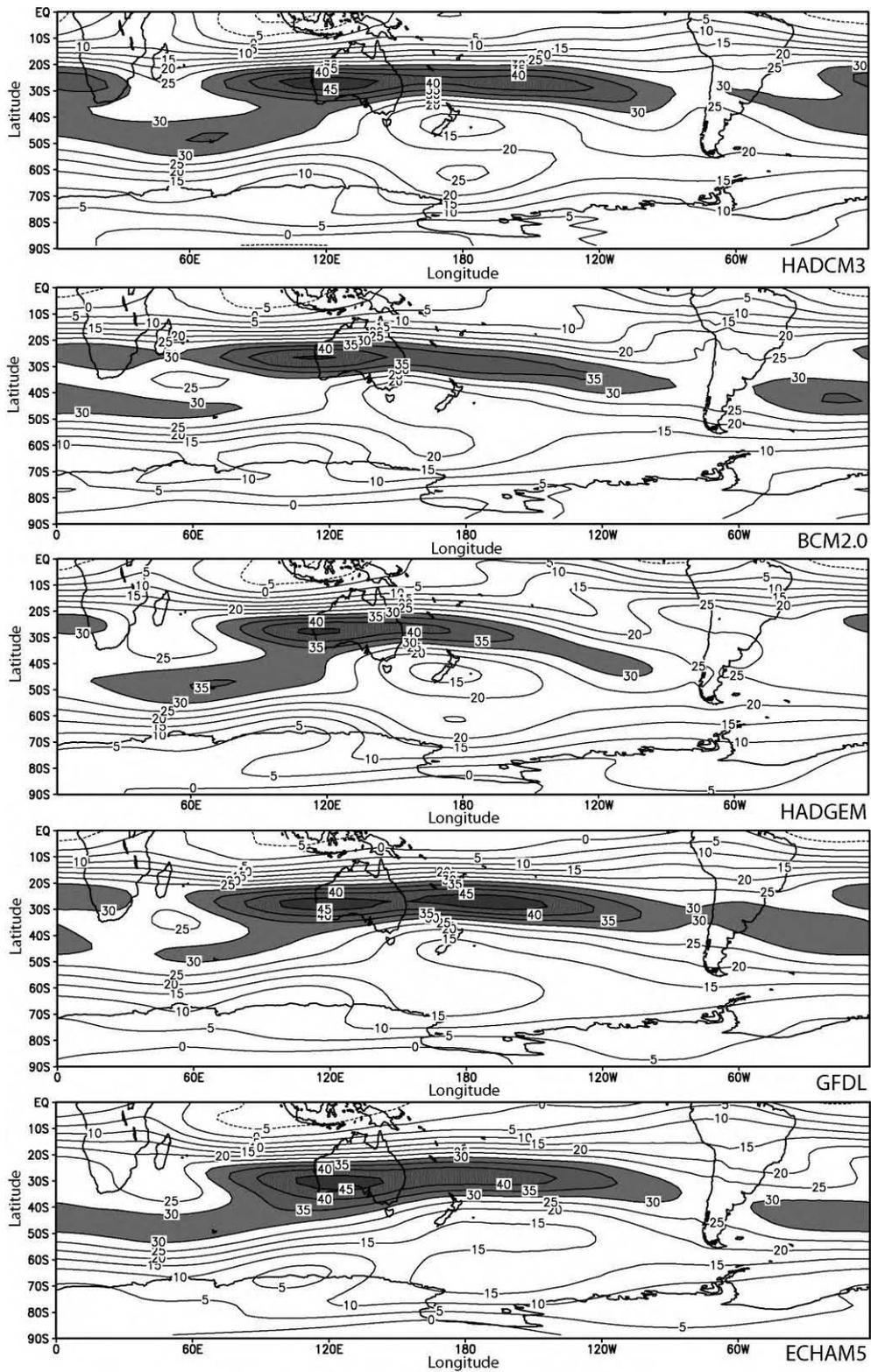
A Figura 5.3 (b) apresenta as mudanças no vento zonal para o HS em JJA. Três padrões de dipolo podem ser observados para todos os modelos (com exceção do ECHAM4 e BCM) e no campo da média. O primeiro padrão de dipolo está no Oceano Pacífico oeste próximo à região da Austrália, com diminuição do vento zonal em torno de 20°S e aumento em torno de 45°S. O segundo padrão se encontra na região sul da África, com diminuição do vento em torno de 20°S e aumento em torno de 35°S. O último padrão se estende da costa oeste da América do Sul ao oeste do Oceano Atlântico, com diminuição do vento em torno de 15°S e aumento em torno de 30°S. Os maiores desvios em relação à média podem ser observados na região sudeste da Austrália em torno de 35°S e no Oceano Pacífico leste em torno de 30°S.



(a)

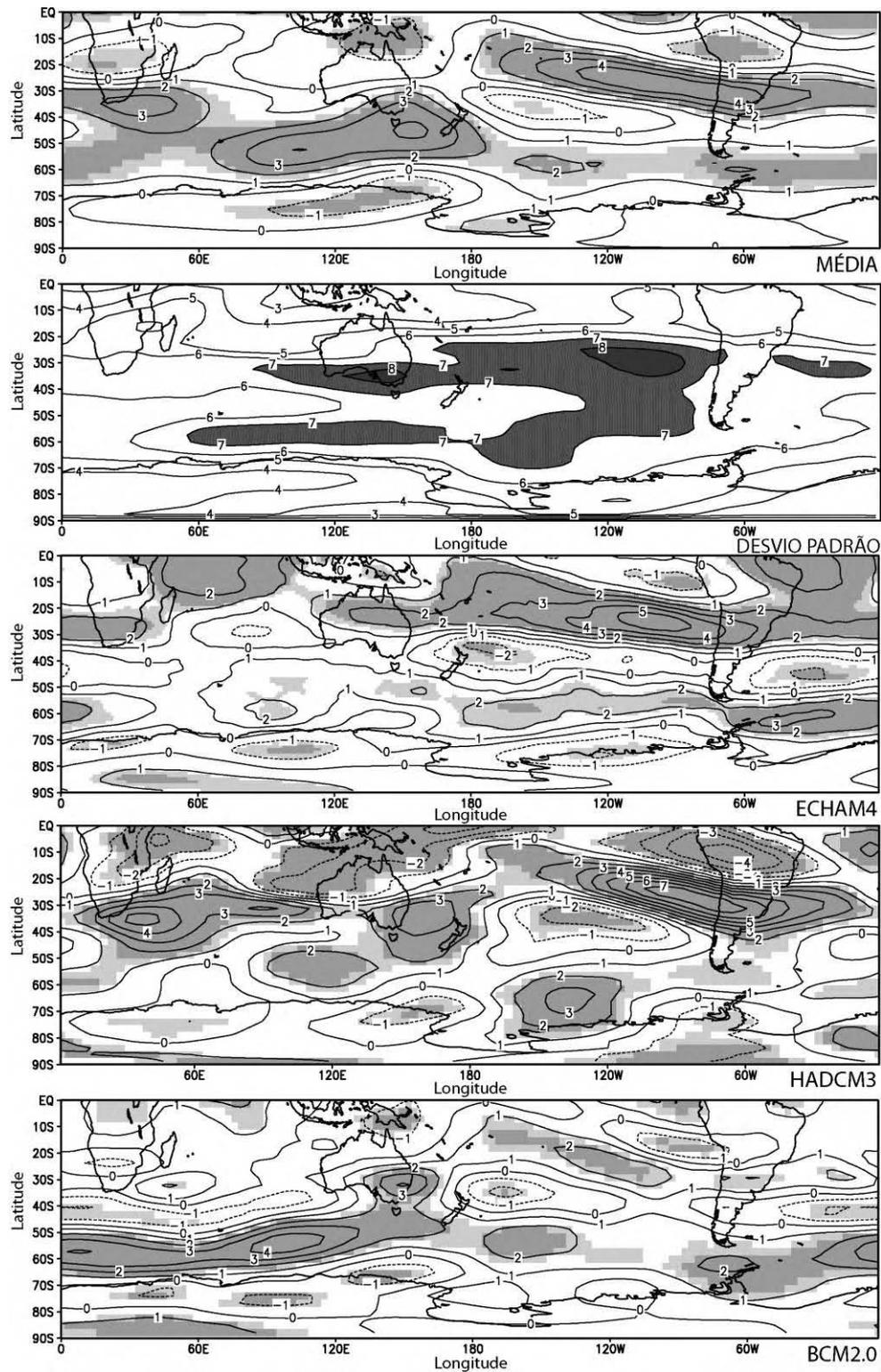
Figura 5.3 – Vento zonal (ms^{-1}) em 300 hPa baseado nos dados de simulações dos MCGOAs e da sua média e desvio padrão para o HS em JJA (a) clima do presente (incluindo as reanálises do NCEP/NCAR e

ECMWF) e (b) mudança (clima do futuro – clima do presente). Valores maiores que 30 ms^{-1} estão sombreados em (a). Em (b), valores estatisticamente significativos a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). Para as figuras de desvio padrão, valores maiores que 5 ms^{-1} em (a) e maiores que 7 ms^{-1} em (b) estão sombreados. (Continua).



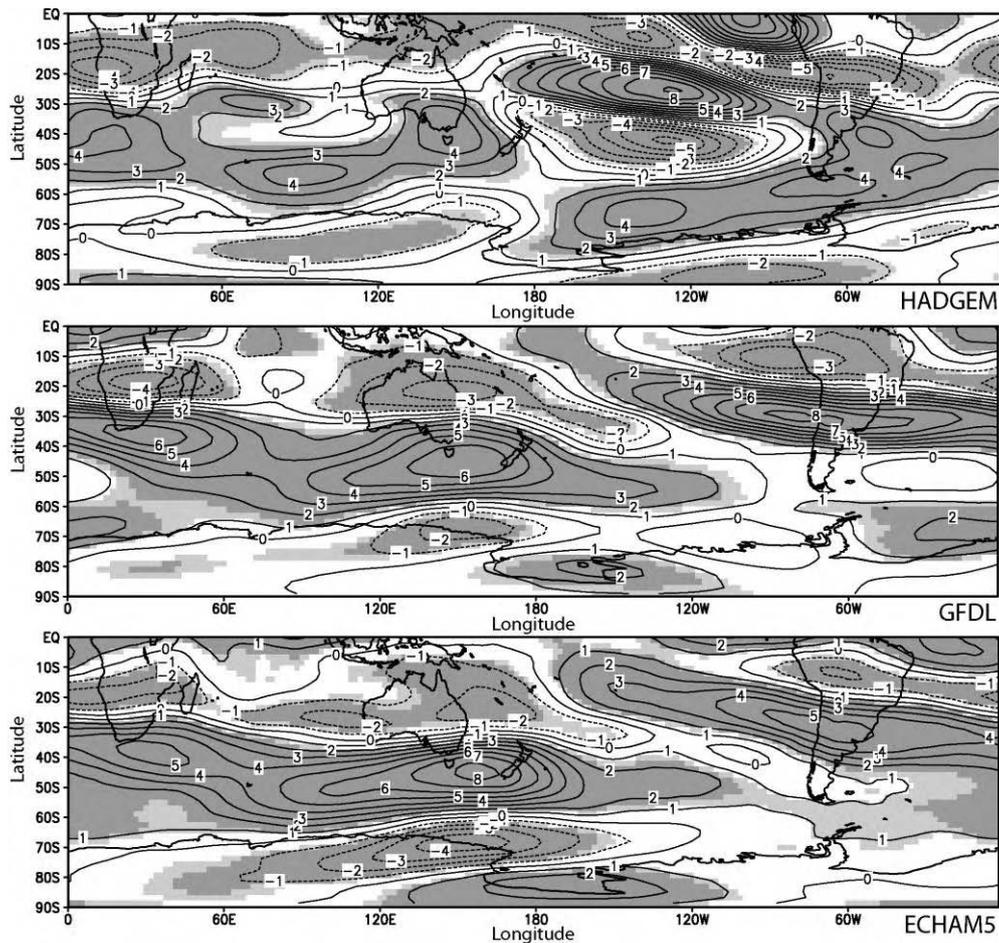
(a)

Figura 5.3 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 5.3 – Continuação (Continua).



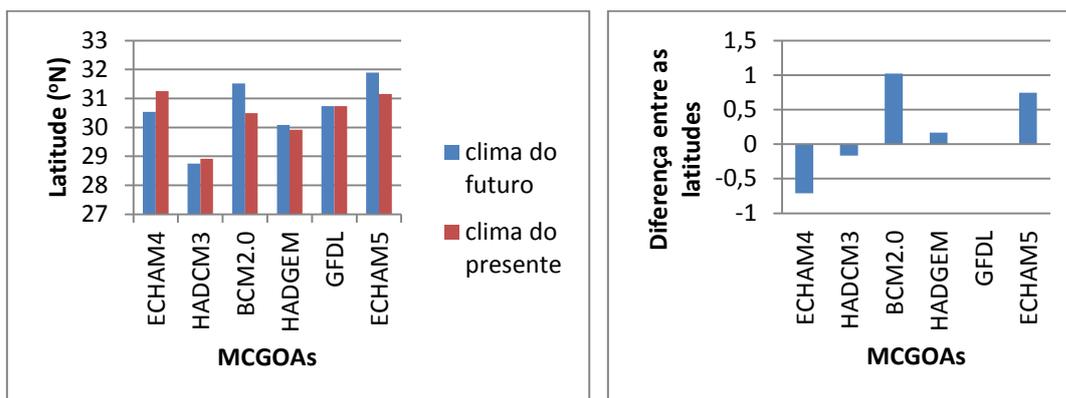
(b)

Figura 5.3 – Conclusão.

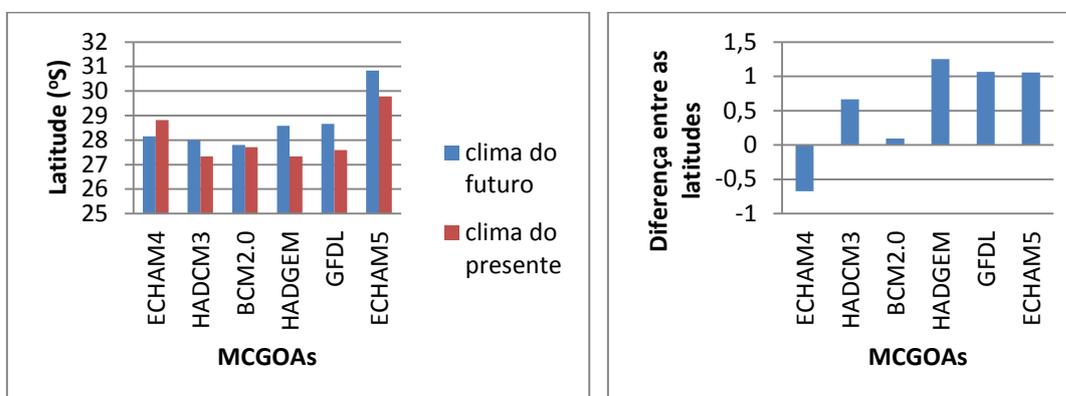
Alguns autores (por exemplo, ARCHER e CALDEIRA, 2008; GIBSON, 1992) observaram que a corrente de jato subtropical do HS deslocou-se na direção do pólo nas décadas recentes. De acordo com Seidel et al. (2008), desde 1979 as correntes de jato, os storm tracks, a posição média dos sistemas de alta e baixa pressão e os regimes de precipitação associados deslocaram-se para o pólo, indicando o alargamento do cinturão tropical e da circulação de Hadley. Kushner et al. (2001) encontrou que a corrente de jato de latitudes médias e os distúrbios (*eddies*) se deslocaram na direção do pólo em resposta ao aquecimento global. Yin (2005) utilizou dados das simulações de quinze

MCGOAs e encontrou mudanças similares nas trilhas de tempestade em todas as estações do ano e em ambos os hemisférios.

Para verificar se há o deslocamento da corrente de jato subtropical no clima do futuro, a Figura 5.4 (a) e (b) mostra uma média de 30 anos da latitude do vento médio zonal subtropical máximo em 300 hPa no período de inverno para o clima do presente (1960-1990), clima do futuro (2069-2099) e para a diferença (clima do futuro – clima do presente) no HN e HS, respectivamente. No HN, os modelos BCM, HADGEM e ECHAM5 apresentam um deslocamento na direção do pólo da corrente de jato subtropical no clima do futuro. O modelo GFDL não mostra diferenças entre a latitude do vento zonal subtropical máximo no clima do presente e no clima do futuro. Os outros modelos (HADCM3 e ECHAM4) projetam um deslocamento na direção do equador para o clima do futuro. No HS, o modelo ECHAM4 é o único que mostra um deslocamento na direção do equador da corrente de jato subtropical no clima do futuro. Todos os outros modelos mostram um deslocamento na direção do pólo, no clima do futuro, da corrente de jato subtropical e a diferença entre a latitude do vento zonal máximo subtropical no clima do futuro e no clima do presente é maior do que 1° nos modelos HADGEM, GFDL e ECHAM5.



(a)



(b)

Figura 5.4 – Latitude do vento zonal subtropical máximo em 300 hPa baseada nos dados dos MCGOAs para o clima do presente, clima do futuro e a mudança (clima do futuro - clima do presente) para: (a) HN em DJF e (b) HS em JJA.

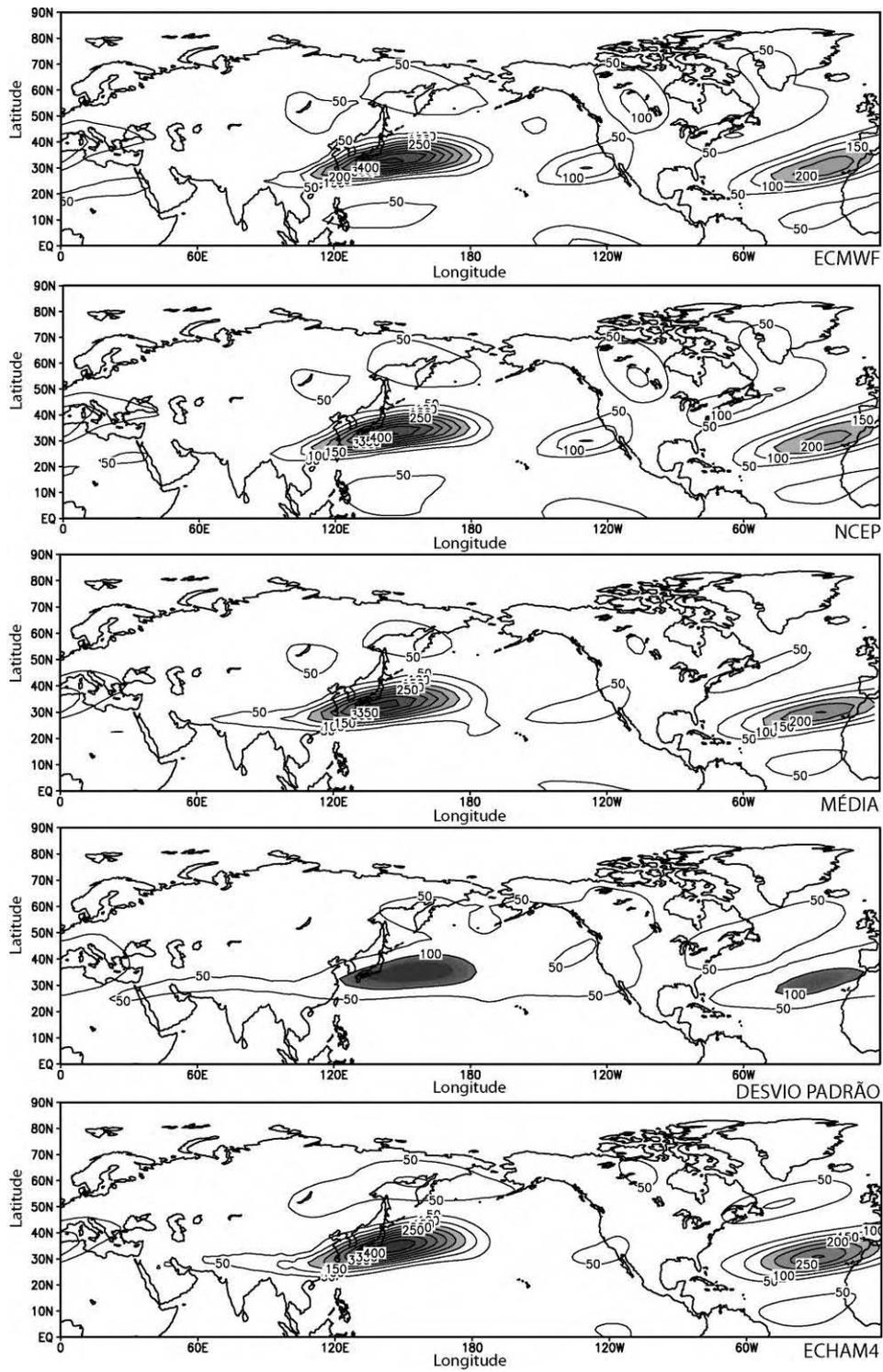
5.2.2. Energia Cinética das OEs

O padrão da ECOEs é determinado pela estrutura da corrente de jato subtropical, consistindo de dois máximos principais no HN: um do leste do Atlântico Norte ao noroeste do Oriente Médio, associado com a JSAN, e outro, do leste da Ásia ao oeste do Pacífico Norte, associado com a JA subtropical.

No HS os máximos no padrão da ECOEs são: no leste do Oceano Pacífico tropical; em torno de 30°S, atravessando a Austrália até o oeste do Oceano Pacífico e do sul da África até a costa leste da América do Sul; em torno de 55°S, do sudeste da Austrália atravessando a Nova Zelândia até o sudoeste do Oceano Pacífico e do sudeste do Oceano Atlântico até o sudoeste do Oceano Índico. Contudo, o foco deste trabalho está nos máximos presentes nas regiões da JAU e da JP.

A Figura 5.5 (a) apresenta o padrão da ECOEs no clima do presente para o HN em DJF. Os dois máximos principais citados acima, em torno de 30°N, podem ser observados qualitativamente por todos os MCGOAs. Entretanto, o modelo HADGEM, por exemplo, superestima os máximos associados com a JSAN e com a JA, além de superestimar o máximo presente na costa oeste dos Estados Unidos em torno de 30°N. Os modelos HADGEM e GFDL mostram os dois máximos principais com maior extensão zonal do que é observado nos dados das reanálises. Apesar disto, o campo da média representa relativamente bem o padrão da ECOEs nos dados das reanálises.

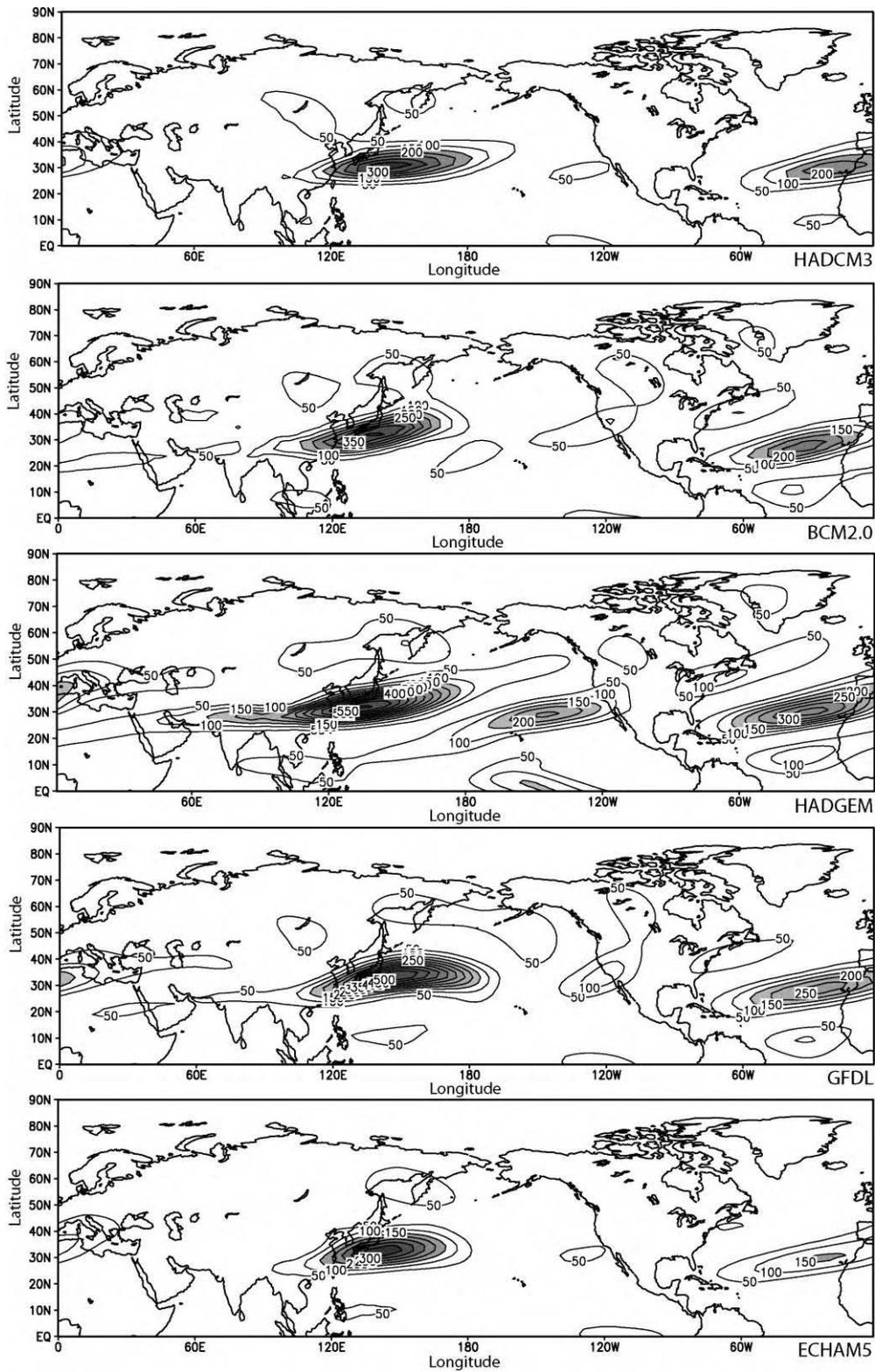
As mudanças na ECOEs são apresentadas na Figura 5.5 (b). Uma diminuição é observada em todos os modelos e no campo da média, principalmente na região leste da Ásia, associada com a JA, e na região da JSAN. Os maiores desvios em relação à média tanto na Figura 5.5 (a) quanto na Figura 5.5 (b) podem ser observados nas regiões ocidental do Pacífico Norte e oriental do Atlântico Norte.



(a)

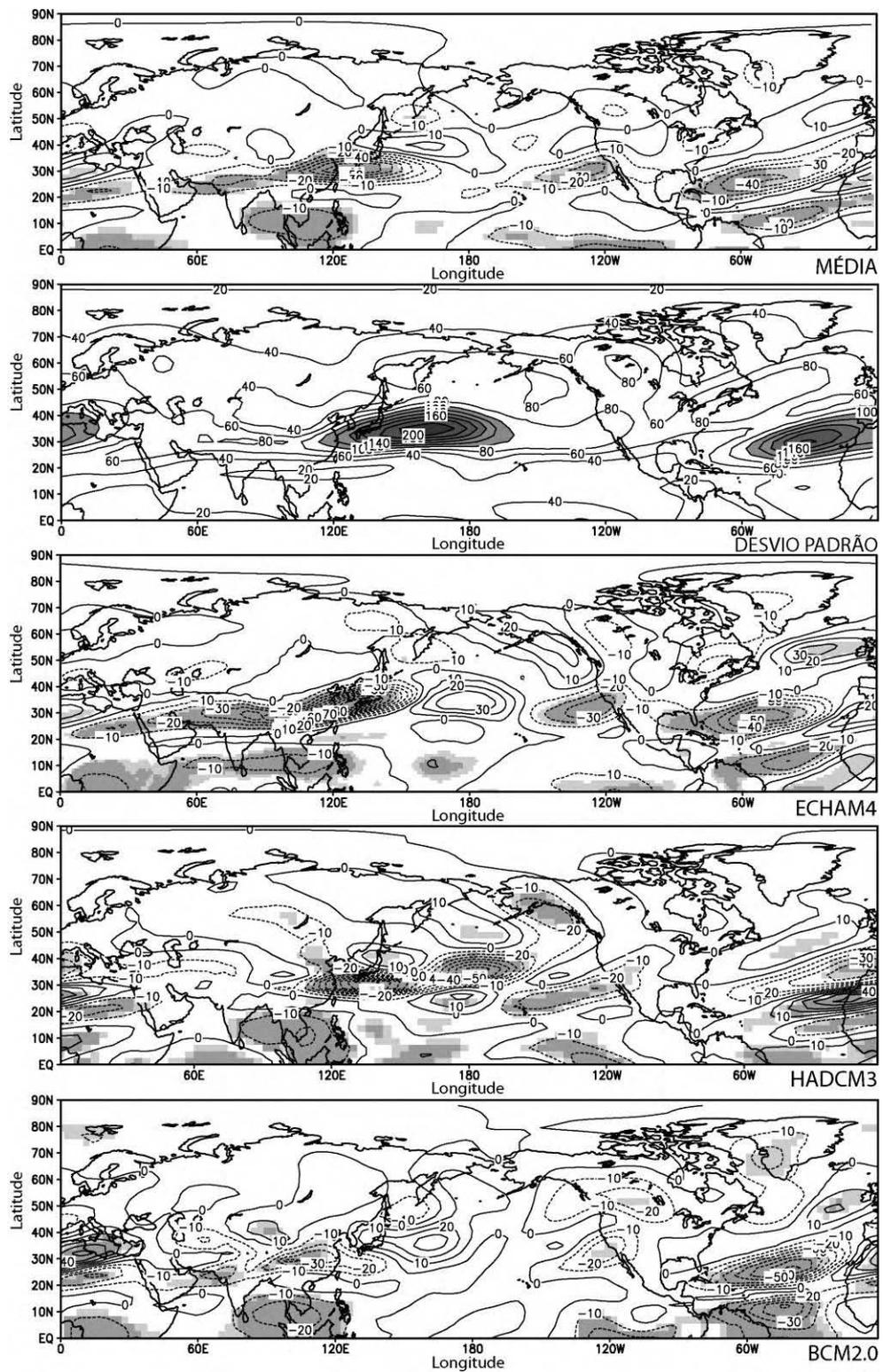
Figura 5.5 – ECOEs (m^2s^{-2}) em 300 hPa baseada nos dados de simulações dos MCGOAs e na sua média e desvio padrão para o HN em DJF (a) clima do presente (incluindo as reanálises do NCEP/NCAR e

ECMWF) e (b) mudança (clima do futuro – clima do presente). Valores maiores que $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados em (a). Em (b), os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). Para as figuras de desvio padrão, valores maiores que $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados e o intervalo do contorno é $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ em (b). (Continua).



(a)

Figura 5.5 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 5.5 – Continuação (Continua).

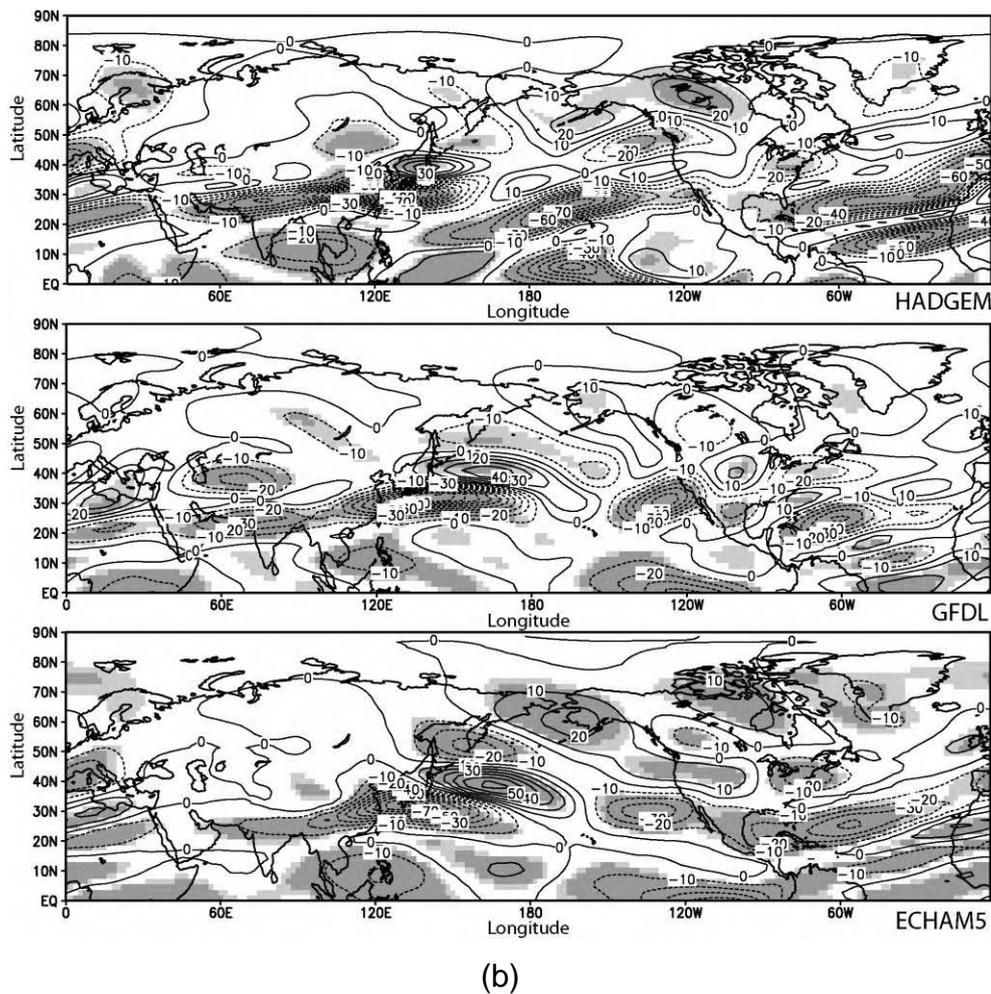
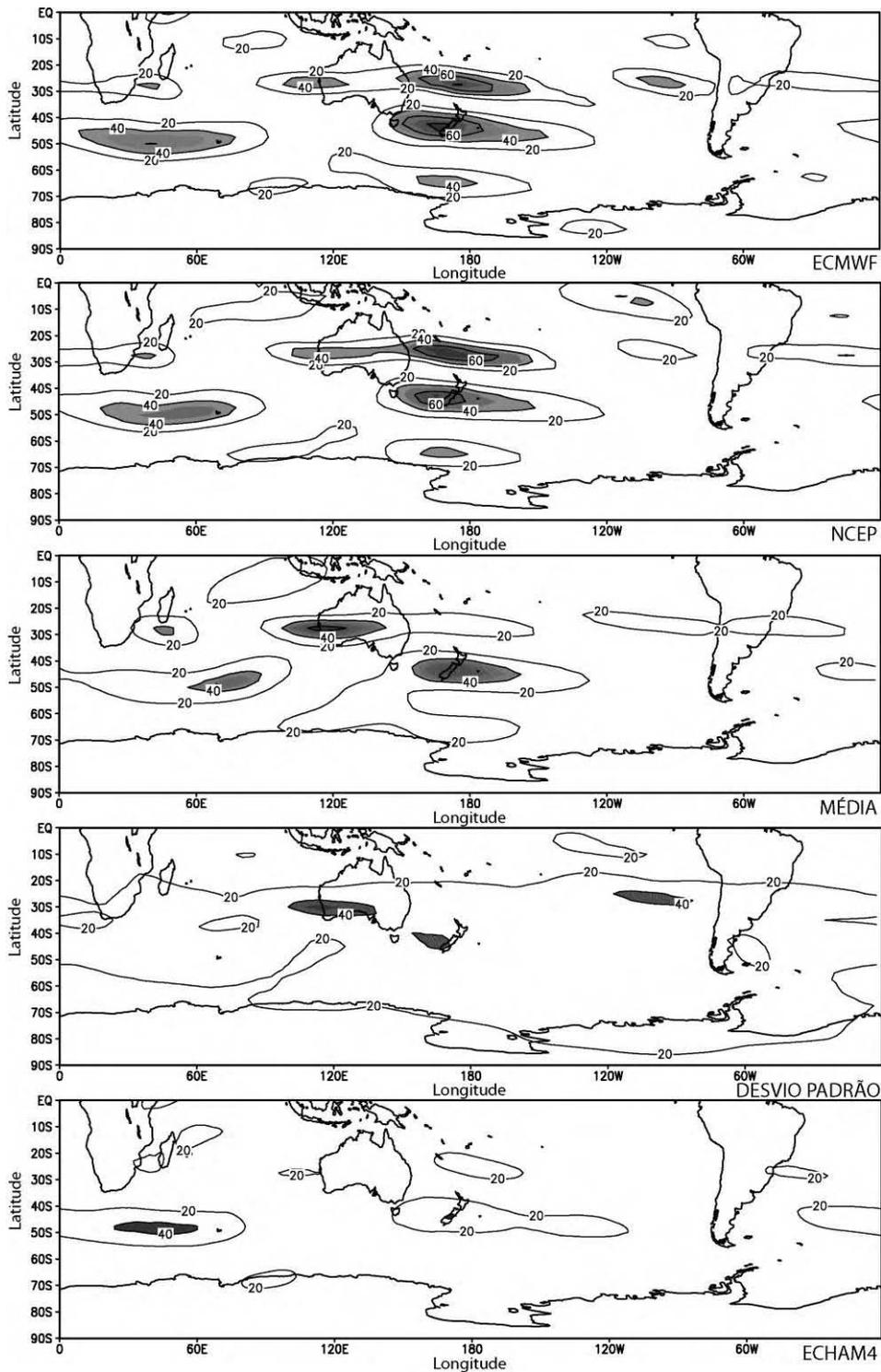


Figura 5.5 – Conclusão.

A Figura 5.6 (a) mostra o padrão da ECOEs no clima do presente para o HS em JJA. Qualitativamente, os máximos citados anteriormente podem ser observados na maioria dos MCGOAs. Contudo, o modelo ECHAM4 subestima o padrão da ECOEs observado nas reanálises e o modelo HADGEM superestima esse padrão. Ainda assim, pode-se observar que o campo da média reproduz razoavelmente o padrão da ECOEs apresentado pelas reanálises. Os maiores desvios em relação à média encontram-se nas regiões sudoeste da Austrália e Pacífico leste em torno de 30°S, devido, especialmente, ao modelo HADGEM que superestima consideravelmente a ECOEs nestas regiões.

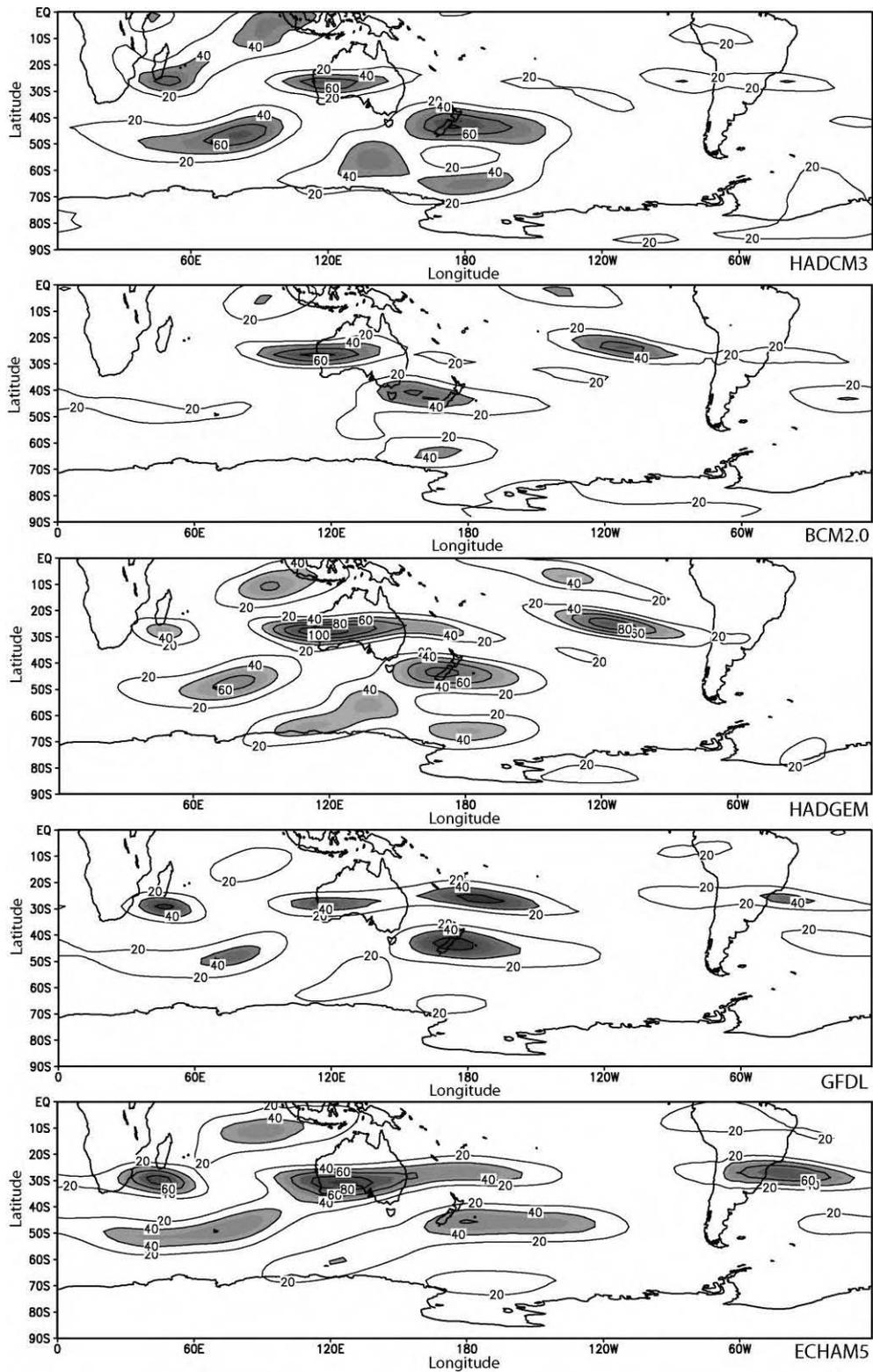
As mudanças na ECOEs no HS são apresentadas na Figura 5.6 (b). As diferenças entre o clima do presente e o do futuro no HS são muito menores que no HN. Praticamente não há mudanças projetadas para o clima do futuro no modelo ECHAM4. Os modelos ECHAM5, GFDL e HADCM3 projetam uma diminuição da ECOEs em torno de 30°S na América do Sul. A maioria dos modelos e o campo da média projetam uma diminuição da energia na região oeste da Austrália em torno de 30°S e na região do Pacífico leste nesta mesma latitude, em torno de 120°W. Nestas regiões também podem ser observados grandes desvios em relação à média.



(a)

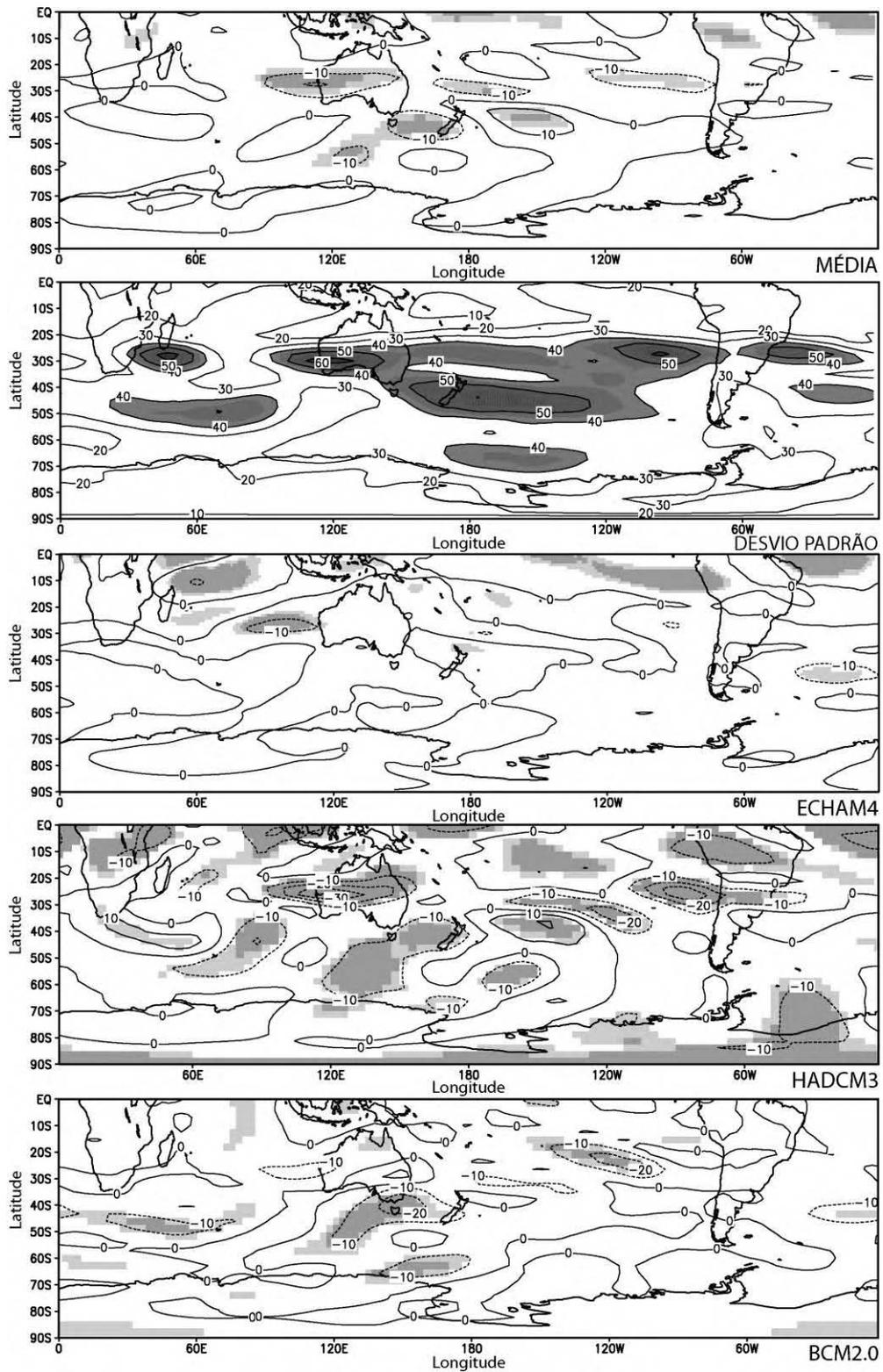
Figura 5.6 – ECOEs (m^2s^{-2}) em 300 hPa baseada nos dados de simulações dos MCGOAs e na sua média e desvio padrão para o HS em JJA (a) clima do presente (incluindo as reanálises do NCEP/NCAR e

ECMWF) e (b) mudança (clima do futuro – clima do presente). Valores maiores que $40 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados em (a). Em (b), os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro).). Para as figuras de desvio padrão, valores maiores que $40 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados. (Continua).



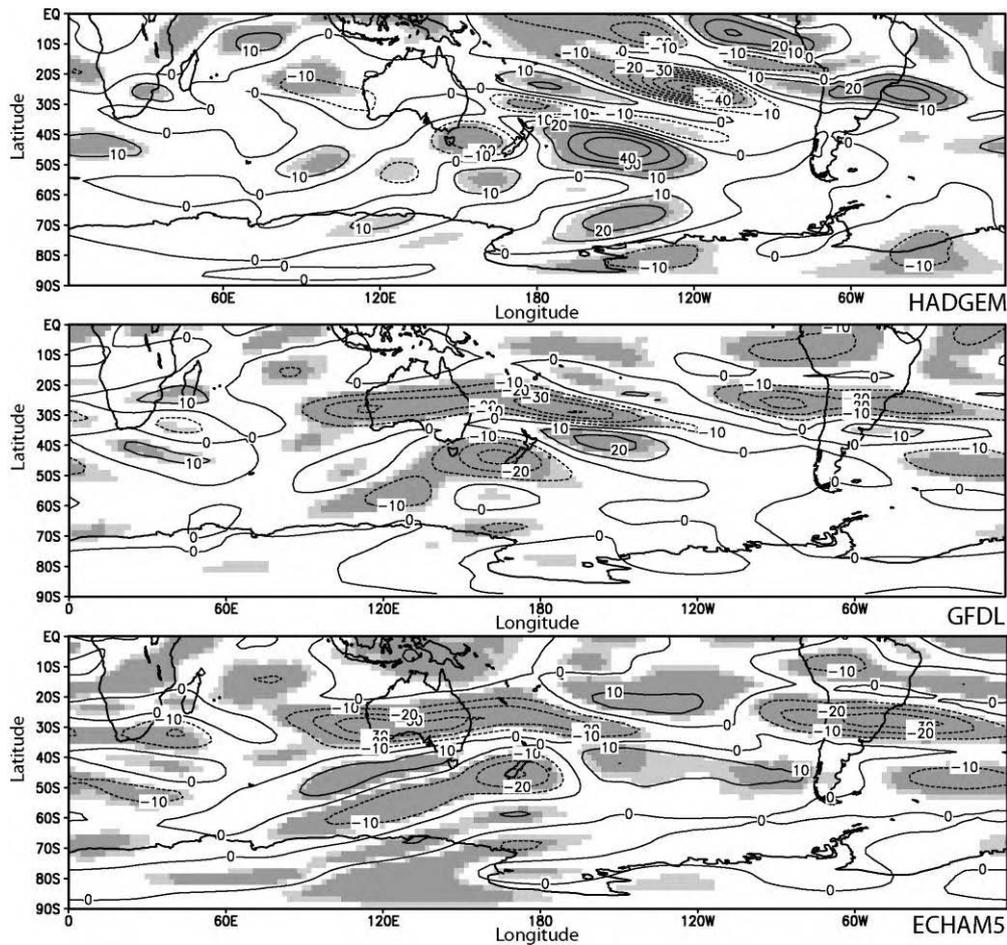
(a)

Figura 5.6 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 5.6 – Continuação (Continua).



(b)

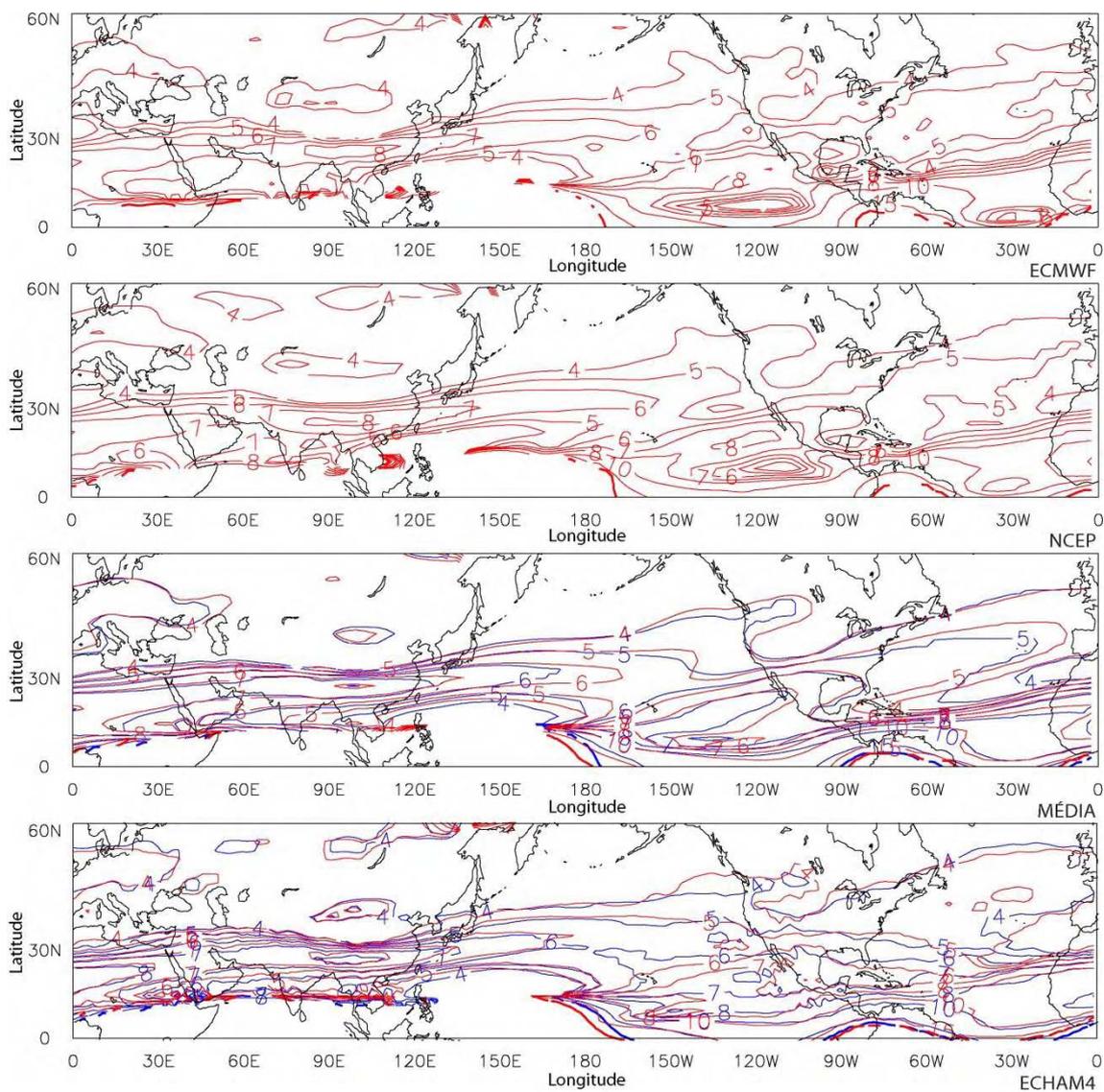
Figura 5.6 – Conclusão.

5.2.3. Número de Onda Estacionário

Para entender as implicações das mudanças mencionadas anteriormente no vento zonal e na ECOEs na propagação das OEs no clima do futuro é necessário analisar o número de onda estacionário (K_s) nas regiões das correntes de jato. O foco da análise do K_s serão os dois principais guias de onda encontrados por Hoskins e Ambrizzi (1993) em DJF para o HN: ao longo da JA, com $K_s = 7$ (número de onda zonal em torno de 5) e outro, ao longo da JSAN, com $K_s = 5$ (número de onda zonal em torno de 3). Para o HS em JJA o foco serão os dois principais guias de onda encontrados por Ambrizzi et al.

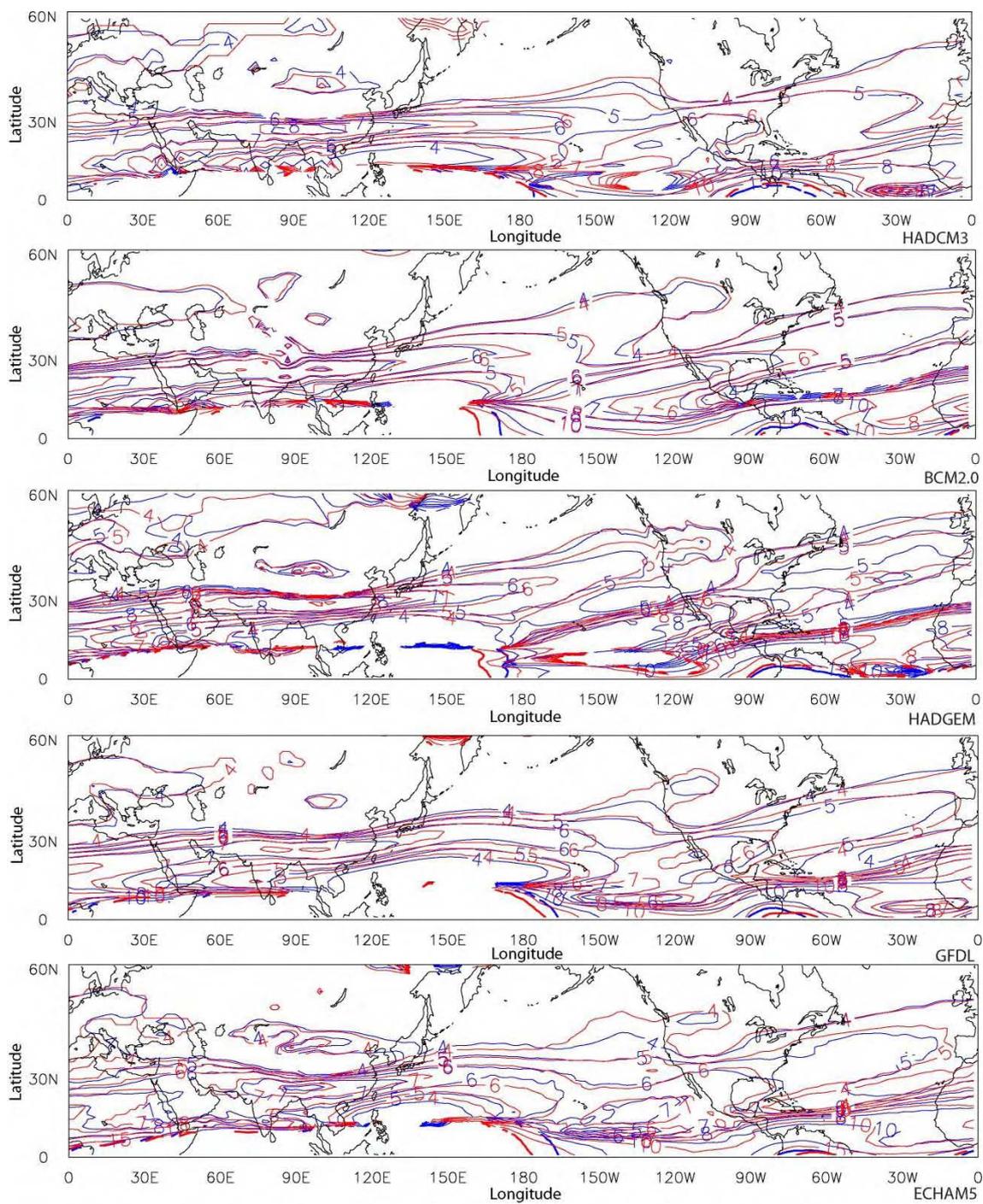
(1995): ao longo da JAU, com $K_s = 7$ (número de onda zonal em torno de 5) e outro, ao longo da JP, com $K_s = 4$ (número de onda zonal em torno de 3-4).

É necessário analisar a mudança na extensão longitudinal dos guias de onda no clima do presente e no clima do futuro. Um mapa superposto facilita esta análise. A Figura 5.7 mostra o K_s , sendo que os contornos em cor vermelha representam o clima do presente e os contornos em cor azul representam o clima do futuro.



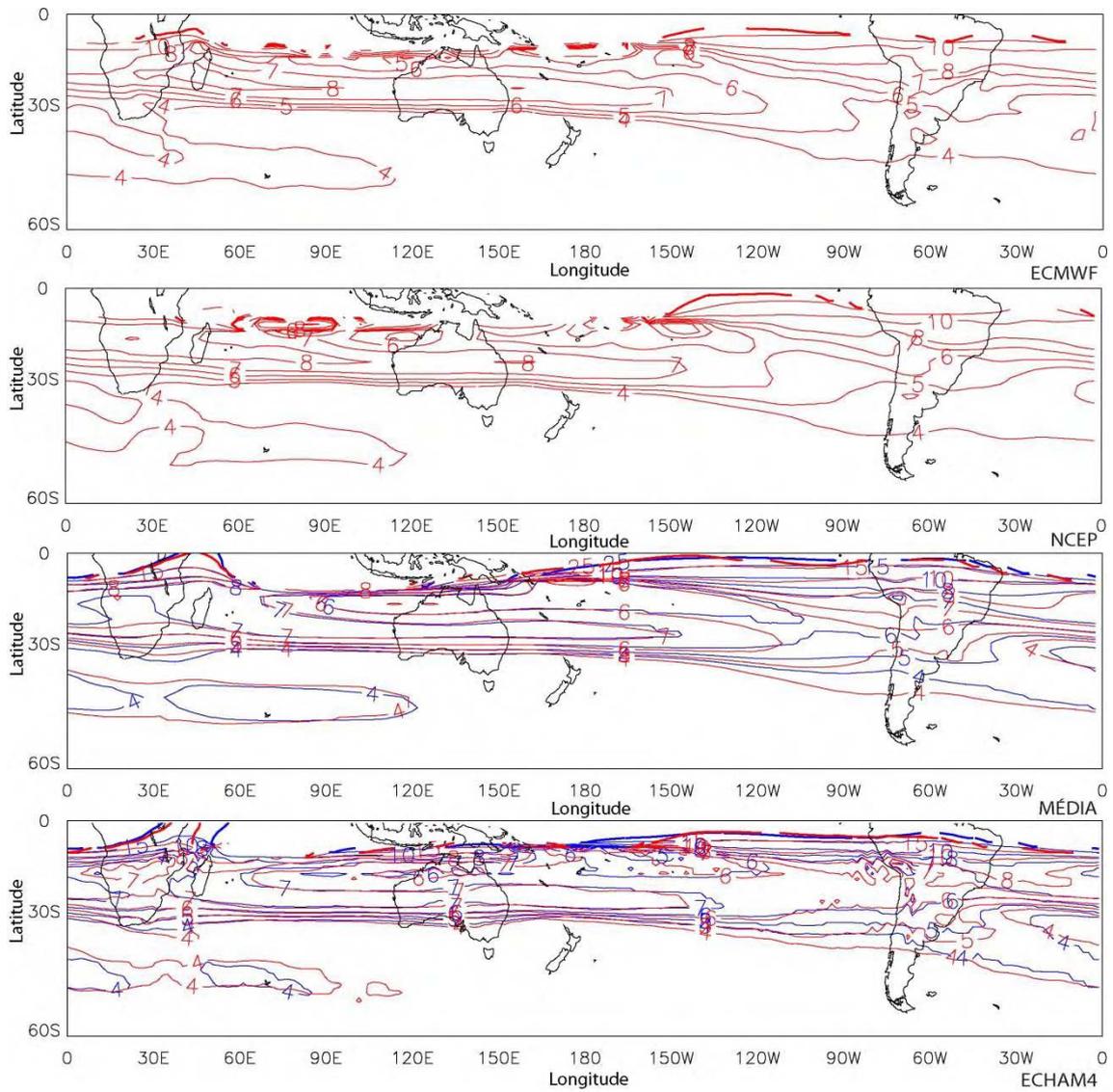
(a)

Figura 5.7 – Número de onda estacionário (K_s) em 300 hPa baseado nos dados de simulações dos MCGOAs e nas reanálises do NCEP/NCAR e ECMWF para o clima do presente (vermelho) e simulações dos modelos para o clima do futuro (azul) em: (a) DJF no HN, (b) JJA no HS. Os contornos são para os números de onda zonal 0, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 15 e 25-30 (contorno em linha grossa). (Continua).



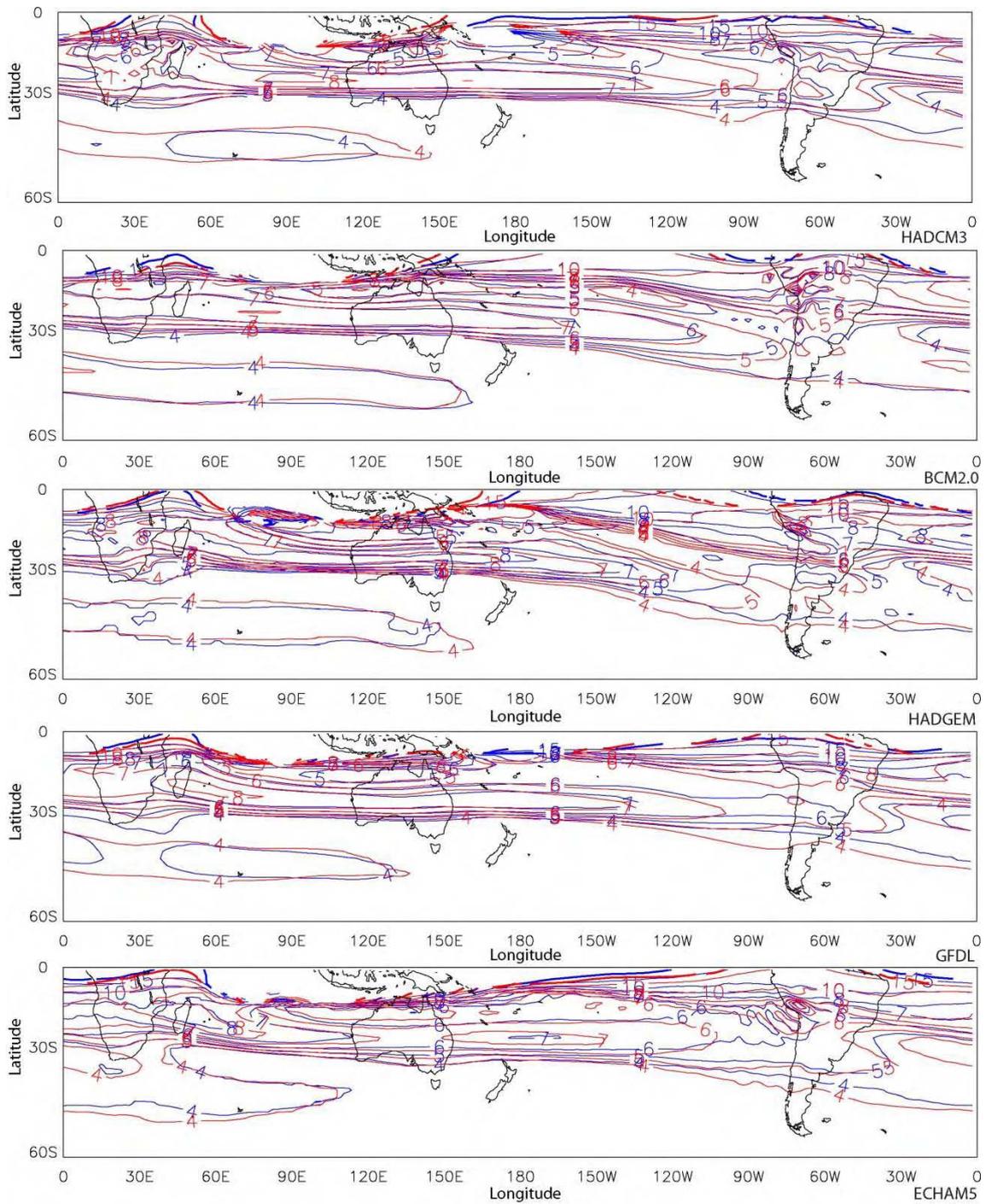
(a)

Figura 5.7 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 5.7 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 5.7 – Conclusão.

A Figura 5.7 (a) mostra o K_s para o HN em DJF. Existem algumas diferenças na representação dos principais guias de onda entre a reanálise do NCEP/NCAR e do ECMWF. A maior diferença está no guia de onda associado com a JSAN ($K_s = 5$), que tem maior extensão em direção à costa leste da América do Norte na reanálise do ECMWF. Além disso, o $K_s = 8$ na região leste da Ásia é mais abrangente na reanálise do ECMWF.

Em comparação com as reanálises, é possível notar deficiências na representação dos guias de onda no modelo ECHAM4, que não representa adequadamente o guia de onda associado com a JSAN ($K_s = 5$), e no modelo HADGEM que representa o $K_s = 8$ com uma grande extensão zonal. Apesar disto, o campo da média representa adequadamente o $K_s = 7$ e apresenta o $K_s = 5$ de forma semelhante à reanálise do ECMWF. Já o $K_s = 8$ é subestimado pelo campo da média.

Com respeito às mudanças nos guias de onda, as linhas vermelhas mostram que o guia de onda associado à JA ($K_s = 7$) adentrou mais o Oceano Pacífico no clima do presente em todos os modelos (com exceção do ECHAM4) e no campo da média [Figura 5.7 (a)]. O $K_s = 8$ na região leste da Ásia está mais abrangente no clima do presente nos modelos ECHAM4, HADCM3, ECHAM5 e HADGEM, embora este último modelo não o tenha representado adequadamente. Anteriormente mostrou-se que os MCGOAs projetam um enfraquecimento da JLA no clima do futuro [Figura 5.2 (b)]. Uma diminuição no máximo da ECOEs associado com a JA também é projetada para o clima do futuro [Figura 5.5 (b)], o que indica que a propagação de energia das OEs deve diminuir. Portanto, a propagação das OEs, associada com este guia de onda, deve diminuir no clima do futuro.

A Figura 5.8 mostra a função de corrente zonalmente assimétrica e os vetores do fluxo de atividade de onda no campo da média para o clima do presente e para a mudança (clima do futuro – clima do presente). Pode-se observar que na região leste da Ásia tanto a APTO como a BLA enfraquecem no clima do

futuro [Figura 5.8 (b)]. O mesmo ocorre com a atividade de onda, onde os vetores no mapa da mudança para a região leste da Ásia [Figura 5.8 (b)] são opostos aos do mapa referente ao clima do presente [Figura 5.8 (a)]. Portanto, fica comprovada a projeção dos modelos de uma propagação enfraquecida ou desfavorável no clima do futuro para a região leste da Ásia.

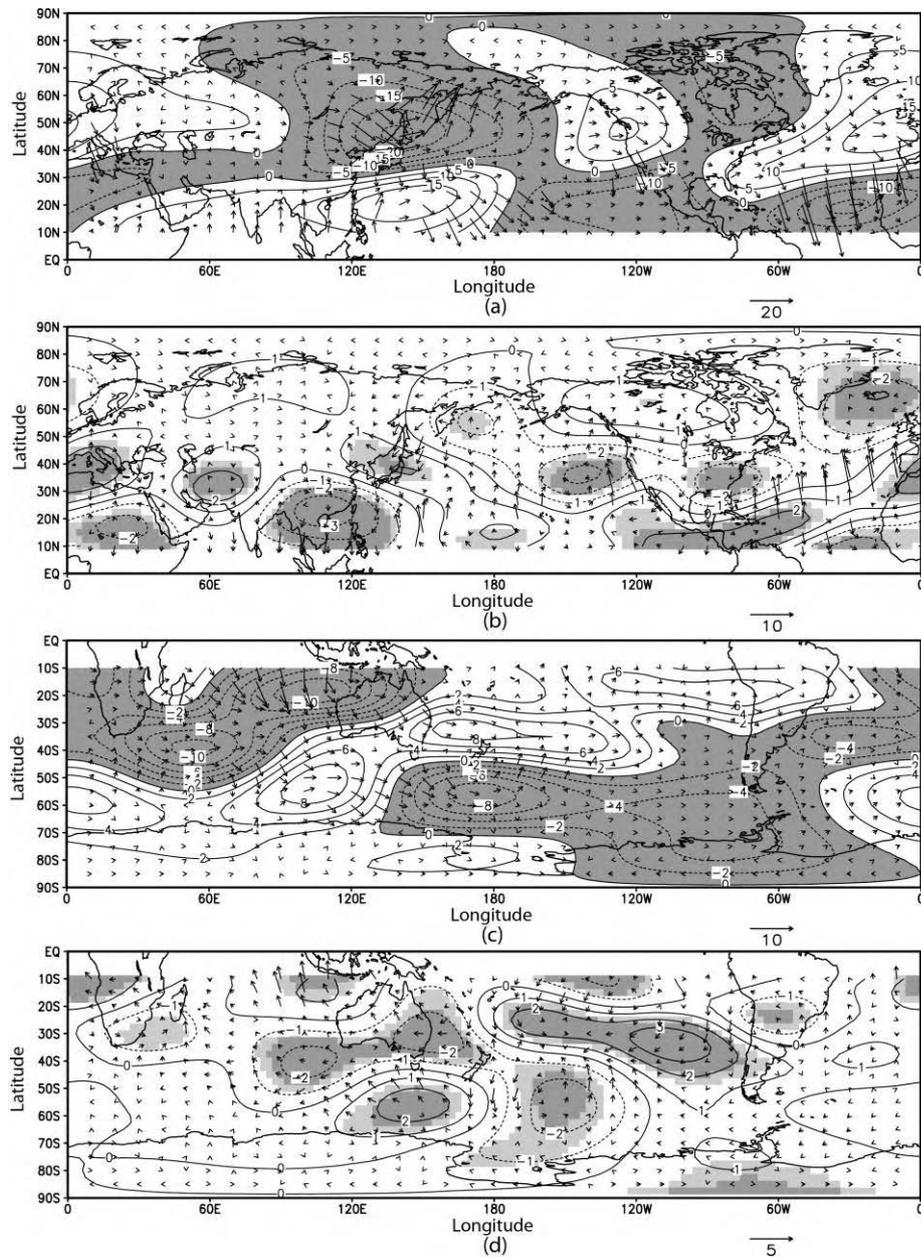


Figura 5.8 – Função de corrente zonalmente assimétrica ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) e vetores do fluxo de atividade de onda de Takaya e Nakamura (2001) em 300 hPa baseados na média dos MCGOAs em DJF para: (a) clima do presente (com contornos negativos sombreados), (b) mudança (clima do futuro – clima do presente) e em JJA para: (c) clima do presente, (d) mudança. Para as figuras referentes à mudança, o intervalo do contorno é de $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ e os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro).

A Figura 5.7 (a) mostra que o ramo sudoeste do guia de onda associado com a JSAN ($K_s = 5$) estende-se mais em direção à costa oeste da América Central no clima do presente do que no clima do futuro nos modelos BCM, HADGEM, GFDL e ECHAM5 e no campo da média. Nestes modelos e no campo da média, pode-se notar claramente na região próxima ao sul de Cuba uma diminuição de $K_s = 5$ na sua extremidade sul devido a uma maior extensão de $K_s = 4$ na direção oeste no clima do presente, exatamente como se vê na reanálise do ECMWF [Figura 5.7 (a)]. Um gradiente maior é exibido por $\frac{dK_s}{dy}$ no clima do presente e, assim, $\frac{dg\alpha}{dt}$ varia rapidamente (vide Equação 2.14), confinando meridionalmente o guia de onda. Isto faz com que o guia de onda associado com a JSAN seja mais bem definido, favorecendo assim maior propagação das OEs nessa região no clima do presente. Portanto, a propagação das OEs, associada com este guia de onda, nesta região, diminui no clima do futuro. Isto é confirmado pela diminuição da ECOEs observada anteriormente nesta região na Figura 5.5 (b). Além disso, a região em torno do sul de Cuba fica entre dois cavados, o CPL e o CAT, e pode-se observar que no clima do futuro a maioria dos modelos e a média projeta um enfraquecimento para essa região de baixa pressão entre esses dois cavados [vide Figura 5.8 (b) e Figuras A.11-A.16, item (a)]. O mesmo observa-se com o fluxo de atividade de onda, onde os vetores no mapa da mudança em torno da região sul de Cuba [Figura 5.8 (b)] são opostos aos do mapa referente ao clima do presente [Figura 5.8 (a)]. Portanto, fica comprovada a projeção dos modelos de uma propagação enfraquecida ou desfavorável no clima do futuro nesta região.

A Figura 5.7 (b) mostra o K_s em JJA no clima do presente e no clima do futuro. O guia de onda associado com a JP ($K_s = 4$) tem maior extensão em direção ao leste do Atlântico na reanálise do NCEP/NCAR. Além disso, o $K_s = 8$, na região do Oceano Índico e na costa leste da Austrália, é mais abrangente na reanálise do NCEP/NCAR. Em comparação com as duas reanálises, os

modelos HADCM3, HADGEM e BCM mostram o guia de onda associado com a JP ($K_s = 4$) com uma extensão maior na direção do Pacífico oeste no clima do presente. O $K_s = 8$, em torno de Madagascar, somente aparece nos modelos BCM, HADGEM, HADCM3, GFDL e ECHAM5. Entretanto, o modelo HADCM3 o apresenta muito deslocado na direção leste, e o modelo HADGEM o apresenta com uma extensão zonal maior do que nas duas reanálises. Já o modelo BCM o apresenta de forma muito reduzida no Oceano Índico central e somente no clima do presente. HADCM3 e GFDL também o mostram somente no clima do presente.

Quanto as principais mudanças no K_s , em todos os modelos (com exceção do HADGEM) e no campo da média, o guia de onda associado com a JP ($K_s = 4$) apresenta uma extensão maior na direção da costa leste da América do Sul no clima do presente em relação ao clima do futuro. Pode-se observar na Figura 5.6 (b), para os modelos GFDL, ECHAM5 e HADCM3, uma diminuição da ECOEs nesta região. Assim, a propagação das OEs neste guia é enfraquecida ou desfavorável no clima do futuro, especialmente nesta região. Os modelos GFDL, ECHAM5 e HADCM3 também projetam um enfraquecimento do CATO para o clima do futuro (vide Tabela 5.3) e a Figura 5.8 (b) mostra um enfraquecimento da atividade de onda na costa leste da América do Sul em 15° - 25° S para a média dos MCGOAs; confirmando esta propagação desfavorável das OEs.

Com relação ao guia de onda associado com a JAU ($K_s = 7$), os modelos ECHAM4 e HADGEM apresentam este guia de onda com uma maior extensão zonal em direção ao Oceano Pacífico leste no clima do futuro. Nos modelos BCM e GFDL e no campo da média também se observa esta projeção para o clima do futuro, mas a extensão zonal deste guia de onda é só ligeiramente maior no futuro do que no presente. Já os modelos ECHAM5 e HADCM3 mostram que este guia de onda é mais extenso no clima do presente e, portanto, a propagação é favorecida nesta região. Isto concorda com uma diminuição da ECOEs no clima do futuro observada anteriormente, desde a

costa oeste da Austrália até o Pacífico central em torno de 30°S no modelo ECHAM5 e, especialmente, no modelo HADCM3 para a região do Pacífico Central (Figura 5.6). Contudo, esta diminuição da energia projetada para o clima do futuro nesta região também é apresentada pelo modelo GFDL, o que aparenta ser uma contradição, visto que se notou, através deste modelo, uma extensão ligeiramente maior deste guia de onda no futuro e assim, a propagação das OEs seria favorecida.

No caso dos outros MCGOAs, através da Figura 5.6 praticamente não é possível notar mudanças na ECOEs para o BCM e ECHAM4. A subseção seguinte, que se propõe a confirmar os guias de onda em ambos os hemisférios utilizando a ECOEs, deve auxiliar na análise das mudanças na ECOEs na região da JAU.

5.2.4. Confirmação dos Guias de Onda

Visto que a ECOEs propaga-se com a velocidade de grupo, sua distribuição deve indicar as regiões preferenciais de propagação das OEs, ou seja, os guias de onda. Como sugerido por Hoskins e Ambrizzi (1993) as fortes correntes de jato agem como guias de onda de Rossby. Portanto, os máximos da ECOEs devem seguir os máximos de vento zonal que estão na região dos jatos. Para verificar isso, a Figura 5.9 foi preparada e mostra uma média zonal do vento e da ECOEs na região dos jatos mais fortes em ambos os hemisférios, utilizando os dados das reanálises no clima do presente e as simulações dos MCGOAs para o clima do presente e do futuro. A Figura 5.9 (a) apresenta o vento zonal e a ECOEs para a banda de 30°E-180°E (região da JA) nas reanálises e nos MCGOAs em DJF no HN. O máximo da ECOEs está próximo do máximo do vento zonal e na região da corrente de jato para todas as fontes de dados, porém as posições dos máximos não coincidem exatamente. A teoria barotrópica não pode explicar completamente porque o máximo de ECOEs fica ligeiramente ao norte do máximo do vento zonal. Esta diferença entre os máximos provavelmente deve ser devida à variação vertical do vento zonal ou

baroclinicidade da atmosfera. Além do mais, a atual distribuição da ECOEs depende de vários fatores (ver Karoly e Hoskins, 1982) tais como a localização da geração das OEs e o próprio vento zonal.

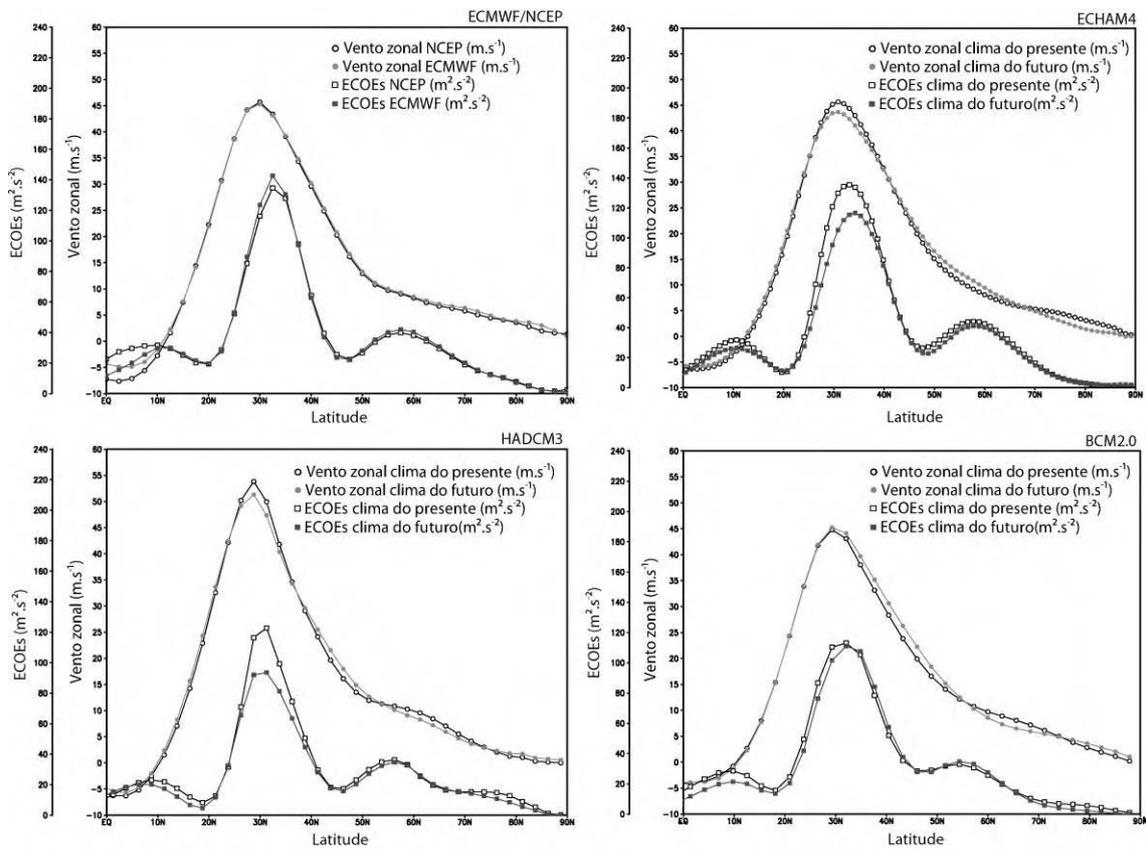
O máximo da ECOEs, em torno de 35°N, é um pouco menor nos dados da reanálise do NCEP/NCAR do que na reanálise do ECMWF. No modelo HADGEM esse máximo é muito maior do que nas outras fontes de dados. No clima do futuro uma diminuição no valor do máximo de vento zonal é observada nos modelos ECHAM4, HADCM3, GFDL e ECHAM5. Uma diminuição expressiva do máximo da ECOEs em torno de 35°N no clima do futuro é observada em todos os MCGOAs, com exceção do BCM. Esta diminuição do vento zonal e da energia confirma o que foi visto anteriormente e, portanto, a propagação das OEs a longas distâncias associada com o guia de onda da JA é desfavorecida no clima do futuro.

A Figura 5.9 (b) apresenta o vento zonal e a ECOEs para a banda de 60°E-120°W (região da JAU) nas reanálises e nos MCGOAs em JJA no HS. Assim como no HN, para todas as fontes de dados, o máximo da ECOEs e o máximo do vento zonal estão na região da corrente de jato, porém a diferença entre os dois máximos observada no HN não está presente no HS. Há vários máximos secundários da ECOEs no HS. O máximo primário em torno de 35°S é um pouco menor nos dados da reanálise do NCEP/NCAR do que na reanálise do ECMWF, como visto também para o HN. No modelo ECHAM4 este máximo é muito menor do que nas outras fontes de dados. No clima do futuro, um aumento do vento zonal é notado nos modelos ECHAM4, HADCM3, HADGEM e BCM. Uma diminuição notável do máximo primário da ECOEs é observada em todos os modelos. Os modelos HADCM3, BCM e GFDL também mostram uma diminuição notável nos outros máximos.

Na Seção 6.2 observou-se que os modelos ECHAM4, BCM, HADGEM e GFDL apresentaram, através da distribuição do K_s , que o guia de onda da JAU tem uma extensão zonal maior em direção ao Oceano Pacífico leste no clima do

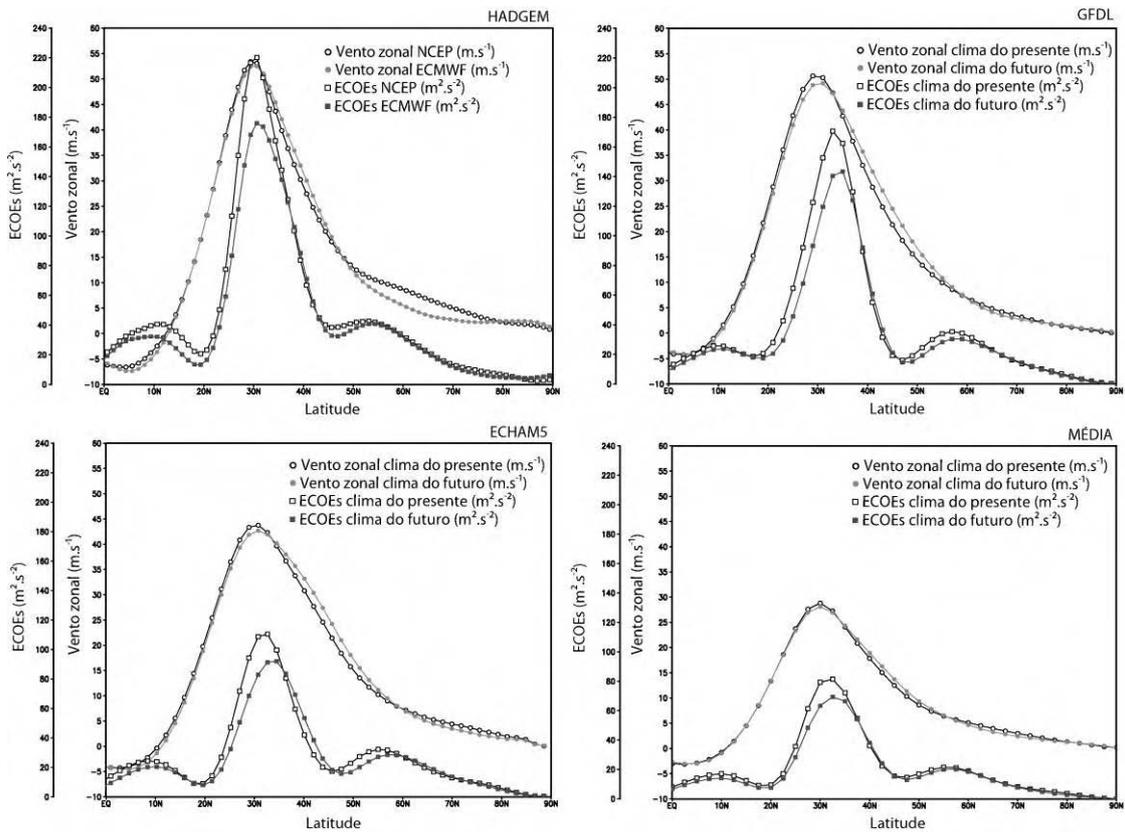
futuro; favorecendo a propagação das OEs. Porém, nesta subseção, uma diminuição do máximo primário da ECOEs na região do guia de onda da JAU foi observada para o clima do futuro, o que indica que a projeção é de uma propagação desfavorecida. Como no clima do futuro a extensão zonal em direção ao Oceano Pacífico leste é muito pequena para os modelos GFDL e BCM e a diminuição de energia é expressiva (especialmente no GFDL). É provável que estes modelos, justamente como o HADCM3 e ECHAM5, projetem para o futuro uma propagação desfavorável nesta região.

Neste caso, pôde-se ver claramente uma das vantagens de se utilizar também na análise das mudanças na propagação das OEs a distribuição da ECOEs ao invés de se utilizar somente o K_s . Portanto, utilizando tanto a distribuição da ECOEs quanto o K_s pôde-se tirar conclusões mais sólidas a cerca das mudanças projetadas para o futuro na propagação das OEs no guia de onda da JAU. Além do mais, é possível verificar que o método da ECOEs confirma os guias de onda encontrados através da distribuição do vento zonal do K_s .



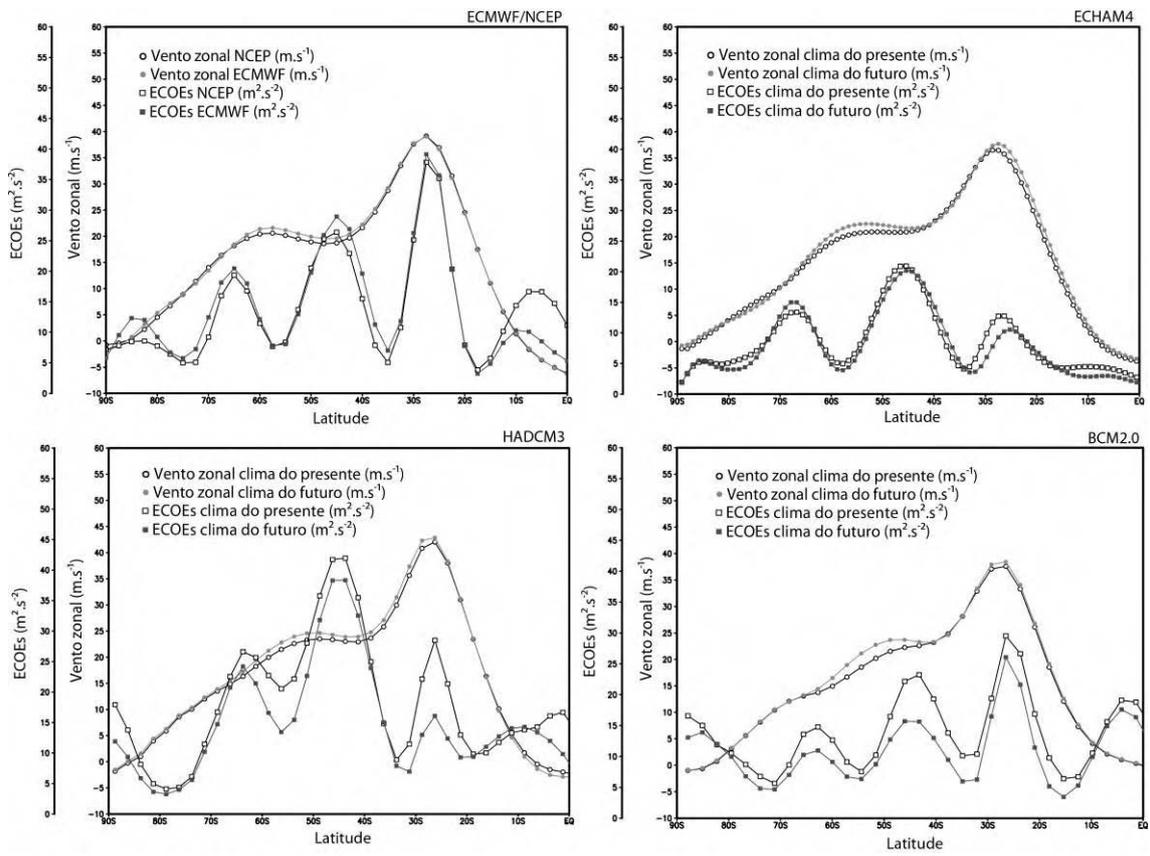
(a)

Figura 5.9 – Vento zonal ($m.s^{-1}$) e ECOEs ($m^2.s^{-2}$) em 300 hPa baseado nos dados das reanálises do ECMWF e NCEP/NCAR e das simulações dos MCGOAs para o clima do presente e clima do futuro para (a) HN em DJF média zonal de $30^{\circ}E-180^{\circ}E$ e (b) HS em JJA média zonal de $60^{\circ}E-120^{\circ}W$. A abreviação de cada modelo é mostrada no canto superior direito de cada figura. (Continua).



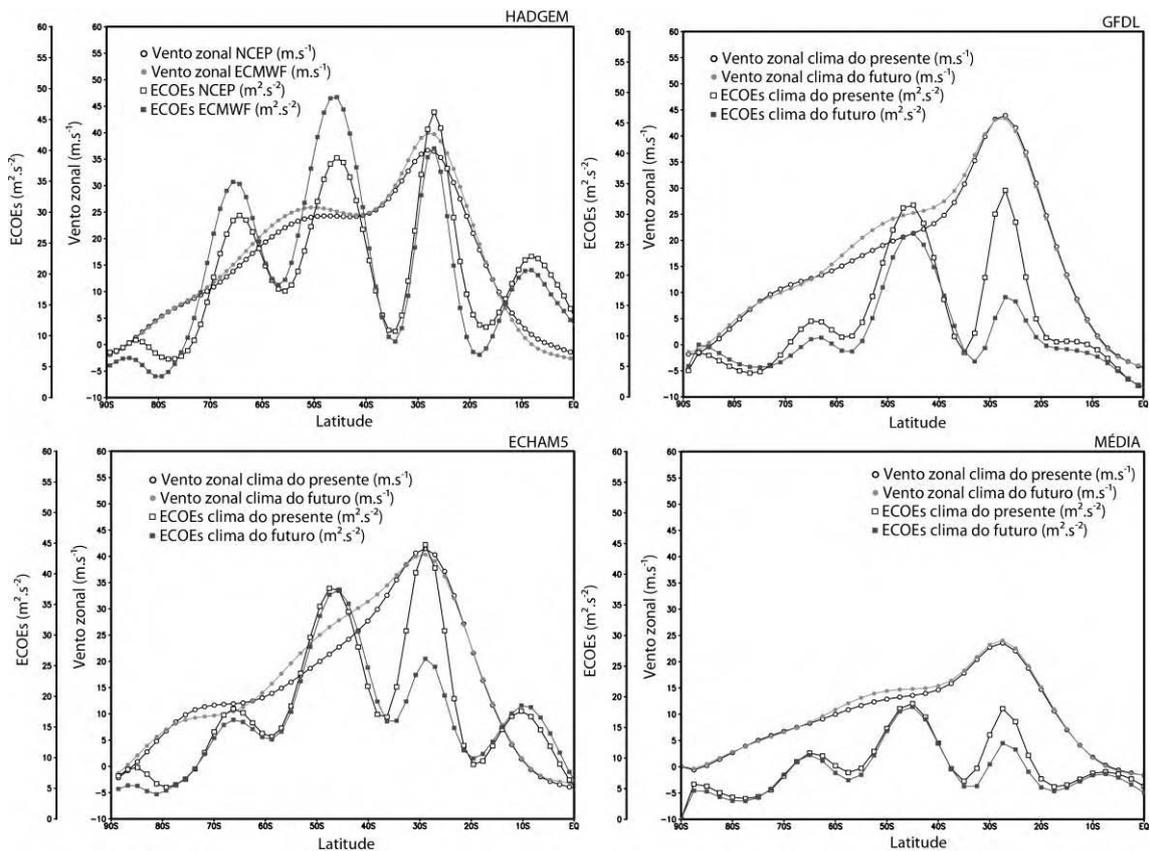
(a)

Figura 5.9 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 5.9 – Continuação (Continua).



(b)

Figura 5.9 – Conclusão.

No Capítulo 4 afirmou-se que os modelos ECHAM4 e ECHAM5 foram os que apresentaram as maiores correlações com as reanálises. Contudo, apesar da resolução do modelo ECHAM4 ser maior, neste Capítulo, pode-se constatar que o modelo ECHAM5 representa melhor os campos de vento zonal, da ECOEs e do K_S . Isso porque o ECHAM4 é o predecessor do ECHAM5, sendo que neste último, várias mudanças foram introduzidas tanto na parte física quanto numérica (ROECKNER et al., 2003), produzindo uma simulação diferente do clima. Mudanças também foram feitas na representação das forças de arrasto orográficas (*orographic drag forces* – a presença da topografia causa a desaceleração do escoamento) o que, provavelmente, também contribui para uma melhor simulação do vento zonal e das ondas estacionárias no modelo ECHAM5.

Deve-se ressaltar ainda que o campo da média dos MCGOAs representou relativamente bem o padrão do vento zonal, da ECOEs e do K_s .

5.3. Sumário

Este capítulo dedicou-se, através das simulações dos MCGOAs, a analisar as mudanças projetadas em cada hemisfério no clima do futuro para os principais sistemas ciclônicos e anticiclônicos característicos das OEs na estação de inverno e verão, na alta e baixa troposfera, para a amplitude das cinco primeiras OEs em cada estação do ano e para a propagação horizontal das mesmas no inverno. Foram apontadas algumas deficiências nos modelos, embora deve-se ressaltar que, de um modo geral, há uma boa concordância entre os MCGOAs e as observações, o que confere razoável confiabilidade nas projeções apresentadas.

As mudanças projetadas pelos MCGOAs para os principais sistemas característicos das OEs no campo de função zonalmente assimétrica para o clima do futuro no período de inverno foram:

- Um enfraquecimento da APTO em sua porção ocidental e do CPTL (com exceção do HADCM3) e uma intensificação da AAN em 200 hPa no HN. Em 850 hPa a projeção é de uma intensificação da BA (com exceção do HADCM3), da AS (com exceção dos modelos HADCM3 e GFDL) e da AA na sua parte leste (com exceção do HADGEM) e um enfraquecimento da APN (com exceção do HADCM3) e da AA no seu lado oeste (com exceção do HADCM3).
- Um fortalecimento do CPL (com exceção do BCM, ECHAM4 e HADGEM) e um enfraquecimento da AIS (com exceção do BCM e do HADGEM) em 200 hPa no HS. Em 850 hPa a projeção é de um fortalecimento da AAS (com exceção do BCM e do HADGEM) e um enfraquecimento tanto da APS (com exceção do HADGEM) quanto do CITO (com exceção do BCM e do HADGEM).

No período de verão:

- Um fortalecimento na porção oriental da AT (com exceção do HADGEM), no CAN próximo a Flórida (com exceção do GFDL) e na BNC e um enfraquecimento do CPN e da ACAN (com exceção do HADCM3 e GFDL) em 200 hPa no HN. Em 850 hPa a projeção é de um fortalecimento da ABE e um enfraquecimento da APN especialmente em sua parte ocidental (com exceção do HADCM3).
- Um enfraquecimento do CPL (com exceção do HADCM3; sendo que os modelos ECHAM4 e BCM projetam enfraquecimento na parte leste do CPL) e da AAU (com exceção do HADCM3) em 200 hPa no HS. Em 850 hPa a projeção é de um fortalecimento da AAS (com exceção do BCM e HADGEM) e da BAF (com exceção do ECHAM4, GFDL e da parte oriental da BAF no modelo HADGEM) e um enfraquecimento da BAU na região que abrange o noroeste da Austrália e na parte oriental da APS.

Com relação às mudanças projetadas pela maioria dos modelos para a amplitude das OEs no clima do futuro, destaca-se no HS uma diminuição do M1HS65 em JJA que pode apontar para uma diminuição na propagação vertical das OEs no inverno. O oposto ocorre no HN, com o aumento do M1HN70 em DJF espera-se que a propagação vertical das OEs aumente no inverno.

A propagação das OEs foi estudada analisando os guias de onda e usando um método diferente para identificar os guias de onda de Rossby, que consiste no uso do padrão da ECOEs, como sugerido por Lighthill (1978). As mudanças no vento zonal, na ECOEs e no K_s foram examinadas e estas proveram as informações necessárias para analisar as mudanças na propagação das OEs.

As principais mudanças projetadas para o clima do futuro na propagação horizontal das OEs podem ser resumidas da seguinte forma:

- Deslocamento, no inverno, da corrente de jato subtropical para o pólo, especialmente no HS.
- Propagação desfavorável das OEs no guia de onda da JA, o que pode resultar no enfraquecimento da APTO e da BLA .
- Propagação desfavorável das OEs no guia de onda da JSAN, o que pode resultar no enfraquecimento do cavado em torno do sul de Cuba.
- Propagação desfavorável das OEs no guia de onda da JP, especialmente na costa leste da América do Sul, o que pode resultar no enfraquecimento do CATO.
- Propagação desfavorável das OEs no guia de onda da JAU.

Portanto, no clima do futuro a propagação das OEs é desfavorável ou enfraquecida para todos os guias de ondas analisados em ambos os hemisférios. Em todos os casos, isto foi confirmado através da diminuição da ECOEs.

No caso do guia de onda da JAU, claramente demonstrou-se uma das vantagens de se utilizar a ECOEs para analisar as mudanças na propagação das OEs. Além do mais, foi possível verificar que o método da ECOEs confirma os guias de onda observados através da distribuição do vento zonal e do K_s .

6 MUDANÇAS CLIMÁTICAS OBSERVADAS

Este capítulo investiga as mudanças climáticas observadas (MCOs) nas OEs e em sua propagação utilizando os dados da reanálise do NCEP/NCAR em dois períodos: 1948-1978 e 1979-2000. É importante lembrar que, como definido na metodologia, a diferença estatisticamente significativa entre esses dois períodos (1979-2000 – 1948-1978) ao nível de 99% e 95% de acordo com o Teste t de Student é o que se denomina como “mudança”.

6.1. MCOs nas OEs

A mudança nos principais sistemas característicos das OEs na estação de inverno e verão em 200 hPa e 850 hPa em cada hemisfério no campo de função de corrente zonalmente assimétrico (mencionados na seção 5.1) é apresentada na Figura 6.1 e resumida nas Tabelas 6.1-6.4. De acordo com a convenção adotada na seção 5.1, o sinal positivo (negativo) presente nas Tabelas indica um fortalecimento (enfraquecimento) do sistema no último período e 0 indica que não há mudança ou que esta não é estatisticamente significativa. Se a mudança for significativa somente a 95%, esta é indicada entre parênteses.

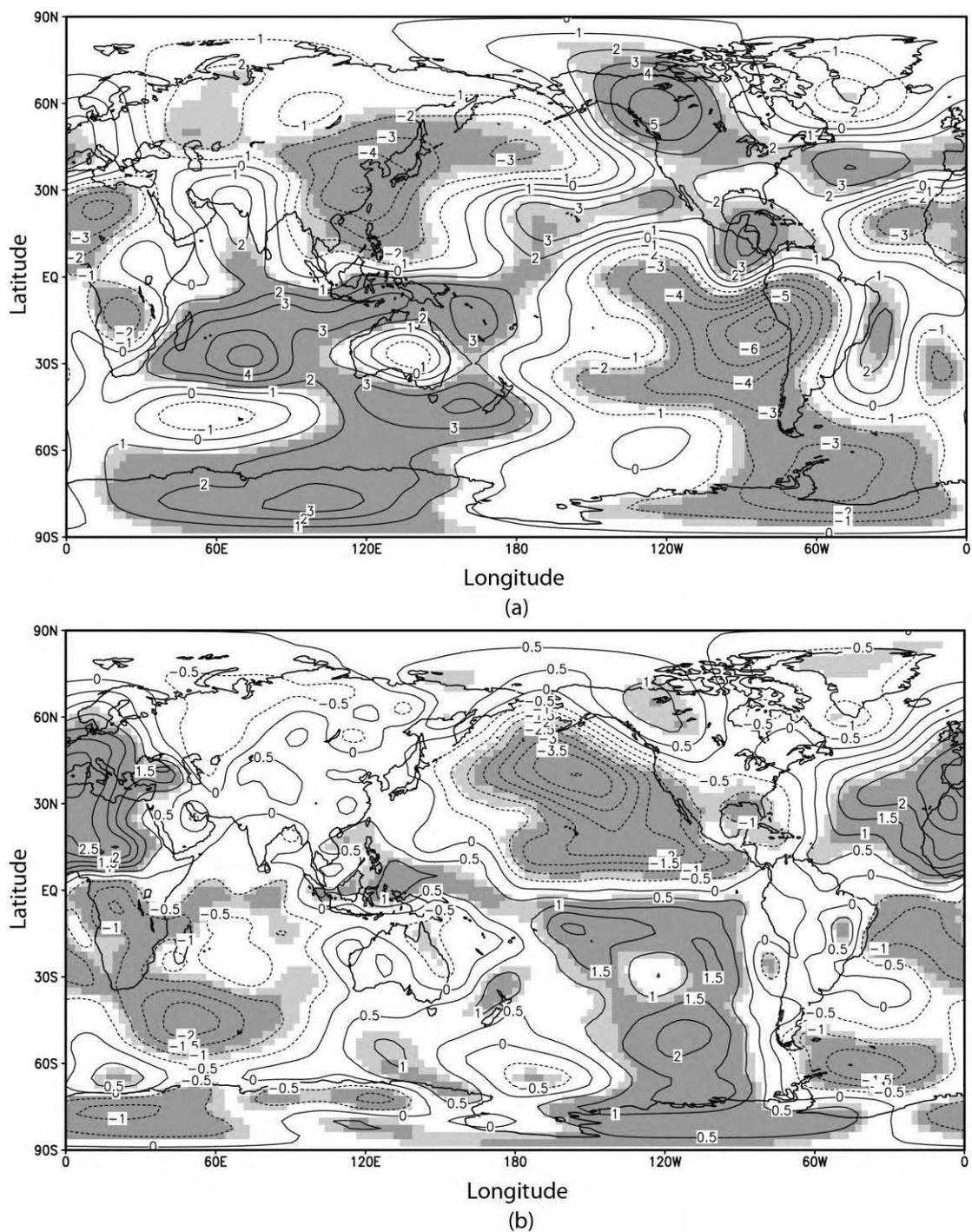


Figura 6.1 – Mudança no campo de função de corrente zonalmente assimétrica baseada nos dados da reanálise do NCEP/NCAR em DJF para: (a) 200 hPa e (b) 850 hPa e em JJA para: (c) 200 hPa e (d) 850 hPa. As áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. (Continua).

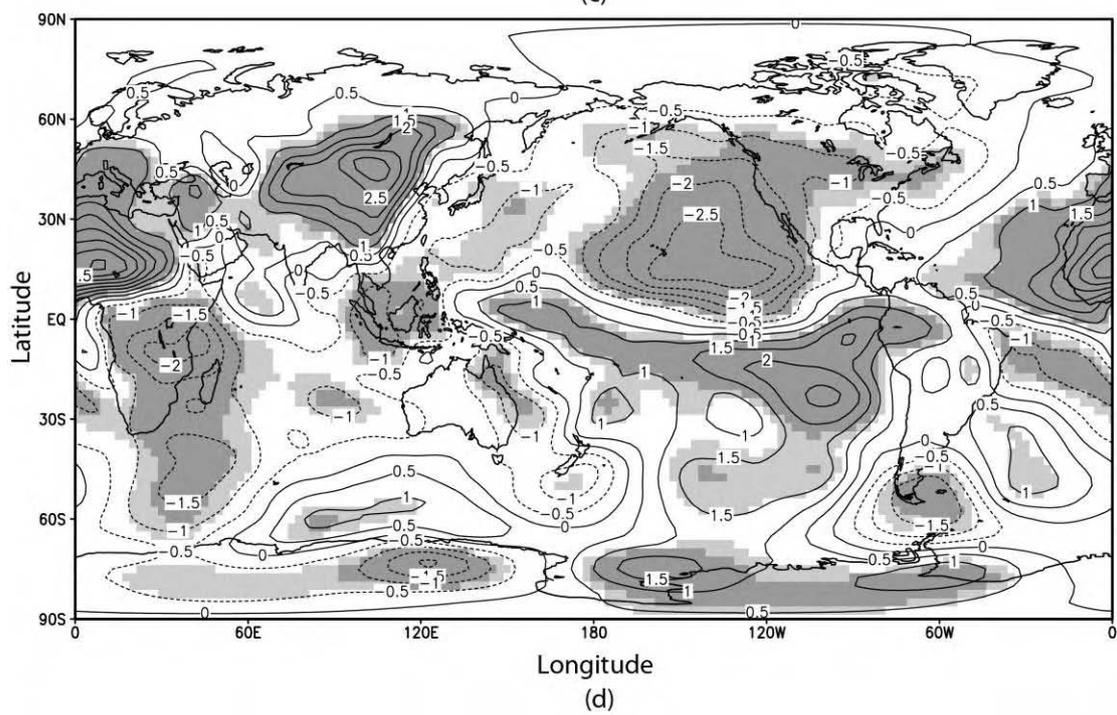
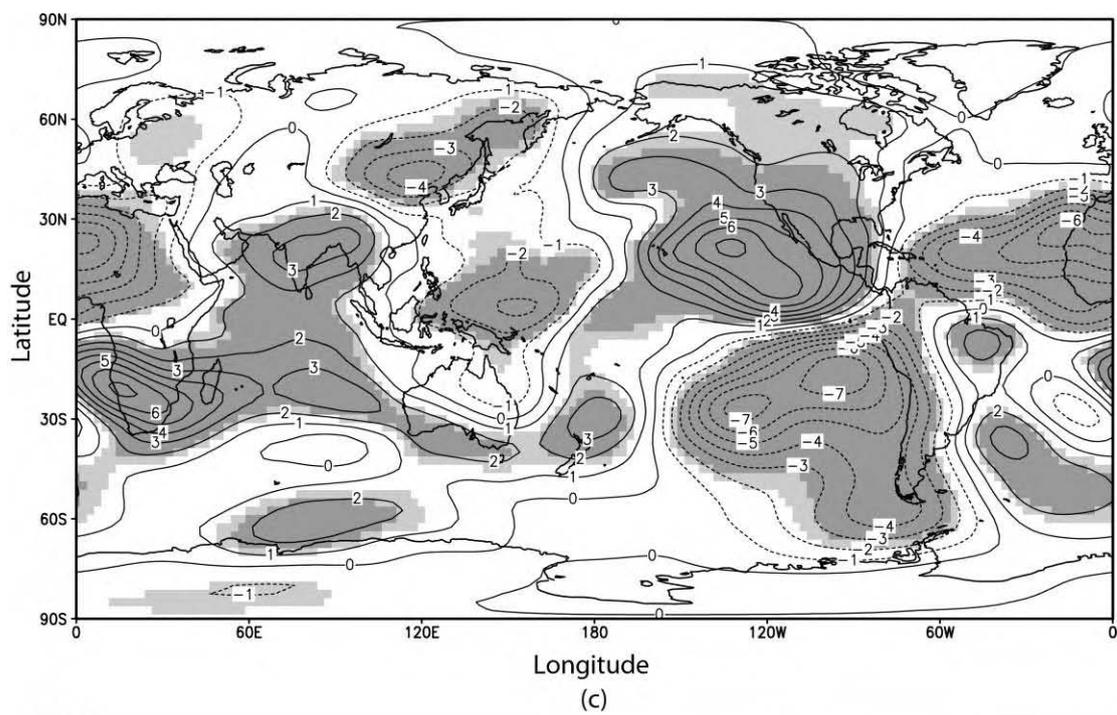


Figura 6.1 – Conclusão.

Tabela 6.1 - Mudança nos principais sistemas em DJF no nível de 200 hPa.

DJF HN 200 hPa	APTO	BLA	AOAN	CPTL	CAT	BBH	AAN
Mudança	-	+	+	-	+	0	+
DJF HS 200 hPa	AB	CN	CPL	AAU	ASA		
Mudança	+	+	-	- (lado noroeste)	- (lado leste)		

A Tabela 6.1 mostra que nos trópicos e subtropicais do HN, com exceção do CAT, os sistemas dominantes se enfraqueceram no último período (1979-2000); enquanto que em latitudes médias ocorreu o contrário, com exceção da BBH que não apresentou mudanças estatisticamente significativas.

Carvalho (1989) mostrou que a intensidade da circulação na AB e no CN estão diretamente correlacionadas e, por isso, no HS esses dois sistemas apresentam o mesmo sinal. Ambos se intensificaram no último período enquanto que os outros sistemas enfraqueceram. A intensificação desses dois sistemas pode resultar em um favorecimento da formação de vórtices ciclônicos de altos níveis. Isto porque, quando um sistema frontal penetra nos subtropicais provoca forte advecção de ar quente no seu lado leste em baixos níveis, amplificando a crista de nível superior e, por conservação de vorticidade absoluta, o cavado a jusante também é intensificado, formando-se o ciclone na alta troposfera (KOUSKY e GAN, 1981).

Tabela 6.2 - Mudança nos principais sistemas em DJF no nível de 850 hPa.

DJF HN 850 hPa	BA	BI	AA	APN	AS
Mudança	+ (lado leste)	+ (95%)	+	-	0
DJF HS 850 hPa	AAS	APS	BAU	BAF	BC
Mudança	+	-	- (95%, lado nordeste)	-	0

Na baixa troposfera, segundo a Tabela 6.2, com exceção da APN que enfraqueceu no último período e da AS que não apresentou mudanças estatisticamente significativas; todos os sistemas dominantes no HN no período de inverno se intensificaram no último período. Isso era esperado devido à estrutura vertical barotrópica equivalente das OEs no período de inverno no HN, sendo que a Tabela 6.1 mostrou uma intensificação dos sistemas nos extratropicais em 200 hPa.

No HS, com exceção da AAS que se intensificou no último período e da BC que não apresentou mudanças estatisticamente significativas, todos os sistemas se enfraqueceram no período de 1979-2000.

Tabela 6.3 - Mudança nos principais sistemas em JJA no nível de 200 hPa.

JJA HN 200 hPa	AT	CPN	CAN	ACAN	BNC
Mudança	+	- (lado leste)	+	+	- (95%, lado oeste)
JJA HS 200 hPa	CPL		CATO		AIS
Mudança	-		0		-

No período de verão no HN, com exceção do CPN e da BNC, que enfraqueceram no lado leste e oeste, respectivamente; todos os sistemas se intensificaram no último período. Já no HS, com exceção do CATO que não apresentou mudanças estatisticamente significativas, os sistemas enfraqueceram no período de 1979-2000.

Tabela 6.4 - Mudança nos principais sistemas em JJA no nível de 850 hPa.

JJA HN 850 hPa	ABE	APN	BT
Mudança	+ (lado sudeste)	-	-
JJA HS 850 hPa	AAS	APS	CITO
Mudança	+	-	-

A Tabela 6.4 mostra um enfraquecimento da BT. A APN também enfraqueceu e a ABE fortaleceu na sua parte sudeste no último período. No HS, a APS e o CITO enfraqueceram e a AAS fortaleceu no período de 1979-2000.

A Figura 6.2 mostra a mudança nos máximos principais de amplitude (nomeados na seção 4.4) para cada uma das cinco primeiras OEs em cada hemisfério para cada estação do ano e as Tabelas 6.5 e 6.6 apresentam um resumo dessa mudança para o HS e HN, respectivamente.

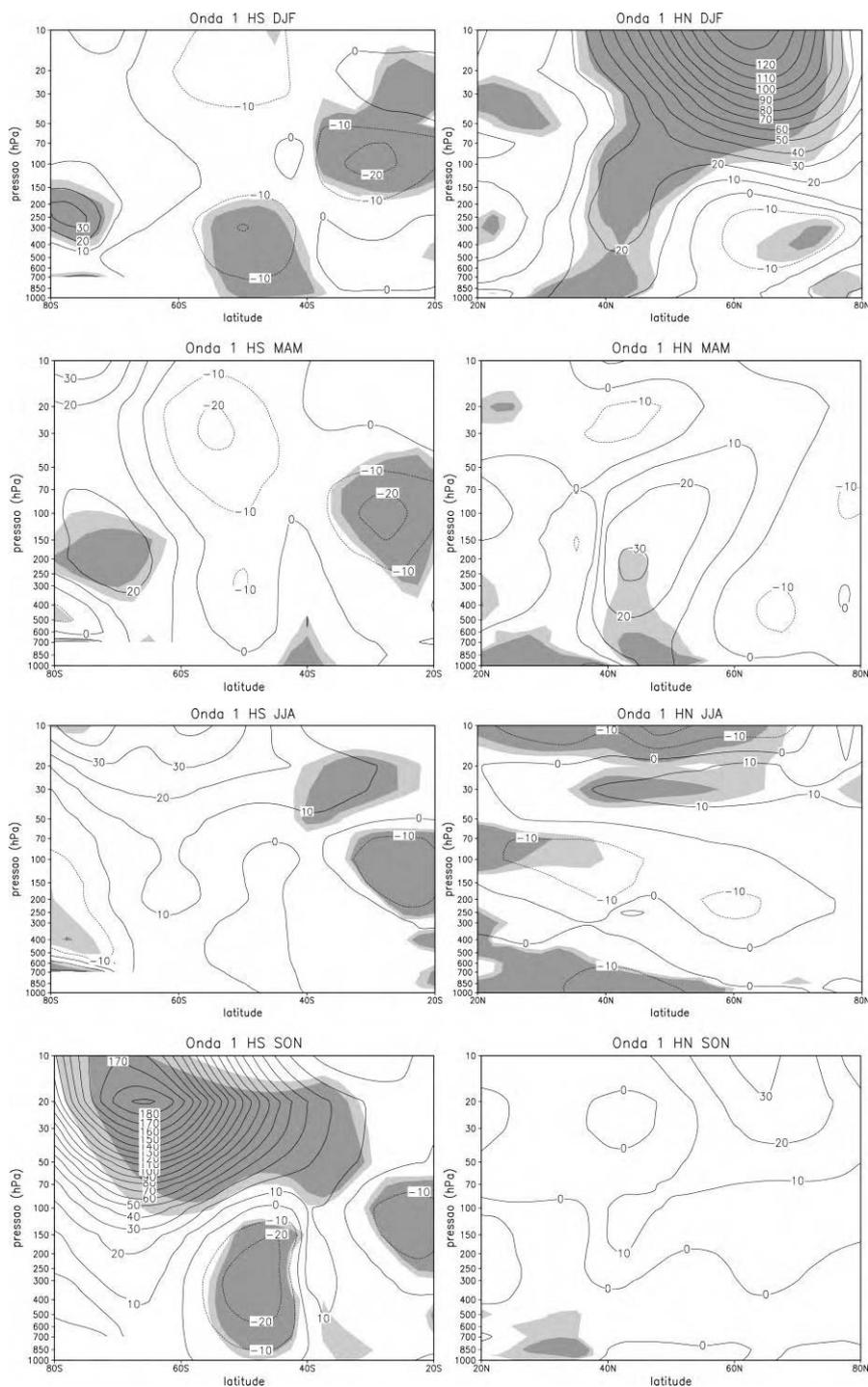


Figura 6.2 – Mudança nos máximos principais de amplitude das cinco primeiras OEs baseada nos dados da reanálise do NCEP/NCAR. Áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. (Continua).

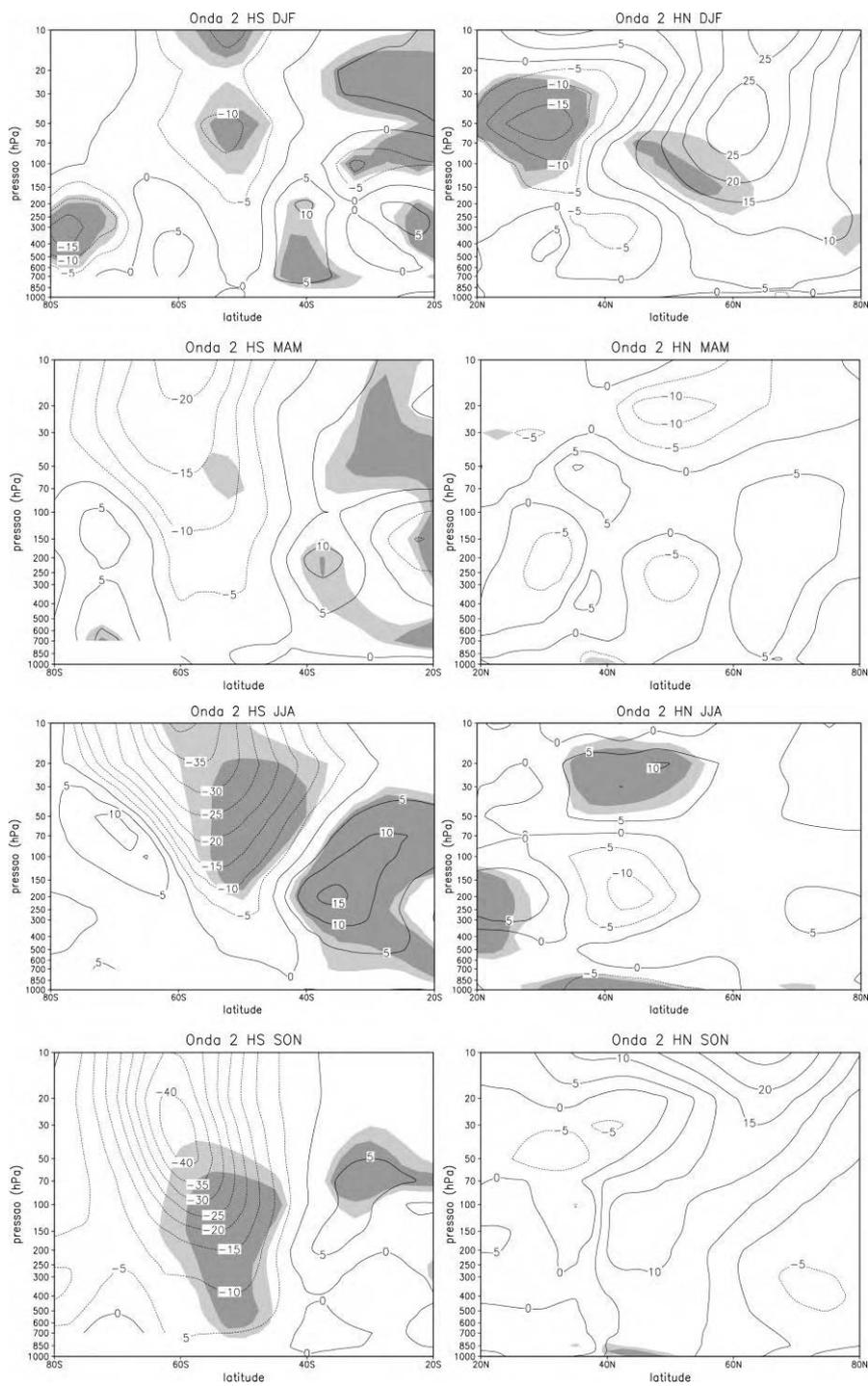


Figura 6.2 – Continuação (Continua).

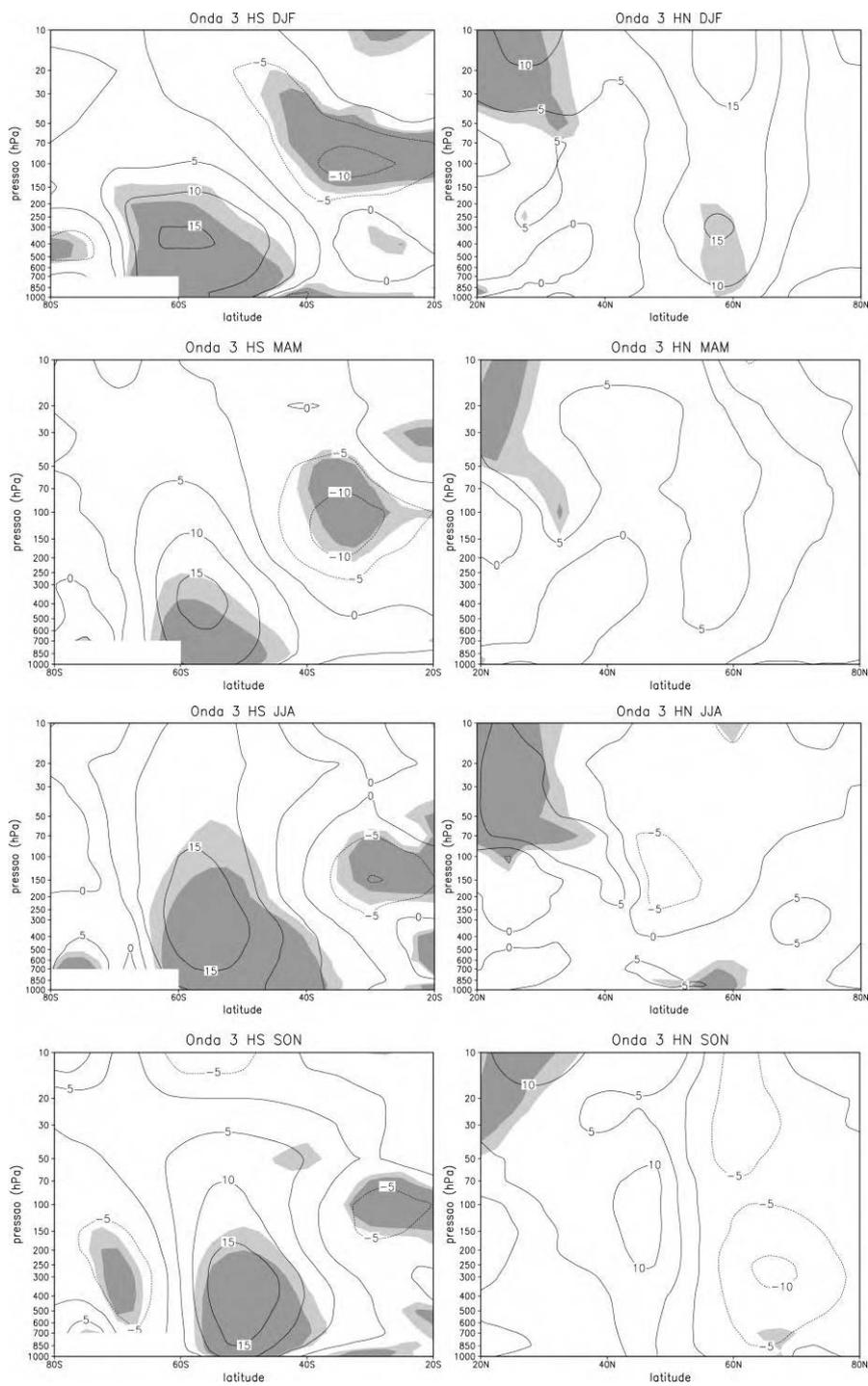


Figura 6.2 – Continuação (Continua).

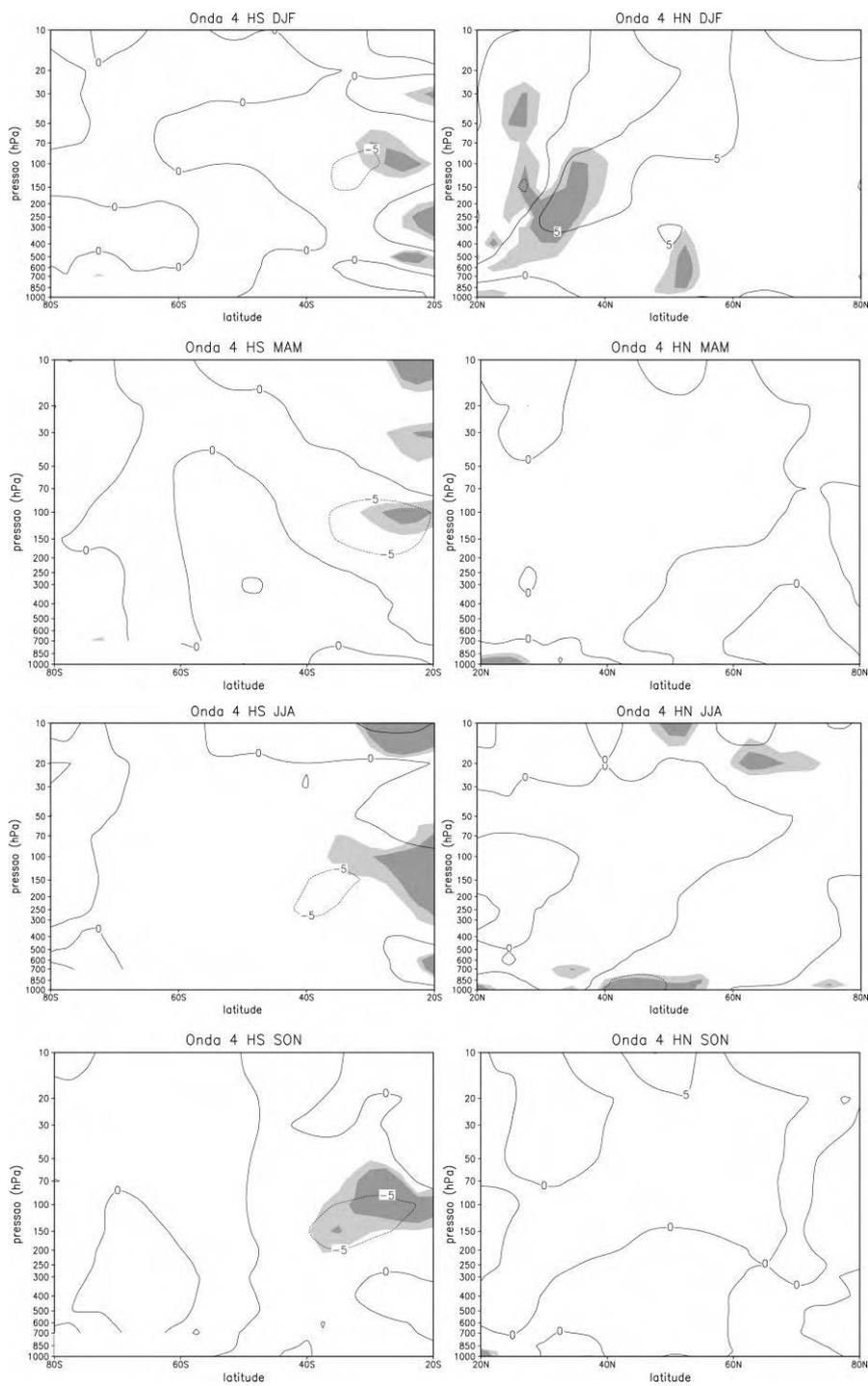


Figura 6.2 – Continuação (Continua).

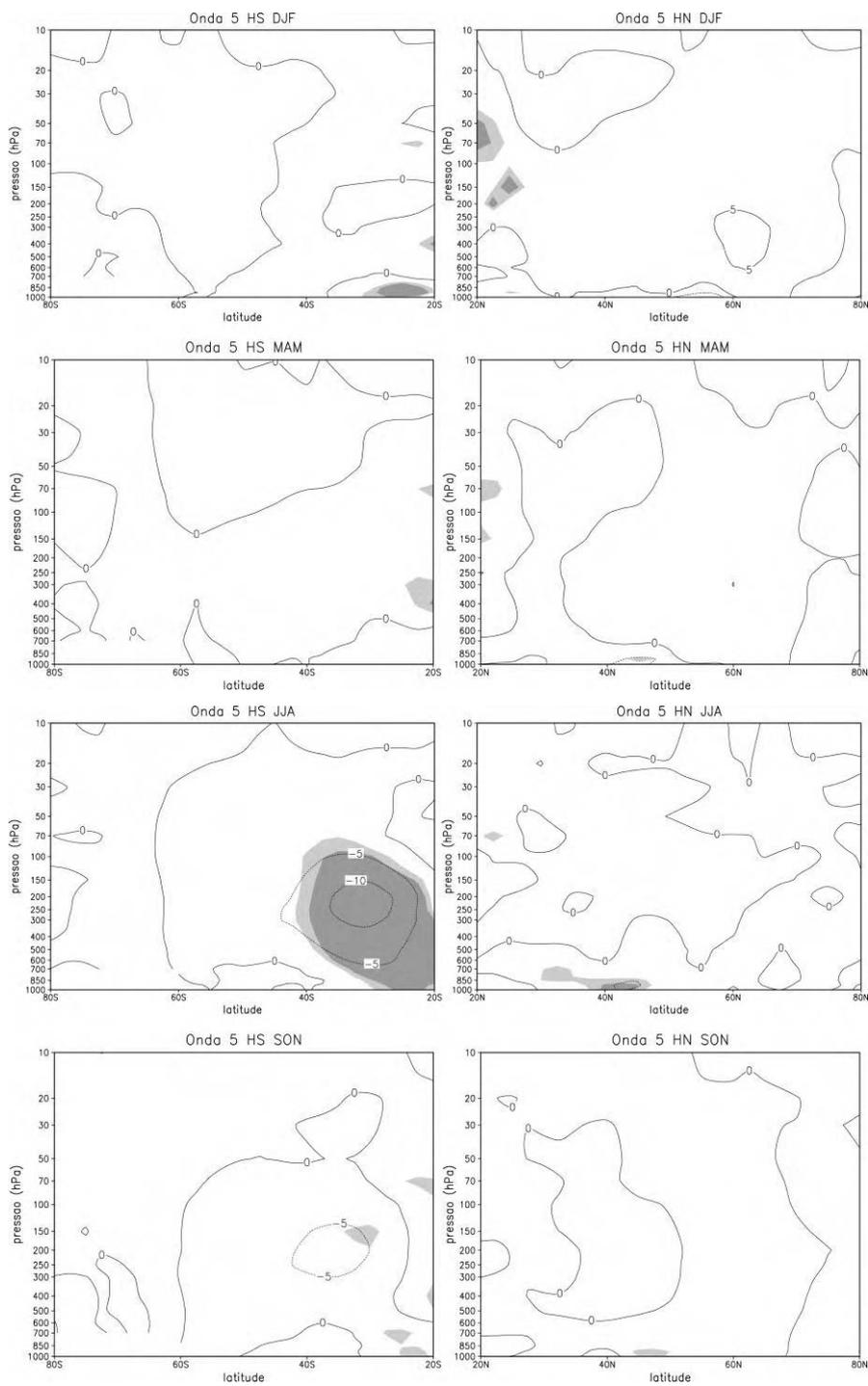


Figura 6.2 – Conclusão.

Tabela 6.5 - Mudança nos máximos principais de amplitude para as OEs 1-5 no HS.

Máximos	M1HS30				M1HS55	M1HS65		
Estações do ano	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
Mudança	-	-	-	-	-	0	0	+
Máximos	M2HS30		M2HS55		M3HS55			
Estações do ano	DJF		JJA	SON	DJF	MAM	JJA	
Mudança	-		-(95%)	0	+	+	+	
Máximos	M4HS30*				M4HS30			
Estações do ano	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	SON		
Mudança	0	0	0	0	0	-		
Máximos	M5HS30				M5HS30*			
Estações do ano	DJF	MAM	JJA	SON	JJA	SON		
Mudança	0	0	-	0	0	0		

A Tabela 6.5 mostra que os máximos M1HS30, M1HS55, M2HS30, M2HS55 em JJA, M4HS30 em SON e M5HS30 em JJA enfraqueceram no último período, enquanto que os máximos M1HS65 em SON e M3HS55 se intensificaram.

Tabela 6.6 - Mudança nos máximos principais de amplitude para as OEs 1-5 no HN.

Máximos	M1HN30				M1HN50			M1HN65	M1HN70		
Estações do ano	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	SON	JJA	DJF	MAM	SON
Mudança	0	0	- (95%)	0	+	+	0	0	+	0	0
Máximos	M2HN30					M2HN65*		M2HN65			
Estações do ano	DJF	MAM	JJA	SON	MAM	JJA	DJF	SON			
Mudança	0	0	0	0	0	0	0	0			
Máximos	M3HN30				M3HN40	M3HN50	M3HN55				
Estações do ano	DJF	MAM	JJA	MAM	DJF	JJA	SON				
Mudança	0	0	0	0	0	0	0				
Máximos	M4HN50				M5HN40		M5HN50				
Estações do ano	DJF	MAM	JJA	SON	DJF		MAM	JJA	SON		
Mudança	0	0	0	0	0		0	0	0		

Segundo a Tabela 6.6, poucas mudanças foram observadas no período de 1979-2000 no HN, sendo que estas se concentraram na OE 1. O M1HN30 enfraqueceu em JJA e o M1HN50 se intensificou em DJF e MAM, assim como o M1HN70, que se intensificou em DJF.

6.2. MCOs na propagação das OEs

6.2.1. Mudança Multidecadal da Atividade das OEs no Inverno do HN e do HS em Dois Períodos: 1948-1978 e 1979-2000

Da mesma forma como se procedeu na Seção 5.2, para facilitar a discussão, as mudanças nas correntes de jato, ECOEs e o K_s são apresentadas em subseções. Ao se referir a essas mudanças, quando for mencionada no texto a

palavra aumento/diminuição significa que ocorreu um aumento/diminuição da variável climática analisada no último período (1979-2000).

6.2.1.1. Correntes de Jato

Para o período de 1948-1978 [1979-2000], o vento zonal é apresentado na Figura 6.3 (a) [(b)] para o HN em DJF. A Figura 6.3 (c) mostra as mudanças nas correntes de jato. Essas mudanças incluem um aumento do vento zonal, em torno de 30°N, desde o leste da Ásia até a costa oeste da América do Norte, com o núcleo na região do Oceano Pacífico Central; o que indica um fortalecimento da JLA no último período. Também é observado um aumento do vento zonal, em torno de 50°N, desde o nordeste da América do Norte até o noroeste da Eurásia e uma diminuição desde o leste do Atlântico Norte até o norte da África [Figura 6.3 (c)]; o que indica que, no último período, a então conhecida como corrente de jato dirigida por distúrbios transientes (*eddy-driven jet*) próxima a 50°N (GERBER e VALLIS, 2009) é intensificada enquanto que a corrente de jato subtropical enfraquece no Oceano Atlântico Norte. Esta divisão da corrente de jato do Atlântico Norte é um aspecto da fase positiva da OAN [ver Figura 8 (a) que mostra a evolução no padrão de tendência do vento zonal em 250 hPa em RAIBLE et al., 2005 e GERBER e VALLIS, 2009].

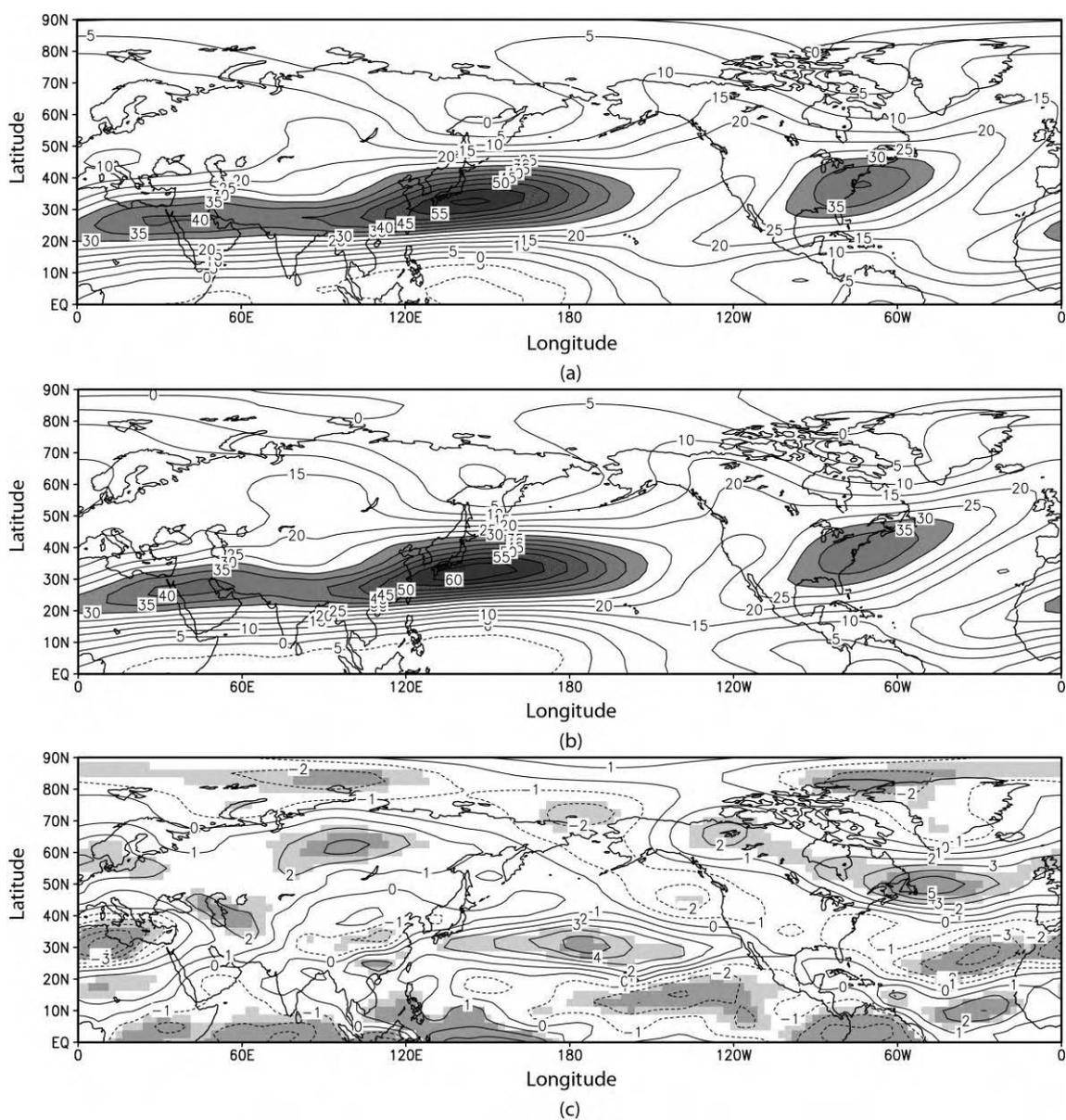


Figura 6.3 – Vento zonal (ms^{-1}) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/NCAR para o HN em DJF no período de (a) 1948-1978, (b) 1979-2000, (c) mudança (1948-1978 – 1978-2000) e para o HS em JJA no período de (d) 1948-1978, (e) 1979-2000, (f) mudança. O intervalo do contorno é de 5 ms^{-1} e os valores maiores que 30 ms^{-1} estão sombreados. Para os gráficos referentes à mudança, o intervalo do contorno é de 1 ms^{-1} os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). (Continua).

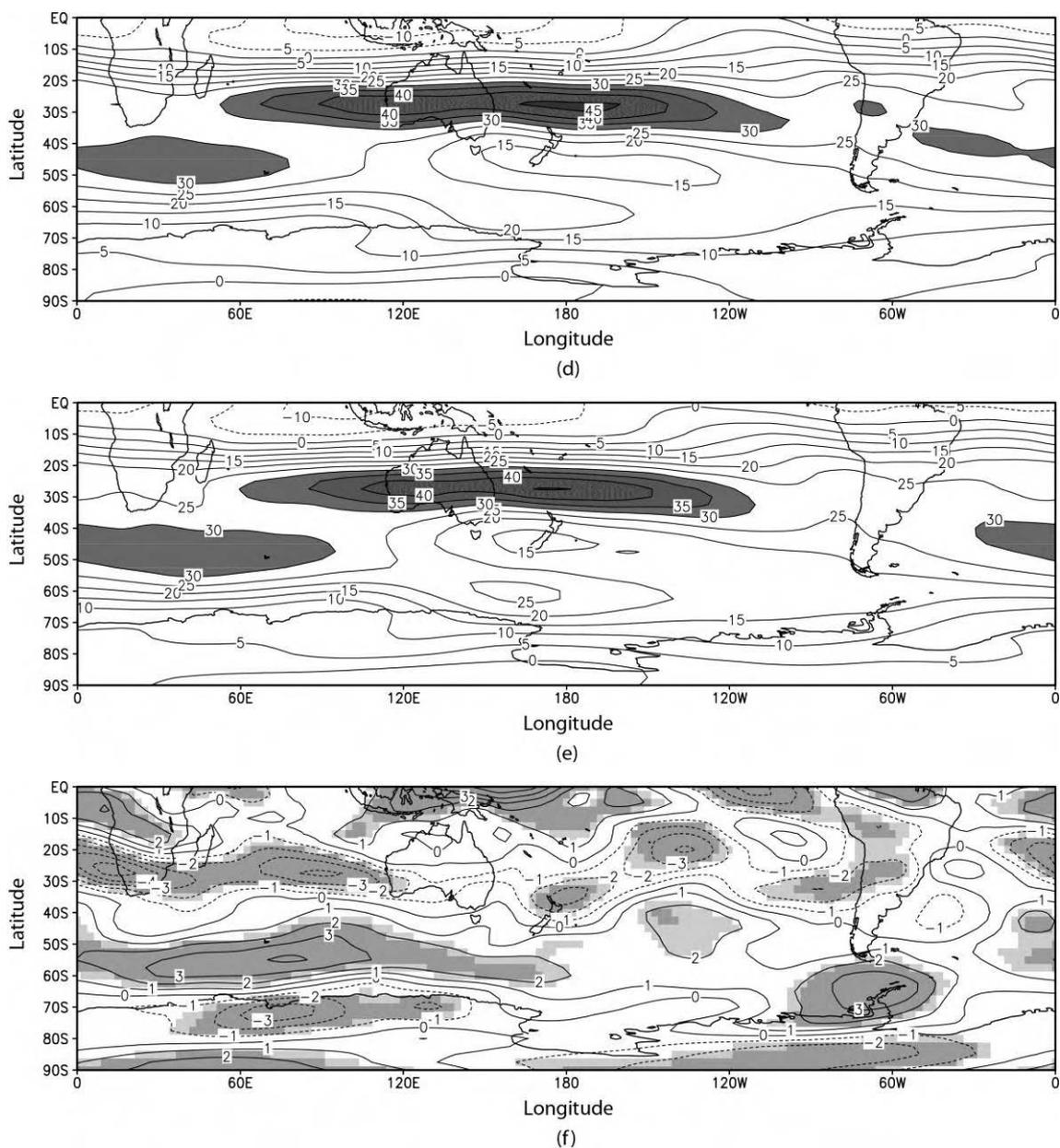


Figura 6.3 – Conclusão.

Desde o início da década de 1980 e durante as duas décadas seguintes, no período de inverno, a fase da OAN passou de valores negativos dos índices, em sua maior parte, para positivos, em sua maior parte. Durante a fase positiva da OAN, as regiões do Mediterrâneo e a parte noroeste do Oceano Atlântico são mais frias e mais secas do que a média, enquanto que o norte da Europa, leste dos Estados Unidos e partes da Escandinávia são mais quentes e úmidas

do que a média. Um deslocamento na direção norte das trilhas de tempestade e tempestades mais intensas e frequentes nos arredores da Islândia e do Mar da Noruega também são associadas com a fase positiva da OAN (HURREL, 1995; HURREL e VAN LOON, 1997).

Analisando o campo de função de corrente zonalmente assimétrica em 850 hPa no HN em DJF [Figura 6.1 (b)], pode-se notar que a AA estava forte e a BI profunda (somente ao nível de 95%) no período de 1979-2000 [vide Tabela 6.2]. Isto também indica uma fase positiva da OAN no inverno. Deve-se ter em mente que a mudança em longo prazo nesses sistemas de altas e baixas pressões é uma manifestação da mudança no padrão das OEs.

Portanto, há uma indicação que a divisão da corrente de jato do Atlântico Norte, a intensificação da AA e o aprofundamento da BI observados no último período estão associados com a mudança para a fase positiva da OAN no inverno após o início da década de 1980.

Através do mesmo campo de função de corrente zonalmente assimétrica [Figura 6.1 (b)], é possível verificar uma significativa intensificação com uma maior extensão na direção leste da BA no último período. Trenberth (1990) também encontrou um aprofundamento significativo e uma extensão maior na direção leste da BA no período de 1977 a 1988 e sugeriu a ligação causal entre a TSM nos trópicos e a circulação no Pacífico Norte (com uma BA mais profunda configurada como uma teleconexão devido às condições de El Niño).

Anteriormente, foi observado um fortalecimento da JLA no último período [Figura 6.3 (c)]. Yang et al. (2002) encontrou que a JLA não está fortemente conectada com a TSM tropical no Pacífico central-oriental, mas os autores encontraram que uma forte JLA está significativamente associada com uma diminuição na TSM extratropical no Pacífico Norte ocidental. Visto que, durante regimes quentes da PDO a região central e ocidental do Oceano Pacífico Norte tipicamente exhibe baixas anomalias de TSM, enquanto que o Pacífico tropical oriental exhibe temperaturas acima da média (Zhang et al., 1997a), há uma forte

evidência que o aumento da JLA e a intensificação e extensão na direção leste da BA observados no período de 1979-2000 estão associados com uma maior mudança de regime no clima do Pacífico, de uma fase fria para uma fase quente da PDO, ocorrida após o final da década de 1970.

O vento zonal para o período de 1948-1978 [1979-2000] é apresentado na Figura 6.3 (d) [(e)] para o HS em JJA. As mudanças no vento zonal são de extensão hemisférica: uma diminuição, em torno de 30°S, com maior intensidade nas regiões oeste do jato Australiano e África do Sul e um aumento, em torno de 55°S, um pouco ao sul da região do JP [Figura 6.3 (f)]. Essas mudanças são consistentes com o que foi encontrado por Archer e Caldeira (2008), Frederiksen (2005) e Frederiksen e Frederiksen (2007) que também reportaram, no HS, um enfraquecimento do jato subtropical, enquanto que o JP fortaleceu após o final da década de 1970.

Van Loon et al. (1993) sugeriram que os sinais da mudança em médias e altas latitudes do HS após 1977 foram devido ao aumento da amplitude do número de onda zonal três (OE 3) em latitudes mais altas observado no campo de altura geopotencial e um enfraquecimento da Oscilação Semi-Anual (OSA). Hurrell e van Loon (1994) sugeriram uma ligação entre as flutuações na TSM tropical e as mudanças na OSA no final da década de 1970. Este enfraquecimento da OSA sobre os três oceanos em latitudes médias ocorreu principalmente por meio da intensificação da OE 3 em altas latitudes (BURNET e MCNICOLL, 2000). Portanto, a intensificação da OE 3 pode ser indiretamente conectada as flutuações de TSM tropical que ocorreram no final da década de 1970.

O aumento na amplitude da OE 3, em torno de 50°S-55°S, no campo de altura geopotencial no período de inverno e verão austral, na baixa e alta troposfera, foi observado anteriormente no período de 1979-2000 (Figura 6.2 e Tabela 6.5). O fortalecimento da JP, observado na Figura 6.3 (f), é de extensão hemisférica e, portanto, o vento médio zonal aumentou na região da JP, o que

pode causar este aumento na amplitude da OE 3 (ver explicação parágrafo abaixo) e também resultar no aumento da velocidade de grupo (ver equação 2.6 de HOSKINS e AMBRIZZI, 1993), que é uma medida da propagação da atividade de onda. Portanto, há uma indicação de que o aumento na amplitude da OE 3 e um aumento na velocidade de propagação da atividade de onda podem ser indiretamente associados com as flutuações na TSM tropical que ocorreram após o final da década de 1970.

Uma porção da variabilidade ano a ano (sazonal) na amplitude e estrutura das OEs pode ser devida a variações nos ventos em altos níveis (superfície) (RINGLER e COOK, 1997). Com respeito à forçante orográfica, conforme o vento zonal aumenta, particularmente nos baixos níveis, a forçante aumenta (vide Equação 7.99 em HOLTON, 2004). Sankar-Rao (1970) encontrou que quando a velocidade do vento médio zonal aumenta a conversão para ECOEs aumenta. Portanto, pode-se concluir que a amplitude das OEs tende a aumentar com o aumento do vento médio zonal.

Através das análises apresentadas do vento zonal pode-se sugerir a hipótese de que as mudanças na posição e intensidade das principais correntes de jato e as alterações associadas no padrão das OEs ocorridas após o final da década de 1970 podem estar ligadas a fase positiva da OAN, a fase quente da PDO e o aumento na TSM tropical. Essas mudanças resultam em modificações nos guias de onda das OEs e, portanto, na propagação das OEs.

6.2.1.2. Energia Cinética das OEs

O padrão de ECOEs para o período de 1948-1978 [1979-2000] é apresentado na Figura 6.4 (a) [(b)] para o HN em DJF. A Figura 6.4 (c) mostra as mudanças neste padrão, que inclui um aumento dos dois máximos principais encontrados no HN no último período.

De acordo com Hu et al. (2004), nas duas décadas recentes desde 1980, houve um aumento significativo em latitudes médias e altas da energia cinética

no HN no verão e inverno em um amplo intervalo de componentes de ondas e escalas de distúrbios, desde as ondas planetárias (números de onda 1-2 até 3-5) até as ondas de escala sinótica (números de onda igual e maiores que 5).

Um aumento da ECOEs na região que abrange desde o Oceano Atlântico subtropical passando pelo norte da África até o norte da Arábia Saudita, no período de 1979-2000, pode ser visto na Figura 6.4 (c). Esta é a região de entrada da JA ou então conhecida como Corrente de Jato Norte Africana-Asiática (JNAA). Esta corrente de jato age como um guia de onda, capaz de conectar atividade atmosférica em diferentes regiões do globo e também é associada com mudanças nas trilhas de tempestade e nos padrões de precipitação (BRANSTATOR, 2002).

O padrão de ECOEs para o período de 1948-1978 [1979-2000] é apresentado na Figura 6.4 (d) [(e)] para o HS em JJA. Considerando as principais mudanças neste padrão, pela Figura 6.4 (f) pode-se notar que as diferenças no HS são muito menores que no HN. Há um aumento da ECOEs na região sul da África, na região leste do jato polar (estatisticamente significativo somente a 95%) e através da Austrália até o oeste do Oceano Pacífico (estatisticamente significativo somente a 95%); e uma diminuição sobre a costa sul do Brasil e em torno do leste do Oceano Pacífico tropical no último período.

Há uma aparente correspondência entre os máximos de ECOEs localizados em torno da Austrália e máximos secundários observados em torno da AS e África do Sul com a convecção tropical intensificada em longitudes similares. O aquecimento mais forte ocorre em associação com a monção da Ásia, que está no mesmo setor de longitude assim como as mais fortes correntes de jato subtropical do HS (PAEGLE et al., 1983).

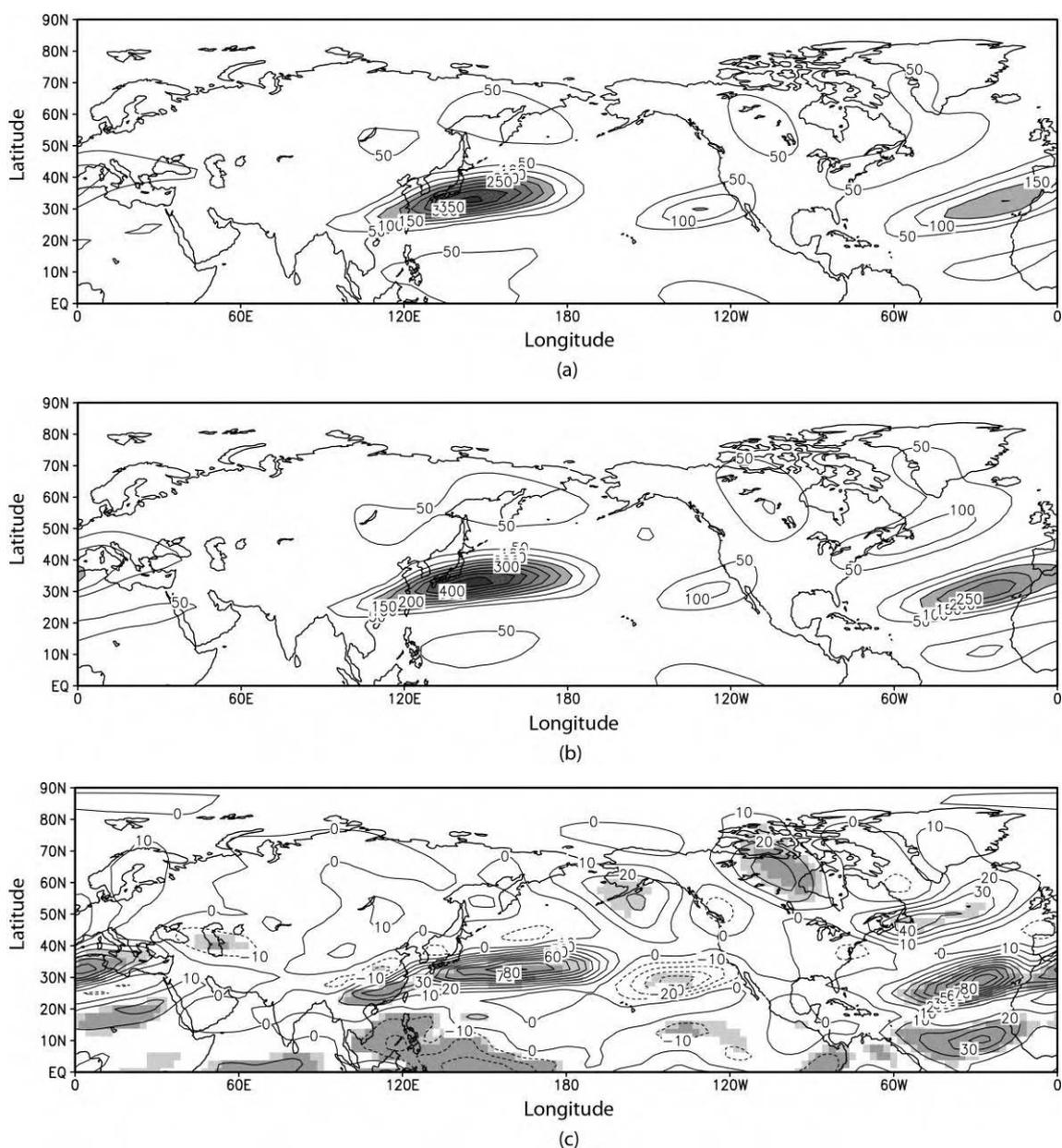
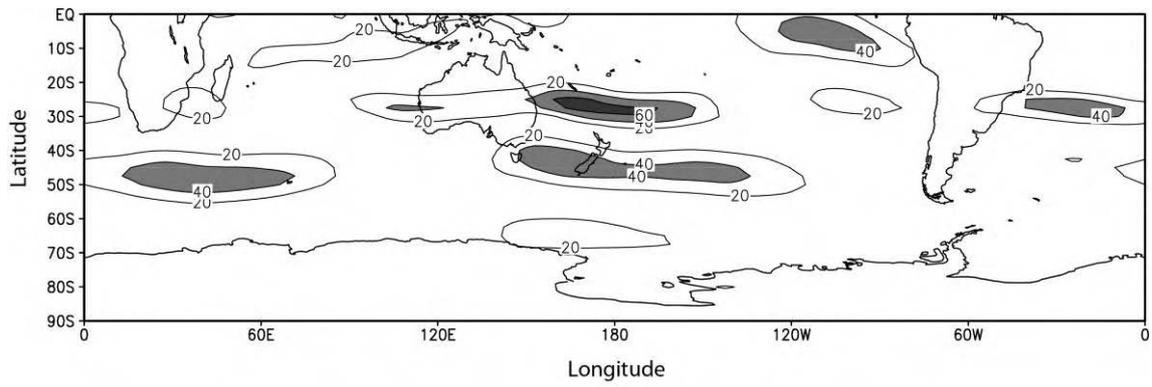
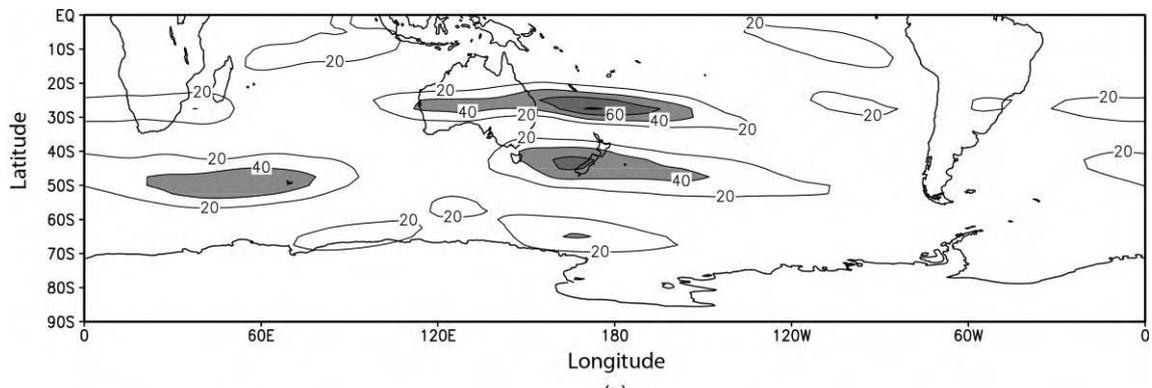


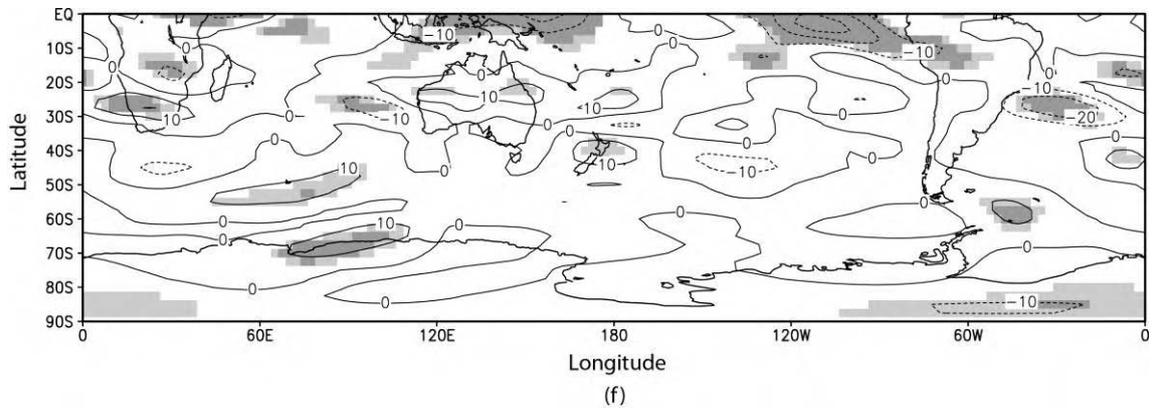
Figura 6.4 – ECOEs (m^2s^{-2}) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/NCAR para o HN em DJF para o período de (a) 1948-1978, (b) 1979-2000, (c) mudança. O intervalo do contorno é $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e valores maiores que $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados. ECOEs para o HS em JJA para o período de (d) 1948-1978, (e) 1979-2000, (f) mudança. O intervalo do contorno é $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e valores maiores que $40 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ estão sombreados. Para os gráficos referentes à mudança, os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). (Continua).



(d)



(e)



(f)

Figura 6.4 – Conclusão.

6.2.1.3. Número de Onda Estacionário

As mudanças observadas no K_s precisam ser analisadas nas regiões dos guias de onda (regiões das correntes de jato) e somente o valor da diferença não fornece totalmente a informação necessária, mas a extensão longitudinal do guia de onda em cada período precisa ser analisada. Portanto, as mudanças observadas podem ser vistas mais claramente e adequadamente analisadas com o auxílio de um mapa superposto. Os contornos para o K_s no período de 1948-1978 são superpostos aos contornos para o K_s no período de 1979-2000. Assim, na Figura 6.5 (a), os contornos em cor vermelha representam o período de 1979-2000 e os contornos em cor azul representam o período de 1948-1978. Como feito anteriormente, nas figuras preparadas para DJF (JJA) a análise se focará no HN (HS), pois durante o verão boreal (austral) tanto os jatos da Ásia e América do Norte quanto os jatos Australiano e polar são mais fracos e os ventos de leste se estendem por todo o Pacífico tropical. Os ventos de leste não podem agir como guias de onda de Rossby e assim, mantendo a análise para o hemisfério de inverno, os fortes jatos de oeste que podem agir como guias de onda de Rossby são analisados.

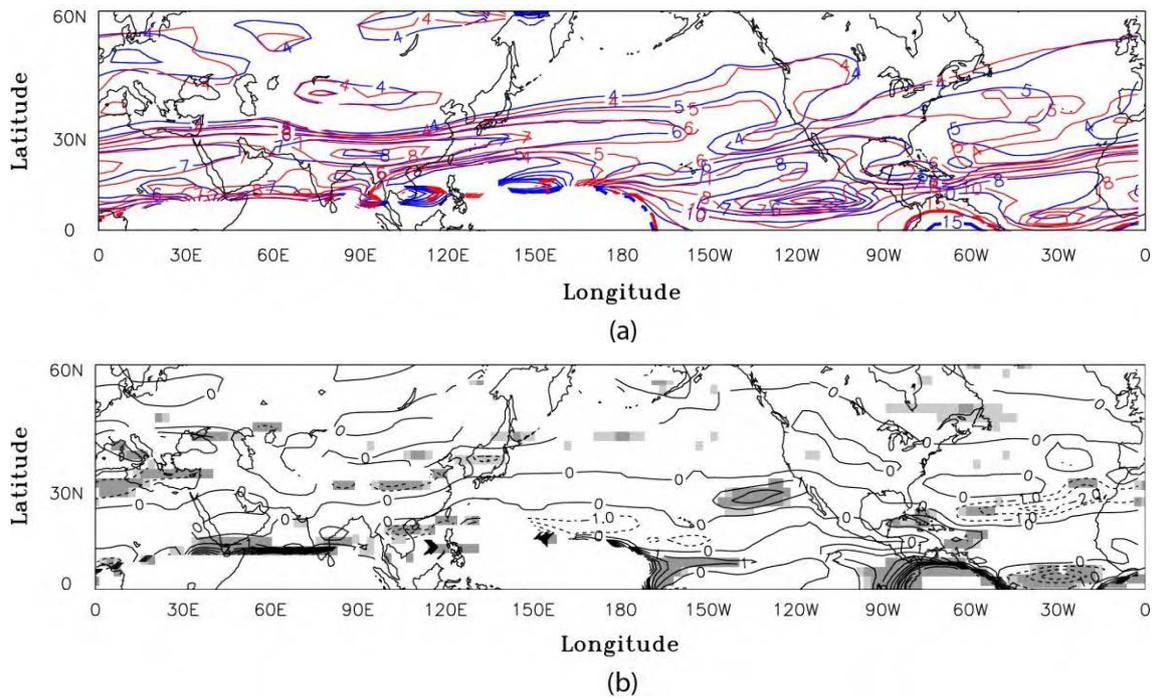


Figura 6.5 – Número de onda estacionário (K_s) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/NCAR para o HN em DJF para: (a) 1948-1978 (azul) e 1979-2000 (vermelho), (b) mudança. Para o HS em JJA: (c) 1948-1978 (azul) e 1979-2000 (vermelho), (d) mudança. Os contornos são para os números de onda zonal: 0, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 15 e 25-30 (linha grossa). Para as figuras referentes à mudança, os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). (Continua).

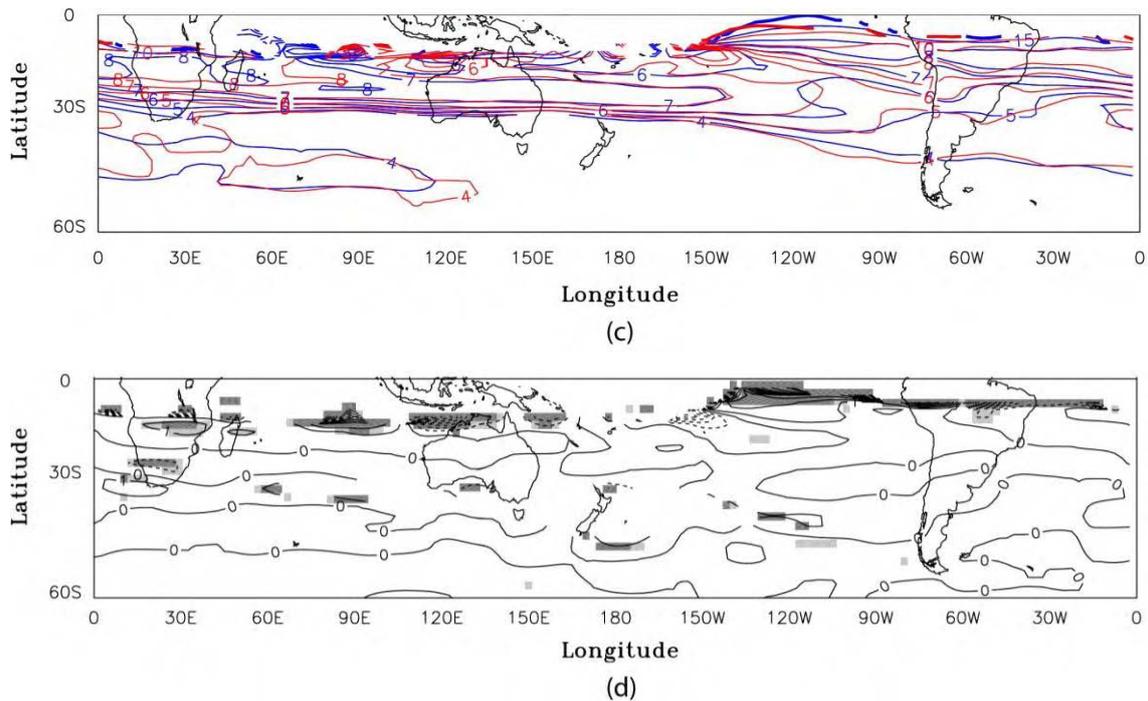


Figura 6.5 – Conclusão.

Na Figura 6.5 (a), as linhas em cor vermelha mostram que o guia de onda associado à JA ($K_s = 7$) adentrou mais o Oceano Pacífico no período de 1979-2000 e o guia de onda com $K_s = 8$ na região do leste da Ásia alcançou maior extensão nesse período do que em 1948-1978 (linhas azuis). Anteriormente, foi observado um fortalecimento da JLA [Figura 6.3 (c)] no último período, que pode estar associado com a fase quente da ODP.

Yang et al. (2002) verificou que uma forte JLA está claramente associada com uma intensificação de vários sistemas de circulação atmosférica, incluindo a alta do continente asiático, a BLA, a BA e a AOAN; e relacionada com uma forte propagação na direção leste-sudeste da atividade das OEs. Portanto, uma intensificação da JLA é seguida por um ajustamento dos sistemas de circulação de grande escala que favorecem um forte padrão de trem de ondas através da Ásia, Pacífico e América do Norte. As Tabelas 6.1 e 6.2 confirmam a intensificação da BLA, da BA e da AOAN.

Quando a JLA é forte, a monção de inverno do leste da Ásia fortalece, com condições mais frias e mais secas prevalecendo no leste da Ásia e com acentuada convecção sobre a região equatorial da Ásia-Austrália. Ao mesmo tempo, condições mais quentes e mais secas aparecem no oeste dos Estados Unidos enquanto na parte leste o clima é mais frio e mais seco (YANG et al., 2002). Visto que um dos mecanismos fundamentais que dirigem a circulação monçônica é o contraste térmico continente-oceano, esta pode ser interpretada como uma OE forçada termicamente.

Anteriormente observou-se um aumento no máximo de ECOEs, associado com o JA [Figura 6.4 (c)], indicando que a propagação de energia das OEs aumentou. Assim, a propagação das OEs, associada com este guia de onda, aumentou no último período. Esta propagação favorecida pode ser confirmada pelo fortalecimento da monção de inverno no leste da Ásia (que resultou de uma forte JLA, possivelmente associada com a fase quente da ODP), gerando condições mais frias e secas nessa região.

Considerando o guia de onda associado com o JSAN ($K_s = 5$), no mapa de diferença [Figura 6.5 (b)] e na Figura 6.5 (a), uma diminuição do $K_s = 5$ (valores negativos) pode ser observada na sua extremidade sul devido a uma maior extensão do $K_s = 4$ na direção oeste no último período. Na Figura 6.3 (c) observou-se também uma diminuição do vento zonal na região da JSAN. Um maior gradiente é exibido por $\frac{dK_s}{dy}$ no último período e assim, $\frac{dg\alpha}{dt}$ varia rapidamente (vide Equação 2.14), confinando meridionalmente o guia de onda. Isto faz com que o guia de onda associado com o JSAN seja mais bem definido, favorecendo assim maior propagação da ECOEs. Isto é confirmado pelo aumento observado na ECOEs visto na Figura 6.4 (c). Portanto, um aumento de K_s na parte central do guia de onda e/ou uma diminuição nas suas extremidades (para o norte e para o sul) faz com que a propagação das OEs seja meridionalmente confinada, favorecendo a propagação a longas distâncias. Maior ECOEs no lado corrente acima do Atlântico Norte [Figura 6.4

(c)] é uma condição necessária para compensar a inevitável dissipação devido a viscosidade, de tal forma que a onda pode propagar-se mais corrente abaixo. A maior propagação das OEs no último período favoreceu um forte centro de alta pressão em 1000 hPa e 500 hPa sobre a região leste do Atlântico Norte [veja Figura 6 (a) e (c) de RAIBLE et al., 2005]. Isto resultou em um inverno seco sobre o sul da Europa e Mediterrâneo e condições mais frias sobre o norte da África (por causa dos ventos de norte mais frios vindos de latitudes mais altas do lado oriental deste centro de alta pressão). Este centro de alta pressão mais forte é associado com a fase positiva da OAN (RAIBLE et al., 2005) assim como a divisão na corrente de jato do Atlântico Norte, como mencionado anteriormente. Além disso, a Tabela 6.1 apontou que a AAN e o CAT se intensificaram no último período, confirmando que a propagação das OEs foi favorecida no guia de onda da JSAN no período de 1979-2000.

A Figura 6.5 (c) mostra o K_s para os períodos de 1948-1978 e 1979-2000, respectivamente, em JJA. Com relação às principais mudanças no K_s , observa-se que o guia de onda associado com a JP ($K_s = 4$) estendeu-se mais em direção ao sul da Austrália em torno de 55°S (linhas em cor vermelha) no último período. Anteriormente, foi observado no último período um fortalecimento da JP [Figura 6.3 (f)] e um aumento da ECOEs (estatisticamente significativo somente a 95%) associada com esta corrente de jato [Figura 6.4 (f)]. Portanto, a propagação de energia das OEs aumentou. A propagação favorecida das OEs na região da JP é associada com o aumento na amplitude da OE 3 e com o aumento na atividade de onda no último período encontrados anteriormente, e estes, podem ser relacionados, indiretamente, com flutuações na TSM tropical.

Anteriormente foi sugerida uma conexão entre o aumento na TSM tropical, a fase quente da ODP e a fase positiva da OAN após o final da década de 1970 e as mudanças associadas na posição e intensidade das principais correntes de jato. Visto que os padrões de ECOEs e do K_s em ambos os hemisférios são determinados pela estrutura das correntes de jato, esses padrões também são

influenciados pelos mesmos fatores que causaram as mudanças na posição e intensidade dos jatos.

6.2.2. MCOs na Propagação das OEs Durante Eventos de El Niño e La Niña que Ocorreram no Período de 1948-2000

Os resultados da mudança na atividade interanual das OEs durante fortes eventos de El Niño e La Niña para o período de 1948-2000 são apresentados nesta seção. Novamente, para facilitar a discussão, as mudanças nas correntes de jato, ECOEs e K_s são apresentadas em subseções. Ao se referir a essas mudanças, quando for mencionada no texto a palavra aumento/diminuição significa que ocorreu um aumento/diminuição da variável climática analisada no composto de El Niño.

Embora existam vários estudos sobre compostos de ENOS no período de inverno baseados nos dados da reanálise do NCEP/NCAR (por exemplo, DE WEAVER e NIGAM, 2002); a novidade deste estudo é a investigação da propagação de OEs durante fortes eventos de ENOS usando um método diferente, no qual as mudanças no padrão da ECOEs, como sugerido por Lighthill (1978), são analisadas juntamente com as mudanças no vento zonal e no K_s . Pelo que se sabe até o presente momento, este método não foi utilizado anteriormente.

6.2.2.1. Correntes de Jato

As Figuras 6.6 (a) e (b) [6.6 (d) e (e)] apresentam o vento zonal para os compostos de El Niño e La Niña para o HN [HS]. As principais mudanças no vento zonal são mostradas no mapa de diferença entre os dois compostos (El Niño – La Niña) para o HN [Figura 6.6 (c)] e para o HS [Figura 6.6 (f)]. As mudanças nas correntes de jato do HN incluem um aumento do vento zonal, especialmente em torno de 30°N, do leste do Pacífico ao oeste do Atlântico Norte [Figura 6.6 (c)]. Isto é devido ao fato da JLA e da JSAN se estenderem

na direção leste do Oceano Pacífico durante nos compostos de El Niño [Figura 6.6 (a)]. Uma diminuição do vento zonal pode ser notada no leste da América do Norte em torno de 45°N e do leste do Atlântico Norte até o norte da África, em torno de 15°N [Figura 6.6 (c)]. Esta última é a região de entrada do JNAA e a diminuição observada é porque esta corrente de jato é mais forte nesta região e se estende na direção leste do Atlântico Norte nos compostos de La Niña [Figura 6.6 (a)].

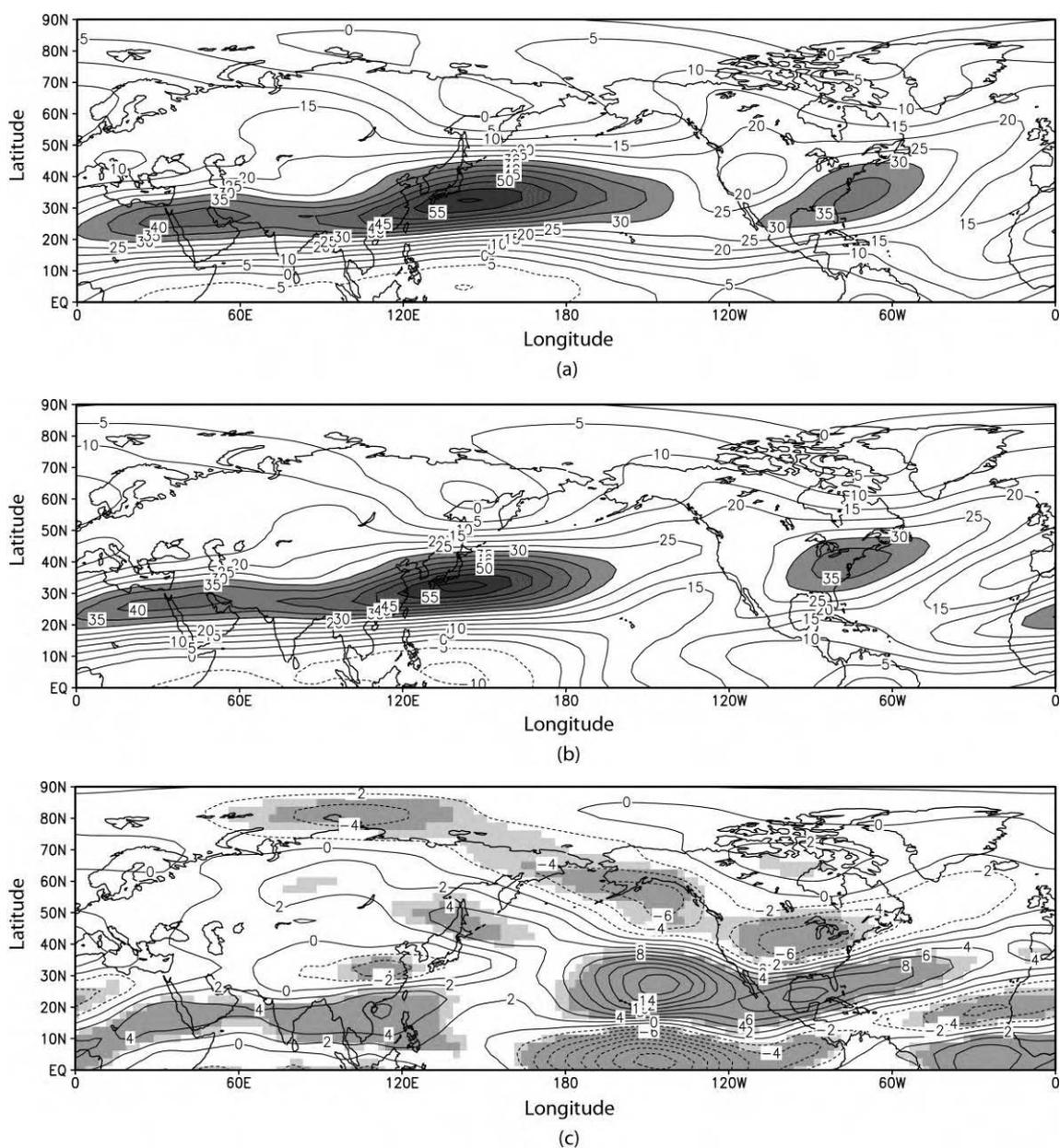


Figura 6.6 – Vento zonal (ms^{-1}) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/NCAR no período de 1948-2000 para o HN em DJF para os compostos de: (a) El Niño, (b) La Niña, (c) mudança; e para o HS em JJA para os compostos de: (d) El Niño, (e) La Niña, (f) mudança. O intervalo do contorno é de 5 ms^{-1} e os valores maiores do que 30 ms^{-1} estão sombreados. Para os gráficos referentes à mudança, o intervalo do contorno é de 2 ms^{-1} e os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro). (Continua).

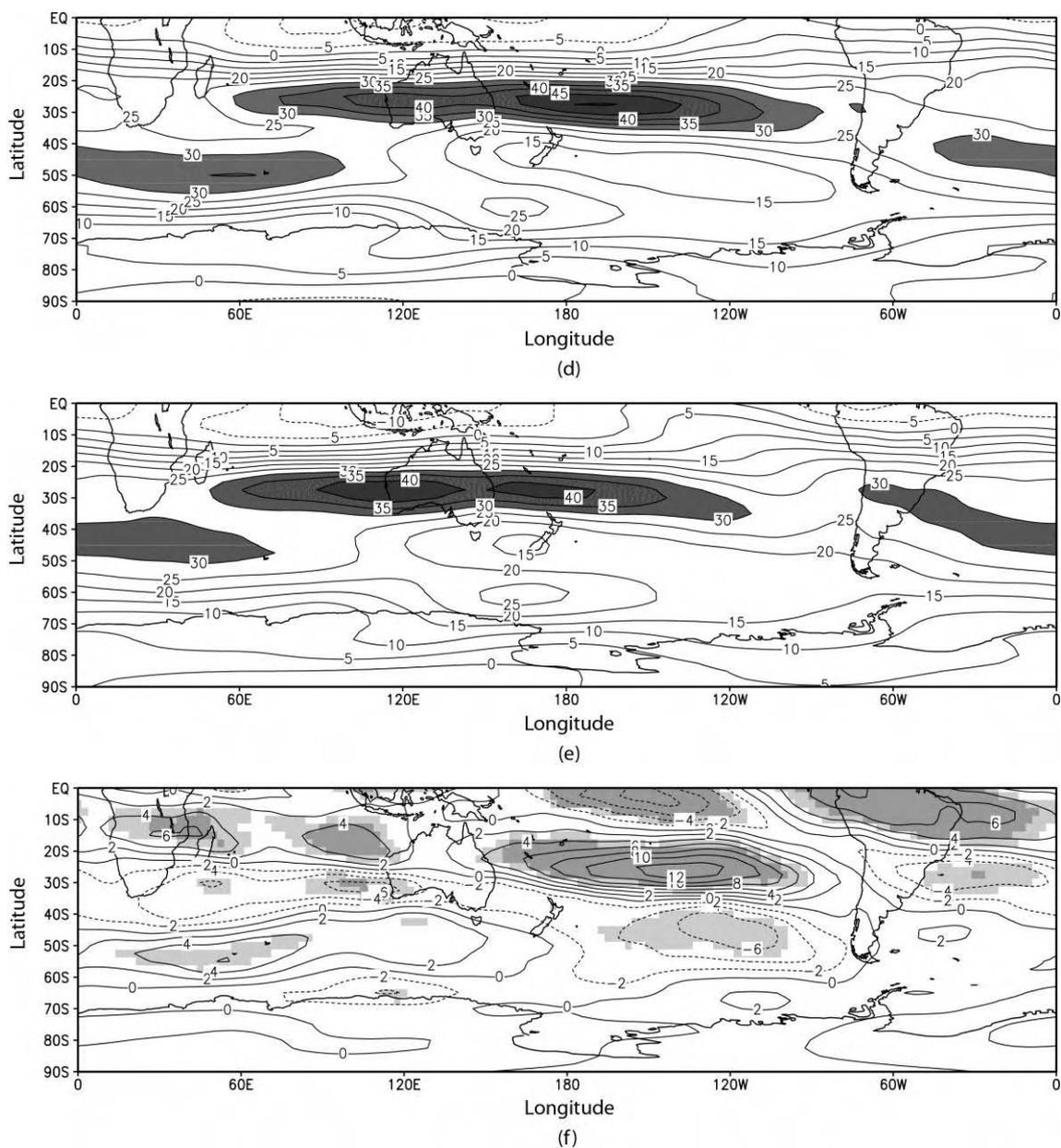


Figura 6.6 – Conclusão.

No HS um aumento do vento zonal pode ser notado em torno de 25°-30°S no Oceano Pacífico na Figura 6.6 (f). Este aumento é devido ao JAU mais forte e estendido na direção leste nos compostos de El Niño. Eastin e Vincent (1998) reportaram essas mudanças no JAU durante eventos de El Niño.

A JP nos compostos de El Niño estende-se mais na direção leste do Oceano Índico em torno 55°S do que nos compostos de La Niña [Figuras 6.6 (d) e (e)]. Entretanto, a JP estende-se mais em direção à costa oeste da América do Sul em torno de 30°S nos compostos de La Niña. Assim, um aumento do vento zonal, em torno de 55°S no Oceano Índico e uma diminuição em torno de 30°S na costa oeste da América do Sul podem ser observados na Figura 6.6 (f). Essas mudanças são estatisticamente significativas somente ao nível de 95%.

6.2.2.2. Energia Cinética das OEs

O padrão de ECOEs é calculado para os compostos de El Niño e La Niña no HN em DJF e é apresentado na Figura 6.7 (a) e (b), respectivamente. Com relação às principais mudanças nesse padrão, pode-se observar na Figura 6.7 (c), em torno de 25°-30°N, uma diminuição da ECOEs na região leste da Ásia e na costa oeste da América do Norte. Uma diminuição também é vista na região do Atlântico Norte de 25°N a 40°N (estatisticamente significativa somente a 95%) e na região que abrange desde o leste do Atlântico Norte ao norte da África em torno de 15°N; assim como um aumento em torno de 20°N na mesma região.

O padrão de ECOEs para os compostos de El Niño e La Niña em JJA no HS é apresentado na Figura 6.7 (d) e (e). Com respeito às mudanças neste padrão, observa-se na Figura 6.7 (f), em torno de 30°S, um aumento na região oeste do Oceano Pacífico e no sul da África em direção à costa sudeste do Brasil. Em torno de 50°S, nota-se um aumento da ECOEs no Oceano Índico.

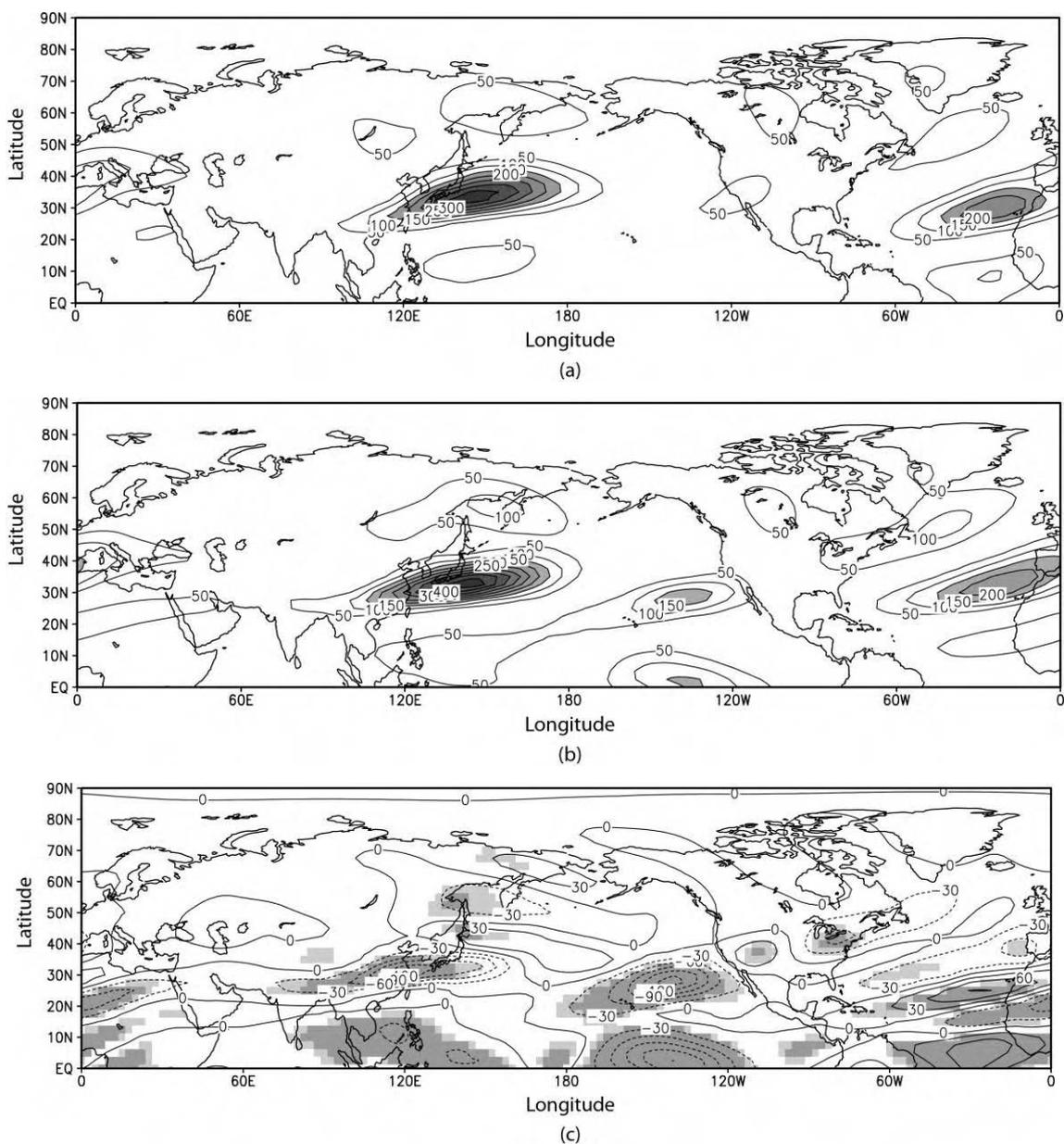


Figura 6.7 - ECOEs (m^2s^{-2}) em 300 hPa baseada nos dados da reanálise do NCEP/NCAR no período de 1948-2000 para o HN em DJF para os compostos de: (a) El Niño, (b) La Niña, (c) mudança (El Niño - La Niña). O intervalo do contorno é de $50 m^2s^{-2}$ e valores maiores que $150 m^2s^{-2}$ estão sombreados. ECOEs para o HS em JJA para os compostos de: (d) El Niño, (e) La Niña, (f) mudança. O intervalo do contorno é de $20 m^2s^{-2}$ e valores maiores que $40 m^2s^{-2}$ estão sombreados. Para os gráficos referentes à mudança, o intervalo do contorno é de $30 m^2s^{-2}$ para (c) e de $10 m^2s^{-2}$ (f) e os valores estatisticamente significativos no nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão em tom de cinza escuro (claro). (Continua).

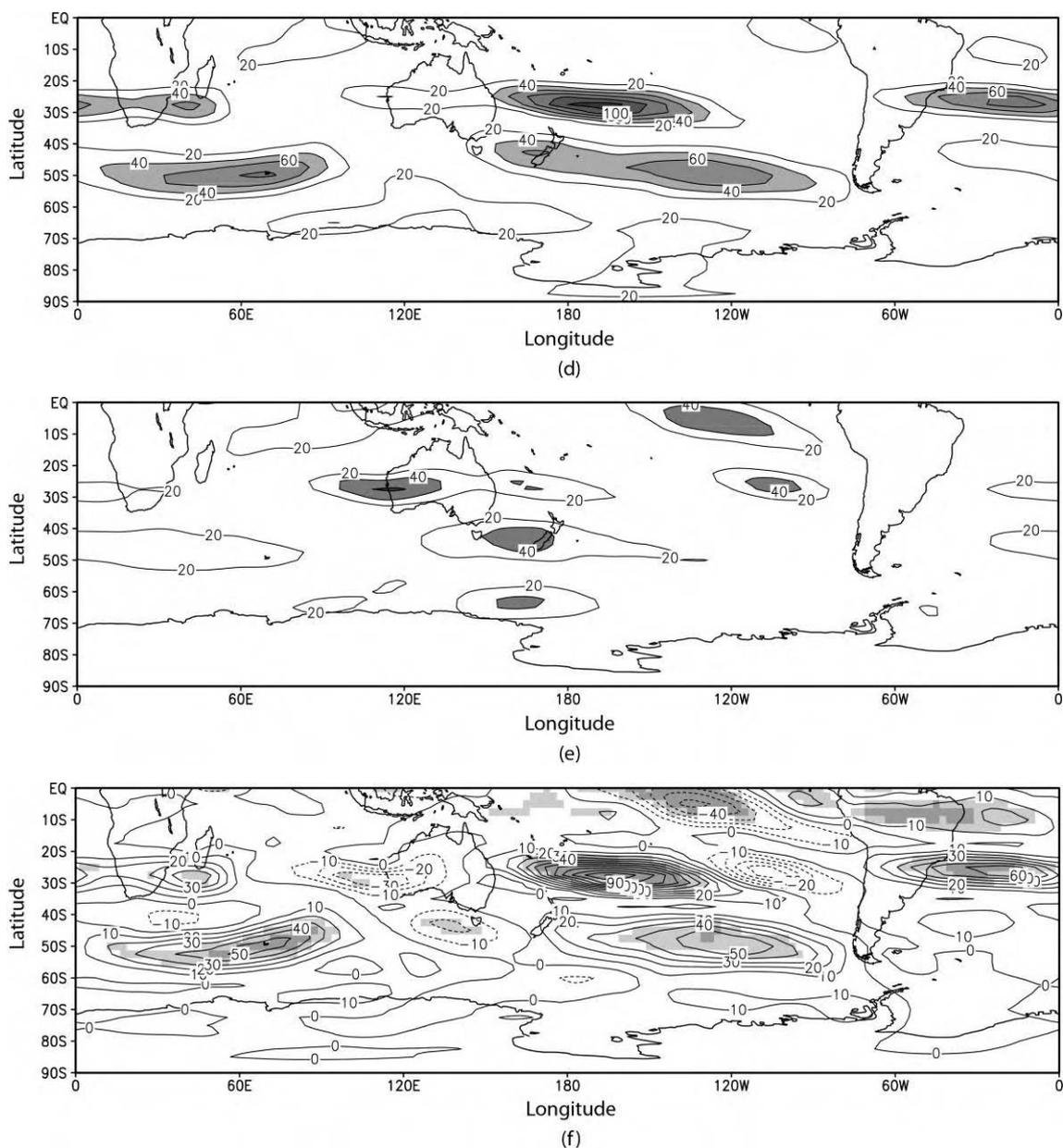


Figura 6.7 – Conclusão.

É bem reconhecido que eventos de El Niño e La Niña exercem uma forte influência na circulação global atmosférica através da dispersão de ondas de Rossby (HOSKINS e KAROLY, 1981). Padrões característicos de precipitação anômala em várias regiões de altas latitudes são um dos resultados da resposta atmosférica extratropical a anomalias de TSM tropical em anos de El Niño e La Niña. Assim, as diferenças entre a propagação das OEs durante

fortes eventos de El Niño e La Niña são conectadas a padrões de precipitação anômalos associados com esses eventos. Para isto, as diferenças no vento zonal e na ECOEs discutidas anteriormente para fortes eventos de El Niño e La Niña são agora analisadas juntamente com o K_s .

6.2.2.3. Número de Onda Estacionário

A Figura 6.8 (a) apresenta o K_s para os compostos de El Niño e La Niña no HN e os contornos em vermelho são para os compostos de El Niño, superpostos aos contornos em azul para os compostos de La Niña. O guia de onda associado com a JA ($K_s = 7$) avançou na direção leste, adentrando mais no Oceano Pacífico nos compostos de La Niña. Assim, nos compostos de El Niño, este guia de onda, fica restrito e a ECOEs mostra uma diminuição nessa região [Figura 6.7 (c)], assim como também o vento zonal [Figura 6.6 (c)]. Isto indica que a propagação das OEs na região leste da Ásia, durante fortes eventos de El Niño, é reduzida.

A monção de inverno do leste da Ásia é uma importante característica do clima no inverno boreal sobre o leste da Ásia e o ENOS exerce fortes impactos sobre ela. Fraca (forte) monção ocorre durante eventos de El Niño (La Niña) (CHEN et al., 2000). Conseqüentemente, o clima no sudeste da China e regiões circunvizinhas no leste da Ásia são mais quentes e úmidas com fraca atividade de ar frio durante o inverno em que ocorre El Niño e durante a primavera seguinte (WANG et al., 2000; KANG e JEONG, 1996). Além do mais, a alta da Sibéria em superfície e o cavado em 500 hPa no leste da Ásia, que são uma parte do fluxo de grande escala da monção de inverno, são mais fracos que o normal durante anos de El Niño (ZHANG et al., 1997b). Portanto, um enfraquecimento da monção de inverno da Ásia é associado com uma propagação das OEs menos favorecida durante fortes eventos de El Niño na região leste da Ásia; como visto através do $K_s = 7$ na Figura 6.8 (a).

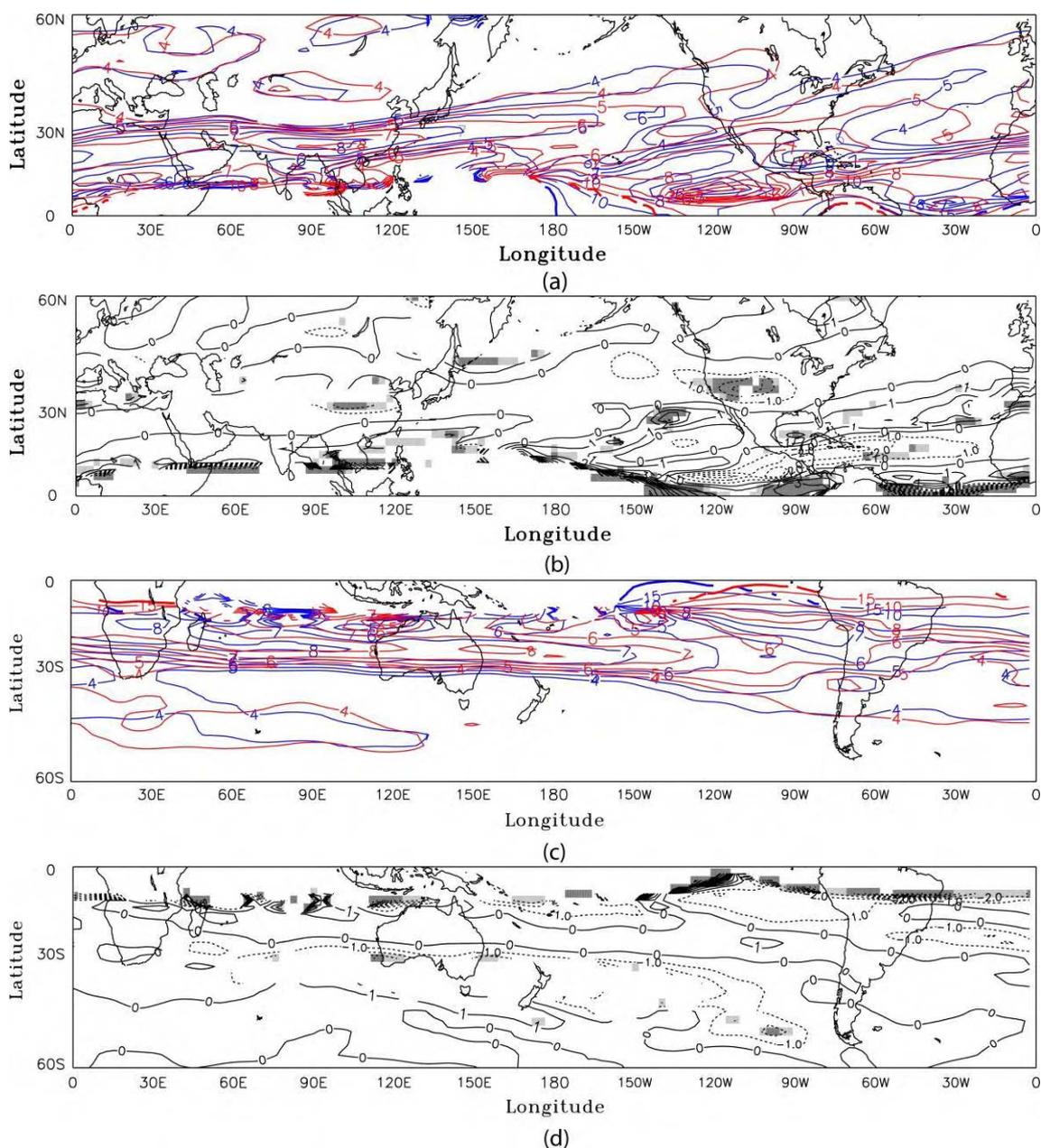


Figura 6.8 – Número de onda estacionário (K_s) em 300 hPa baseado nos dados da reanálise do NCEP/ período de 1948-2000 para o HN em DJF para os compostos de: (a) El Niño (vermelho) e La Niña (azul), (b) mudança (El Niño – La Niña). Para o HS em JJA para os compostos de: (c) El Niño e La Niña, (d) mudança. Os contornos estão em números de onda zonal: 0, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 15 e 25-30 (linha grossa). Para os gráficos referentes à mudança, o intervalo do contorno é 1 e os valores estatisticamente significativos ao nível de 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student estão sombreados em tom de cinza escuro (claro).

No leste do Pacífico Norte, em torno de 30°N, é possível observar uma diminuição no sentido sul do $K_s = 5$ com a presença do $K_s = 4$ nos compostos de La Niña [Figura 6.8 (a)]. Na mesma região, valores positivos podem ser notados na Figura 6.8 (b). Isto faz com que o guia de onda seja mais claramente definido durante fortes eventos de La Niña, contribuindo, assim, para uma intensificação na propagação. Ao contrário, durante fortes eventos de El Niño, no leste do Pacífico Norte, em torno de 30°N, a propagação é reduzida e isto é confirmado pela diminuição da ECOEs [Figura 6.7 (c)].

O padrão mais proeminente de teleconexão associado com o ENOS é o PNA (HOREL e WALLACE, 1981), que é uma série centros anômalos de alta e baixa pressão se estendendo desde o Pacífico Norte central até a América do Norte. A fase positiva do padrão PNA tende a ser associada com episódios de El Niño, e a fase negativa com episódios de La Niña.

Lin e Derome (1997) mostraram que, durante a fase positiva do PNA, a atividade transiente no Pacífico Norte é mais fraca do que durante a fase negativa. Visto que a energia cinética dos distúrbios transientes de grande escala é mantida principalmente pela ECOEs (HOLOPAINEN, 1970); a atividade transiente mais fraca durante a fase positiva do PNA (ou durante eventos de El Niño), é compatível com a diminuição observada na ECOEs no leste do Pacífico Norte, em torno de 30°N [Figura 6.7 (c)], e com a propagação reduzida das OEs mencionada anteriormente nesta mesma região.

No sul da costa oeste dos Estados Unidos, nos compostos de El Niño, é possível observar que o $K_s = 4$ se estende mais na direção oeste [Figura 6.8 (a)] do que nos compostos de La Niña. Portanto, o guia de onda é mais bem definido. Na mesma região, valores negativos podem ser observados no mapa de diferença entre os compostos [Figura 6.8 (b)] e um aumento da ECOEs é notado na Figura 6.7 (c). A distribuição média climatológica em Janeiro no HN do geopotencial da OEs em 200 mb mostra uma crista nesta região (vide Figura 2.2 de WALLACE, 1983). Deste modo, o aumento da ECOEs e a

extensão na direção oeste do $K_s = 4$ é consistente com a crista amplificada na costa oeste dos Estados Unidos; que é uma característica da fase positiva do PNA (ISARD et al., 2000).

Alguns estudos (por exemplo, ROPELEWSKI e HALPERT, 1986, 1987; HALPERT e ROPELEWSKI, 1992) mostraram que no inverno a precipitação e a temperatura nos Estados Unidos respondem ao El Niño de uma forma consistente com o padrão PNA, com condições mais secas e mais quentes sobre o noroeste dos Estados Unidos e condições mais úmidas e mais frias sobre o sudeste dos Estados Unidos (LEATHERS et al., 1991).

Na região do Atlântico Norte o guia de onda associado com a JSAN ($K_s = 5$) mostra uma diminuição no sentido sul devido a um avanço do $K_s = 4$ dentro deste guia de onda nos compostos de La Niña [Figura 6.8 (a)]. Na mesma região valores positivos são observados no mapa de diferença entre os compostos [Figura 6.8 (b)]. Isto faz com que o guia de onda seja mais precisamente definido durante fortes eventos de La Niña, contribuindo, portanto, para que a propagação das OEs seja intensificada. Ao contrário, durante fortes eventos de El Niño, a propagação é reduzida e isto é confirmado pela diminuição da ECOEs (estatisticamente significativa somente a 95%) em torno de 45°N no lado leste do Atlântico Norte [Figura 6.7 (c)]. Além disso, é possível notar um deslocamento na direção sul do guia de onda associado com a JSAN através do sul dos Estados Unidos e no Atlântico Norte nos compostos de El Niño [Figura 6.8 (a)]. Este deslocamento do guia de onda na direção sul durante eventos de El Niño foi também reportado por Laver (2003).

Os resultados de Merkel e Latif (2002) sugerem que, durante um evento de El Niño, condições úmidas são observadas sobre a Europa central e oeste do Mediterrâneo e temperaturas mais baixas sobre a Escandinávia. Uma análise do monitoramento de ciclones feita pelos autores revelou um deslocamento na direção sul da trilha de tempestade do Atlântico Norte, no inverno durante eventos de El Niño, significativos a 95% dentro da região de 30°-45°N, 60°-

10°W. Isto é devido ao deslocamento na direção sul do $K_s = 5$ durante eventos de El Niño, como visto na Figura 6.8 (a). Merkel e Latif (2002), usando um modelo com maior resolução, também encontraram uma propagação mais zonal da atividade das OEs no setor do Atlântico Norte. Isto pode ser conectado a reduzida propagação das OEs observada anteriormente nesta região.

O K_s calculado para os compostos de El Niño e La Niña em JJA são apresentados na Figura 6.8 (c). O guia de onda associado com o JP ($K_s = 4$) está deslocado mais para o norte em direção ao sul do Brasil nos compostos de El Niño e une-se aos $K_s = 5, 6, 7$, que também encontram-se deslocados na direção norte; produzindo um forte gradiente nesta região que favorece a propagação das OEs. Como os guias de onda estão deslocados mais para o norte, no oeste do Oceano Atlântico pode-se observar uma diminuição (valores negativos) no mapa de diferença [Figura 6.8 (d); embora não estatisticamente significativa]. A Figura 6.6 (f) mostra uma diminuição do vento zonal, estatisticamente significativa somente a 95%. Embora haja esta diminuição do vento zonal, a energia cinética aumentou [Figura 6.7 (f)], o que confirma a favorecida propagação. Gan e Rao (1991) encontraram que durante anos de El Niño, sobre o sul do Brasil, ocorrem maior ciclogênese e maior precipitação; o que é compatível com a maior propagação das OEs nesta região.

O aumento/diminuição do vento zonal está associado com o aumento/diminuição da velocidade de grupo. Uma propagação favorecida não depende tanto da velocidade de grupo, mas da quantidade de energia que é propagada, que por sua vez está relacionada ao aumento/diminuição da amplitude da onda. Contudo, é importante ressaltar que as mudanças na amplitude da onda não são necessariamente devidas às mudanças na propagação, mas podem ser devido a mudanças nas forçantes, tais como a TSM.

Nos compostos de El Niño, o guia de onda associado com a JAU ($K_s = 7$) adentra mais o Oceano Pacífico e um guia de onda com $K_s = 8$ no oeste e leste da região Australiana alcança maior extensão [Figura 6.8 (c)]. Anteriormente observou-se um aumento do vento zonal em torno de 25°-30°S no leste do Oceano Pacífico, ou seja, um fortalecimento da JAU nos compostos de El Niño [Figura 6.6 (f)]. O padrão de ECOEs também mostrou um aumento no leste da Austrália em torno de 30°S [Figura 6.7 (f)], indicando um aumento na propagação de energia da onda. Portanto, a propagação das OEs associada com este guia de onda aumentou durante fortes eventos de El Niño que ocorreram de 1948-2000.

Há uma crista subtropical no campo de pressão ao nível médio do mar sobre o leste da Austrália. Durante eventos de El Niño (La Niña) esta crista é mais forte (mais fraca) e localizada mais na direção do equador (pólo) do que o normal (DROSDOWSKY, 2005). Por causa disto, os eventos de El Niño são frequentemente associados com precipitação abaixo do normal e seca sobre a maior parte do norte e leste da Austrália. Esta forte crista é uma evidência da propagação das OEs mais favorecida sobre o leste da Austrália durante eventos de El Niño.

É importante mencionar que usando somente os eventos mais fortes de ENOS ou usando todos os eventos de ENOS que ocorreram no período de 1948-2000, os resultados finais não apresentam diferenças significativas.

Muitas mudanças nas OEs, que ocorreram desde o final da década de 1940 até o início da década de 2000, podem ser explicadas pelas mudanças na propagação das OEs, como notado neste estudo. Porém, pode-se argumentar que existem mudanças nas OEs que são devido a mudanças nas forçantes, tais como a TSM, não necessariamente devido às mudanças na propagação. Entretanto, essas modificações nas OEs forçadas pela TSM e outros fatores podem mudar a força do vento zonal e dos guias de onda associados e assim, influenciar a propagação. Portanto, as mudanças observadas são devido a

interações complexas de vários processos físicos e assim, as hipóteses levantadas aqui precisam ser confirmadas. Entretanto, os resultados deste estudo são consistentes com diferentes aspectos tais como vento zonal, K_s e ECOEs e portanto, podem resistir ao teste do tempo.

Esta parte do trabalho busca contribuir em direção a um entendimento físico e dinâmico das mudanças que ocorreram nas últimas décadas, em particular entre as duas fases da OAN, ODP e ENOS. Isto pode ajudar a superar limitações no entendimento científico de alguns processos físicos, contribuindo para aprimorar a habilidade dos MCGOAs em representar adequadamente importantes processos atmosféricos e assim, tendo uma correta simulação da circulação atmosférica atual, as projeções de mudanças climáticas podem ser mais consistentes e confiáveis.

Pode-se argumentar que a introdução dos dados de satélite na reanálise do NCEP/NCAR no final da década de 1970 pode ter um efeito de introduzir um viés artificial nos resultados. Entretanto, as mudanças climáticas aqui apresentadas foram descritas por vários outros estudos importantes citados anteriormente, que usaram várias outras séries de dados; sendo que há consistência de um estudo para o outro. Portanto, os resultados encontrados neste trabalho devem denotar alterações climáticas reais.

6.3. Sumário

Uma importante mudança ocorreu na estrutura da circulação de grande escala em ambos os hemisférios no final da década de 1970 e início da década de 1980, conforme apontado por muitos autores (por exemplo, NITTA e YAMADA, 1989; AN e WANG, 2000; WANG e AN, 2001). Neste estudo, foram usados os dados da reanálise do NCEP/NCAR para examinar as MCOs nas OEs e na sua propagação.

A investigação das MCOs foi feita utilizando os dados da reanálise do NCEP/NCAR em dois períodos: 1948-1978 e 1979-2000. Os principais

resultados encontrados para a mudança nas OEs no período de 1979-2000 foram:

- O campo de função de corrente zonalmente assimétrica em 200 hPa para DJF mostrou que nos trópicos e subtropicais do HN os sistemas dominantes se enfraqueceram (com exceção do CAT); enquanto que em latitudes médias ocorreu o contrário (com exceção da BBH). No HS a AB e o CN se intensificaram enquanto que os outros sistemas enfraqueceram. Em 850 hPa na baixa troposfera todos os sistemas dominantes no HN se intensificaram (com exceção da APN que enfraqueceu e da AS). Pelo contrário, no HS todos os sistemas se enfraqueceram (com exceção da AAS que intensificou e da BC).
- O campo de função de corrente zonalmente assimétrica em 200 hPa para JJA mostrou que no HN todos os sistemas se intensificaram (com exceção do CPN e da BNC que enfraqueceram no lado leste e oeste, respectivamente). Pelo contrário, no HS os sistemas enfraqueceram (com exceção do CATO). Em 850 hPa no HN a BT e a APN enfraqueceram e a ABE fortaleceu na sua parte sudeste. No HS, a APS e o CITO enfraqueceram e a AAS fortaleceu.
- O campo com a mudança nos máximos principais de amplitude mostrou no HS um enfraquecimento dos máximos M1HS30, M1HS55, M2HS30, M2HS55 em JJA, M4HS30 em SON e M5HS30 em JJA e intensificação dos máximos M1HS65 em SON e M3HS55. No HN o M1HN30 enfraqueceu em JJA e o M1HN50 intensificou em DJF e MAM, assim como o M1HN70 em DJF.

A análise das MCOs na propagação das OEs foi dividida em duas partes. Na primeira parte, as mudanças multidecais na atividade das OEs foram examinadas comparando e contrastando a propagação dessas ondas no inverno para dois períodos: 1948-1978 e 1979-2000; e na segunda parte, as

mudanças interanuais na atividade das OEs foram investigadas durante fortes eventos de El Niño e La Niña que ocorreram de 1948-2000.

Os principais resultados encontrados na primeira parte deste estudo para o período de 1979-2000 no HN podem ser resumidos como:

- Uma forte JLA; uma acentuada BA com maior extensão na direção leste; uma propagação favorecida das OEs no guia de onda da JA ($K_s = 7$), principalmente na região leste da Ásia, relacionada ao fortalecimento da monção de inverno do leste da Ásia. É possível que essas mudanças possam estar associadas com a fase quente da ODP.
- Uma divisão na corrente de jato do Atlântico Norte; uma forte AA; uma profunda BI e uma propagação favorecida das OEs no guia de onda da JSAN ($K_s = 5$), conectada a um forte centro de alta pressão sobre a parte leste do Atlântico Norte. É possível que essas mudanças possam estar associadas com a fase positiva da OAN.

No HS:

- Uma forte JP; um aumento da amplitude da OE 3; uma propagação favorecida das OEs no guia de onda da JP ($K_s = 4$). Essas mudanças podem estar associadas indiretamente com flutuações na TSM tropical.

Os principais resultados encontrados na segunda parte deste estudo para a propagação das OEs durante fortes eventos de El Niño no HN podem ser resumidos como:

- Uma propagação desfavorecida das OEs no guia de onda da JA ($K_s = 7$), especialmente no leste da Ásia. O enfraquecimento da monção de inverno do leste da Ásia é associado com esta propagação desfavorecida.

- Uma propagação desfavorecida das OEs no guia de onda da JSAN ($K_s = 5$) e um deslocamento na direção sul deste guia de onda.

No HS:

- Uma propagação favorecida das OEs no guia de onda da JAU ($K_s = 7$) e uma forte crista subtropical no leste da Austrália no campo de pressão ao nível médio do mar é associada com esta maior propagação.
- O deslocamento para norte em direção ao sul do Brasil do guia de onda da JP ($K_s = 4$) e a união deste com os $K_s = 5,6,7$; que também se deslocaram para norte, produziu um forte gradiente nesta região que favoreceu a propagação das OEs neste guia de onda.

7 SUMÁRIO, CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Neste trabalho realizou-se uma análise da resposta global das OEs e da sua propagação as mudanças climáticas e os impactos dessa resposta na circulação atmosférica foram avaliados. As mudanças climáticas compreendem duas partes: observacionais e simuladas pelos MCGOAs. Em ambos os casos, investigou-se as modificações nas próprias OEs, examinando os campos de amplitude das cinco primeiras ondas e da função de corrente zonalmente assimétrica, e as modificações na sua propagação, examinando os guias de onda de Rossby. Um novo método de medida da atividade de onda e de identificação dos guias de onda foi encontrado. Este método se baseia em uma aplicação do estudo de Lighthill (1978) sobre a propagação de ondas em tubos sólidos e canais empregando a ECOEs, além do vento zonal e do número de onda estacionário, para investigar as mudanças na propagação horizontal das OEs.

A primeira parte deste trabalho foi dedicada a avaliar a habilidade dos dez MCGOAs escolhidos em simular as OEs climatológicas observadas através dos dados da reanálise do NCEP/NCAR e do ECMWF, utilizando algumas ferramentas estatísticas. Além disso, as diferenças entre as duas reanálises também foram contempladas. Os principais resultados desta primeira parte podem ser resumidos como:

- O coeficiente de correlação espacial para a altura geopotencial revelou que as maiores diferenças entre as duas reanálises se concentram na baixa estratosfera, nos meses de abril a outubro para o HN, e na baixa troposfera, nos meses de março a outubro para o HS; sendo que os MCGOAs apresentaram uma correlação maior com a reanálise do NCEP/NCAR na baixa estratosfera no HN e com a reanálise do ECMWF na baixa troposfera no HS.

- Os modelos GISS e IPSL apresentam as menores correlações no decorrer do ano no HN e no HS juntamente com os modelos MIRO e CGCM. Já os modelos ECHAM4 e ECHAM5 são os que possuem as maiores correlações com as reanálises em ambos os hemisférios.
- Quanto a intensidade das OEs em 200 hPa e 850 hPa, vista através do campo da RMS, o modelo GISS é o que fornece a pior simulação.
- O viés entre as reanálises e os MCGOAs para as três primeiras OEs mostrou que a maioria dos modelos subestima a amplitude das ondas. Além disso, os modelos GISS e MIRO apresentaram contornos espúrios.
- Ficou demonstrado que os modelos GISS, MIRO, IPSL e CGCM não reproduziram bem as OEs climatológicas observadas através das reanálises e, portanto, foram excluídos da segunda parte do estudo que tratou da análise das MCS.

A investigação das MCS foi feita utilizando os dados das simulações dos seis MCGOAs restantes em dois períodos: 1960-1990, denominado clima do presente e 2069-2099, denominado clima do futuro. A mudança é a diferença estatisticamente significativa entre esses dois períodos de acordo com o Teste t de Student.

As OEs sofrem alterações em um cenário de aquecimento do clima e os principais resultados encontrados para as mudanças projetadas pelos MCGOAs para os principais sistemas característicos das OEs no campo de função zonalmente assimétrica para o clima do futuro no período de inverno foram:

- Em 200 hPa no HN - Um enfraquecimento da APTO em sua porção ocidental e do CPTL (com exceção do HADCM3) e uma intensificação da AAN.

- Em 850 hPa no HN - Uma intensificação da BA (com exceção do HADCM3), da AS (com exceção dos modelos HADCM3 e GFDL) e da AA na sua parte leste (com exceção do HADGEM) e um enfraquecimento da APN (com exceção do HADCM3) e da AA no seu lado oeste (com exceção do HADCM3).
- Em 200 hPa no HS - Um fortalecimento do CPL (com exceção do BCM, ECHAM4 e HADGEM) e um enfraquecimento da AIS (com exceção do BCM e do HADGEM).
- Em 850 hPa no HS - Um fortalecimento da AAS (com exceção do BCM e do HADGEM) e um enfraquecimento tanto da APS (com exceção do HADGEM) quanto do CITO (com exceção do BCM e do HADGEM).

No período de verão:

- Em 200 hPa no HN - Um fortalecimento na porção oriental da AT (com exceção do HADGEM), no CAN próximo a Flórida (com exceção do GFDL) e na BNC e um enfraquecimento do CPN e da ACAN (com exceção do HADCM3 e GFDL).
- Em 850 hPa no HN - Um fortalecimento da ABE e um enfraquecimento da APN, especialmente em sua parte ocidental (com exceção do HADCM3).
- Em 200 hPa no HS - Um enfraquecimento do CPL (com exceção do HADCM3; sendo que os modelos ECHAM4 e BCM projetam enfraquecimento na parte leste do CPL) e da AAU (com exceção do HADCM3).
- Em 850 hPa no HS - Um fortalecimento da AAS (com exceção do BCM e HADGEM) e da BAF (com exceção do ECHAM4, GFDL e da parte

oriental da BAF no modelo HADGEM) e um enfraquecimento da BAU na região que abrange o noroeste da Austrália e na parte oriental da APS.

As principais mudanças projetadas pelos MCGOAs para os máximos principais de amplitude de cada uma das cinco primeiras OEs no clima do futuro, podem ser resumidas como:

- No HS - Aumento no M1HS30 em JJA e SON (com exceção do BCM) e diminuição do M1HS65 em JJA (com exceção do BCM e do HADGEM), o que pode indicar uma diminuição da propagação vertical das OEs.
- No HN – Aumento do M1HN65 em JJA (com exceção do ECHAM4 e do BCM) e do M1HN70 em DJF (com exceção do BCM e do GFDL), o que pode indicar um aumento da propagação vertical das OEs, e uma diminuição do M2HN65* em JJA (com exceção do ECHAM4 e do HADGEM) e do M4HN50 em DJF (com exceção do ECHAM4 e do GFDL).

Os principais resultados encontrados para as mudanças projetadas pelos MCGOAs na propagação horizontal das OEs foram:

- A corrente de jato subtropical deve deslocar-se para o pólo no inverno, especialmente no HS, no clima do futuro.
- A propagação das OEs é desfavorável em todos os guias de ondas analisados em ambos os hemisférios no clima do futuro; sendo que em todos os casos isto foi confirmado através da diminuição da ECOEs.
- A propagação desfavorável das OEs no guia de onda da JA pode resultar no enfraquecimento da APTO e da BLA; no guia de onda da JSAN, pode resultar no enfraquecimento do cavado em torno do sul de

Cuba e, no guia de onda da JP, pode resultar no enfraquecimento do CATO.

Deve-se ressaltar que os resultados encontrados para as MCS são coerentes entre os diversos campos analisados; o que confere razoável confiabilidade as projeções.

A investigação das MCOs foi feita utilizando os dados da reanálise do NCEP/NCAR em dois períodos: 1948-1978 e 1979-2000. Os principais resultados encontrados para a mudança nas OEs no período de 1979-2000 foram:

No campo de função de corrente zonalmente assimétrica:

- Em 200 hPa para DJF - Nos trópicos e subtropicais do HN, os sistemas dominantes se enfraqueceram (com exceção do CAT); enquanto que em latitudes médias ocorreu o contrário (com exceção da BBH). No HS a AB e o CN se intensificaram enquanto que os outros sistemas enfraqueceram.
- Em 850 hPa para DJF - Na baixa troposfera, todos os sistemas dominantes no HN se intensificaram (com exceção da APN que enfraqueceu e da AS). Pelo contrário, no HS todos os sistemas se enfraqueceram (com exceção da AAS que intensificou e da BC)
- Em 200 hPa para JJA - No HN, todos os sistemas se intensificaram (com exceção do CPN e da BNC que enfraqueceram no lado leste e oeste, respectivamente). Pelo contrário, no HS, os sistemas enfraqueceram (com exceção do CATO).

- Em 850 hPa para JJA – No HN, a BT e a APN enfraqueceram e a ABE se fortaleceu na sua parte sudeste. No HS, a APS e o CITO enfraqueceram e a AAS fortaleceu.

Para os máximos principais de amplitude de cada uma das cinco primeiras OEs:

- No HS - Enfraquecimento dos máximos M1HS30, M1HS55, M2HS30, M2HS55 em JJA, M4HS30 em SON, M5HS30 em JJA e intensificação dos máximos M1HS65 em SON e M3HS55.
- No HN - Enfraquecimento do M1HN30 em JJA e intensificação do M1HN50 em DJF e MAM e do M1HN70 em DJF.

A análise das MCOs na propagação das OEs foi dividida em duas partes: mudanças multidecadais e mudanças interanuais (para fortes eventos de ENOS). Os principais resultados encontrados foram:

Para a propagação das OEs para o período de 1979-2000 no HN:

- Uma forte JLA; uma acentuada BA, com maior extensão na direção leste; uma propagação favorecida das OEs no guia de onda da JA, principalmente na região leste da Ásia, relacionada ao fortalecimento da monção de inverno do leste da Ásia. É possível que essas mudanças possam estar associadas com a fase quente da ODP.
- Uma divisão na corrente de jato do Atlântico Norte; uma forte AA; uma profunda BI e uma propagação favorecida das OEs no guia de onda da JSAN, conectada a um forte centro de alta pressão sobre a parte leste do Atlântico Norte. É possível que essas mudanças possam estar associadas com a fase positiva da OAN.

No HS:

- Uma forte JP; um aumento da amplitude da OE 3; uma propagação favorecida das OEs no guia de onda da JP. É possível que essas mudanças possam estar associadas indiretamente com flutuações na TSM tropical.

Para a propagação das OEs durante fortes eventos de El Niño no HN:

- Uma propagação desfavorecida das OEs no guia de onda da JA, especialmente no leste da Ásia. O enfraquecimento da monção de inverno do leste da Ásia é associado com esta propagação desfavorecida.
- Uma propagação desfavorecida das OEs no guia de onda da JSAN e um deslocamento na direção sul deste guia de onda.

No HS:

- Uma propagação favorecida das OEs no guia de onda da JAU e uma forte crista subtropical no leste da Austrália, no campo de pressão ao nível médio do mar, é associada com esta maior propagação.
- O deslocamento para norte, em direção ao sul do Brasil, do guia de onda da JP e a união deste com os $K_s = 5,6,7$ que também se deslocaram para norte, produziu um forte gradiente nesta região que favoreceu a propagação das OEs neste guia de onda.

Portanto, o método da ECOEs, como sugerido por Lighthill (1978), mostrou-se útil na análise da propagação das OEs e confirmou, para ambos os hemisférios, os guias de onda de Rossby encontrados por Hoskins e Ambrizzi (1993) e Ambrizzi et al. (1995).

Há mudanças climáticas que já estão acontecendo desde o final da década de 70, como apontado por este e por outros trabalhos. Por exemplo, em termos

globais, o deslocamento da corrente de jato subtropical e das trilhas de tempestade (*storm tracks*) para o pólo foi observado a partir de 1979 por alguns estudos, e é projetado também para o clima do futuro, como encontrado neste trabalho. Este deslocamento indica a expansão do cinturão tropical e da circulação de Hadley. Uma consequência disto é o alargamento das zonas subtropicais áridas, o que pode levar a uma desertificação na direção do pólo com sérias implicações para a agricultura e recursos hídricos. Assim, os resultados deste trabalho contribuem para melhor compreensão das mudanças climáticas que já vem acontecendo e as que poderão vir a ocorrer se não forem implementadas decisões adequadas, além de um maior conhecimento das deficiências nos MCGOAs que, se forem corrigidas, permitirão um melhor desempenho dos mesmos.

Como sugestões para trabalhos futuros indicam-se:

1. Verificar a possível conexão entre o aumento na TSM tropical, a fase quente da ODP e a fase positiva da OAN após o final da década de 1970 e as mudanças associadas às OEs e sua propagação, referidas neste trabalho.
2. Quantificar as incertezas das projeções de mudanças climáticas nas OEs, calculando critérios de confiabilidade e taxas de incerteza como, por exemplo, as apresentadas em Giorgi e Mearns (2002).
3. Estudar as diferenças entre as projeções dos modelos buscando apontar as causas físicas e dinâmicas para as mesmas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H. H. Rossby Wave Propagation and Teleconnection Patterns in the Austral Winter. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 21, p. 3661–3672, Nov 1995.

AN, S.-I.; WANG, B. Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. **Journal of Climate**, v. 13, n. 12, p. 2044-2055, Jun 2000.

ARCHER, C. L.; CALDEIRA, K. Historical trends in the jet streams. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. L08803, p. 1-6, 2008.

BJERKNES, J. Atlantic air-sea interaction. **Advances in Geophysics**, v. 10, p. 1-82, 1964.

BLECK, R.; ROTH, C.; HU, D.; SMITH, L. T. Salinity-driven thermocline transients in a wind- and thermohaline-forced isopycnic coordinate model of the North Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 22, p. 1486-1505, 1992.

BOVILLE, B. Sensitivity of simulated climate to model resolution. **Journal of Climate**, v. 4, p. 469-485, 1991.

BOYLE, J. S. Upper level atmospheric stationary waves in the twentieth century climate of the Intergovernmental Panel on Climate Change simulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D14101, p. 1-14, 2006.

BRANDEFELT, J.; KÖRNICH, H. Northern Hemisphere Stationary Waves in Future Climate Projections. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6341-6353, Dec 2008.

BRANSTATOR, G. Circumglobal Teleconnections, the Jetstream Waveguide, and the North Atlantic Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, n. 14, p. 1893-1910, 2002.

BRANSTATOR, G. W. Horizontal energy propagation in a barotropic atmosphere with meridional and zonal structure. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.40, p.1689-1708, 1983.

BURNETT, A. W.; MCNICOLL, A. R. Interannual Variations in the Southern Hemisphere Winter Circumpolar Vortex: Relationships with the Semiannual Oscillation. **Journal of Climate**, v.13, p. 991-999, 2000.

CARVALHO, A. M. G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul**. 1989. 121 p. (INPE-4923-TDL/383). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1989. Disponível em:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.18.13.44>>. Acesso em: 12 abr. 2011.

CHARNEY, J. G.; ELIASSEN, A. A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies. **Tellus**, v. 1, n. 2, p. 38-54, 1949.

CHEN, T.; WENG, S.; SCHUBERTH, S. Maintenance of Austral Summertime Upper-Tropospheric Circulation over Tropical South America: The Bolivian High-Nordeste Low System. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.56, p.2081-2100, 1999.

CHEN, W.; GRAF, H.-F.; HUANG, R. H. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 17, n. 1, p. 48-60, Feb 2000.

DELL'AQUILA, A.; LUCARINI, V.; RUTI, P. M.; CALMANTI, S. Hayashi Spectra of the Northern Hemisphere Mid-latitude Atmospheric Variability in the NCEP-NCAR and ECMWF Reanalyses. **Climate Dynamics**, v. 25, n. 6, p. 639-652, 2005.

DELWORTH, T.; BROCCOLI, A. J.; ROSATI, A.; STOUFFER, R. J.; BALAJI, V.; BEESLEY, J. A.; COOKE, W. F.; DIXON, K. W.; DUNNE, J.; DUNNE, K. A.; DURACHTA, J. W.; FINDELL, K. L.; GINOUX, P.; GNANADESIKAN, A.; GORDON, C. T.; GRIFFIES, S. M.; GUDGEL, R.; HARRISON, M. J.; HELD, I. M.; HEMLER, R. S.; HOROWITZ, L. W.; KLEIN, S. A.; KNUTSON, T. R.; KUSHNER, P. J.; LANGENHORST, A. R.; LEE, H.-C.; LIN, S.-J.; LU, J.; MALYSHEV, S. L.; MILLY, P. C. D.; RAMASWAMY, V. RUSSELL, J.; SCHWARZKOPF, M. D.; SHEVLIAKOVA, E.; SIRUTIS, J. J.; SPELMAN, M. J.; STERN, W. F.; WINTON, M.; WITTENBERG, A. T.; WYMAN, B.; ZENG, F.; ZHANG, R. GFDL's CM2 global coupled climate models– Part 1: Formulation and simulation characteristics. **Journal of Climate**, v. 19, p. 643-674, 2006.

DÉQUÉ, M.; DREVETON, C.; BRAUN, A.; CARIOLLE, D. The ARPEGE/IFS atmosphere model: A contribution to the French community climate modeling. **Climate Dynamics**, v. 10, p. 249–266, 1994.

DEWEAVER, E.; NIGAM, S. Linearity in ENSO's Atmospheric Response. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2446-2461, 2002.

DROSDOWSKY, W. The Latitude of the Subtropical Ridge over Eastern Australia: The L-index Revisited. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 10, p.1291-1299, Aug 2005.

EASTIN, M. D.; VINCENT, D. G. A 6-Yr Climatology of Vertical Mean and Shear Components of Kinetic Energy for the Australian–South Pacific Jet Stream. **Journal of Climate**, v.11, n. 2, p. 283-291, Feb 1998.

ELIASSEN, A.; PALM, E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. **Gefysiske Publikasjoner**, v. 22, n. 3, p. 1-23, Sep 1961.

FERNANDEZ, J. P. R. **Ondas quase-estacionárias no Hemisfério Sul: observações e simulações climáticas sobre a América do Sul**. 2004. 257p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2004.

FIGUEROA, S. N. **Estudos dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 1997. 181p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1997.

FLATO, G.M. **The third generation coupled global climate model (CGCM3)**, 2005. Disponível em: <<http://www.cccma.bc.ec.gc.ca/models/cgcm3.shtml>>. Acessado em: 20 abr. 2011.

FLATO, G. M; BOER, G. J. Warming Asymmetry in Climate Change Simulations. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 1, p.195-198, Jan 2001.

FREDERIKSEN, J. S. 2005. **Decadal changes in Southern Hemisphere winter cyclogenesis**. Australia: Technical report, CSIRO Marine and Atmospheric Research Paper, n. 002, 2005. 35 p.

FREDERIKSEN, C. S.; FREDERIKSEN, J. S. Interdecadal changes in southern hemisphere winter storm track modes. **Tellus A**, v. 59, n. 5, p. 599-617, 2007.

GALL, R.; BLAKESLEE AND SOMERVILLE, R.C.J. Baroclinic instability and the selection of the zonal scale of the transient eddies of middle latitudes. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 5, p. 767-784, 1979.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface Cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, 1991.

GERBER, E. P.; VALLIS, G. K. On the Zonal Structure of the North Atlantic Oscillation and Annular Modes. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 2, p. 332-352, Feb 2009.

GIBSON, T. T. An observed poleward shift of the southern hemisphere subtropical wind maximum – a greenhouse symptom? **International Journal of Climatology**, v. 12, n. 6, p. 637-640, 1992.

GIORGI, F.; MEARN, L. O. Calculation of Average, Uncertainty Range, and Reliability of Regional Climate Changes from AOGCM Simulations via the “Reliability Ensemble Averaging” (REA) Method. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1141-1158, May 2002.

GNANADESIKAN, A.; DIXON, K. W.; GRIFFIES, S. M.; BALAJI, V.; BARREIRO, M.; BEESLEY, J. A.; COOKE, W. F.; DELWORTH, T. L.; GERDES, R.; HARRISON, M. J.; HELD, I. M.; HURLIN, W. J.; LEE, H.-C.; LIANG, Z.; NONG, G.; PACANOWSKI, R. C.; ROSATI, A.; RUSSELL, J.; SAMUELS, B. L.; SONG, Q.; SPELMAN, M. J.; STOUFFER, R.J.; SWEENEY, C. O.; VECCHI, G.; WINTON, M.; WITTENBERG, A. T.; ZENG, F.; ZHANG, R.; DUNNE, J. P. GFDL'S CM2 global coupled climate models – Part 2: The baseline ocean simulation. **Journal of Climate**, v. 19, p. 675-697, 2006.

GORDON, C.; COOPER, C.; SENIOR, C. A.; BANKS, H.; GREGORY, J. M.; JOHNS, T. C.; MITCHELL, J. F. B.; WOOD, R. A. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. **Climate Dynamics**, v. 16, n. 2/3, p. 147-168, 2000.

HALPERT, M. S.; ROPELEWSKI, C. F. Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 5, p. 577–593, 1992.

HANSEN, J.; LEBEDEFF, S. Global surface air temperatures: Update through 1987. **Geophysical Research Letters**, v. 15, p. 323-326, 1988.

HARTMANN, D. L. The atmospheric general circulation and its variability. *Journal of Meteorological Society of Japan*, v. 85B, p. 123-143, 2007.

HOLOPAINEN, E. O. An observational study of the energy balance of the stationary disturbances in the atmosphere. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 410, p. 626-644, Oct 1970.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 4. ed. Elsevier, Academic Press, Burlington, 2004. 535 p.

HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 813-829, 1981.

HOSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 12, p. 1661-1671, 1993.

HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 6, p. 1179-1196, 1981.

HOURLIN, F.; MUSAT, I.; BONY, S.; BRACONNOT, P.; CODRON, F.; DUFRESNE, J.-L.; FAIRHEAD, L.; FILIBERTI, M.-A.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GRANDPEIX, J.-L.; KRINNER, G.; LEVAN, P.; LI, Z.-X.; LOTT, F. The LMDZ4

general circulation model: Climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection. **Climate Dynamics**, v. 27, p. 787–813, 2006.

HU, Q.; TAWAYE, Y.; FENG, S. Variations of the Northern Hemisphere Atmospheric Energetics: 1948–2000. **Journal of Climate**, v. 17, n. 10, p. 1975–1986, 2004.

HURRELL, J. W. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation Regional Temperatures and. Precipitation. **Science**, v. 269, p. 676–679, 1995.

HURRELL, J. W.; VAN LOON, H. A modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. **Tellus**, v. 46A, p. 325–338, 1994.

HURRELL, J. W.; VAN LOON, H. Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation. **Climate Change**, v. 36, n. 3-4, p.301-326, 1997.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). **Climate Change 2007- The physical science basis-contribution of working group I to the four assessment report of the IPCC**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. Disponível em: <<http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg1.htm>>. Acessado em: 20 abr. 2011.

ISARD, S. A.; ANGEL, J. R.; VANDYKE, G. T. Zones of Origin for Great Lakes Cyclones in North America, 1899-1996. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 2, p. 474-485, 2000.

JOSEPH, R.; TING, M.; KUSHNER, P. J. The global stationary wave response to climate change in a coupled GCM. **Journal of Climate**, v. 17, n. 3, p. 540-556, 2004.

K-1 model developers; **K-1 coupled model (MIROC) description**, K-1 technical report 1 [HASUMI, H.; EMORI, S. (eds.)], Center for Climate System Research, University of Tokyo, 34 p., 2004.

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

KANG, I.; JEONG, Y. Association of interannual variations of temperature and precipitation in Seoul with principal modes of Pacific SST. **Journal Korean of Meteorological Society**, v. 32, p. 339–345, 1996.

KAROLY, D. J. Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 7, n. 2, p. 111-125, Mar 1983.

KAROLY, D. J.; HOSKINS, B. J. Three dimensional propagation of planetary waves. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 60, p. 109-122, 1982.

KESHAVAMURTY, R. N.; AWADE, S. T. On the mean monsoon trough over north India. **Monthly Weather Review**, v. 98, n. 4, p. 315-320, 1970.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; VAN DEN DOOL, H.; JENNE, R.; FIORINO, M. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis project: Monthly means CD-ROM and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 247-268, Feb 2001.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 36, n. 6, p. 538-551, 1981.

KUSHNER, P. J.; HELD, I. M.; DELWORTH, T. L. Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. **Journal of Climate**, v. 14, p. 2238-2249, 2001.

LAVAR, J. The Impact of El Niño Phenomenon on the United States. In: Agricultural Outlook Forum 2003, United States Department of Agriculture, Arlington (Virginia). **Proceedings**...Feb 2003. n. 33159, p. 1-26. Disponível em: <<http://econpapers.repec.org/RePEc:ags:usaoth:33159>>. Acesso em: 09 nov. 2010.

LEATHERS, D. J.; YARNAL, B.; PALECKI, M. A. The Pacific/North American Teleconnection Pattern and United States Climate. Part I: Regional Temperature and Precipitation Associations. **Journal of Climate**, v. 4, n. 5, p. 517-528, 1991.

LIGHTHILL, J. **Waves in fluids**. Cambridge University Press, 1978. 504 p.

LIN, H.; DEROME, J. On The Modification Of The High-Frequency And Low-Frequency Eddies Associated With The PNA Anomaly An Observational Study. **Tellus**, v. 49, n. 1, p. 87-99, 1997.

MADEC, G.; DELECLUSE, P.; IMBARD, M.; LEVY, C. OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual, Note du Pôle de modélisation, Inst. Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, n. 11, 91 p., 1999. MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.

MAGAÑA, V.; AMBRIZZI, T. Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. **Atmósfera**, v. 18, n. 4, p. 211-233, 2005.

- MARENGO, J. Cenários de mudanças climáticas para o Brasil em 2100. **Ciência & Ambiente**, Universidade Federal de Santa Maria. UFSM, Rio Grande do Sul, n. 34-Mudanças Climáticas, 2007.
- MARSLAND, S. J.; HAAK, H.; JUNGCLAUS, J. H.; LATIF, M.; RÖSKE, F. The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. **Ocean Modelling**, v. 5, n. 2, p. 91-127, 2003.
- MARTIN, G. M.; DEARDEN, C.; GREEVES, C.; HINTON, T.; INNESS, P.; JAMES, P.; POPE, V.; RINGER, M.; SLINGO, J.; STRATTON, R.; YANG, G. Y. **Evaluation of the atmospheric performance of HadGAM/GEM1**. Hadley Centre Technical Note No. 54, Hadley Centre for Climate Prediction and Research/MetOffice, Exeter, UK. 2004. Disponível em: <<http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/pubs/HCTN/index.html>>. Acessado em: 20 abr. 2011.
- MCCABE, G. J.; CLARK, M. P.; SERREZE, M. C. Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity. **Journal of Climate**, v. 14, n. 12, p. 2763–2768, Jun 2001.
- MEEHL, G. A.; COVEY, C.; DELWORTH, T.; LATIF, M.; MCAVANEY, B.; MITCHELL, J. F. B.; STOUFFER, R. J.; TAYLOR, K. E. The WCRP CMIP3 multi-model dataset: A new era in climate change research. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 88, n. 9, p. 1383-1394, 2007.
- MERKEL, U.; LATIF, M. A high resolution AGCM study of the El. Niño impact on the North Atlantic/European sector. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 9, p. 1291–1294, 2002.
- METZ, W. Transient eddy forcing of low-frequency atmospheric variability. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 17, p. 2429-2439, 1987.
- MURAKAMI, T. Steady and transient waves excited by diabatic heat sources during the summer monsoon. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 340-357, 1974.
- NAKICENOVIC, N. J.; DAVIDSON, O.; DAVIS, G.; GRÜBLER, A.; KRAM, T.; ROVERE, E. L. L.; METZ, B.; MORITA, T.; PEPPER, W.; PITCHER, H.; SANKOVSKI, A.; SHUKLA, P.; SWART, R.; WATSON, R.; DADI, Z. **IPCC special report on emission scenarios**. Cambridge University Press, 2000. 599 p.
- NITTA, T.; YAMADA, S. Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. **Journal of Meteorological Society of Japan**. v. 67, p. 375–383, 1989.

PAEGLE, J.; PAEGLE, J. N.; LEWIS, F. P. Large-scale motions of the tropics in observations and theory. **Pure and Applied Geophysics**, v. 121, n. 5-6, p. 947-982, 1983.

PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some applications of statistics to meteorology**. 1. ed. Pennsylvania: University Park, 1968. 224p.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. 1.ed. New York: American Institute of Physics, 1992. 520p.

PLUMB, R. A. On three-dimensional propagation of stationary waves. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 217-229, 1985.

POPE, V. D.; GALLANI, M. L.; ROWNTREE, P. R.; STRATTON, R. A. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 123–146, 2000.

QUINTANAR, A. I.; MECHOSO, C. R. Quasi-Stationary Waves in the Southern Hemisphere. Part I: Observational Data. **Journal of Climate**, v. 8, n. 11, p. 2659-2672, 1995a.

QUINTANAR, A. I.; MECHOSO, C. R. Quasi-Stationary Waves in the Southern Hemisphere. Part II: Generation Mechanisms. **Journal of Climate**, v. 8, n. 11, p. 2673-2690, 1995b.

RAIBLE, C. C.; STOCKER, T. F.; YOSHIMORI, M.; RENOLD, M.; BEYERLE, U.; CASTY, C.; LUTERBACHER, J. Northern Hemispheric Trends of Pressure Indices and Atmospheric Circulation Patterns in Observations, Reconstructions, and Coupled GCM Simulations. **Journal of Climate**, v. 18, n. 19, p. 3968-3982, Oct 2005.

RANDEL, W. J.; STANFORD, J. L. An observational study of medium-scale wave dynamics in the Southern Hemisphere Summer. Part I: Wave Structure and Energetics. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 11, 1985.

RAPHAEL, M. N. Quasi-Stationary waves in the Southern Hemisphere: An examination of their simulation by the NCAR climate system model, with and without an interactive ocean. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1405-1418, 1998.

RHINES, P. Rossby waves. **Encyclopedia of atmospheric sciences**, 2002. Disponível em: <<http://isis.ku.dk/kurser/blob.aspx?feltid=30760>>. Acessado em: 20 abr. 2011.

RINGLER, T. D.; COOK, K. H. Factors Controlling Nonlinearity in Mechanically Forced Stationary Waves over Orography. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 22, p. 2612-2629, 1997.

RISBEY, J. S.; LAMB, P. J.; MILLER, R. L.; MORGAN, M. C.; ROE, G. H. Exploring the Structure of Regional Climate Scenarios by Combining Synoptic and Dynamic Guidance and GCM Output. **Journal of Climate**, v. 15, n. 9, p. 1036–1050, 2002.

ROBERTS, M. J. **The Ocean Component of HadGEM1**. GMR Report Annex IV.D.3, Met Office, Exeter, United Kingdom, 2004.

ROECKNER, E.; ARPE, K.; BENGTSSON, L.; CHRISTOPH, M.; CLAUSSEN, M.; DÜMENIL, L.; ESCH, M.; GIORGETTA, M.; SCHLESE, U.; CHULZWEIDA, U. **The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate**. Hamburg, Germany: Max-Planck-Institut für Meteorologie. 1996. 90p. (Report n.218).

ROECKNER, E.; BÄUML, G.; BONAVENTURA, L.; BROKOPF, R.; ESCH, M.; GIORGETTA, M.; HAGEMANN, S.; KIRCHNER, I.; KORNBLUEH, L.; MANZINI, E.; RHODIN, A.; SCHLESE, U.; SCHULZWEIDA, U.; TOMPKINS, A. **The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: model description**. Hamburg, Germany: Max-Planck-Institut für Meteorologie, 2003. 127p. (MPI Report 349).

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO). **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 12, p. 2352-2362, Jan 1986.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, Aug 1987.

RUSSELL, G. L.; MILLER, J. R.; RIND, D. A coupled atmosphere-ocean model for transient climate change studies. **Atmosphere-Ocean**, v. 33, n. 4, p. 683-730, 1995.

SANKAR-RAO, M. On global monsoons – Further results. **Tellus**, v. 22, n. 6, p. 648-654, 1970.

SATOH, M. **Atmospheric circulation dynamics and circulation models**, New York: Springer Praxis Books, 2004. 644 p.

SATYAMURTY, P.; SANTOS, R. P. dos; LEMES, M. A. M. On the Stationary Trough Generated by the Andes. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 510-520, Apr 1980.

SCHMIDT, G.A.; RUEDY, R.; HANSEN, J. E.; ALEINOV, I.; BELL, N.; BAUER, M.; BAUER, S.; CAIRNS, B.; CANUTO, V.; CHENG, Y.; GENIO, A. D.; FALUVEGI, G.; FRIEND, A. D.; HALL, T. M.; HU, Y.; KELLEY, M.; KIANG, N. Y.; KOCH, D.; LACIS, A. A.; LERNER, J.; LO, K. K.; MILLER, R. L.;

NAZARENKO, L.; OINAS, V.; PERLWITZ, J.; PERLWITZ, J.; RIND, D.; ROMANOU, A.; RUSSELL, G. L.; SATO, M.; SHINDELL, D. T.; STONE, P. H.; SUN, S.; TAUSNEV, N.; THRESHER, D.; YAO, M.-S. Present day atmospheric simulations using GISS Model E: Comparison to in-situ, satellite and reanalysis data. **Journal of Climate**, v. 19, p. 153–192, 2006.

SEIDEL, D. J.; FU, Q.; RANDEL, W. J.; REICHLER, T. J. Widening of the tropical belt in a changing climate. **Nature Geosciences**, v. 1, p. 21-24, 2008.

SEVERO, D. L. **Padrões de circulação anômala associados a episódios úmidos e secos no sul do Brasil**. 2007. 224 p. (INPE-15143-TDI/1275). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007.

SIMMONS, A. J. The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 108, n. 457, p. 503-534, Jul 1982.

SMAGORINSKY, J. The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 79, n. 341, p. 342-366, Jul 1953.

STEPHENSON, D. B.; HELD, I. M. GCM Response of Northern Winter Stationary Waves and Storm Tracks to Increasing Amounts of Carbon Dioxide. **Journal of Climate**, v. 6, n.10, p. 1859–1870, 1993.

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 Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 6, p. 608-627, 2001.

TIBALDI, S.; PALMER, T.; BRANKOVIC, C.; CUBASCH, U. Extended-range predictions with the ECMWF models: Influence of horizontal resolution on systematic error and forecast skill. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 116, p. 835-866, 1990.

TING, M.; SARDESHMUKH, P. D. Factors determining the extratropical response to equatorial diabatic heating anomalies. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 6, p. 907-918, 1993.

TING, M. Maintenance of northern summer stationary waves in a GCM, v. 51, n. 22, p. 3286-3308, Nov 1994.

TING, M.; WANG, H.; YU, L. Nonlinear stationary wave maintenance and seasonal cycle in the GFDL R30 GCM. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 16, p. 2331-2354, 2001.

TRENBERTH, K. E. Planetary waves at 500 mb in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 9, p. 1378–1389, 1980.

TRENBERTH, K. E. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 71, n. 7, p. 988–993, 1990.

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 temperatures. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. c7, p. 14291-14324, 1998.

UPPALA, S. M.; KALLBERG, P. W.; SIMMONS, A. J.; ANDRAE, U.; BECHTOLD, V. 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. V.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAIRES, S.; CHEVALLIER, F.; DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M.; HAGEMANN, S.; HÓLM, E.; HOSKINS, B. J.; ISAKSEN, L.; JANSSEN, P. A. E. M.; JENNE, R.; MCNALLY, A. P.; MAHFOUF, J.-F.; MORCRETE, 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 Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 612, p. 2961-3012, Oct 2005.

VALDES, P. J.; HOSKINS, B. J. Linear stationary wave simulations of the time mean climatological flow. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 16, p. 2509-2527, 1989.

VAN LOON, H. The association between latitudinal temperature gradient and eddy transport. Part I: Transport of sensible heat in the winter. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 5, p. 525-534, 1979.

VAN LOON, H.; JENNE, R. L. The Zonal Harmonic Standing Waves in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 77, n. 6, p. 992-1003, 1972.

VAN LOON, H.; KIDSON, J. W.; MULLAN, A. B. Decadal variation of the annual cycle in the Australian dataset. **Journal of Climate**, v. 6, n. 6, p. 1227–1231, 1993.

VIANELLO, R.L. **Ondas estacionárias forçadas pela topografia e pelas fontes e sumidouros de calor no Hemisfério Sul**. 1981. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1981.

WALLACE, J. M. The climatological mean stationary waves: observational evidence. In: HOSKINS, B. J.; PEARCE, R. P. (eds.). **Large-scale dynamical processes in the atmosphere**. London: Academic Press, 1983, p. 27-53.

WALLACE, J.; RASMUSSEN, E.; MITCHELL, T.; KOUSKY, V.; SARACHIK, E.; VON STORCH, H. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: lessons. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C7, p. 14241-14259, 1998.

WANG, B.; AN, S. Why the properties of El Niño changed during the late 1970s. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 19, p. 3709–3712, 2001.

WANG, B.; RENGUANG, W.; XIOUHUA, F. Pacific–East Asian Teleconnection: How Does ENSO Affect East Asian Climate? **Journal of Climate**, v. 13, n. 9, p. 1517-1536, May 2000.

WEBSTER, P. J.; HOLTON, J. R. Cross-Equatorial Response to Middle-Latitude Forcing in a Zonally Varying Basic State. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 39, p. 722-733, Apr 1982.

WHITE, G. H. An observational study of the Northern Hemisphere extratropical summertime general circulation. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 39, p. 24–40, 1982.

WILKS, D. S. Theoretical probability distributions, In: _____. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 1. ed. San Diego, Academic Press, 1995. 467p.

WILKS, D.S. Theoretical probability distributions, In: _____. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed. International geophysics series, v. 91, San Diego, Academic Press, 2006. 627p.

YANG, S.; LAU, K.-M.; KIM, K.-M. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. **Journal of Climate**, v. 15, n. 3, p. 306-325, 2002.

YIN, J. H. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. L18701, p. 1-4, 2005.

ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. ENSO-like Interdecadal Variability: 1900-93. **Journal of Climate**, v. 10, n.5, p.1004-1020, May 1997a.

ZHANG, Y.; SPERBER, K. R.; BOYLE, J. S. Climatology and Interannual Variation of the East Asian Winter Monsoon: Results from the 1979–95 NCEP/NCAR Reanalysis. **Monthly Weather Review**, v. 125, n.10, p. 2605–2619, Oct 1997b.

APÊNDICE A - FIGURAS

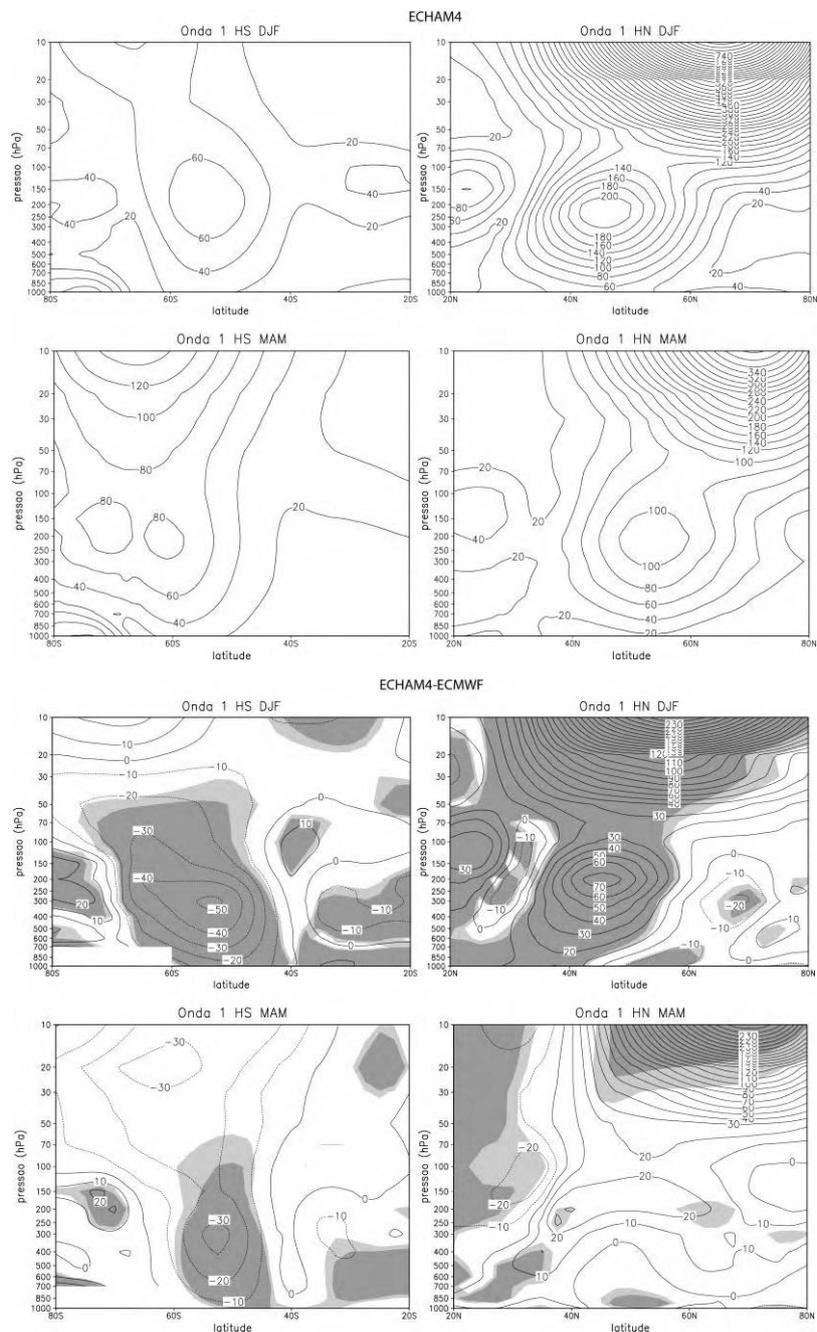


Figura A.1 – Amplitude (m) do modelo ECHAM4 e viés entre este e a reanálise do ECMWF para as três primeiras OEs. O intervalo de contorno para os mapas referentes a onda 1 é igual a 10 m e para as outras ondas é igual a 5 m. Áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. Uma máscara é utilizada em 60°S-80°S de 1000-700 hPa. (Continua).

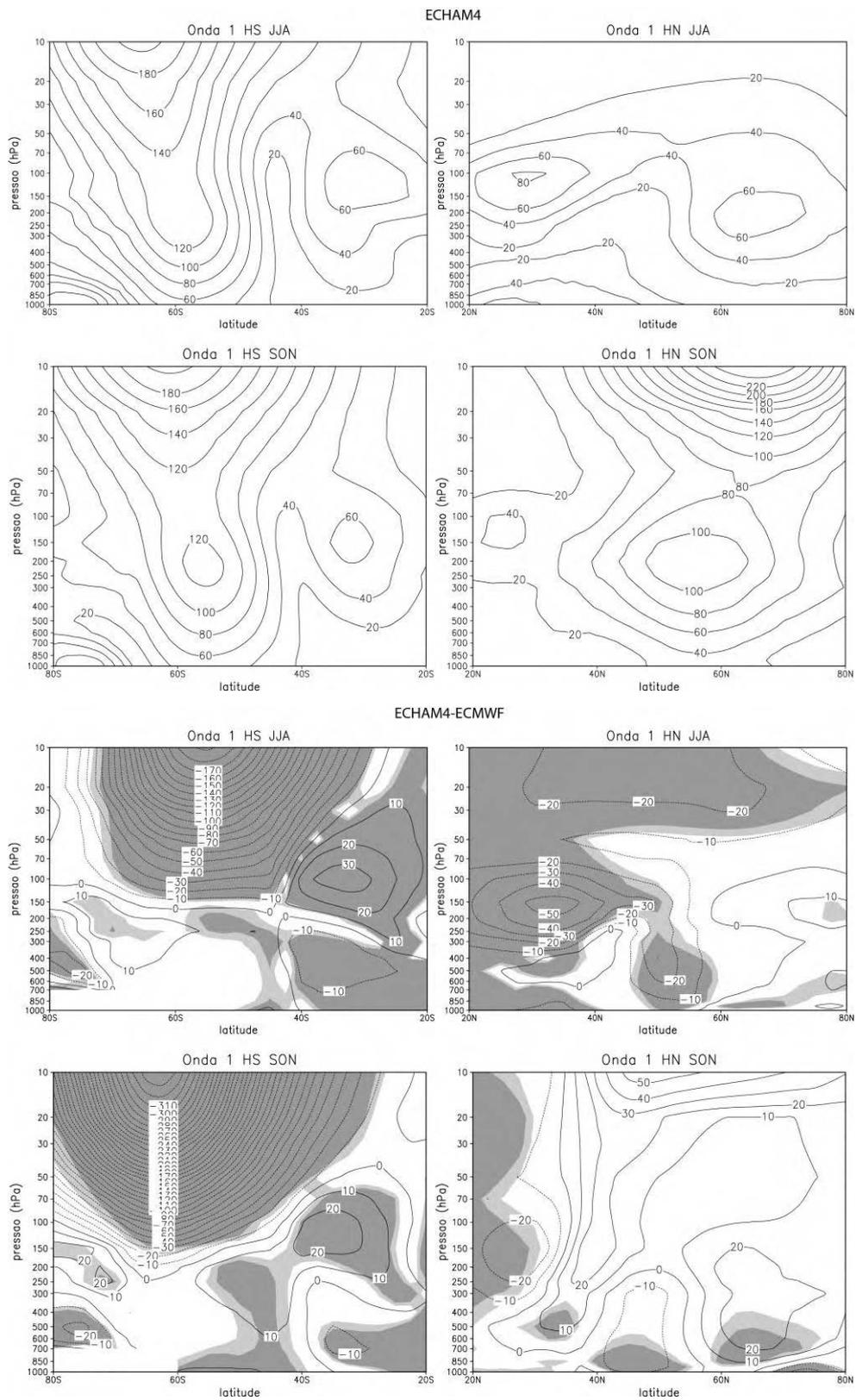


Figura A.1 – Continuação (Continua).

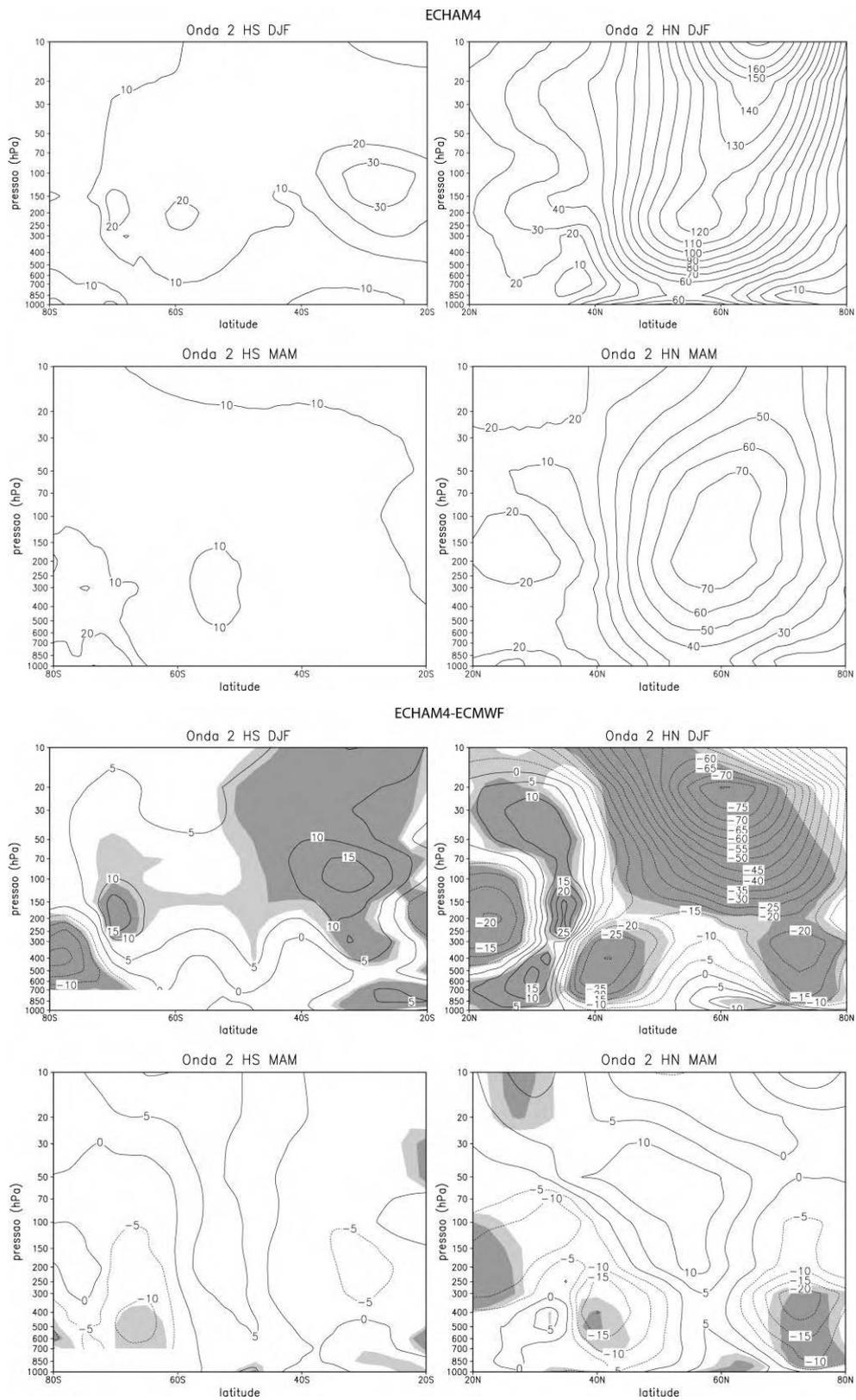


Figura A.1 – Continuação (Continua).

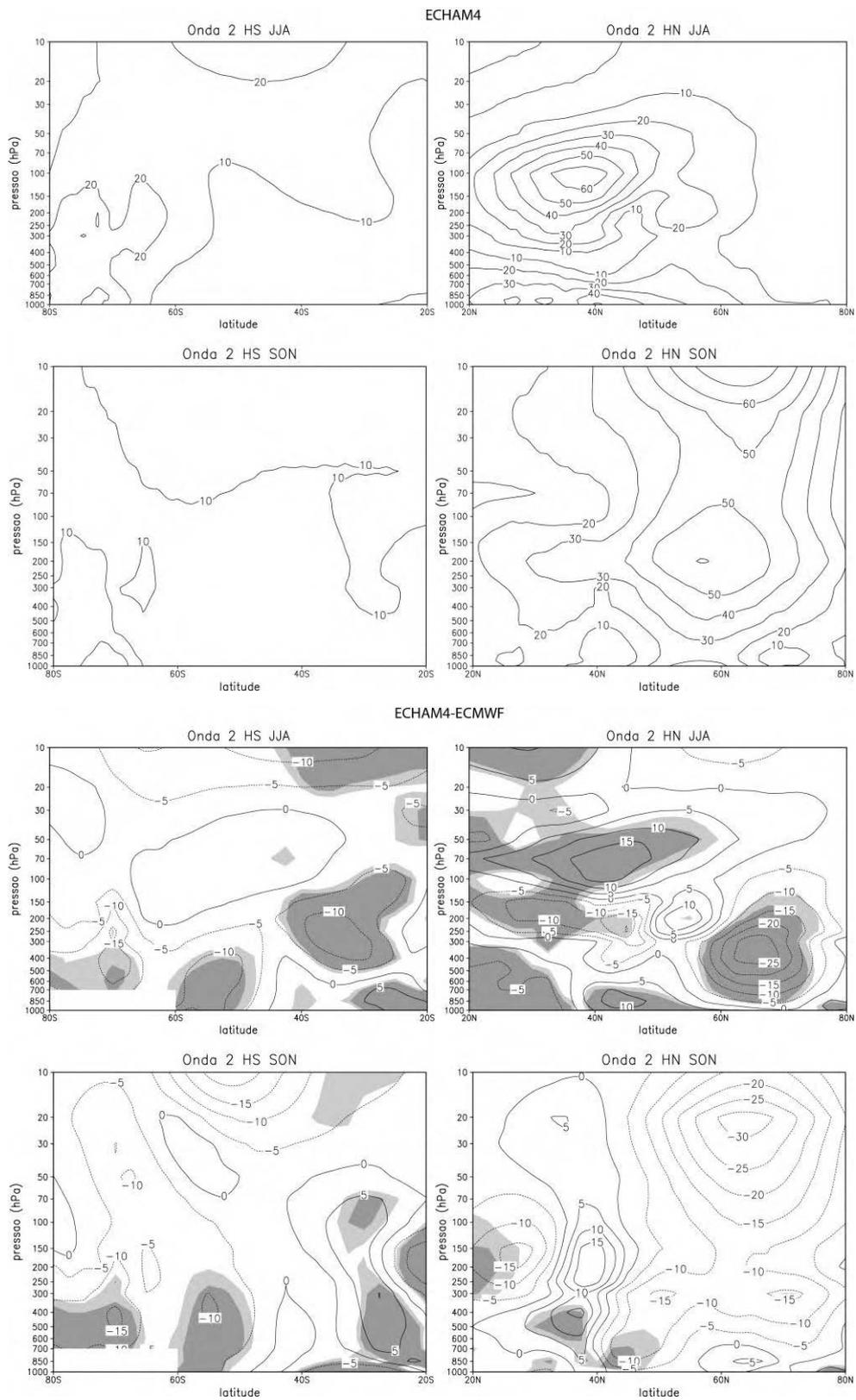


Figura A.1 – Continuação (Continua).

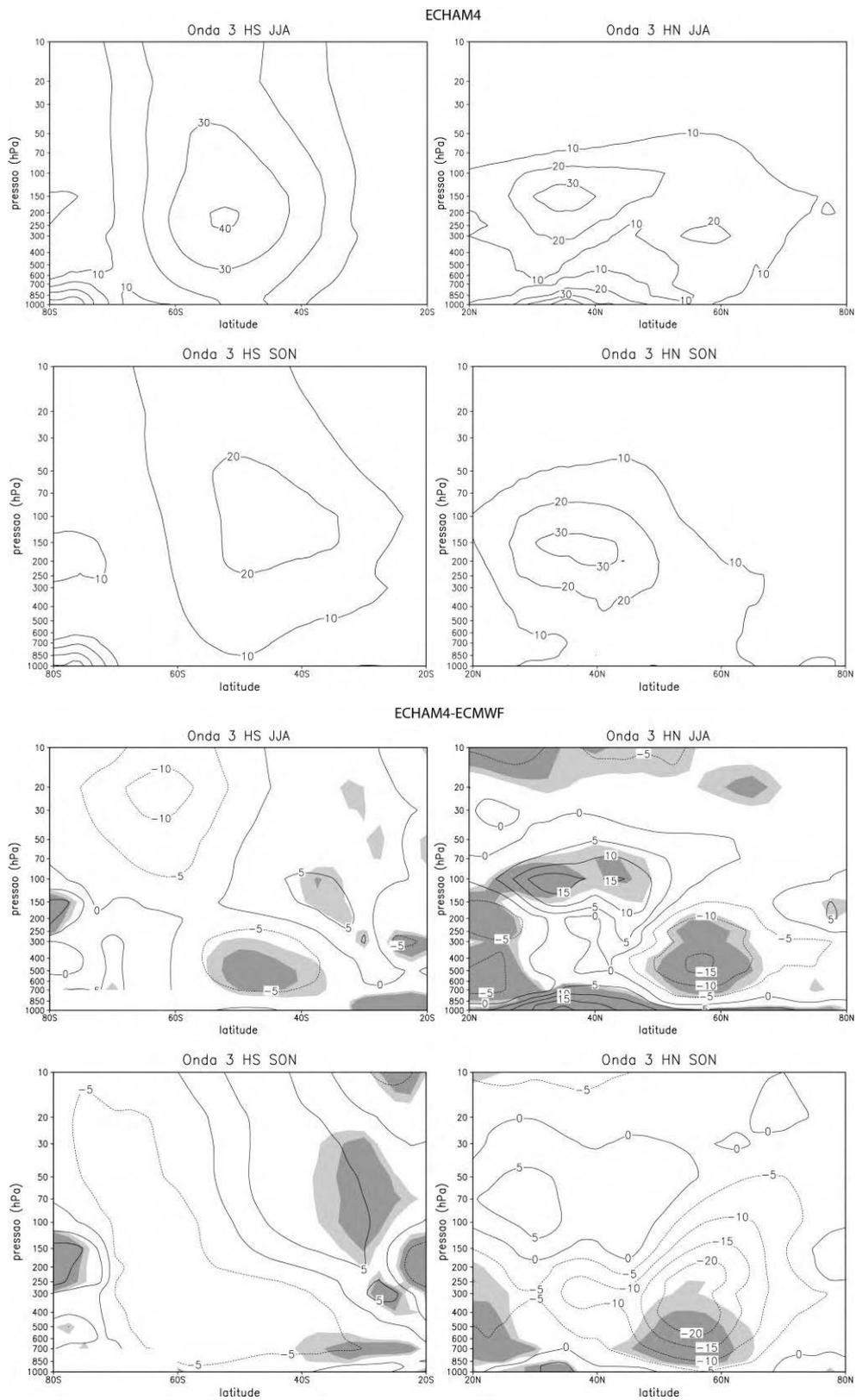


Figura A.1 – Conclusão.

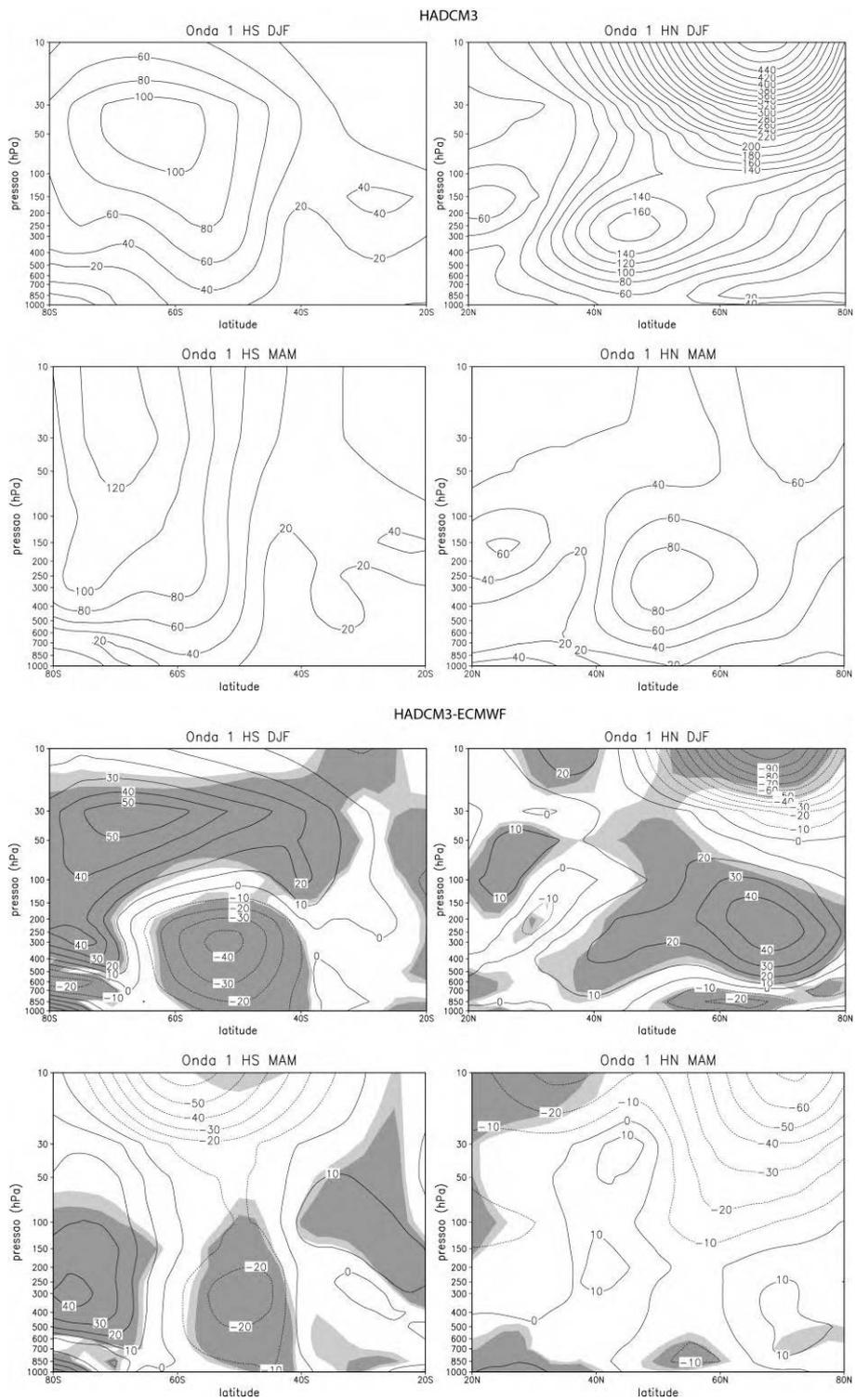


Figura A.2 – Como na Figura A.1, mas para o modelo HADCM3. (Continua).

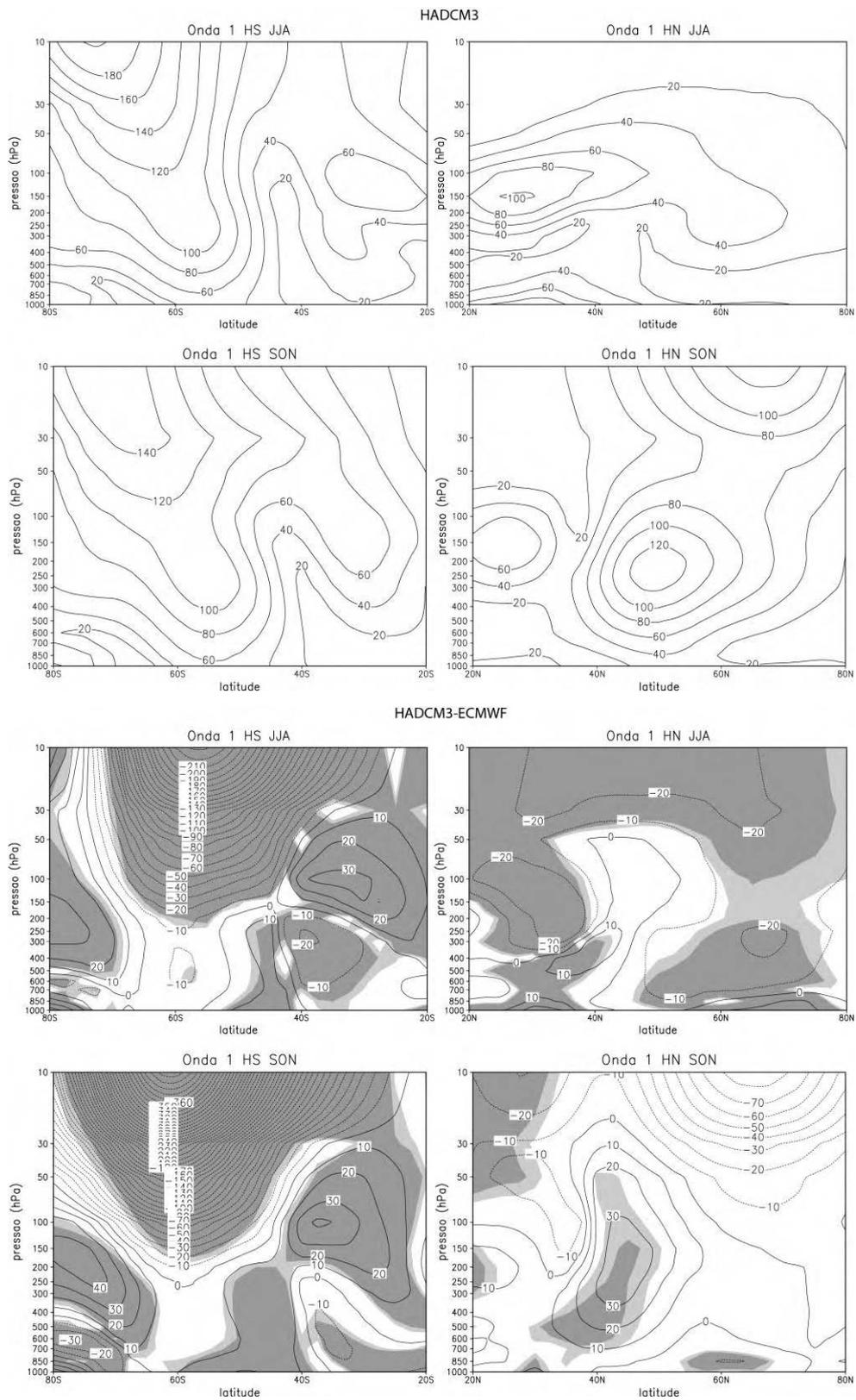


Figura A.2 – Continuação (Continua).

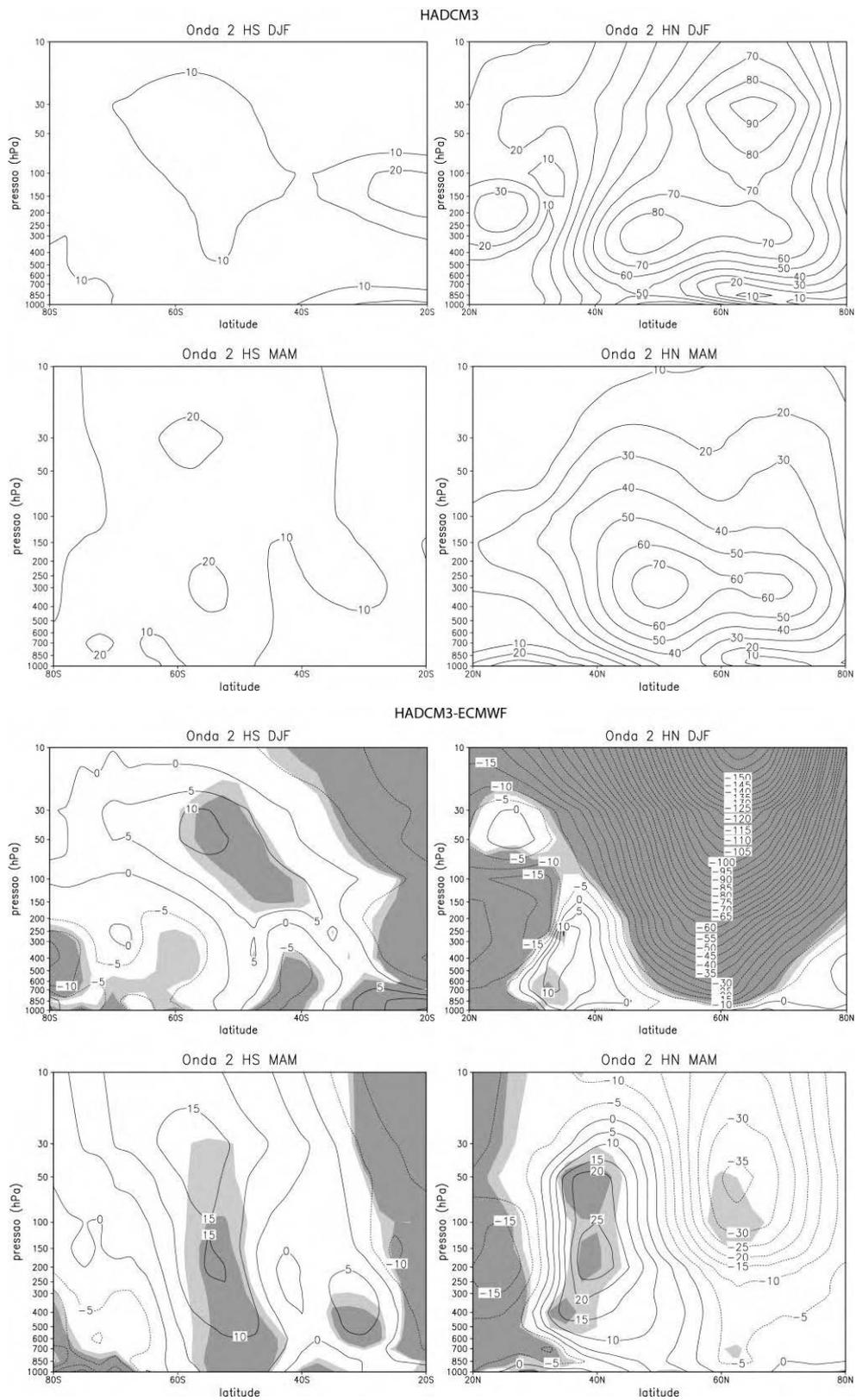


Figura A.2 – Continuação (Continua).

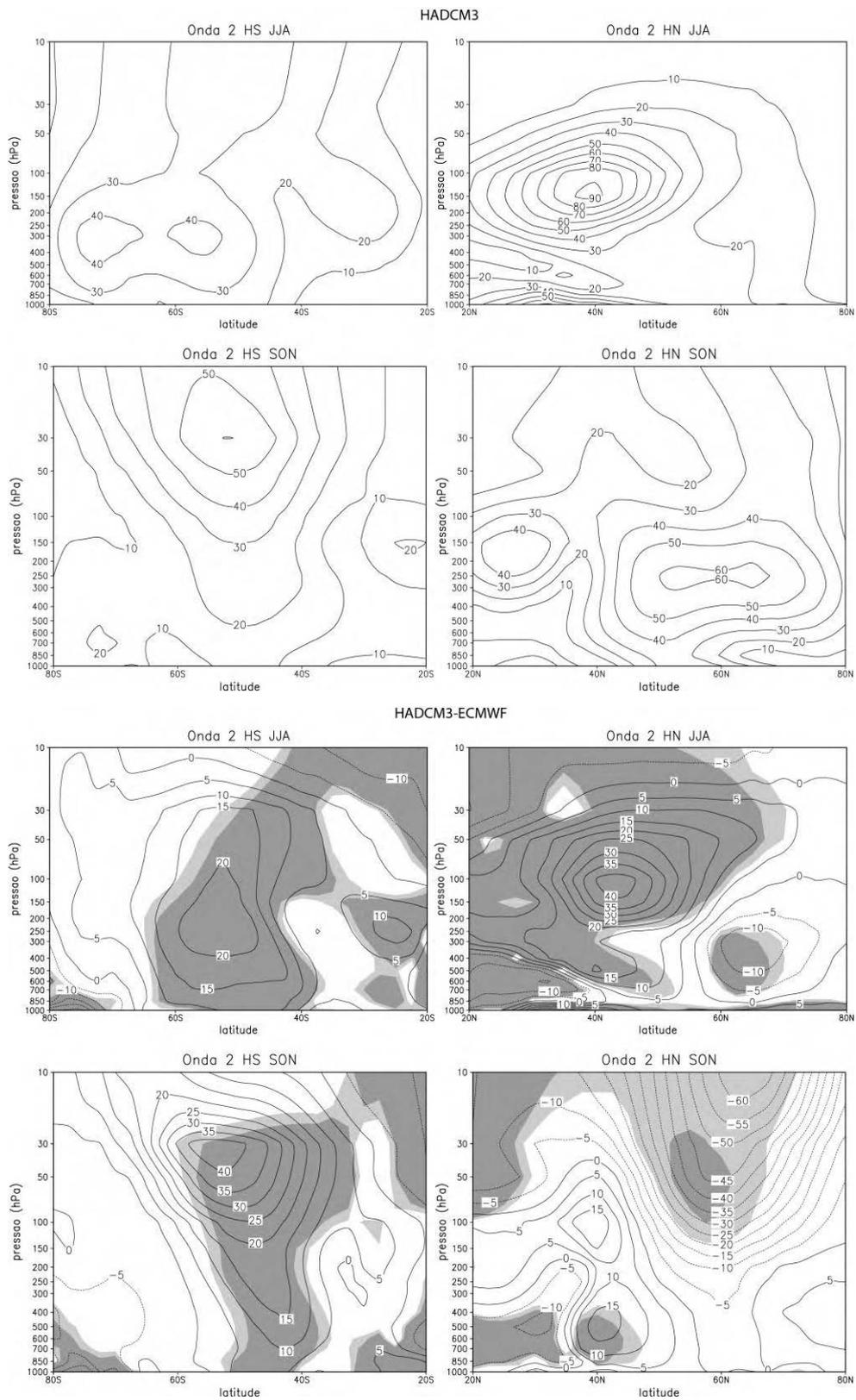


Figura A.2 – Continuação (Continua).

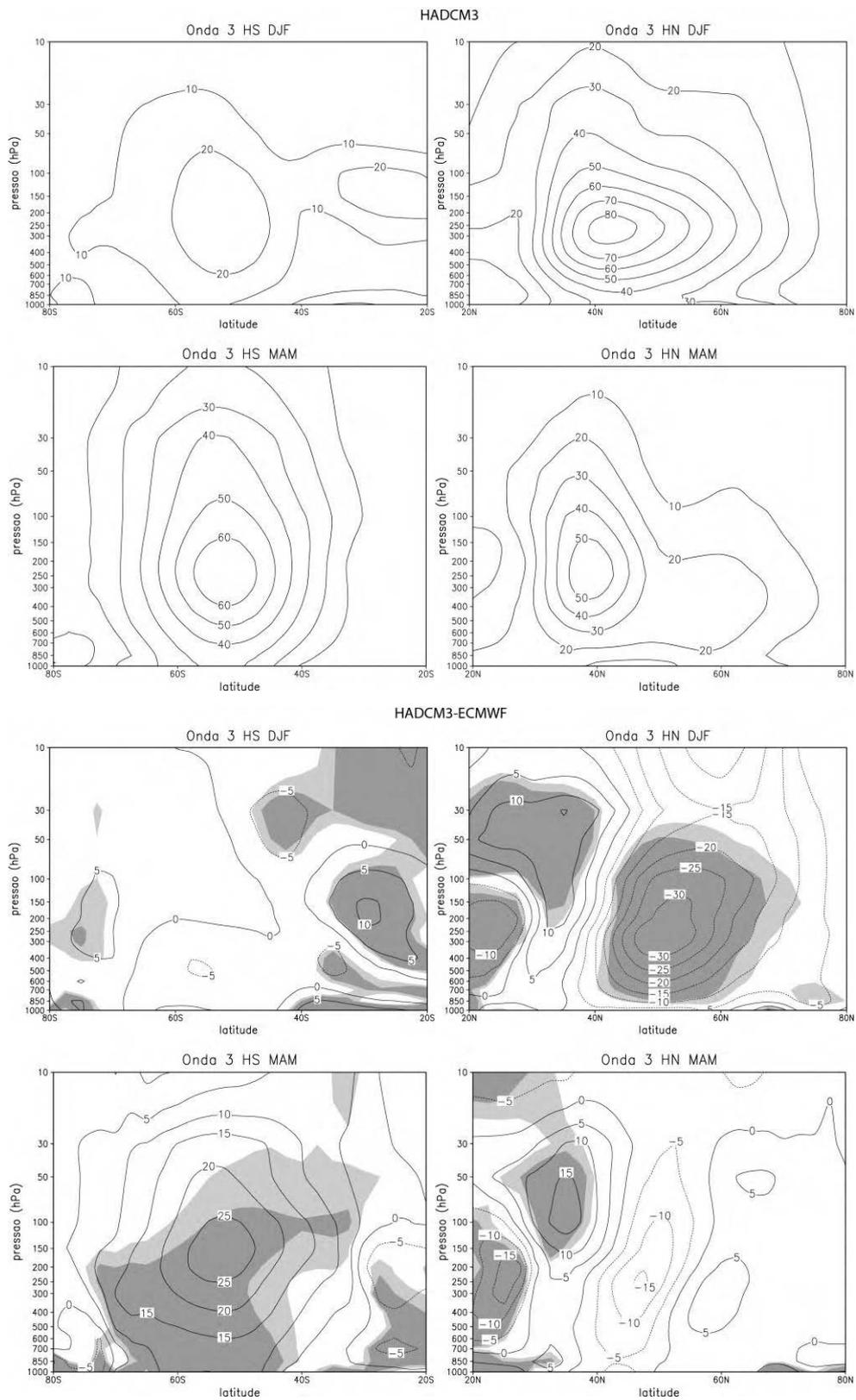


Figura A.2 – Continuação (Continua).

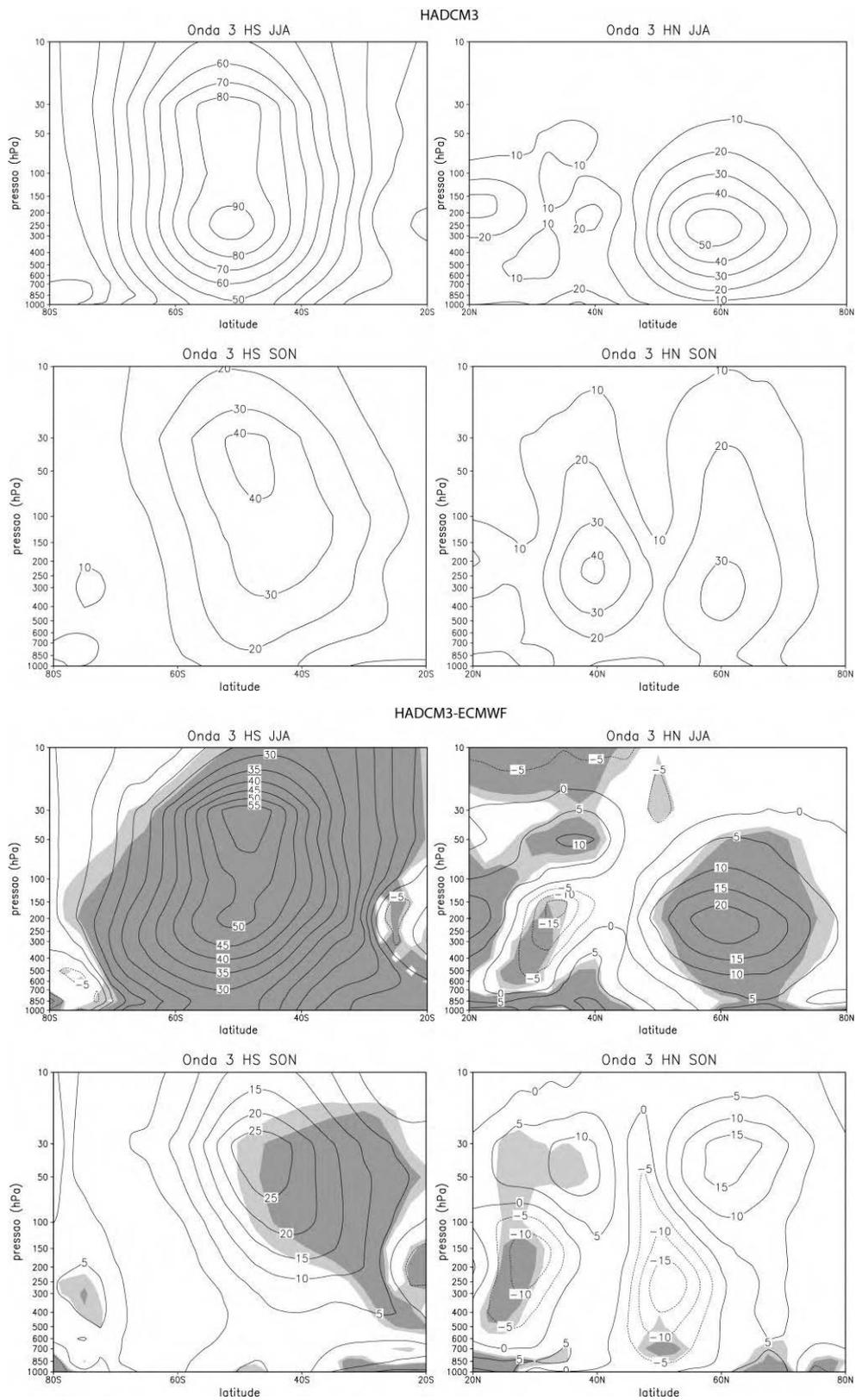


Figura A.2 – Conclusão.

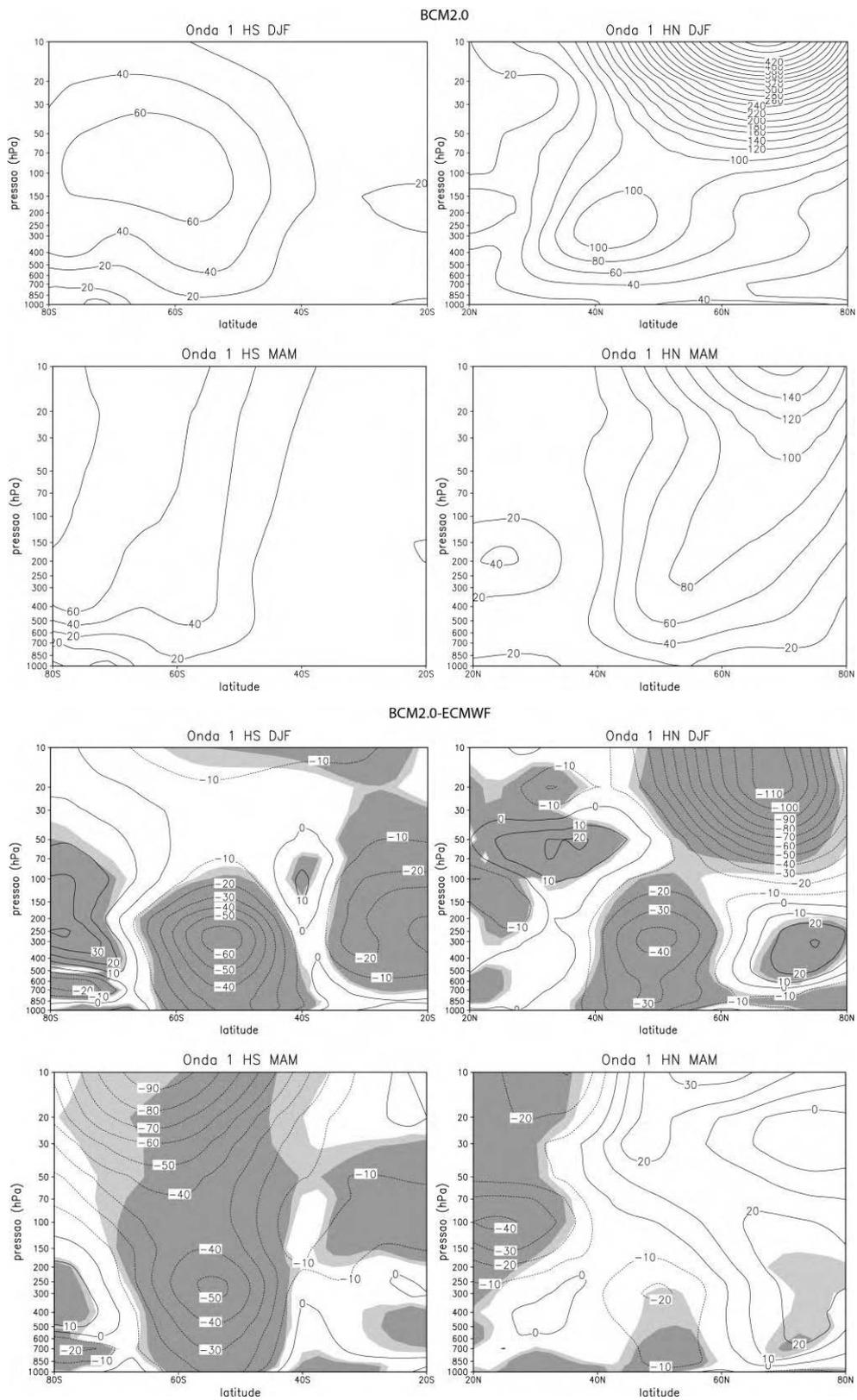


Figura A.3 – Como na Figura A.1, mas para o modelo BCM2.0. (Continua).

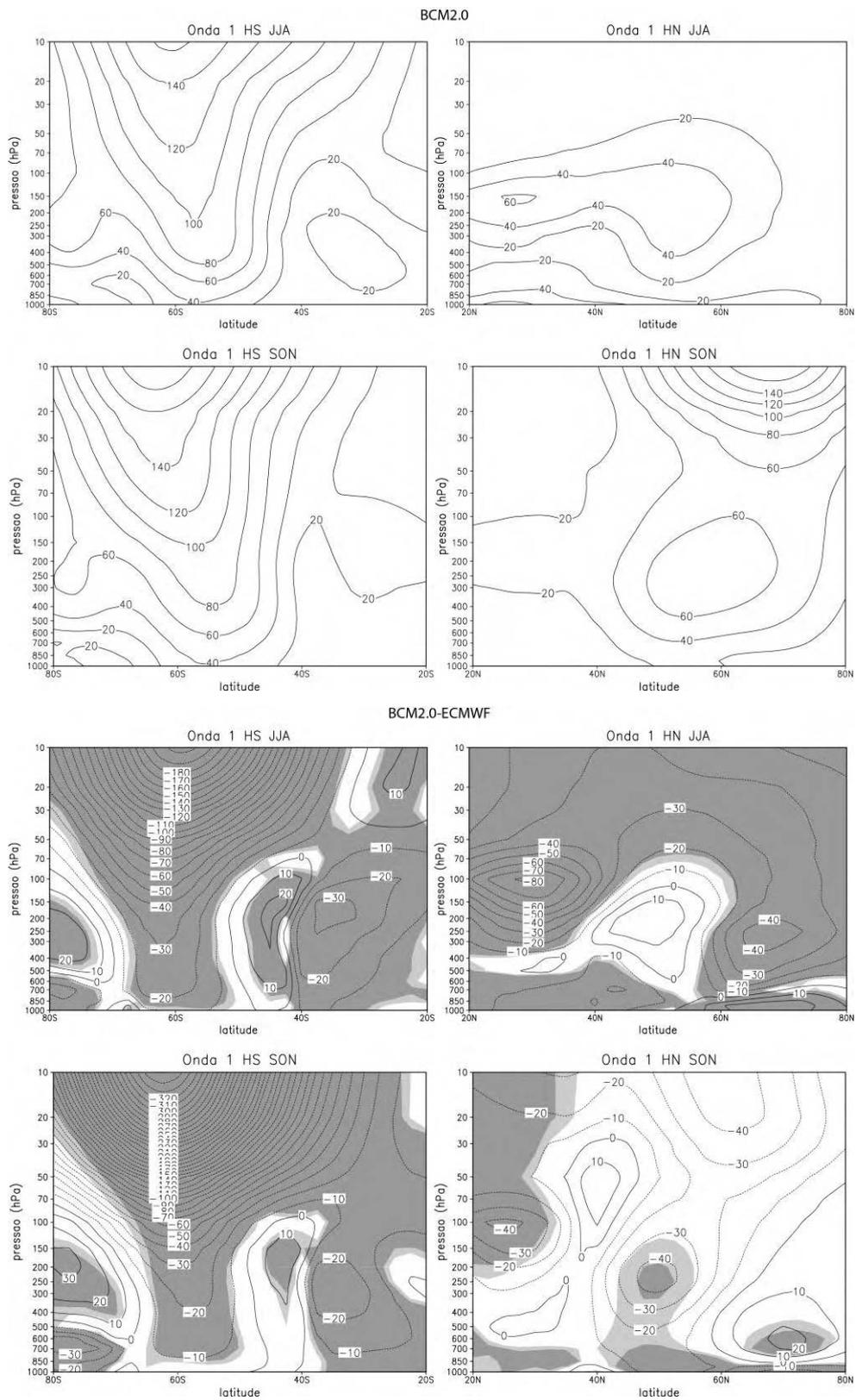


Figura A.3 – Continuação (Continua).

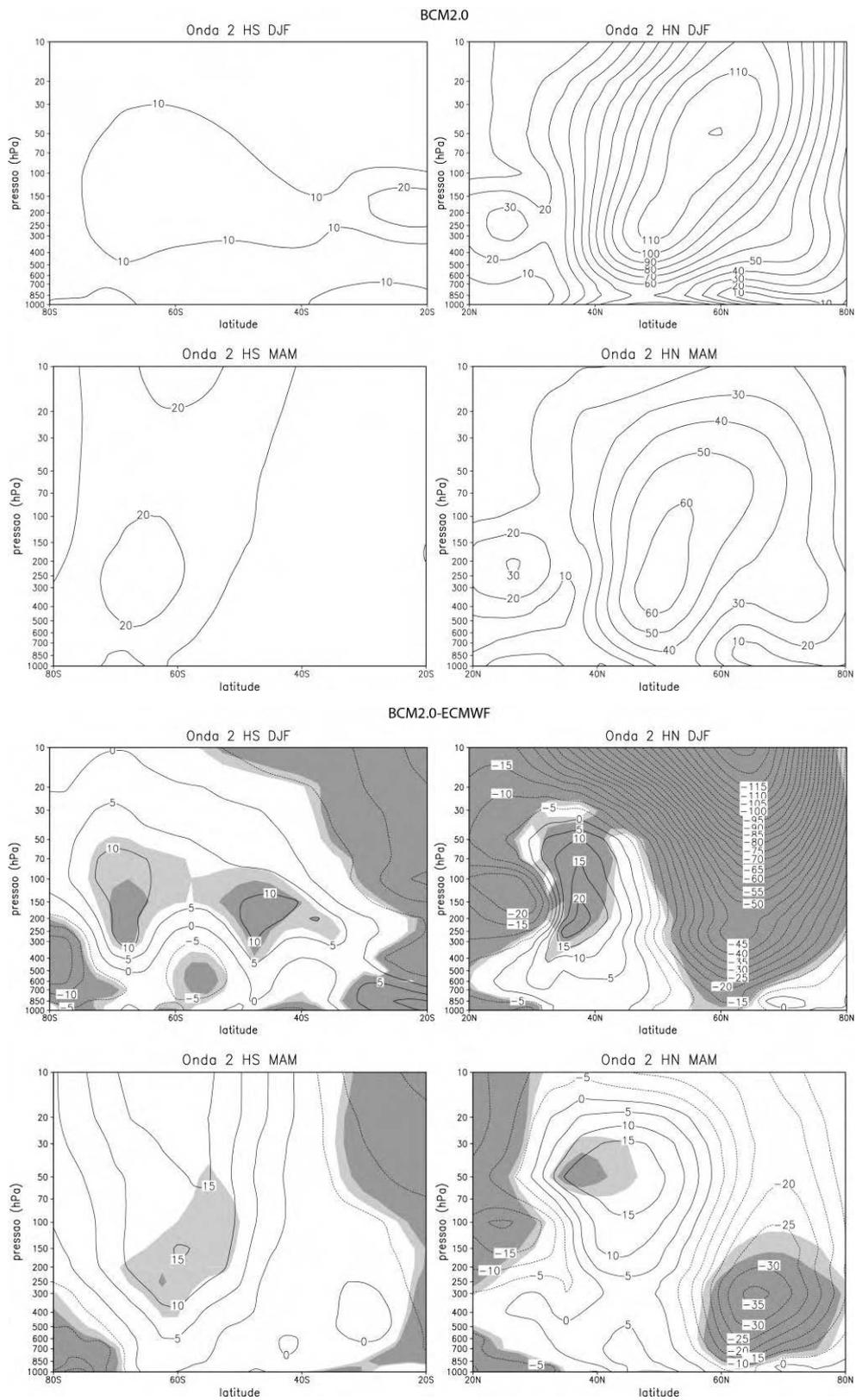


Figura A.3 – Continuação (Continua).

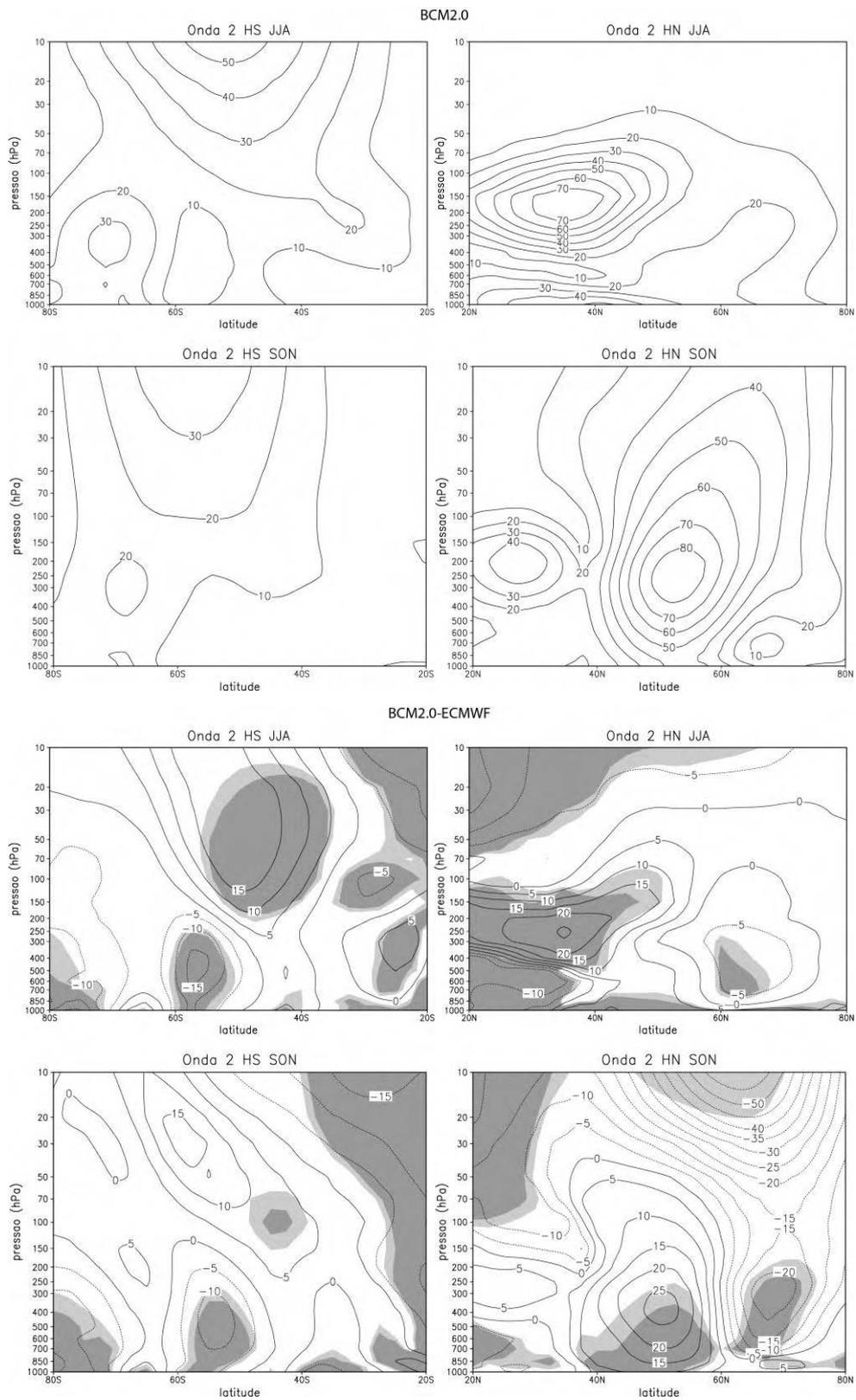


Figura A.3 – Continuação (Continua).

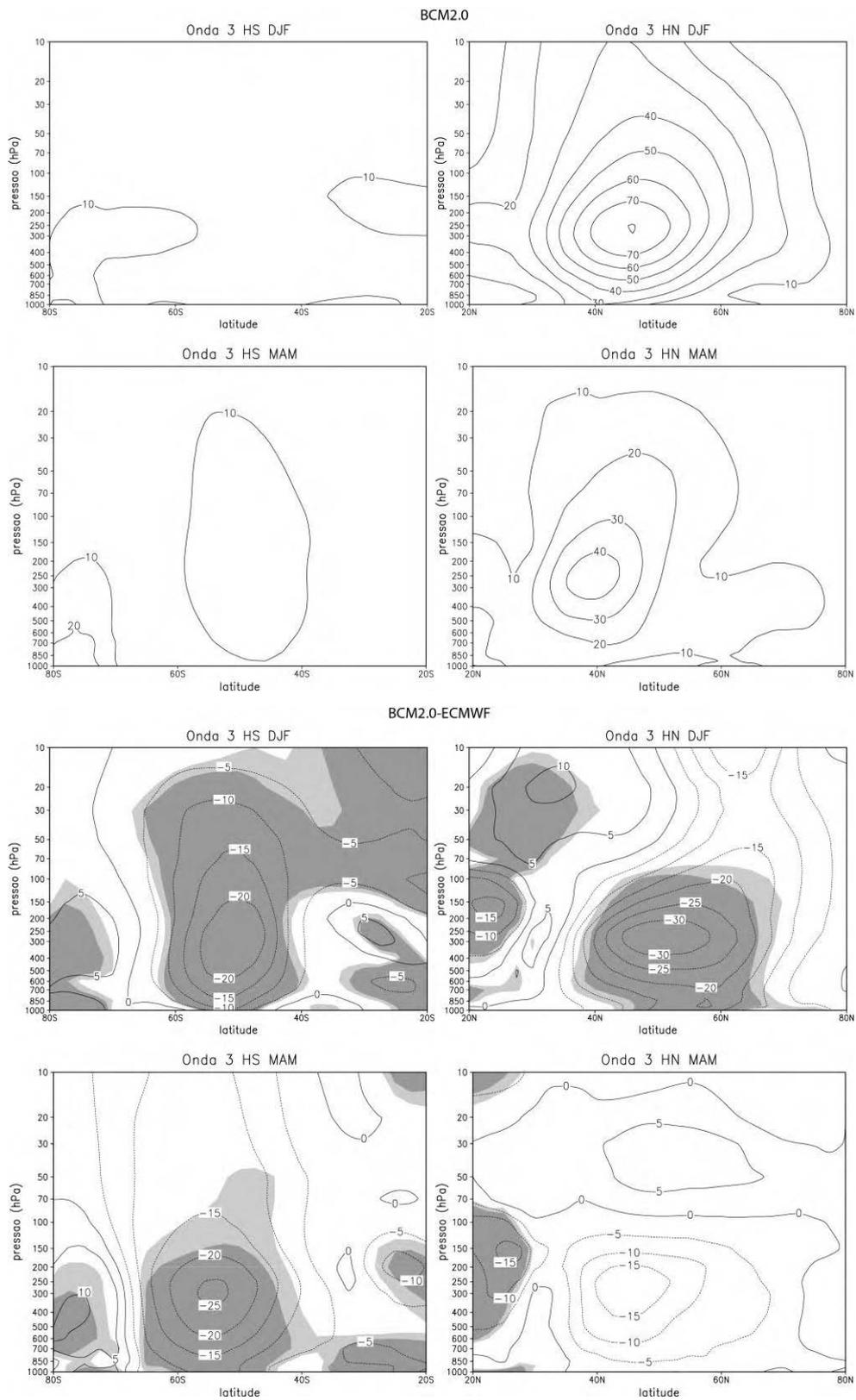


Figura A.3 – Continuação (Continua).

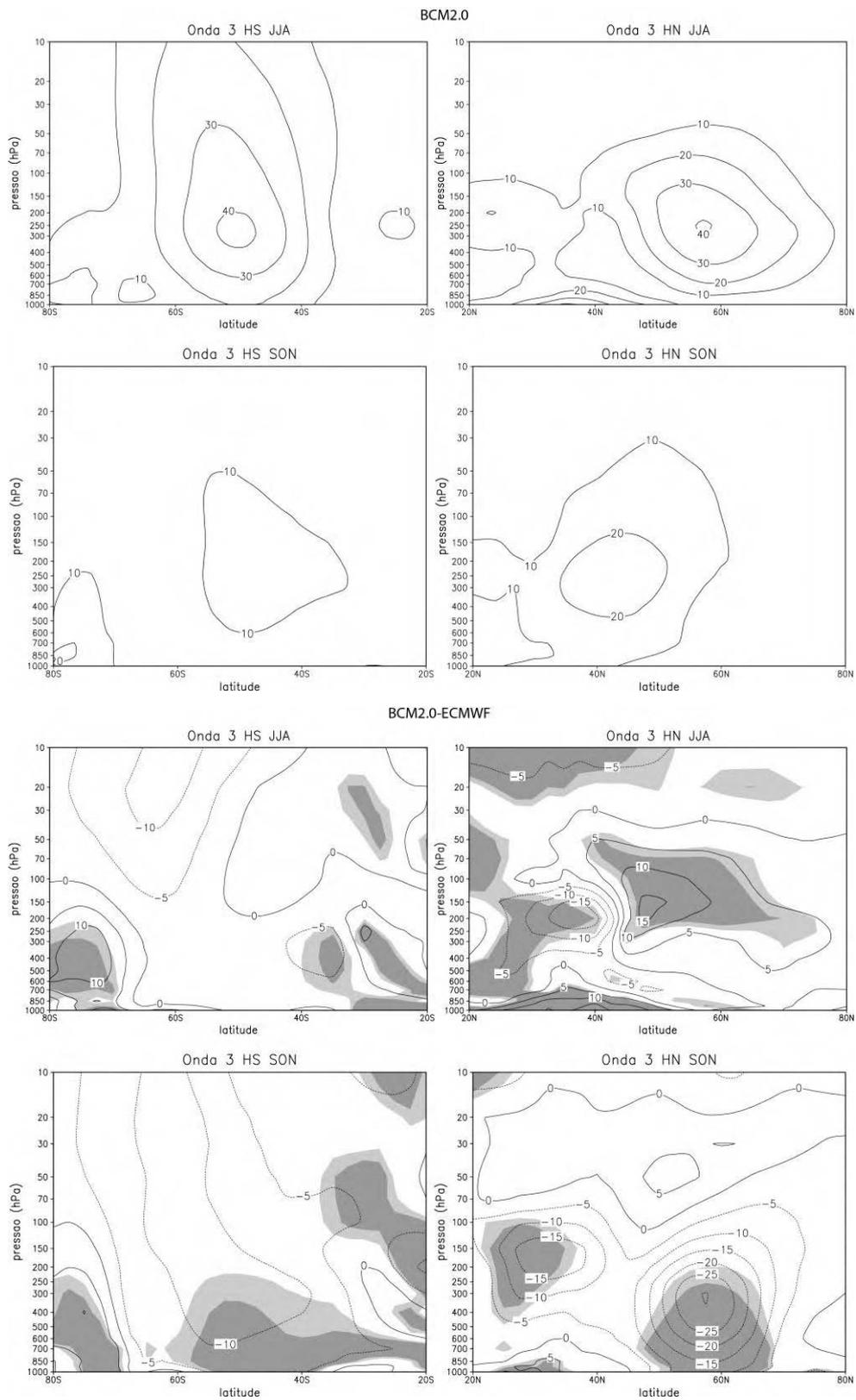


Figura A.3 – Conclusão.

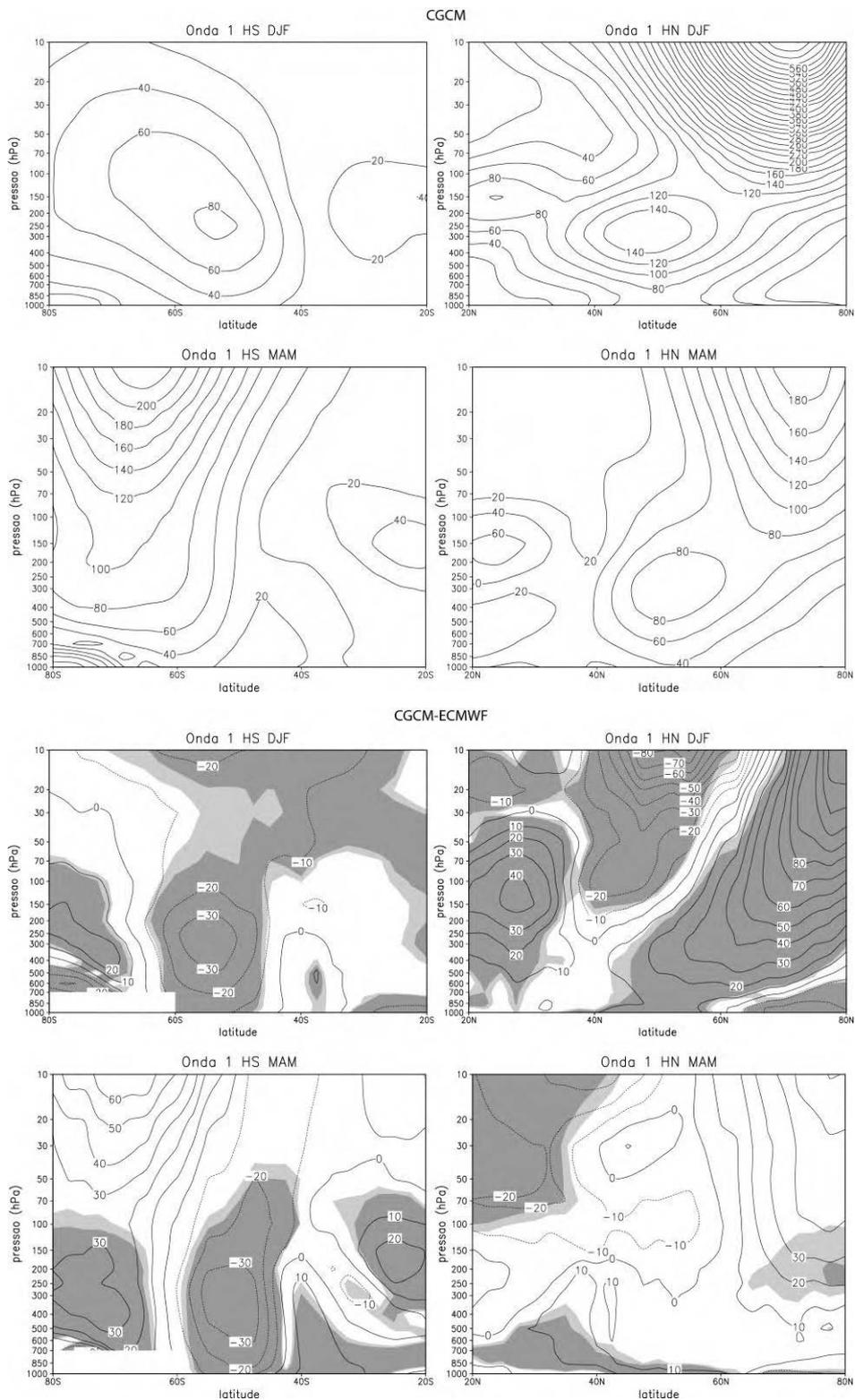


Figura A.4 – Como na Figura A.1, mas para o modelo CGCM. Uma máscara é utilizada em 60°S-80°S de 1000-700 hPa. (Continua).

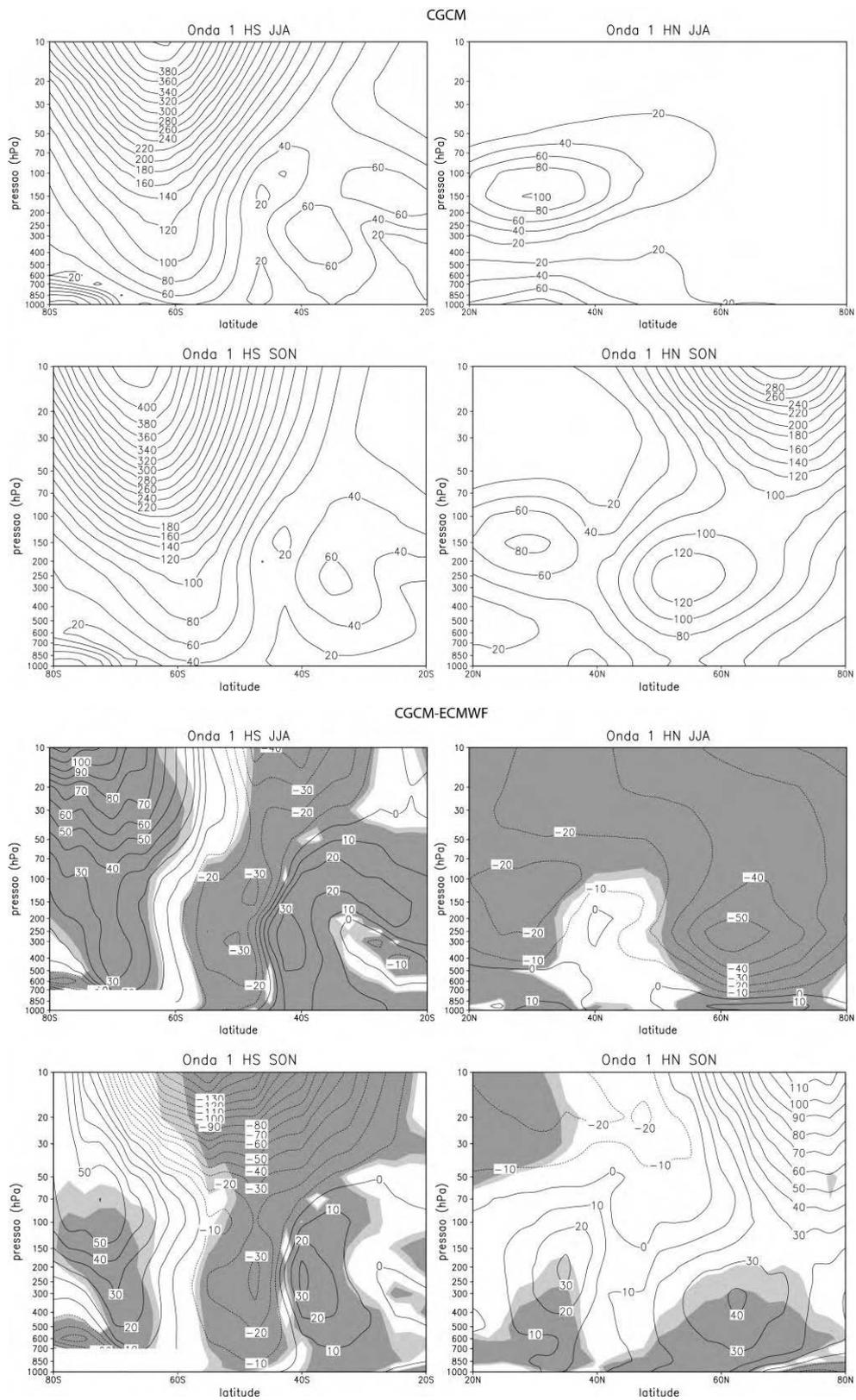


Figura A.4 – Continuação (Continua).

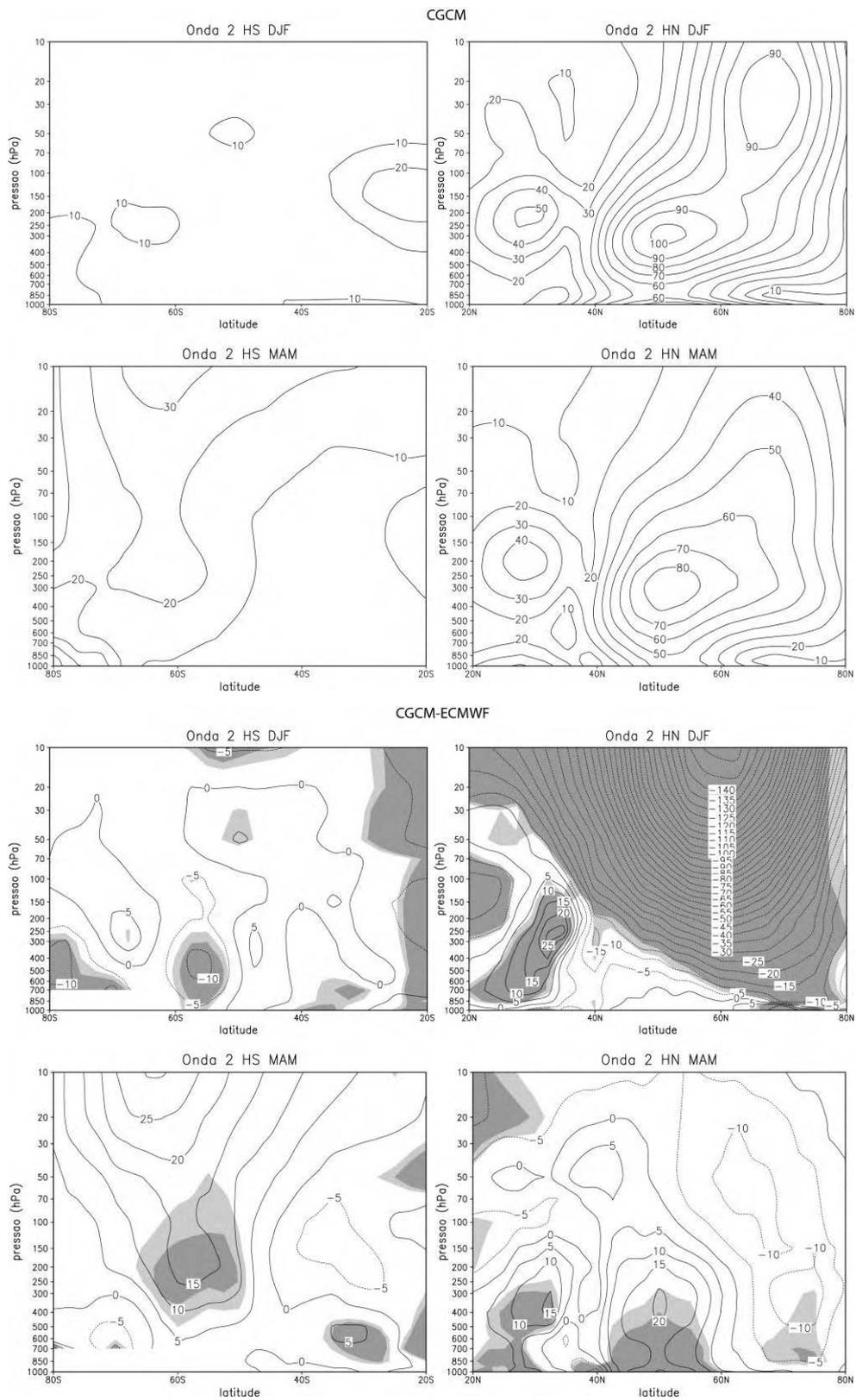


Figura A.4 – Continuação (Continua).

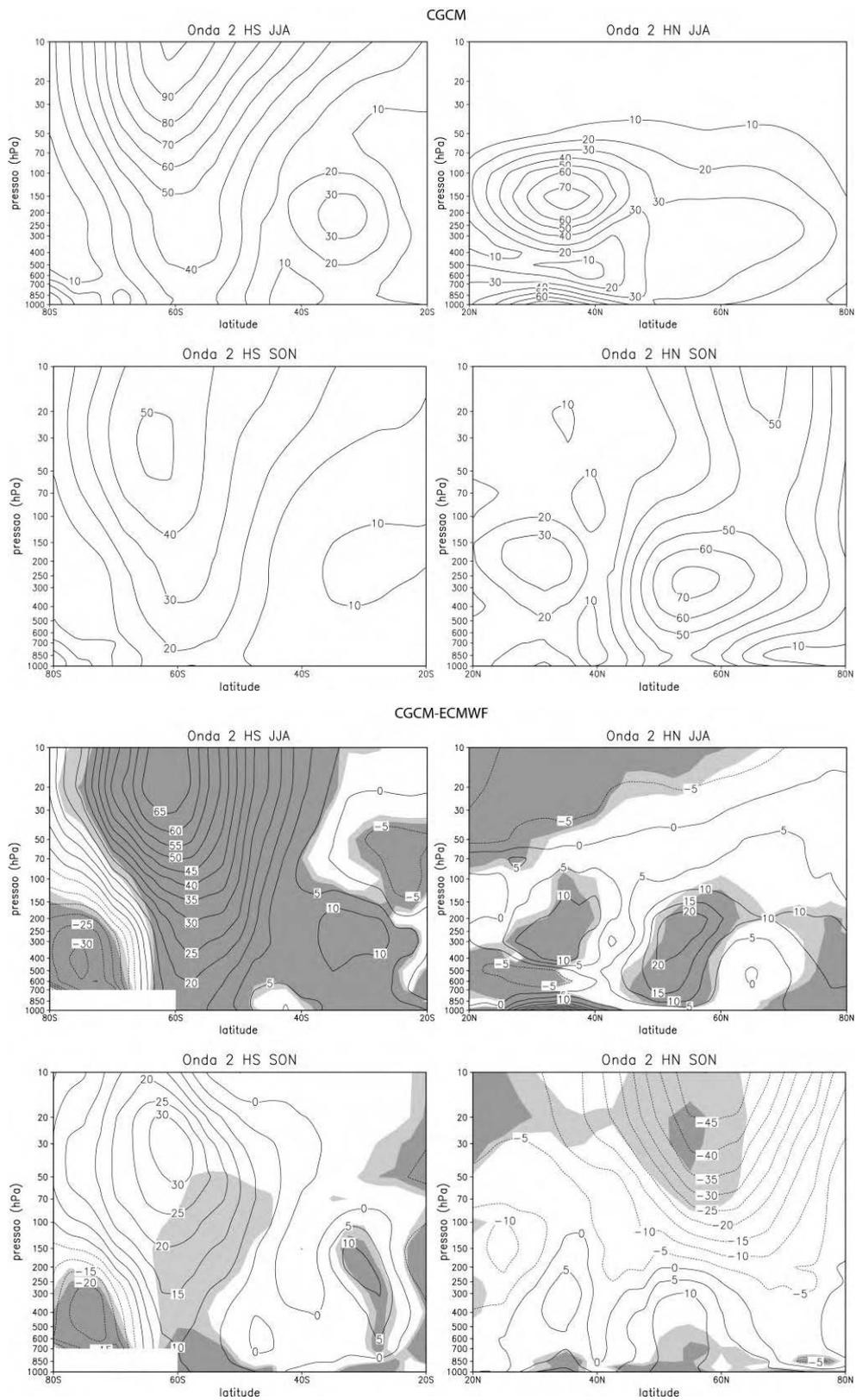


Figura A.4 – Continuação (Continua).

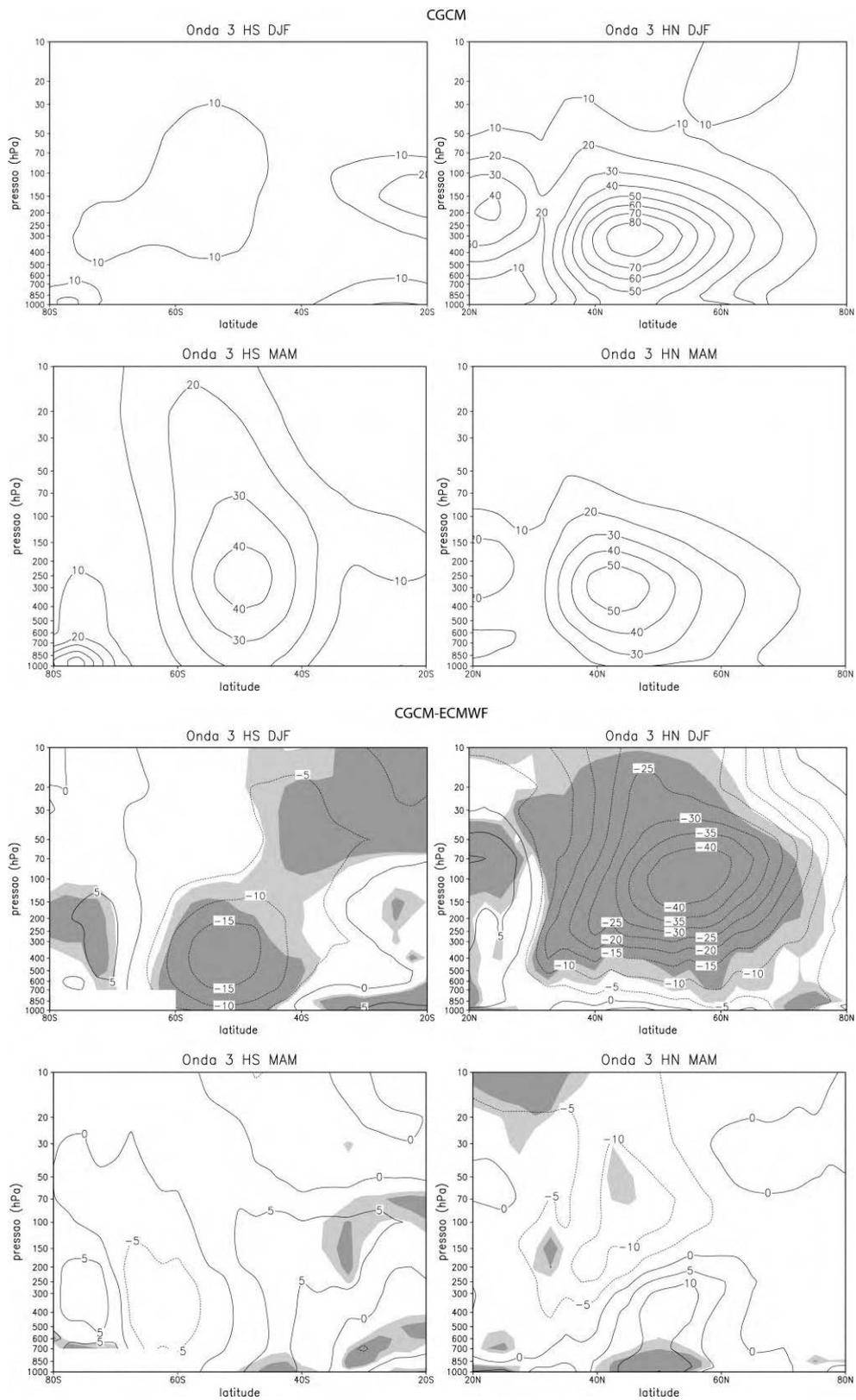


Figura A.4 – Continuação (Continua).

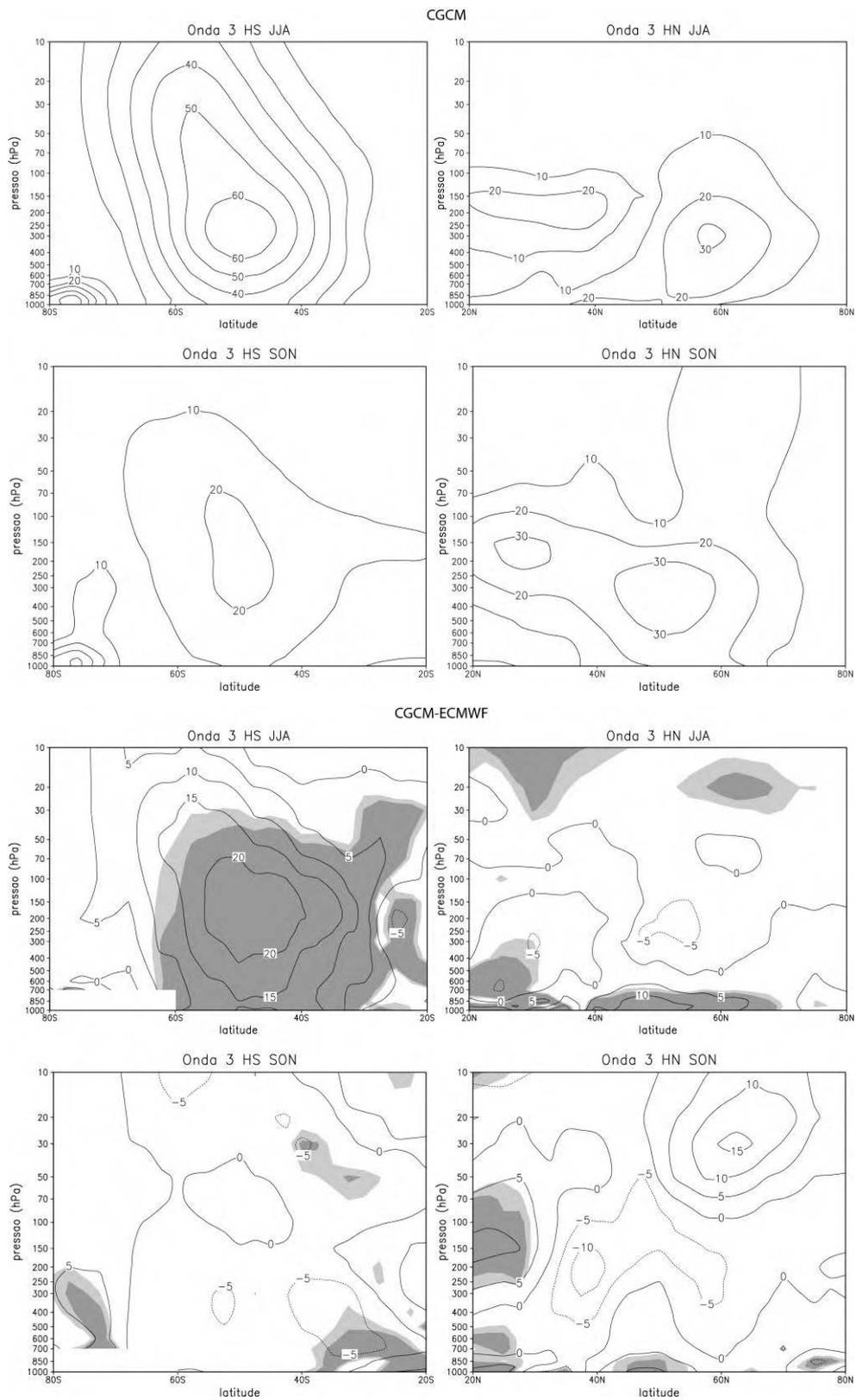


Figura A.4 – Conclusão.

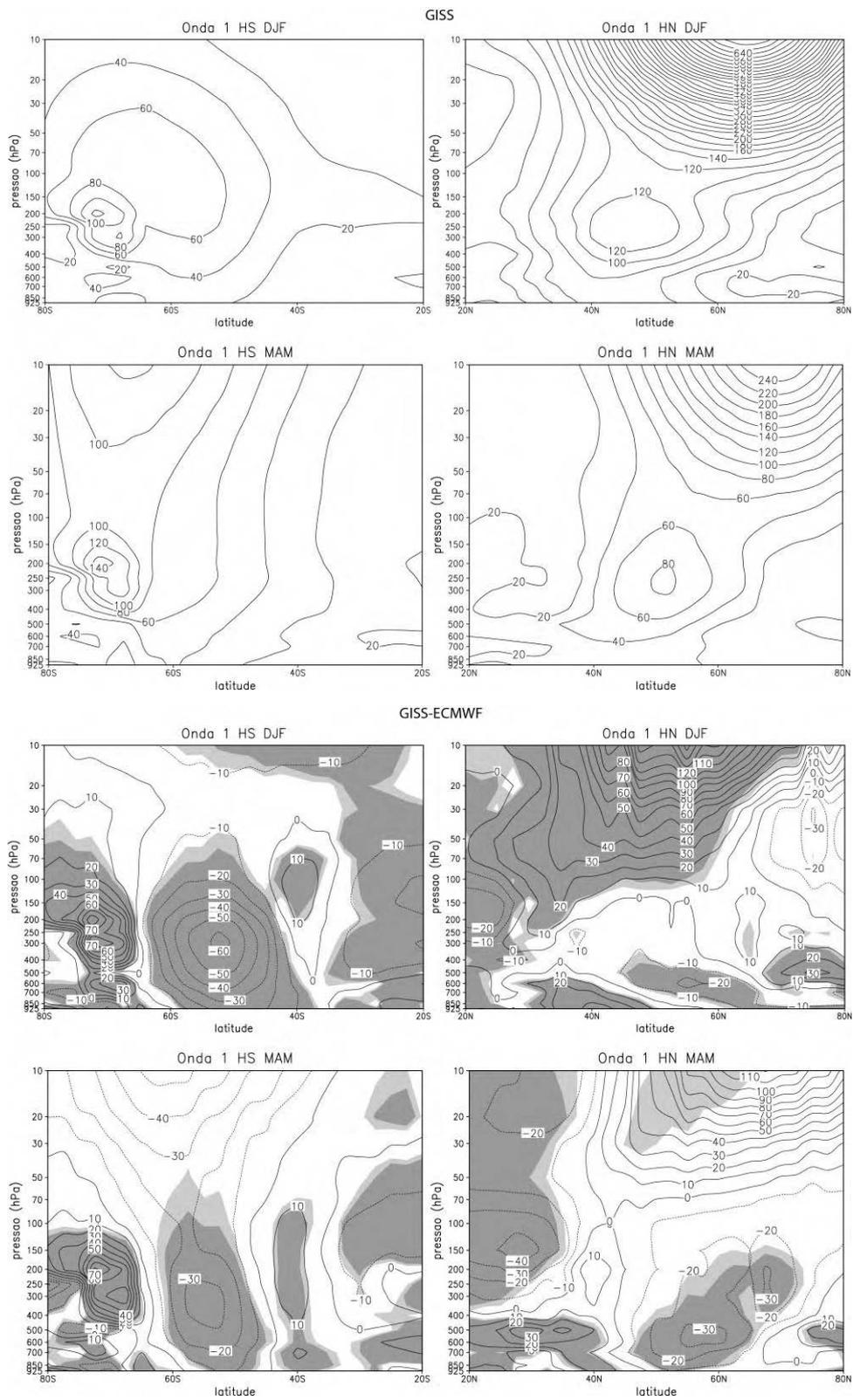


Figura A.5 – Como na Figura A.1, mas para o modelo GISS. (Continua).

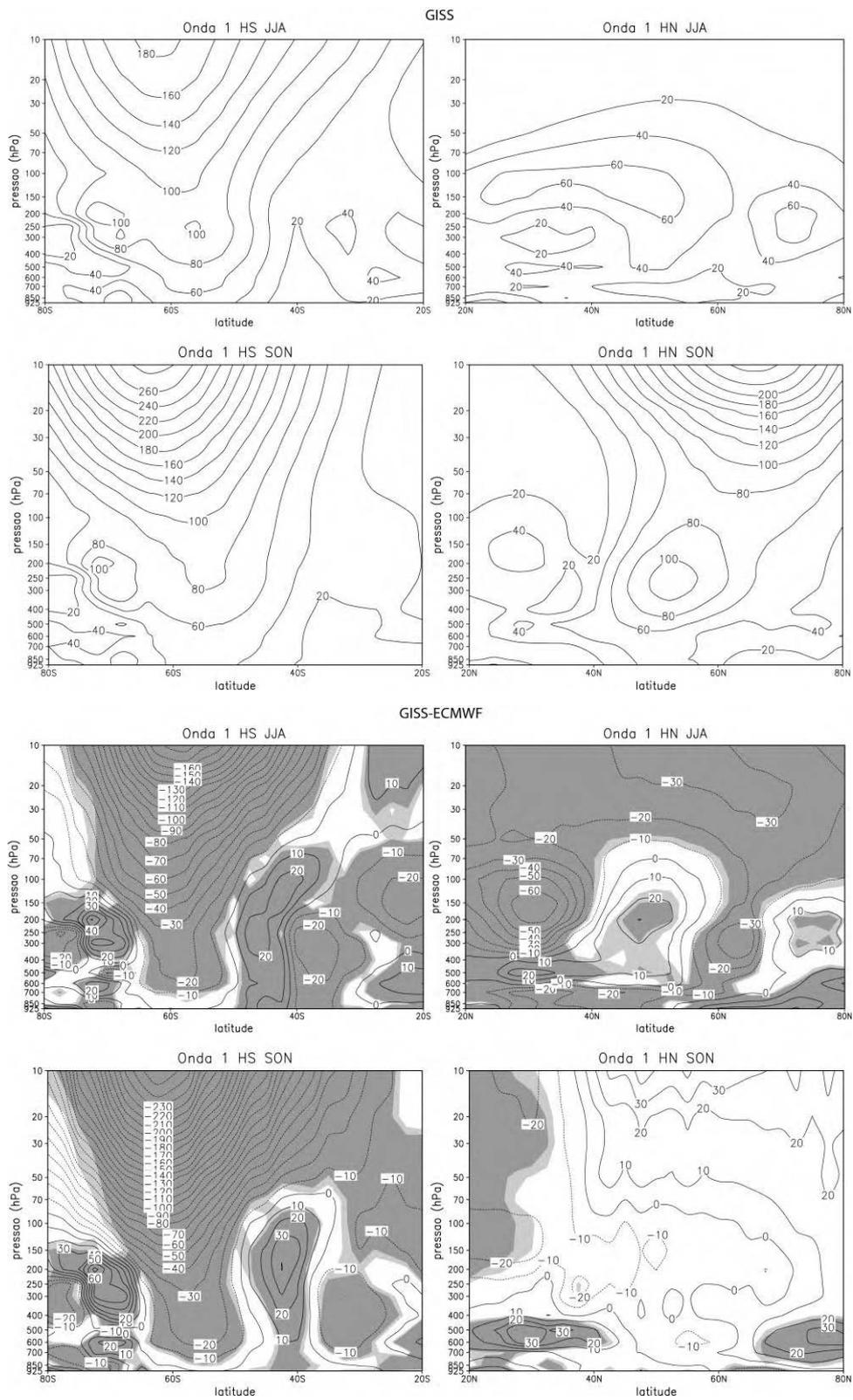


Figura A.5 – Continuação (Continua).

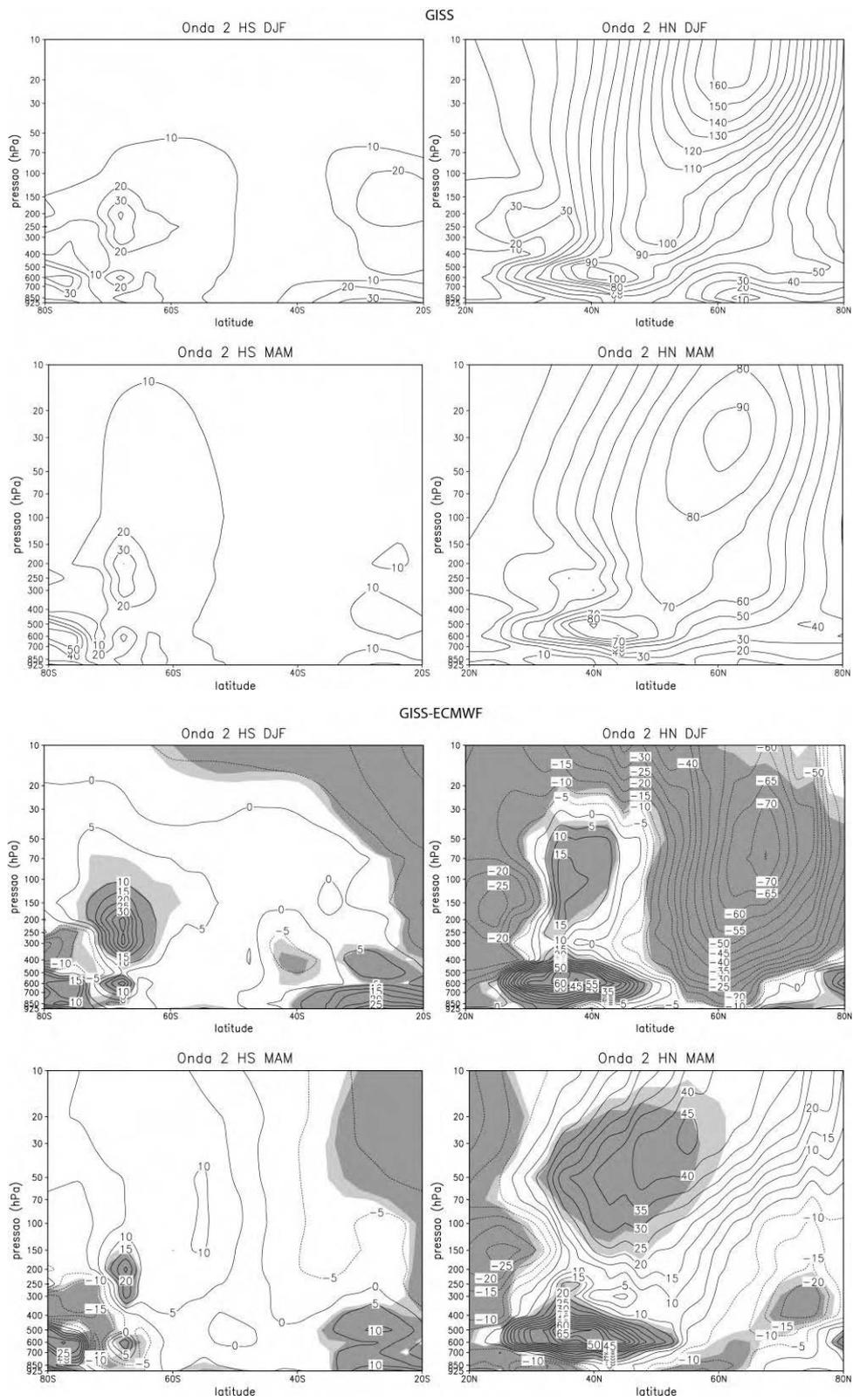


Figura A.5 – Continuação (Continua).

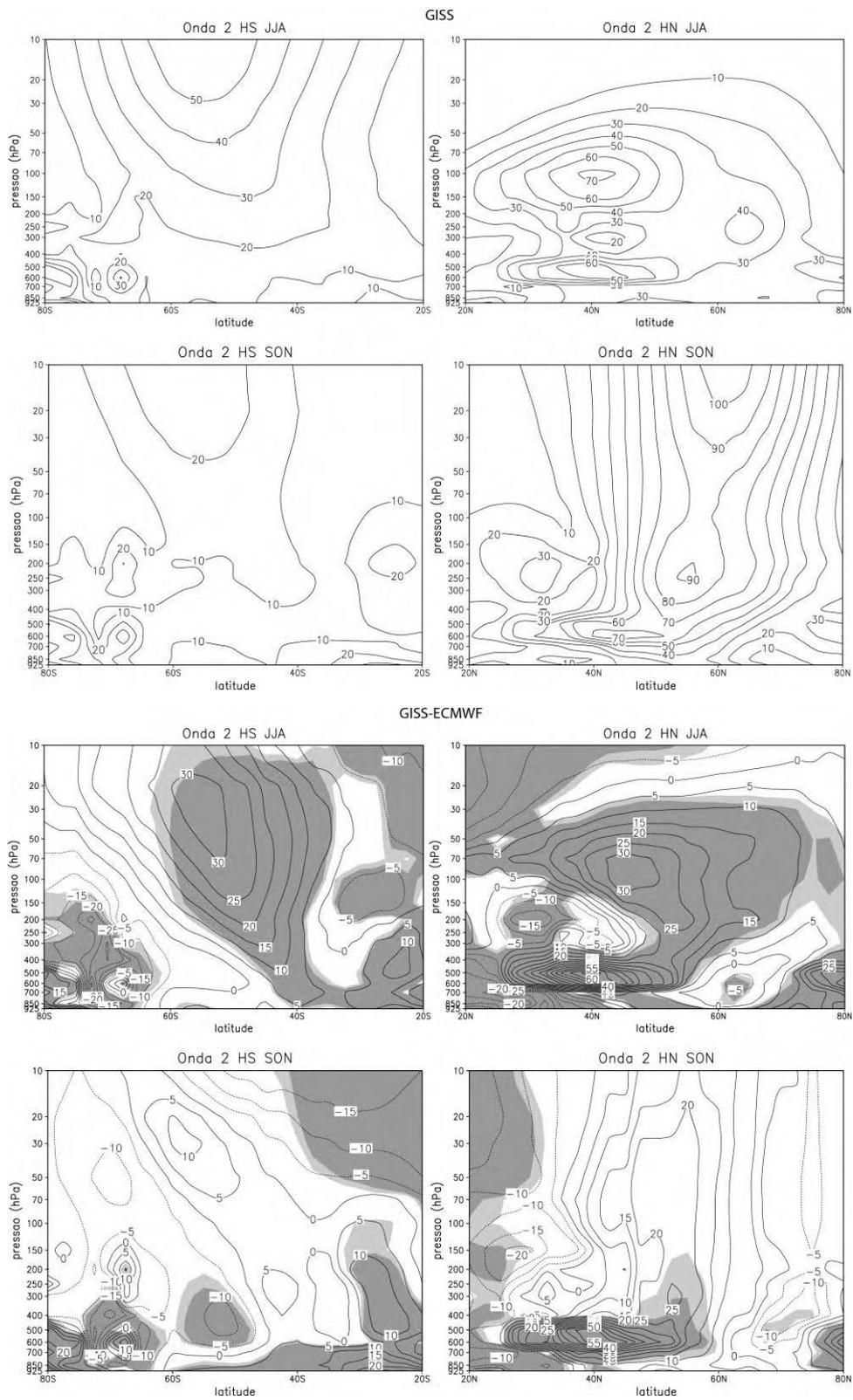


Figura A.5 – Continuação (Continua).

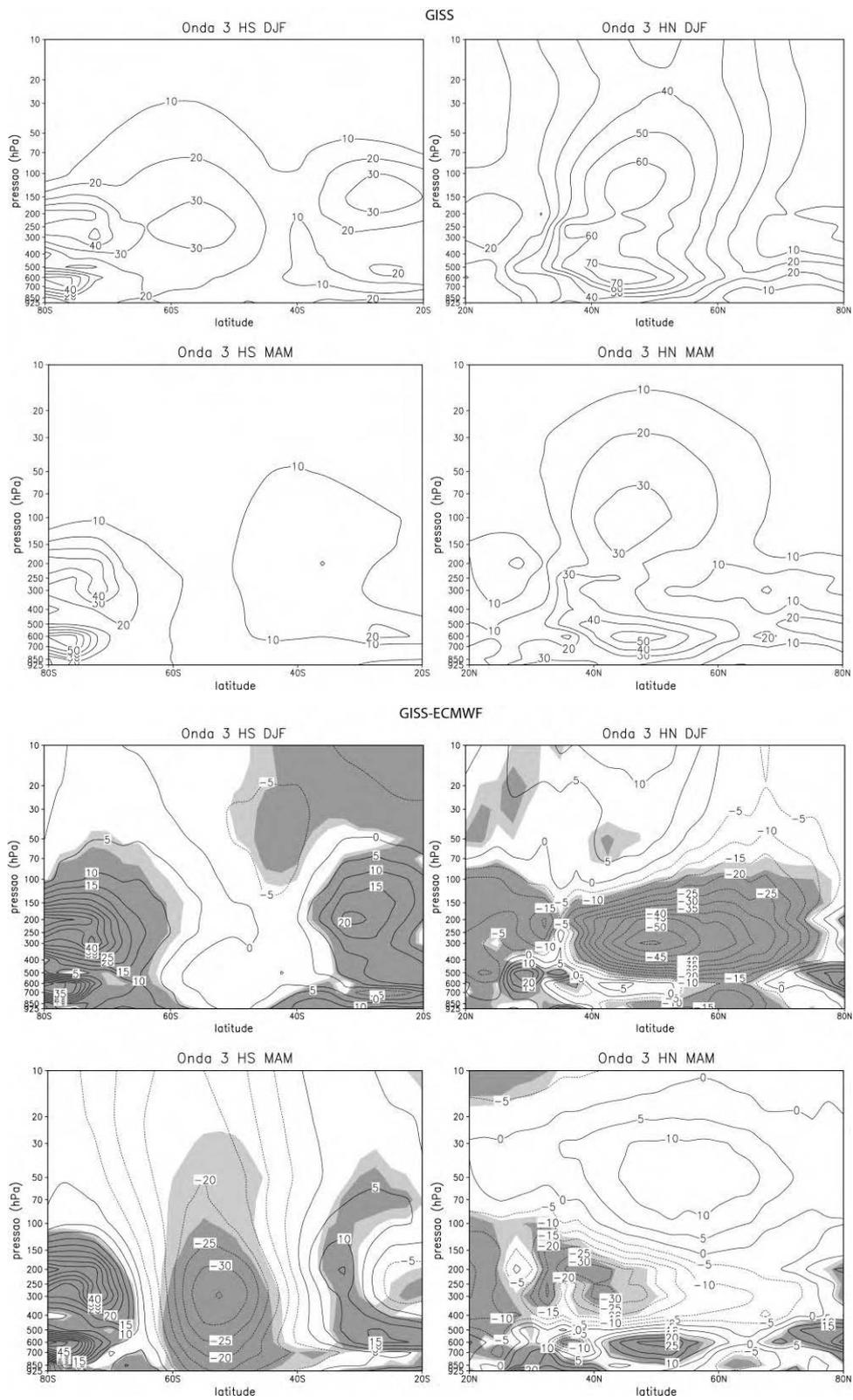


Figura A.5 – Continuação (Continua).

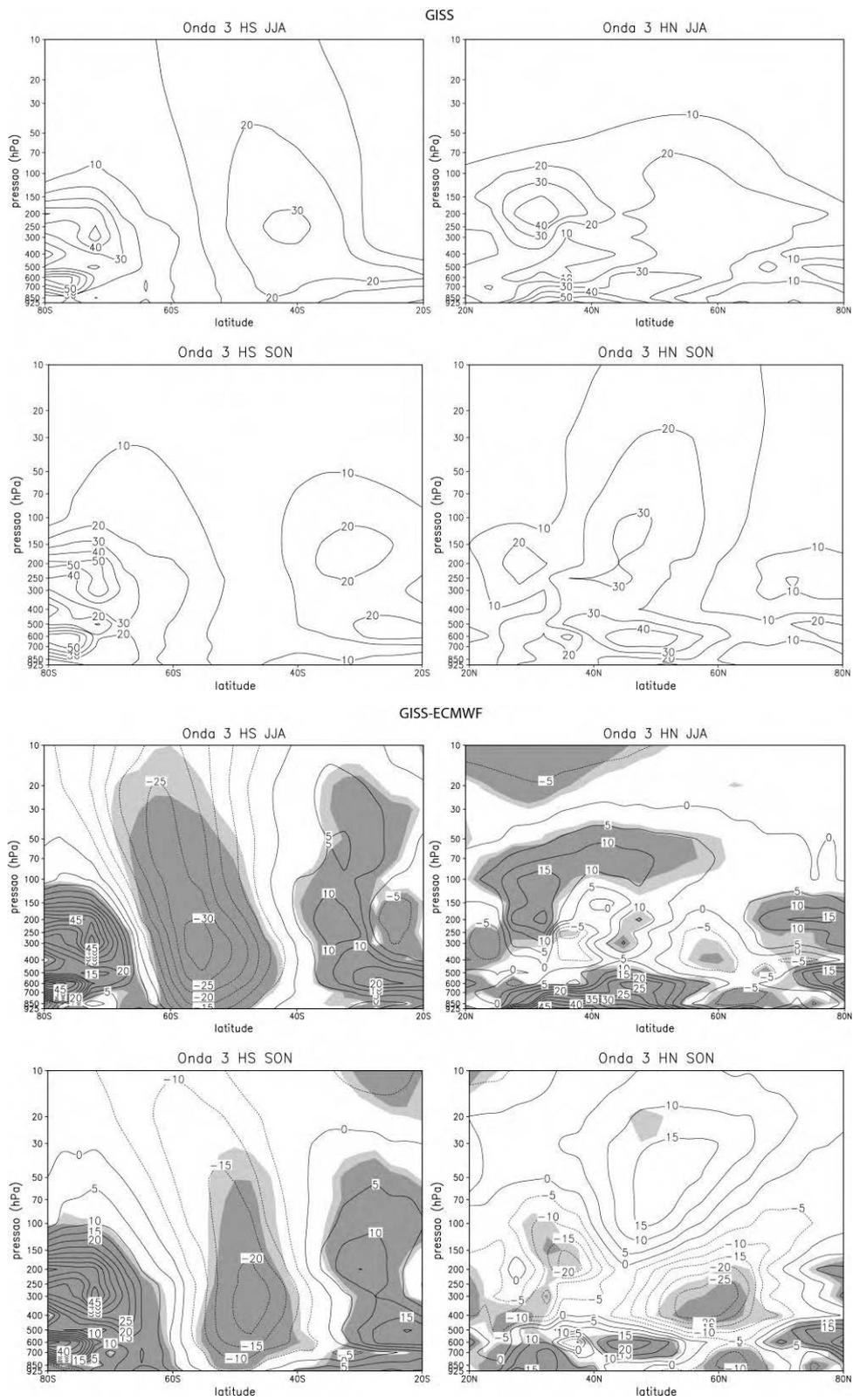


Figura A.5 – Conclusão.

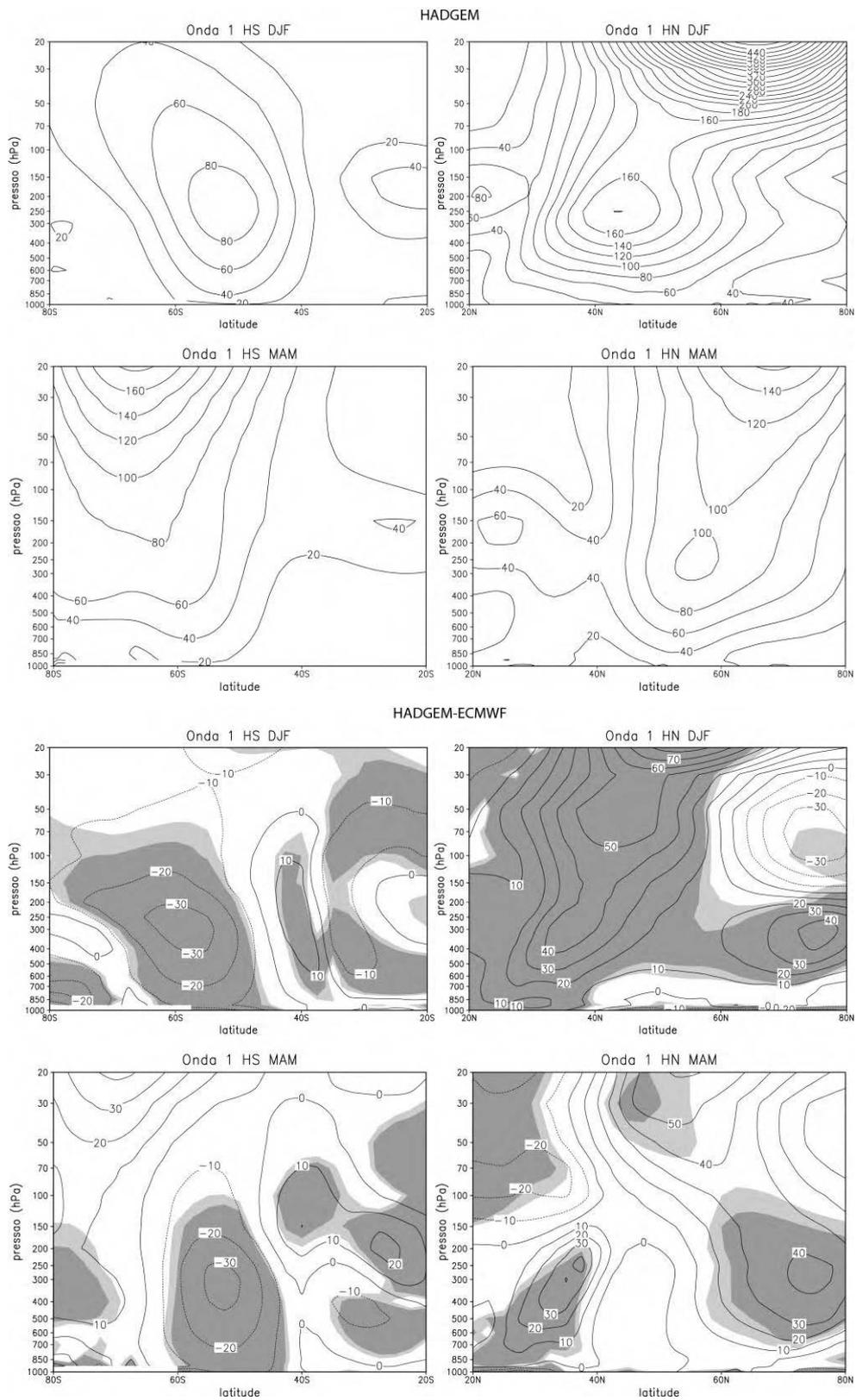


Figura A.6 – Como na Figura A.1, mas para o modelo HADGEM. (Continua).

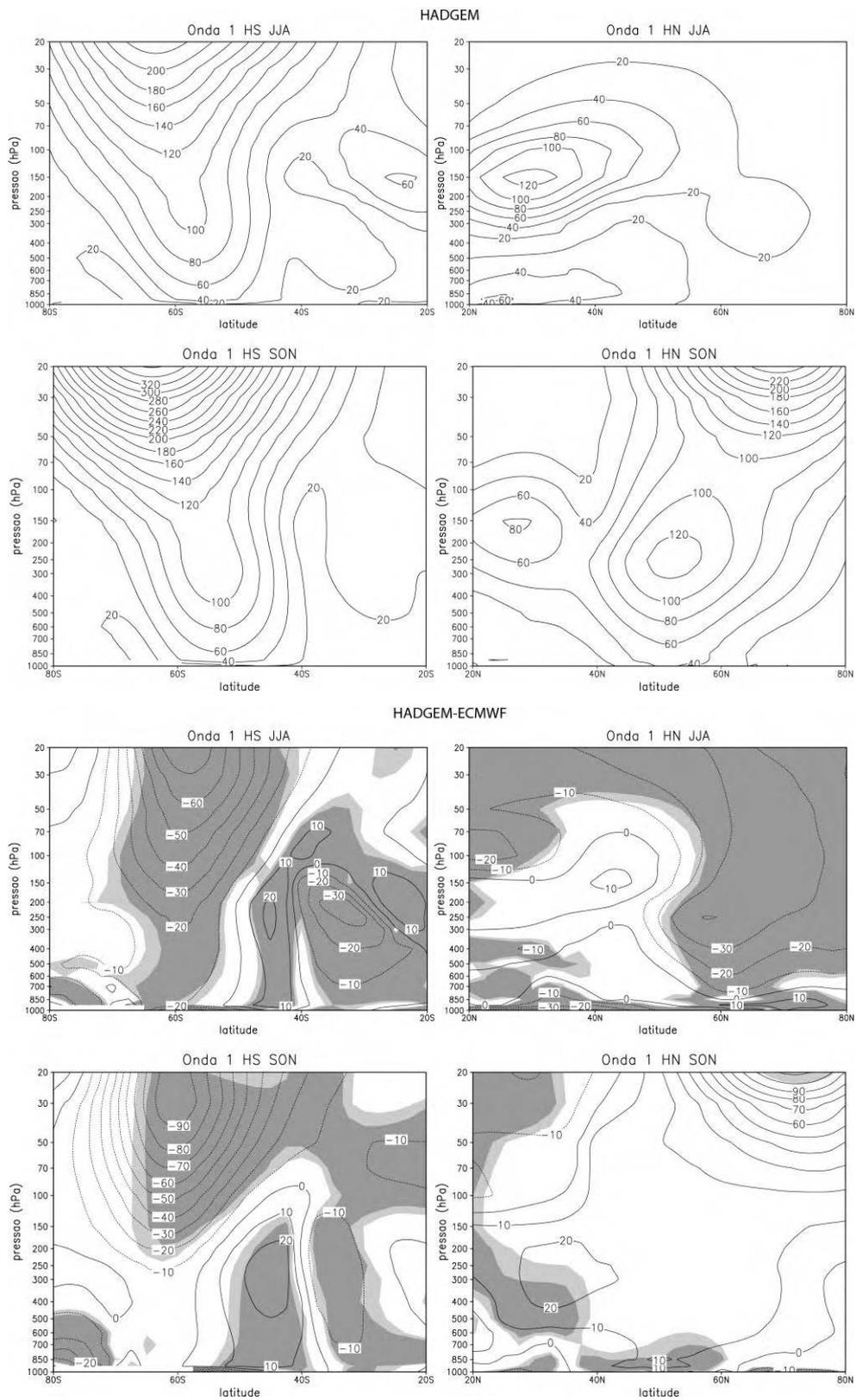


Figura A.6 – Continuação (Continua).

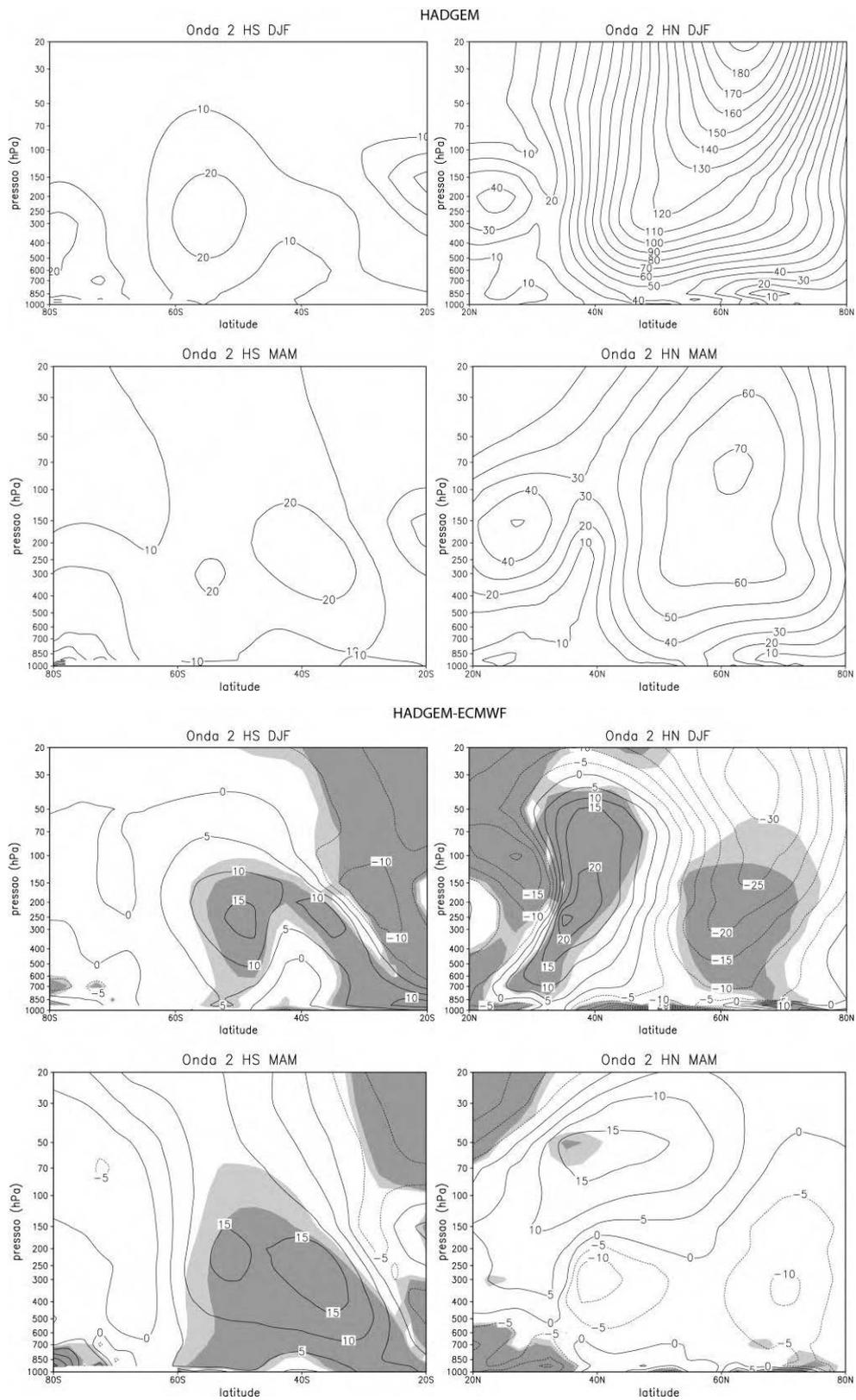


Figura A.6 – Continuação (Continua).

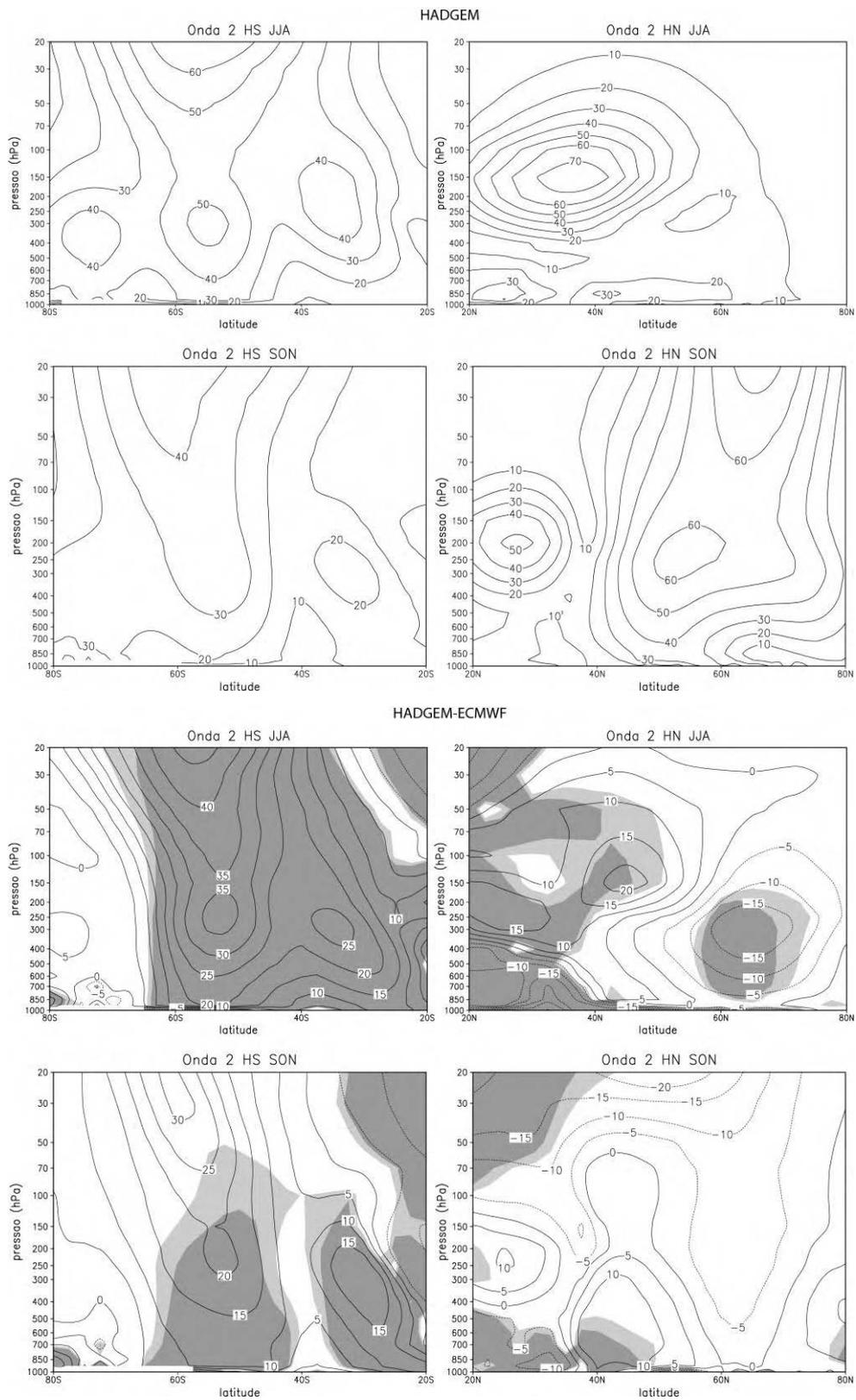


Figura A.6 – Continuação (Continua).

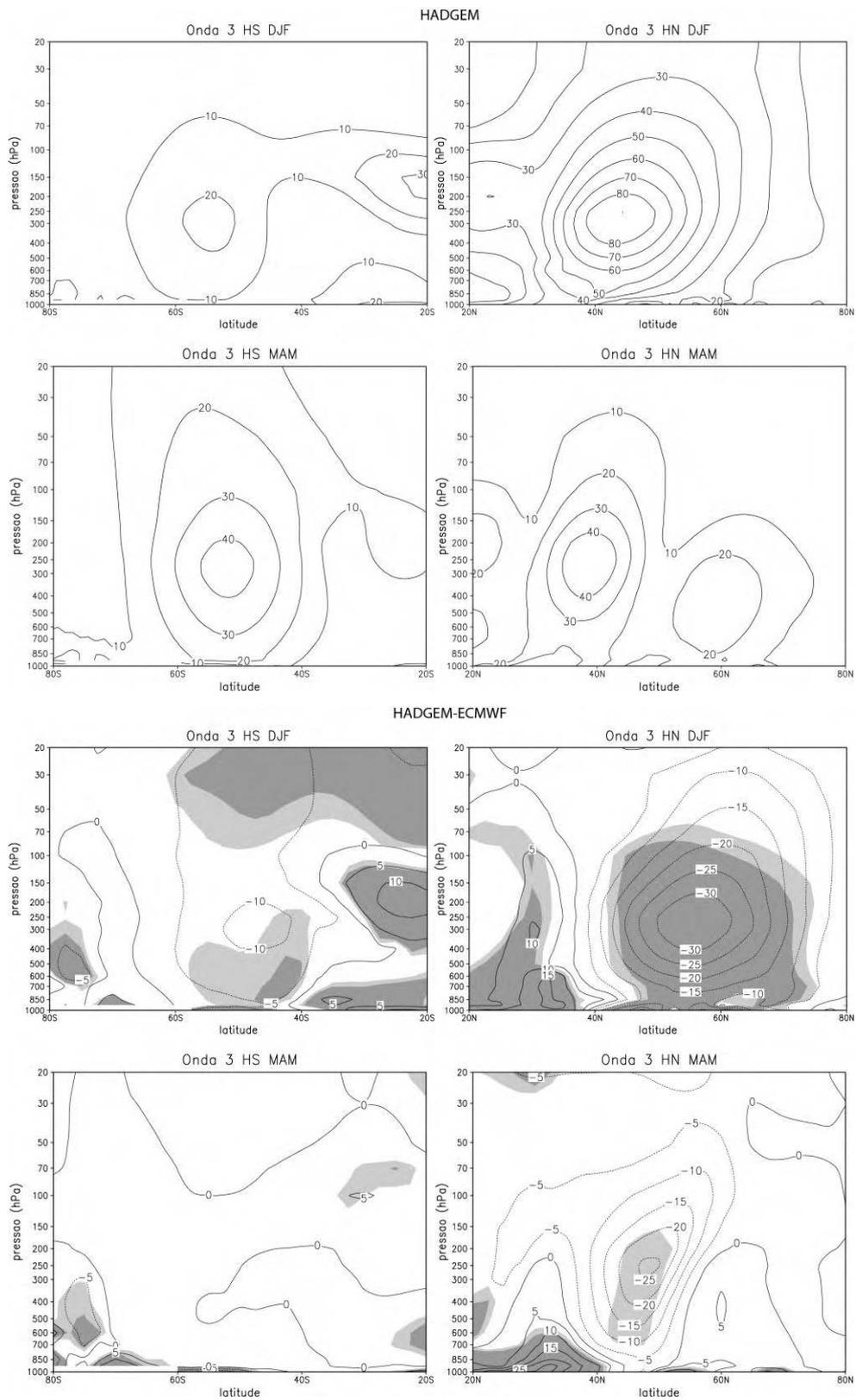


Figura A.6 – Continuação (Continua).

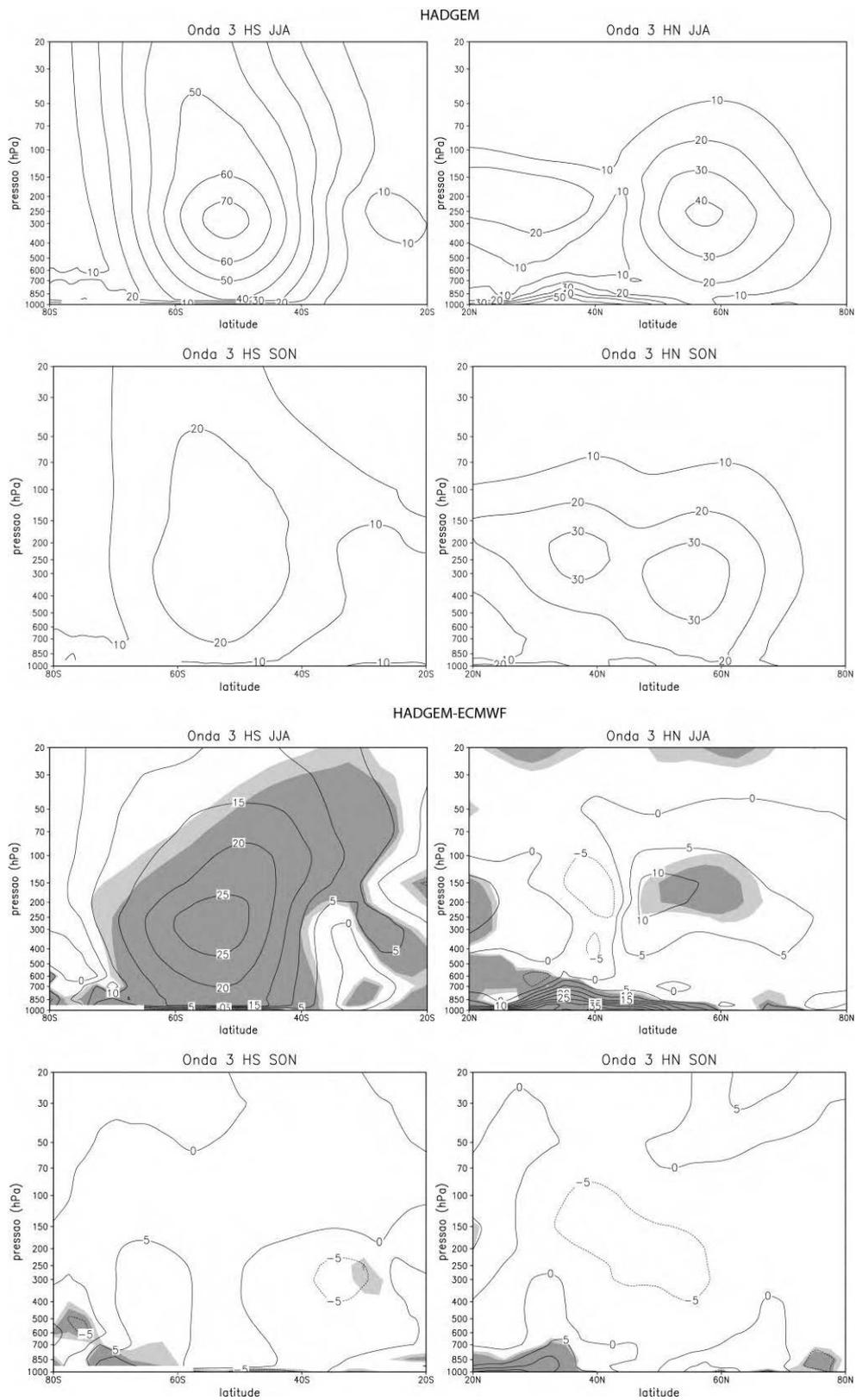


Figura A.6 – Conclusão.

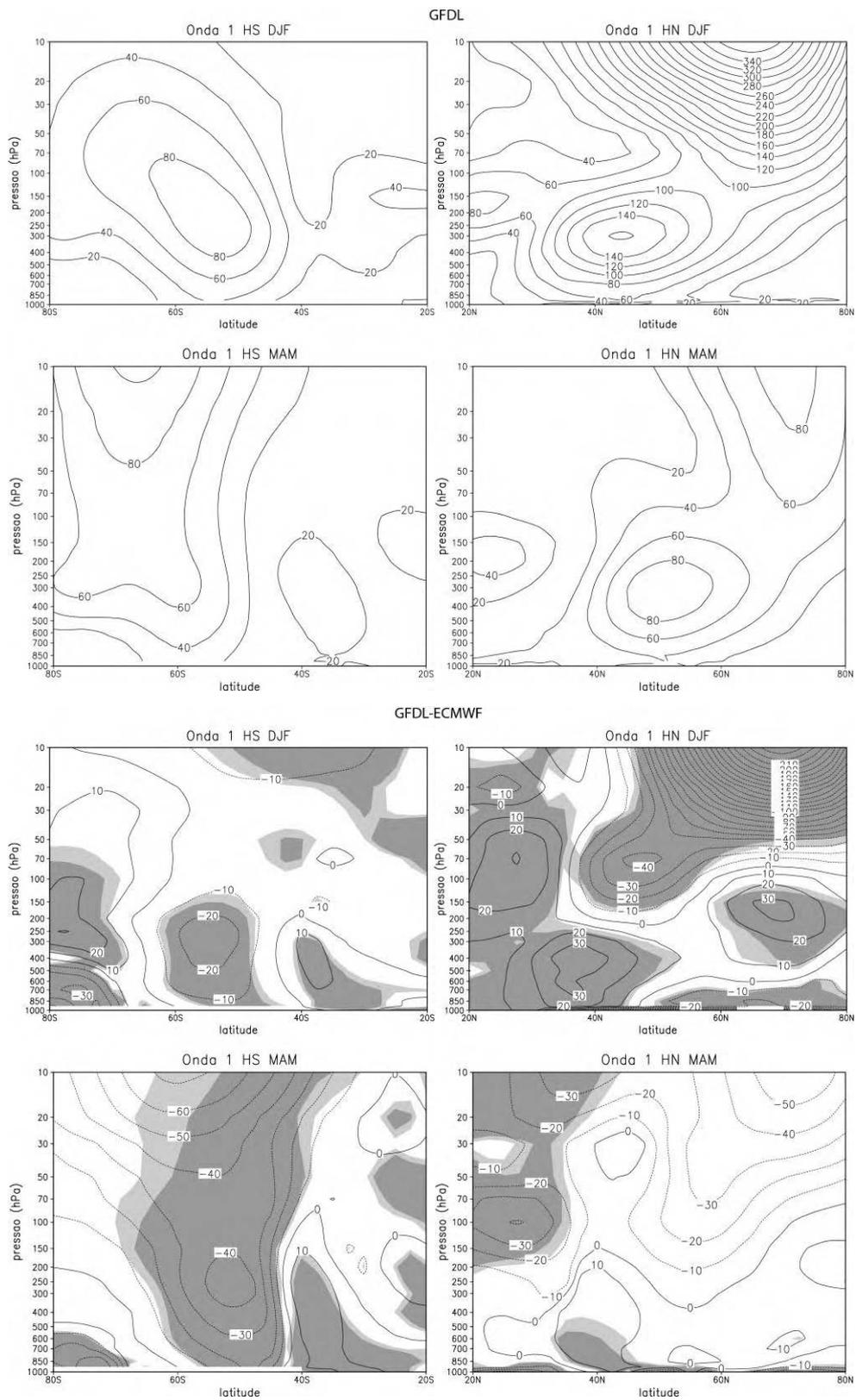


Figura A.7 – Como na Figura A.1, mas para o modelo GFDL. (Continua).

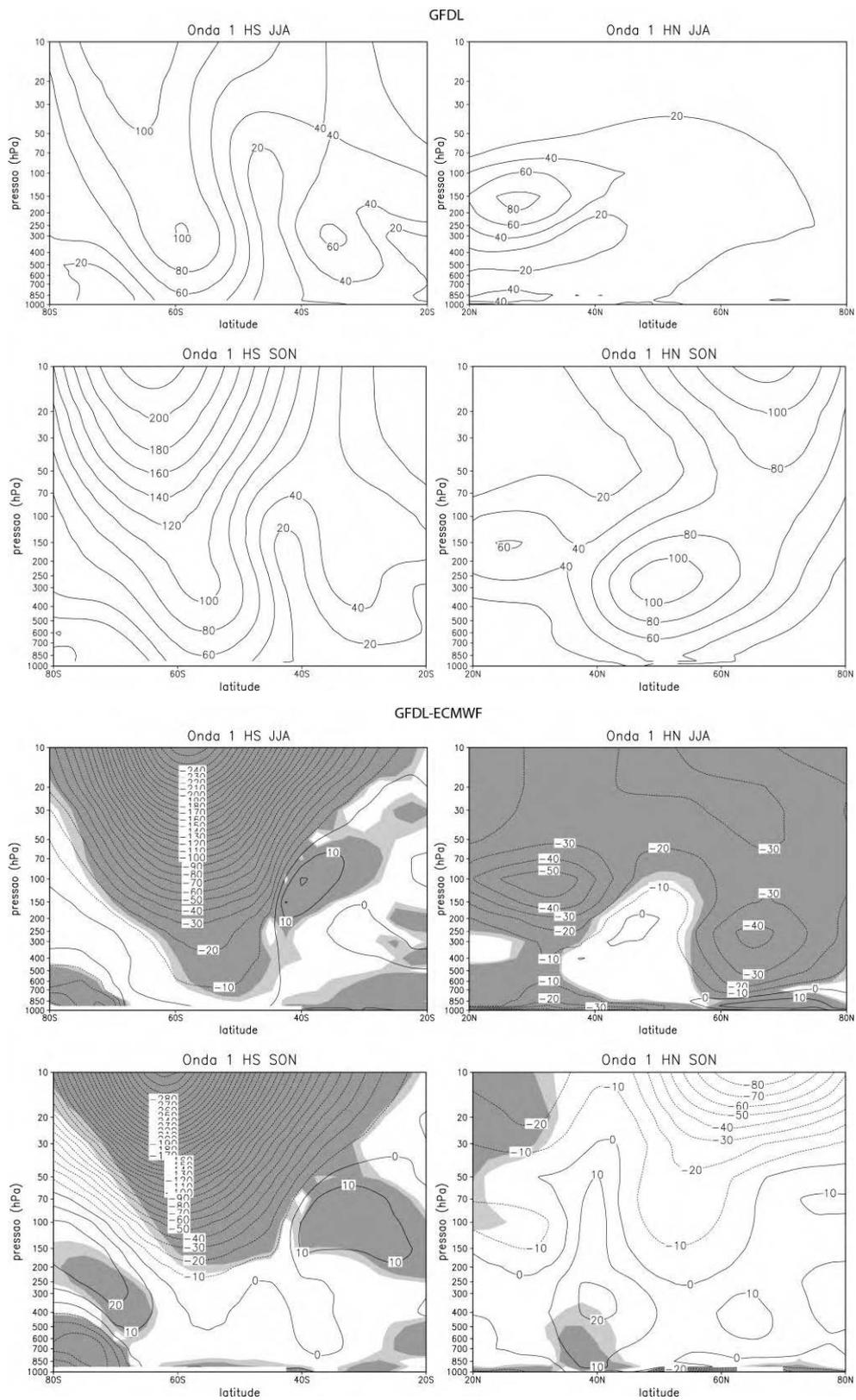


Figura A.7 – Continuação (Continua).

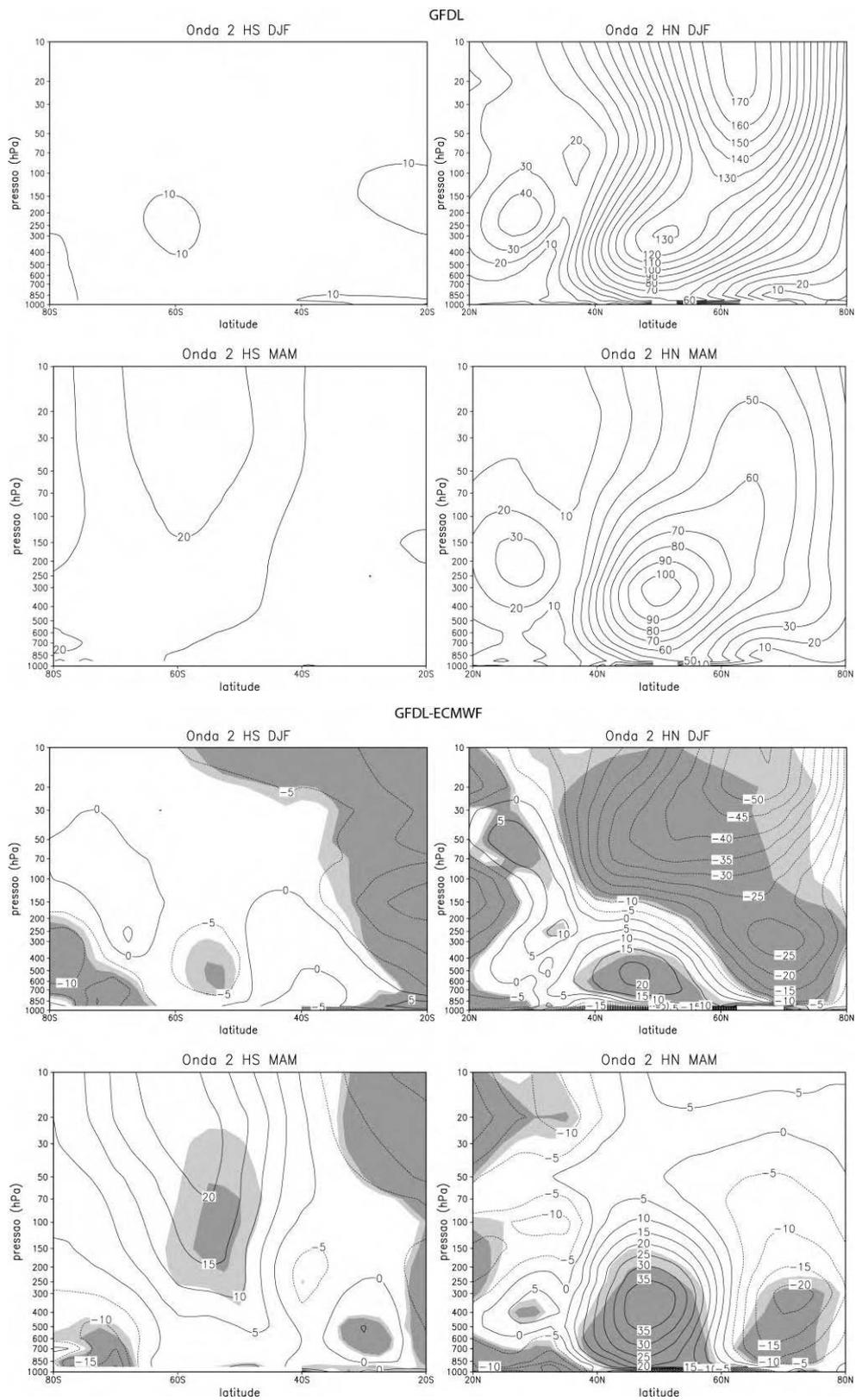


Figura A.7 – Continuação (Continua).

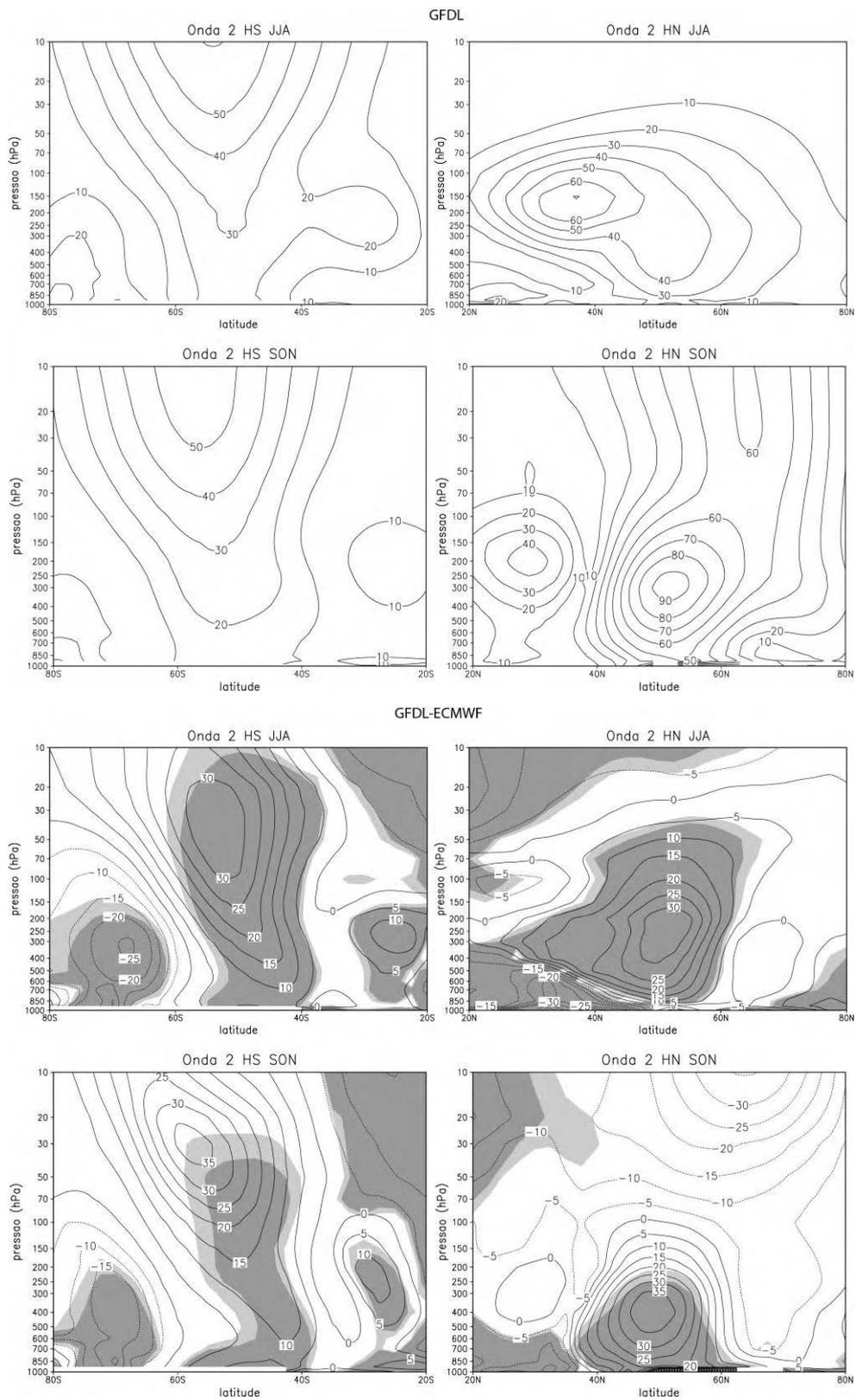


Figura A.7 – Continuação (Continua).

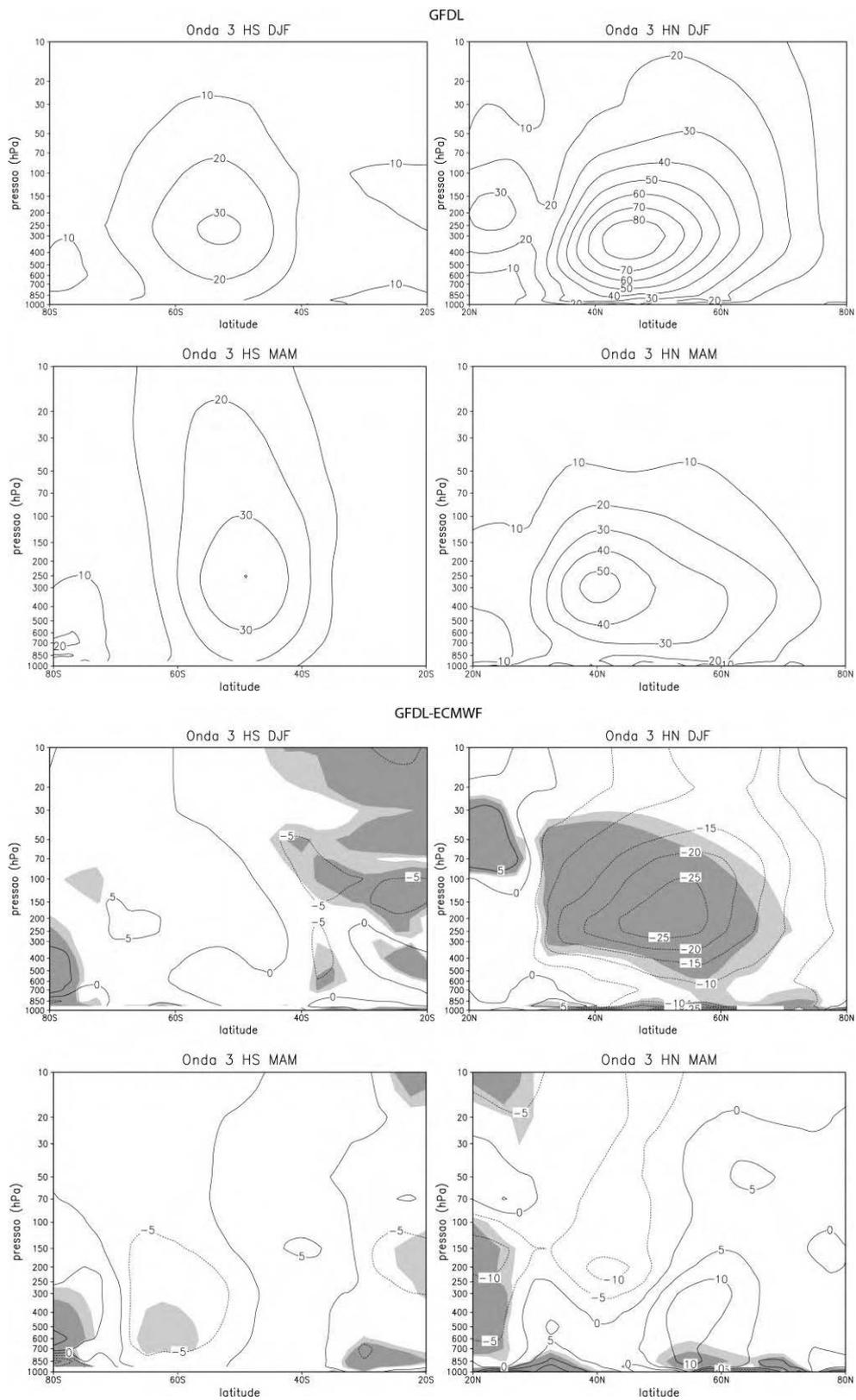


Figura A.7 – Continuação (Continua).

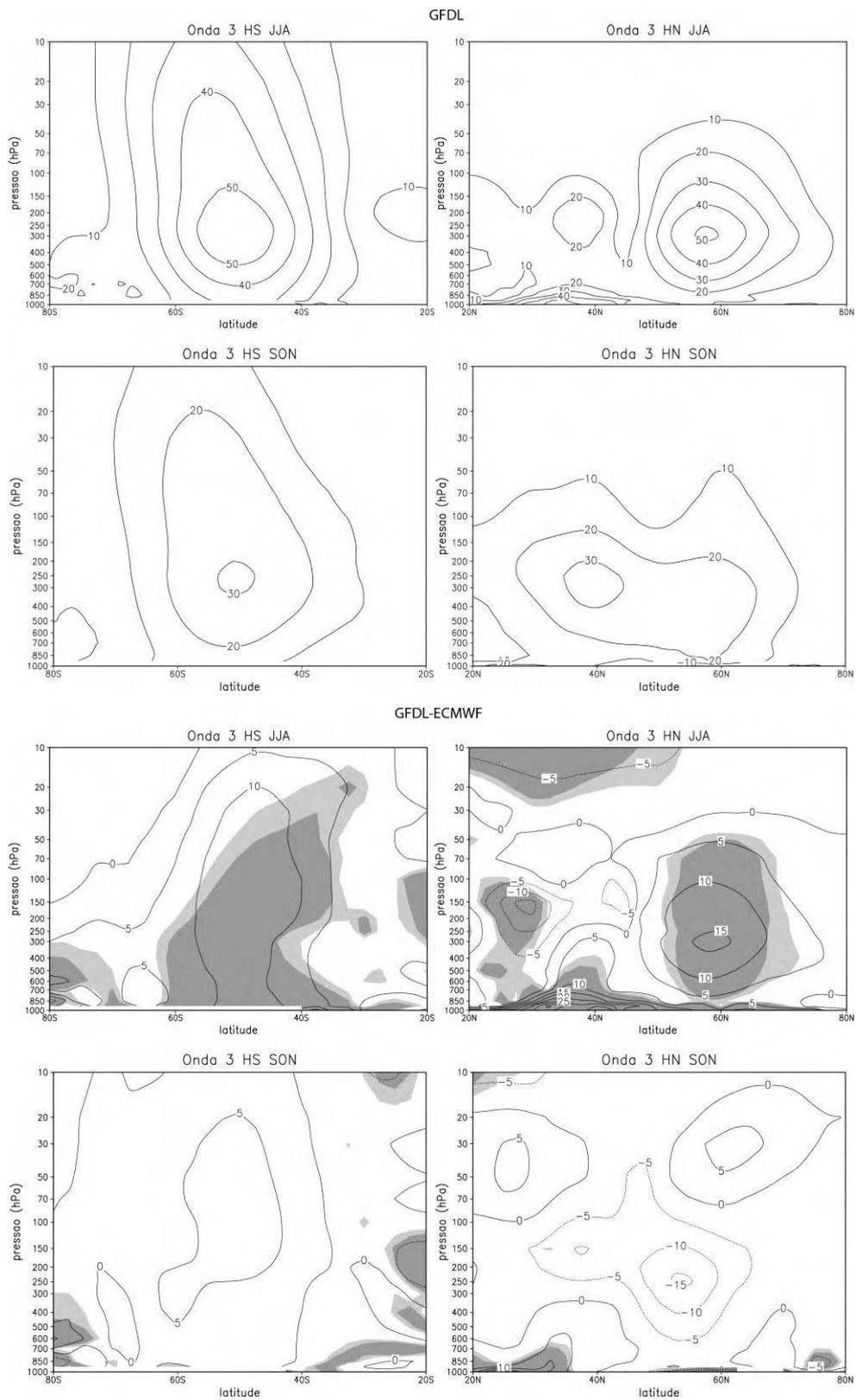


Figura A.7 – Conclusão.

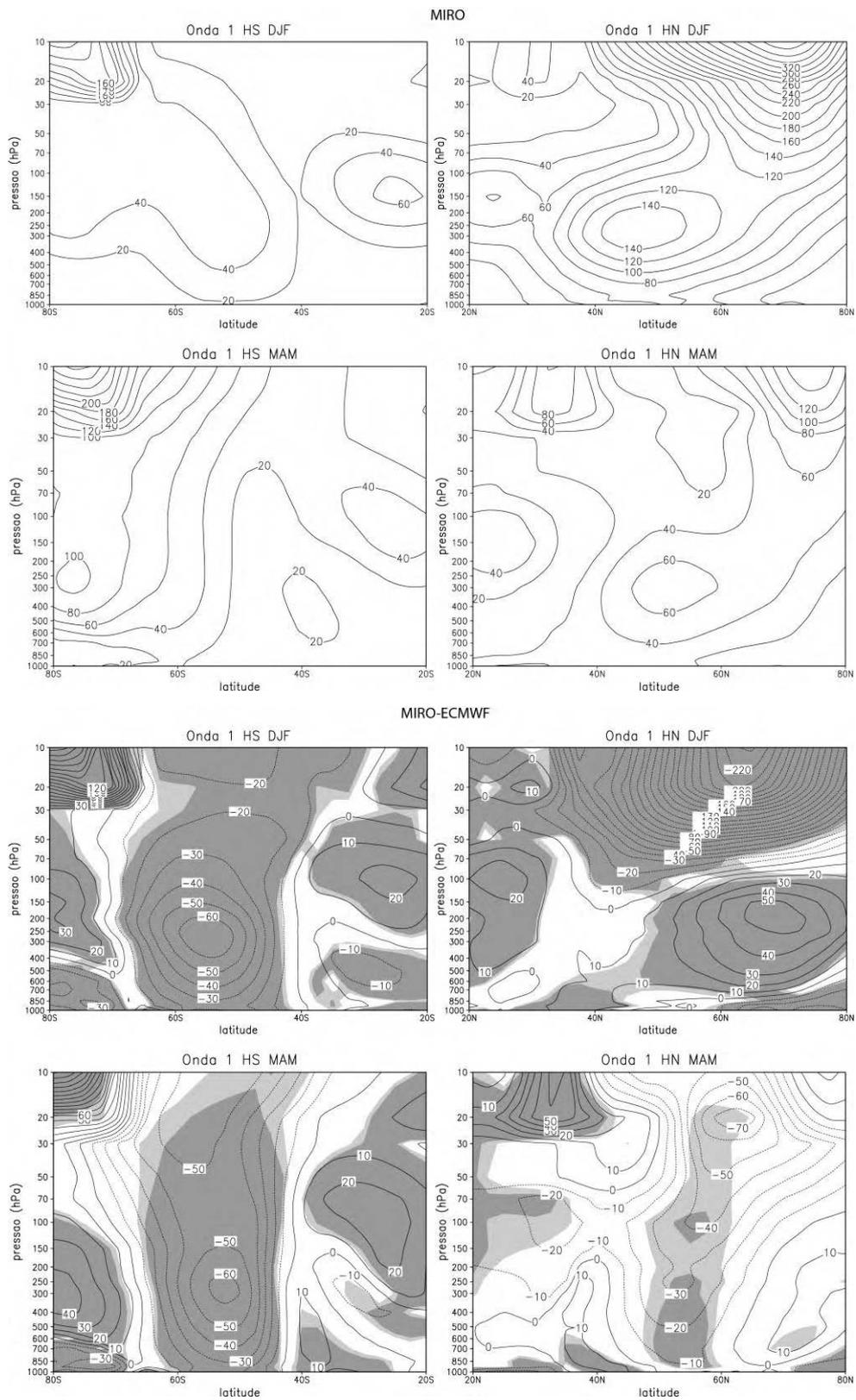


Figura A.8 – Como na Figura A.1, mas para o modelo MIRO. (Continua).

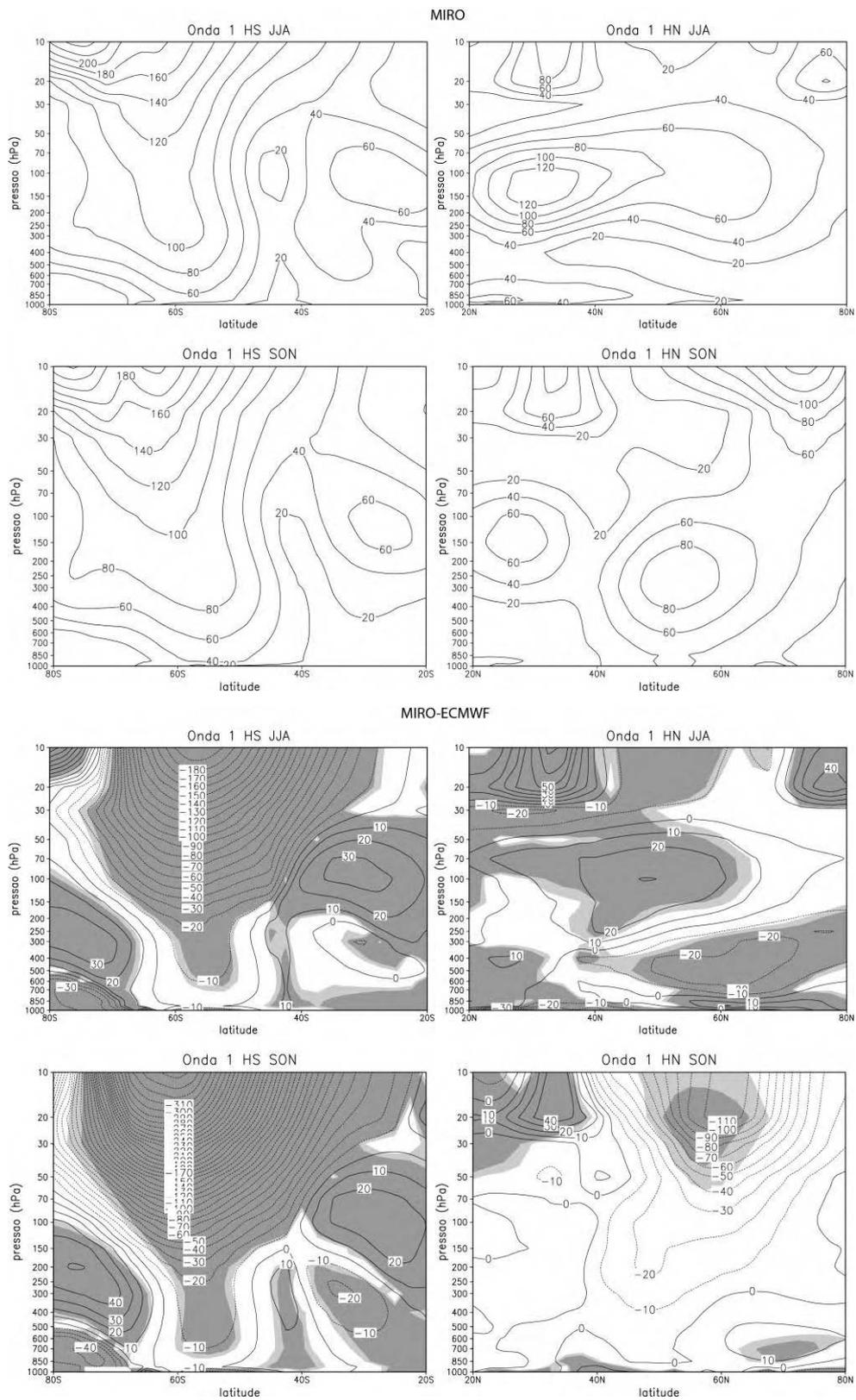


Figura A.8 – Continuação (Continua).

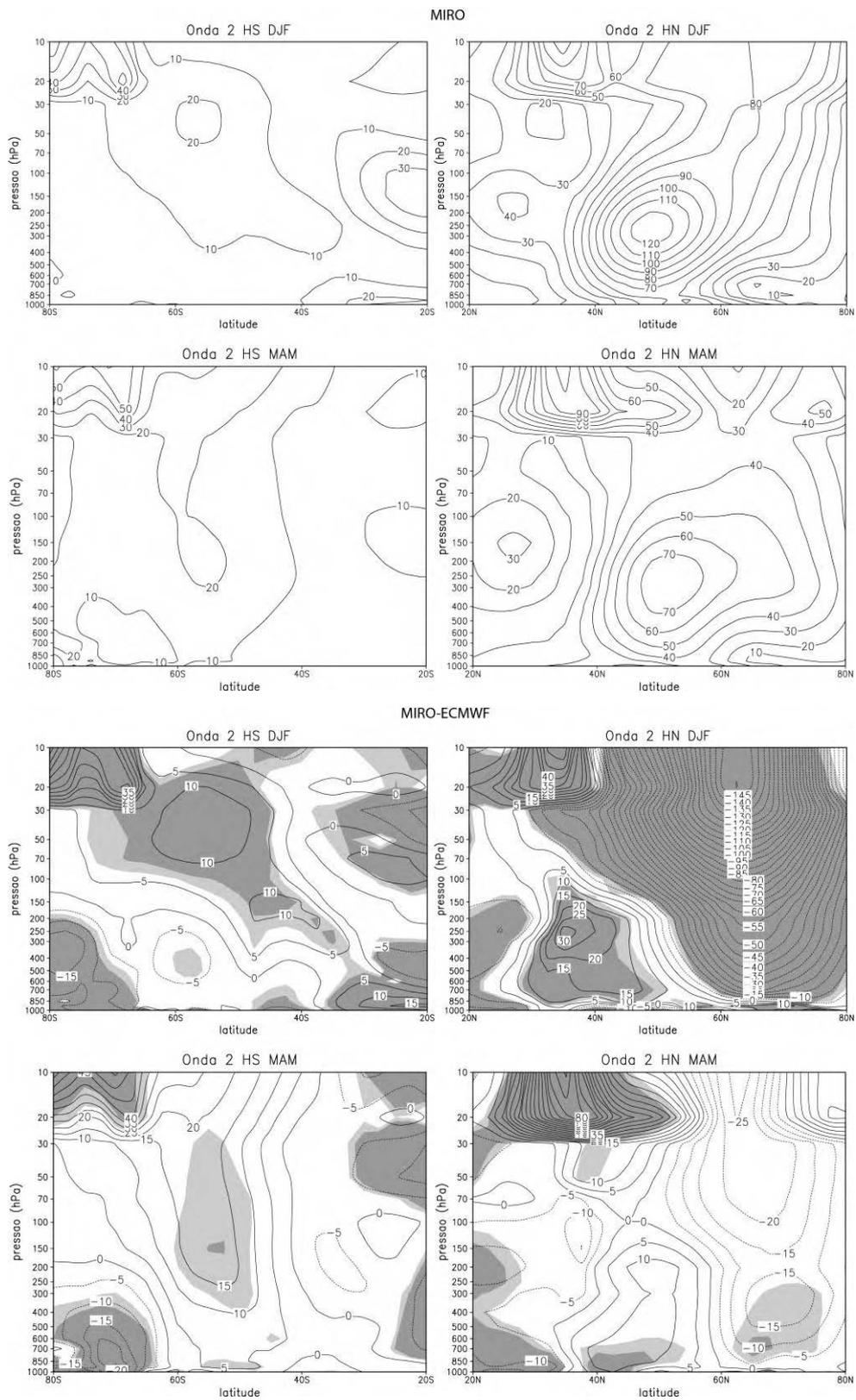


Figura A.8 – Continuação (Continua).

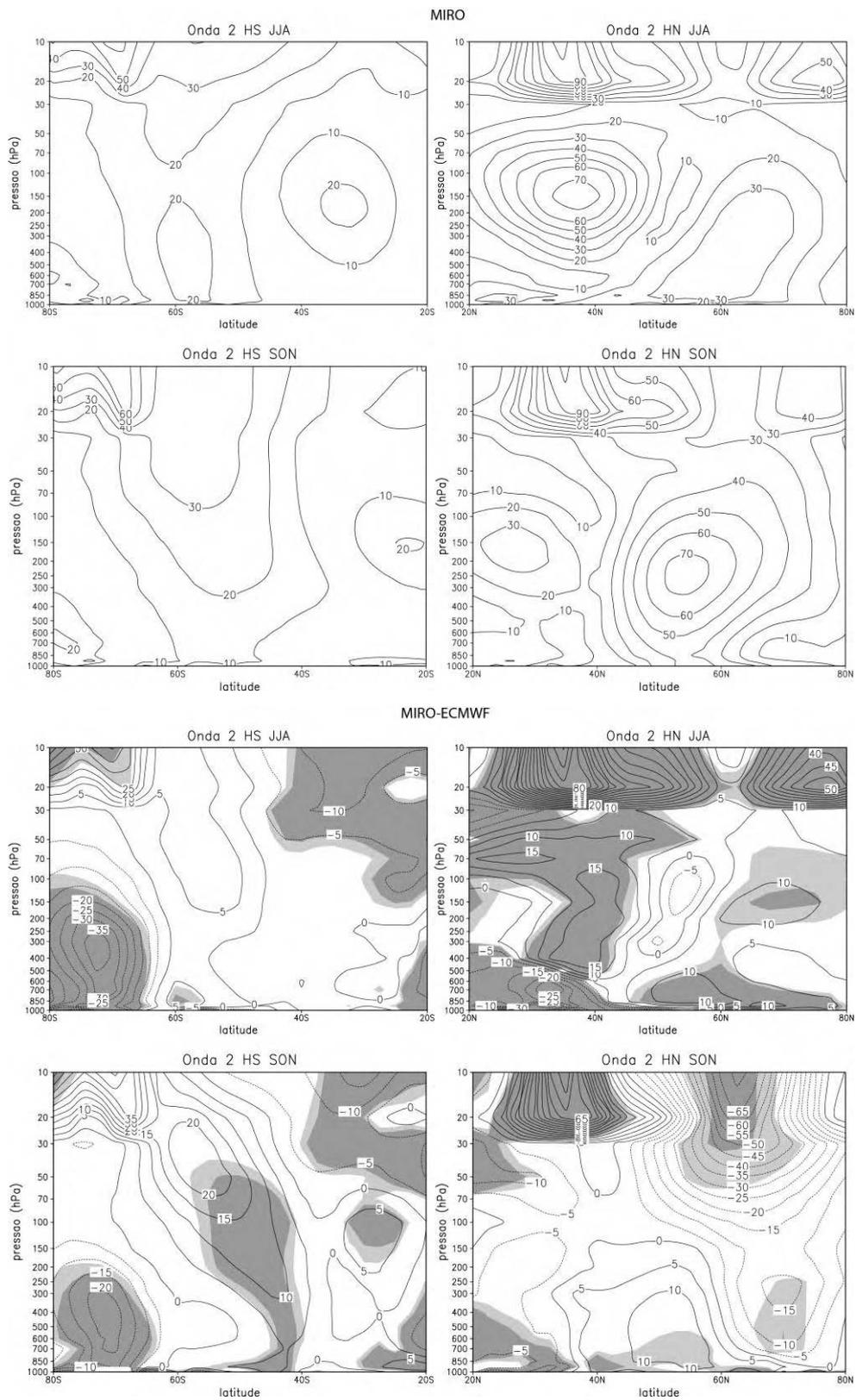


Figura A.8 – Continuação (Continua).

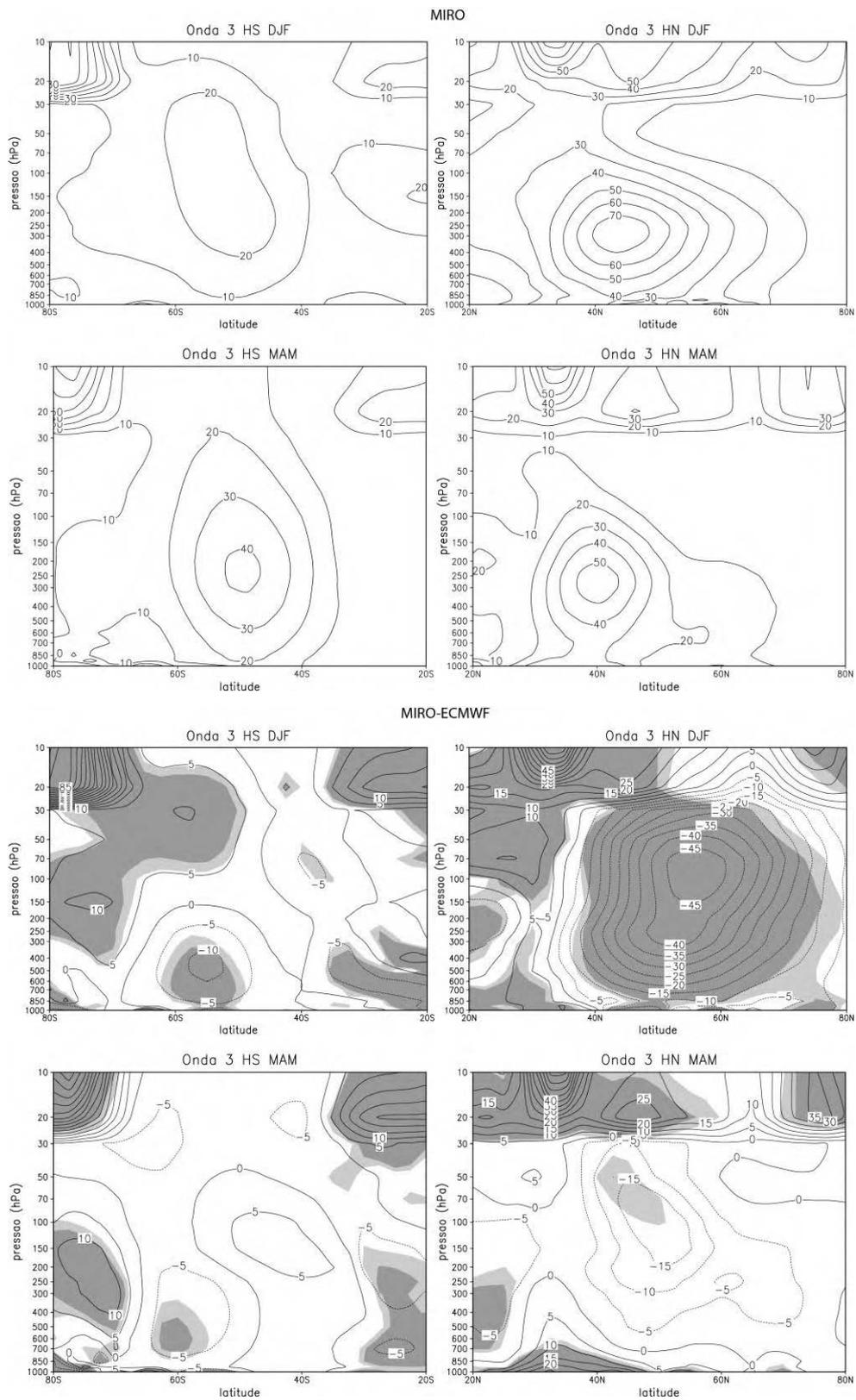


Figura A.8 – Continuação (Continua).

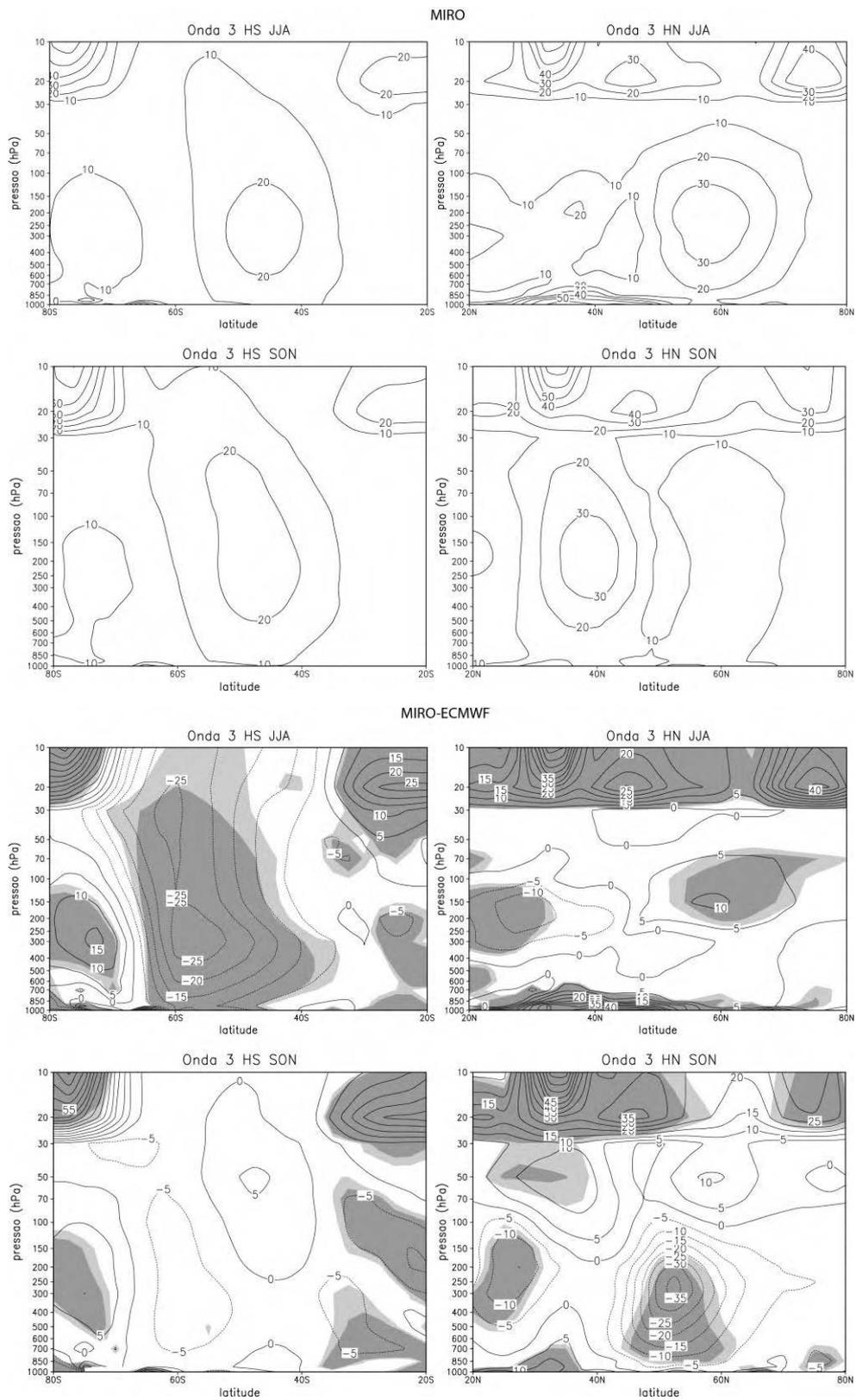


Figura A.8 – Conclusão.

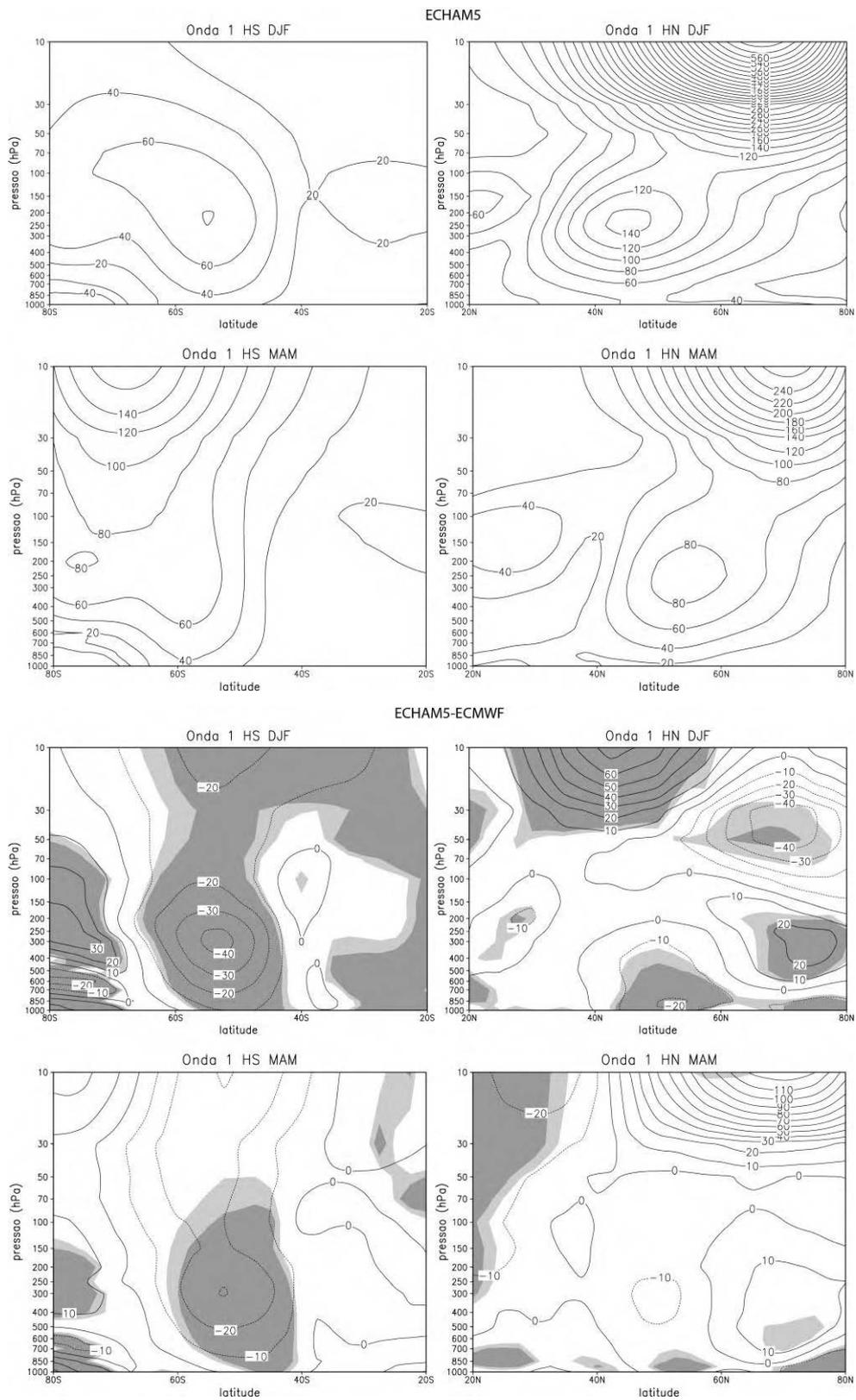


Figura A.9 – Como na Figura A.1, mas para o modelo ECHAM5. (Continua).

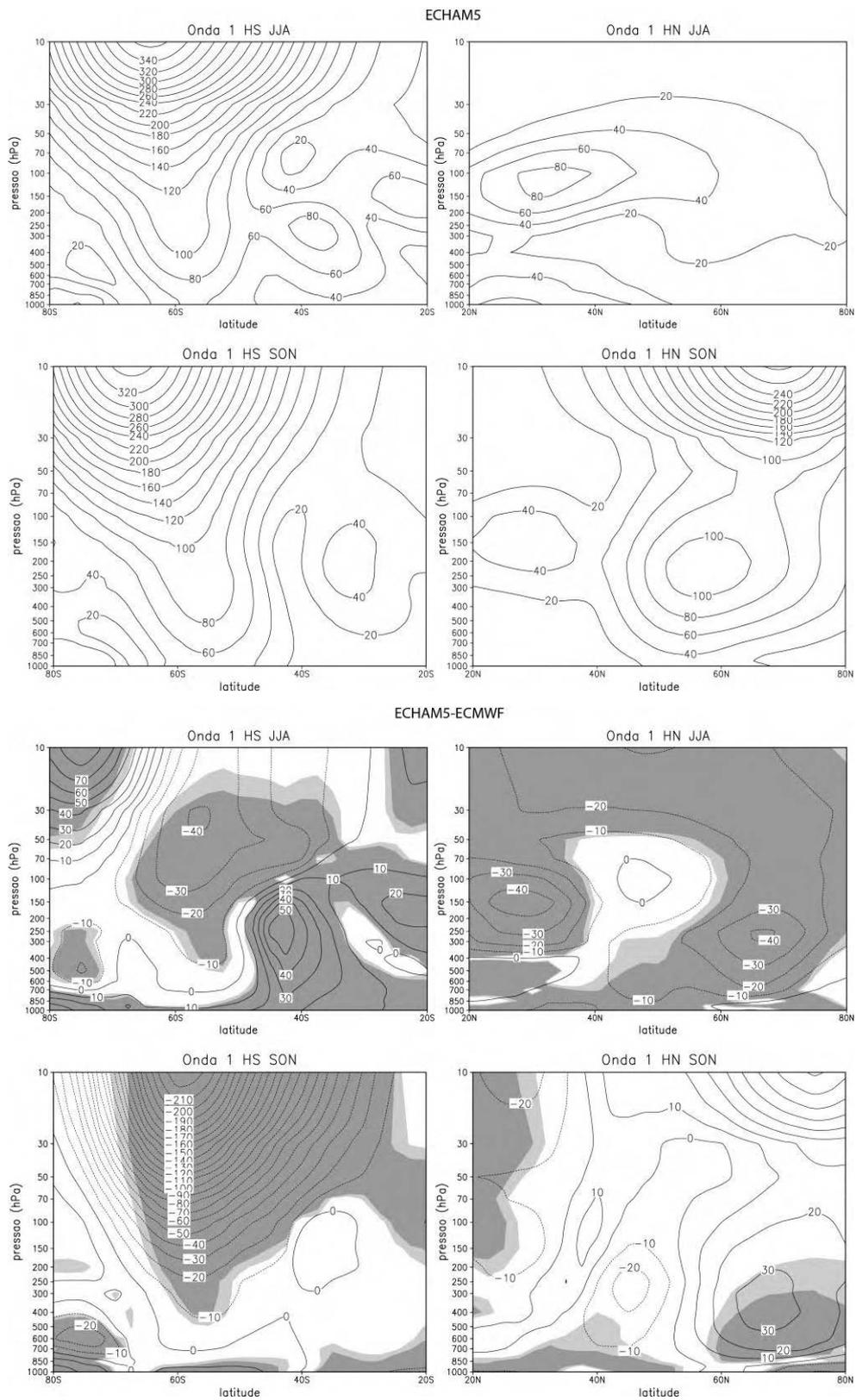


Figura A.9 – Continuação (Continua).

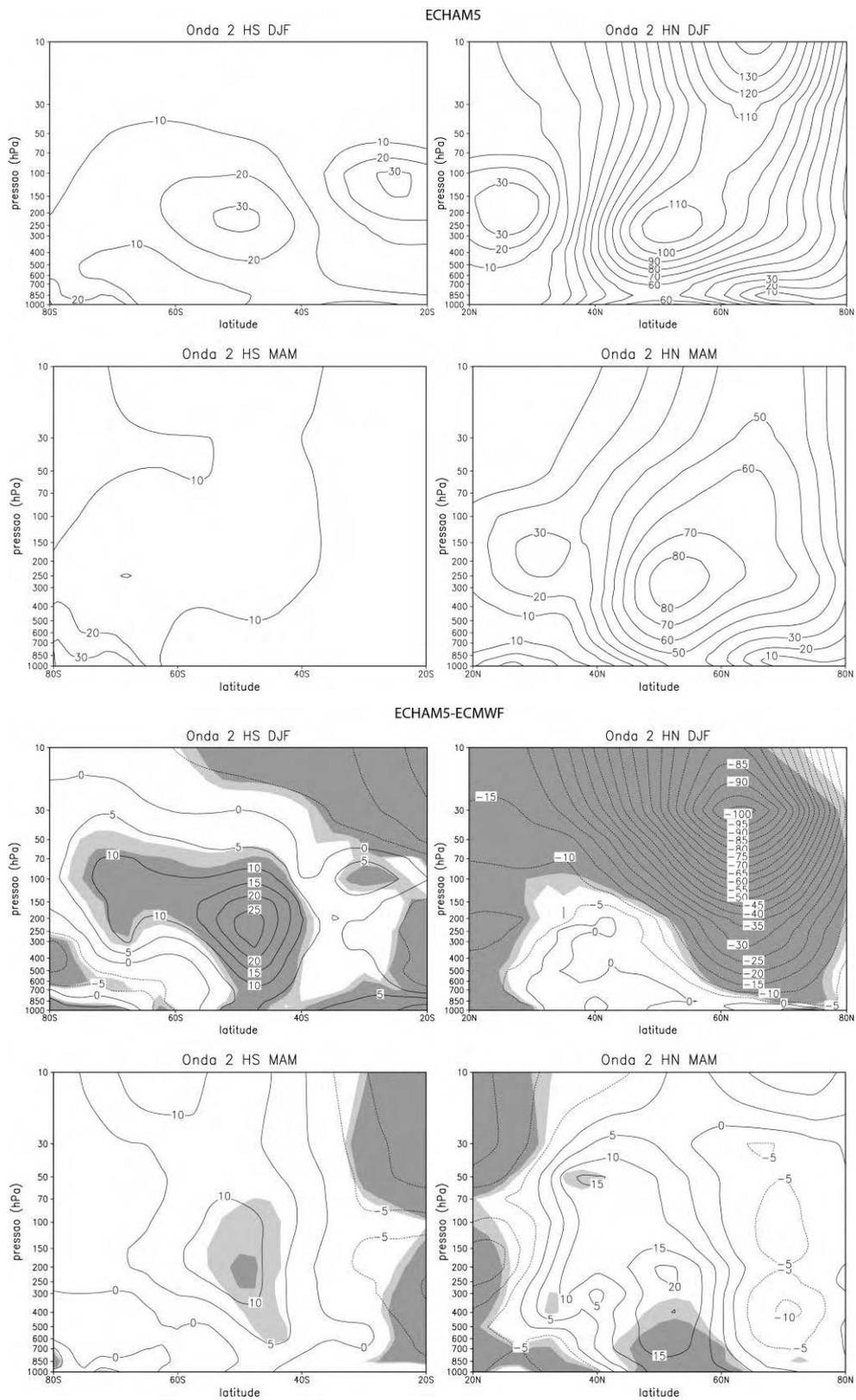


Figura A.9 – Continuação (Continua).

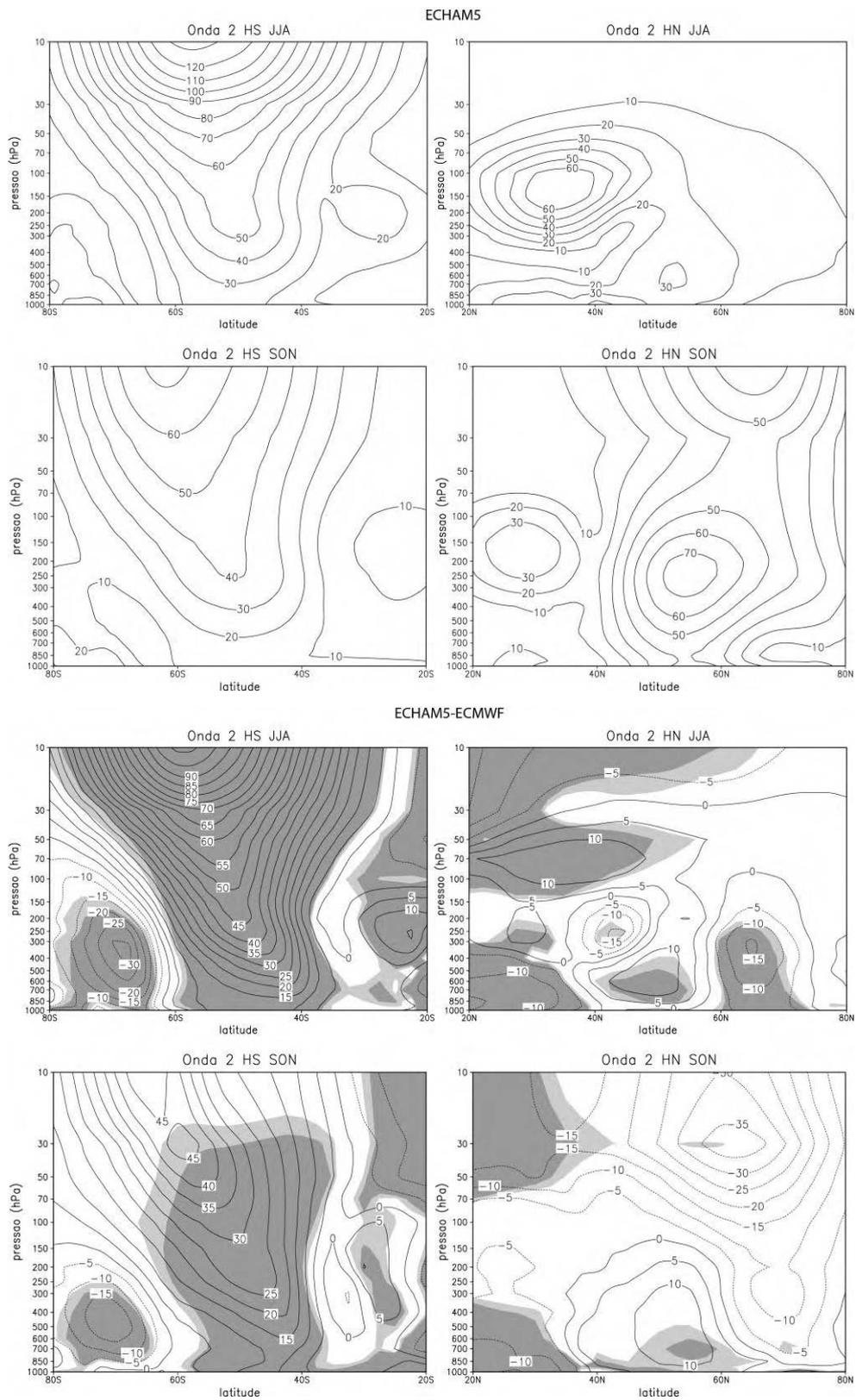


Figura A.9 – Continuação (Continua).

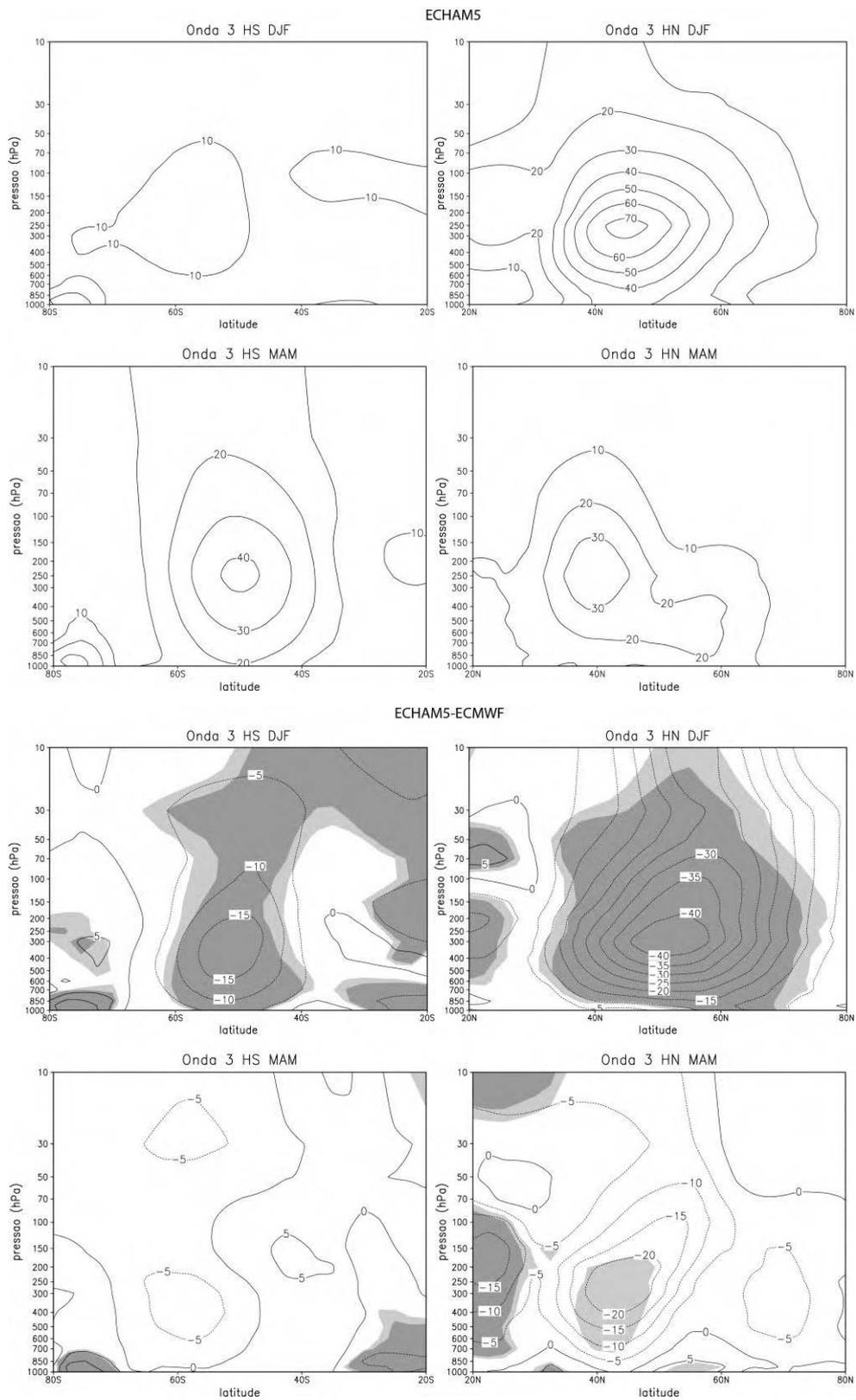


Figura A.9 – Continuação (Continua).

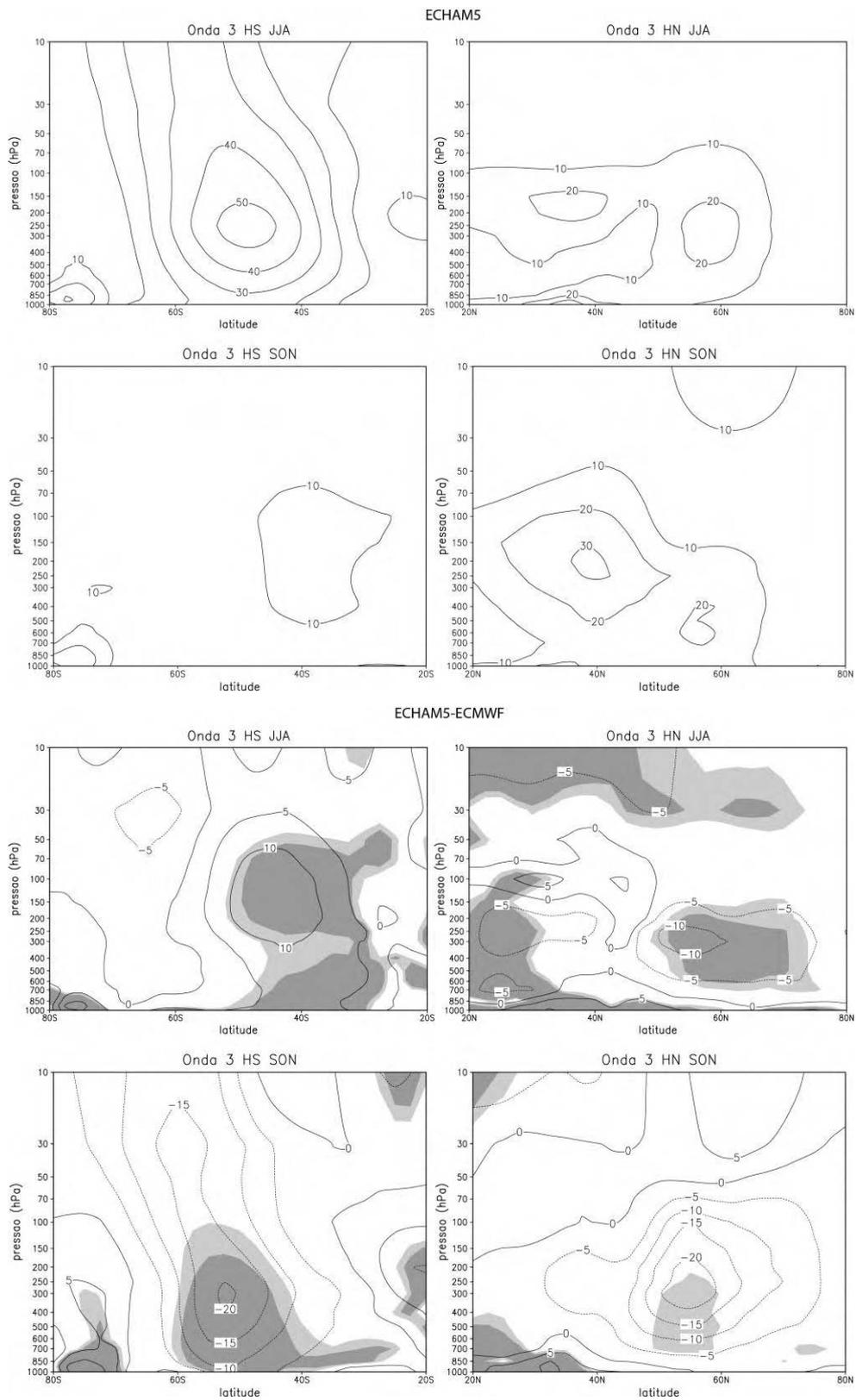


Figura A.9 – Conclusão.

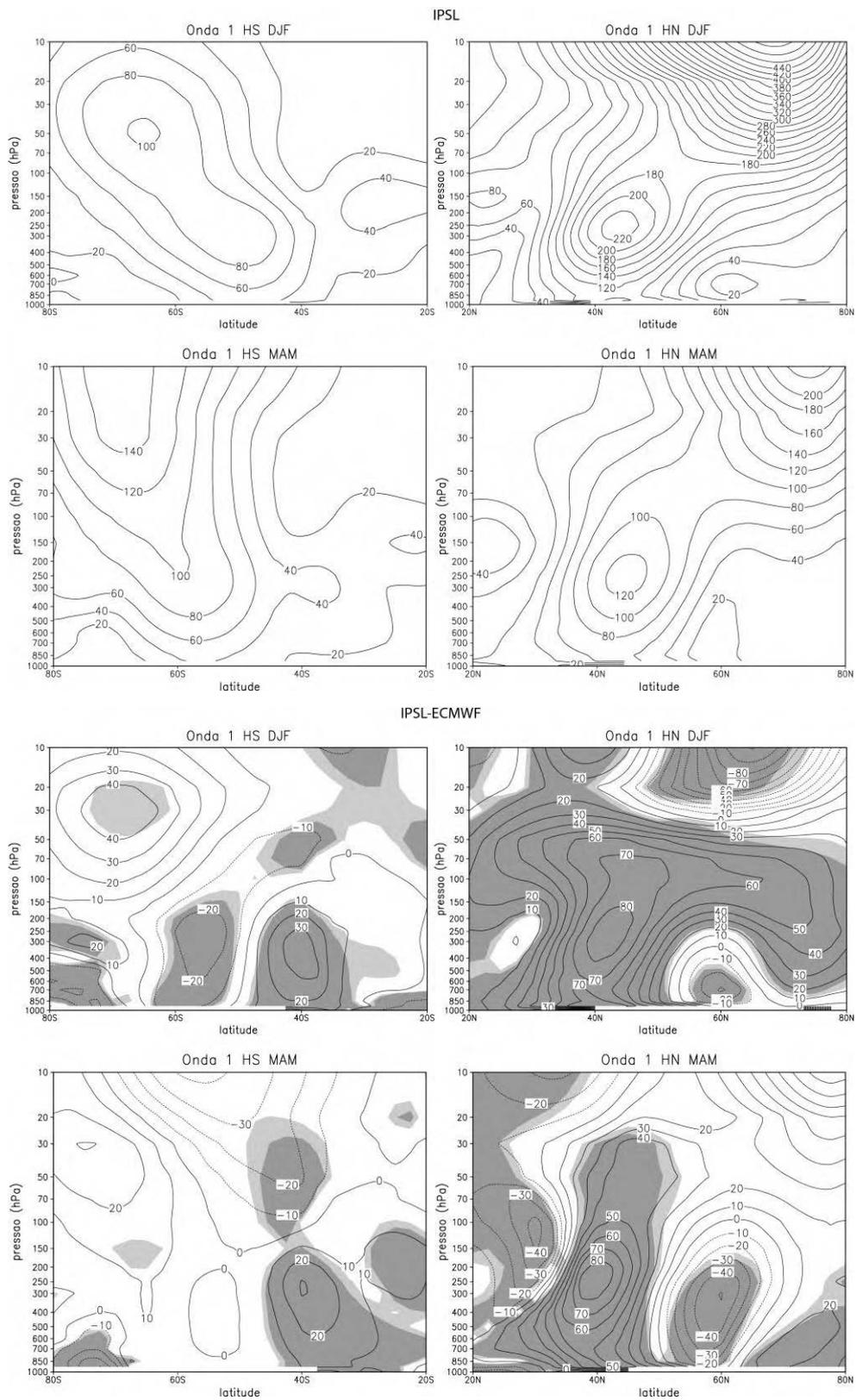


Figura A.10 – Como na Figura A.1, mas para o modelo IPSL. (Continua).

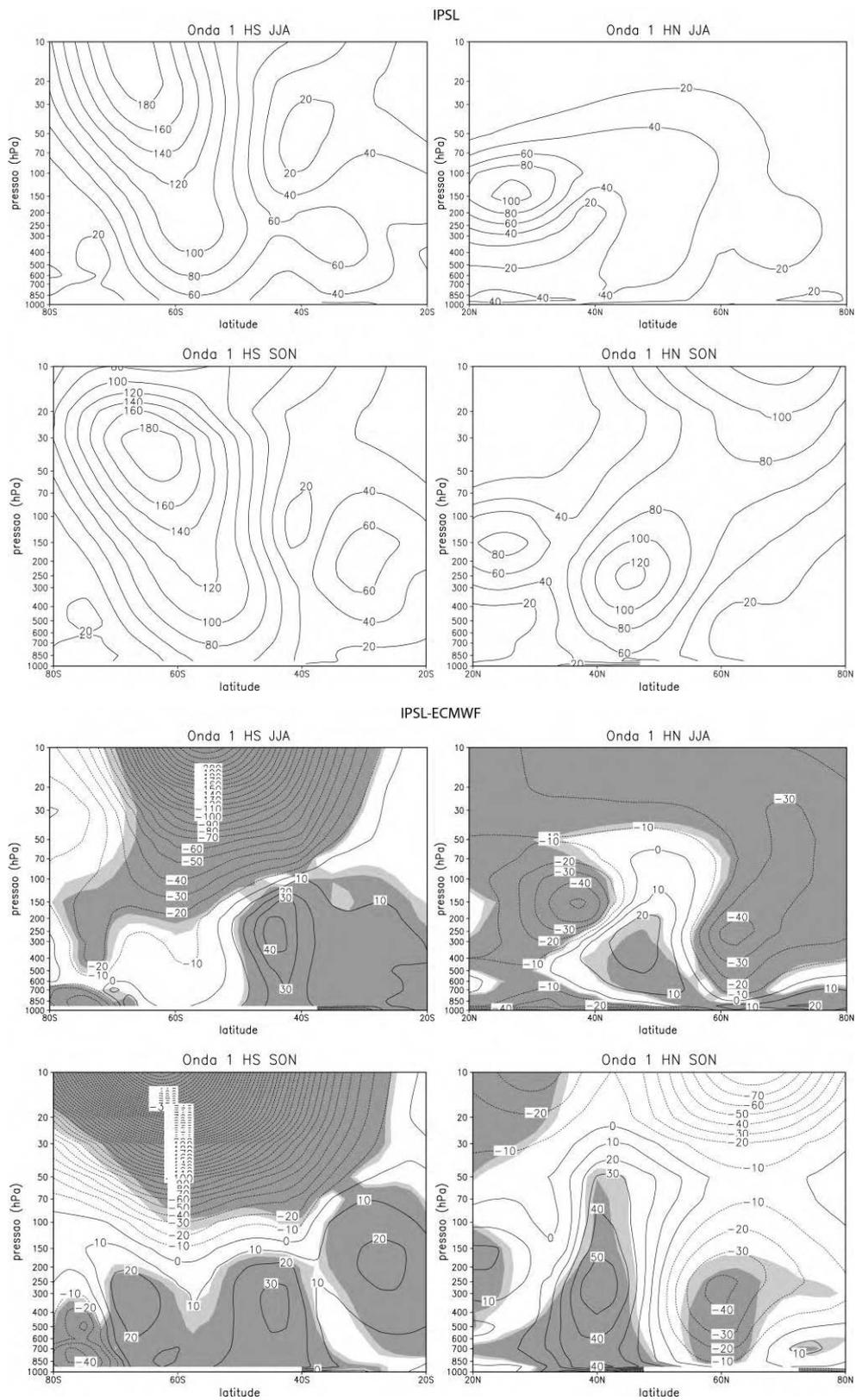


Figura A.10 – Continuação (Continua).

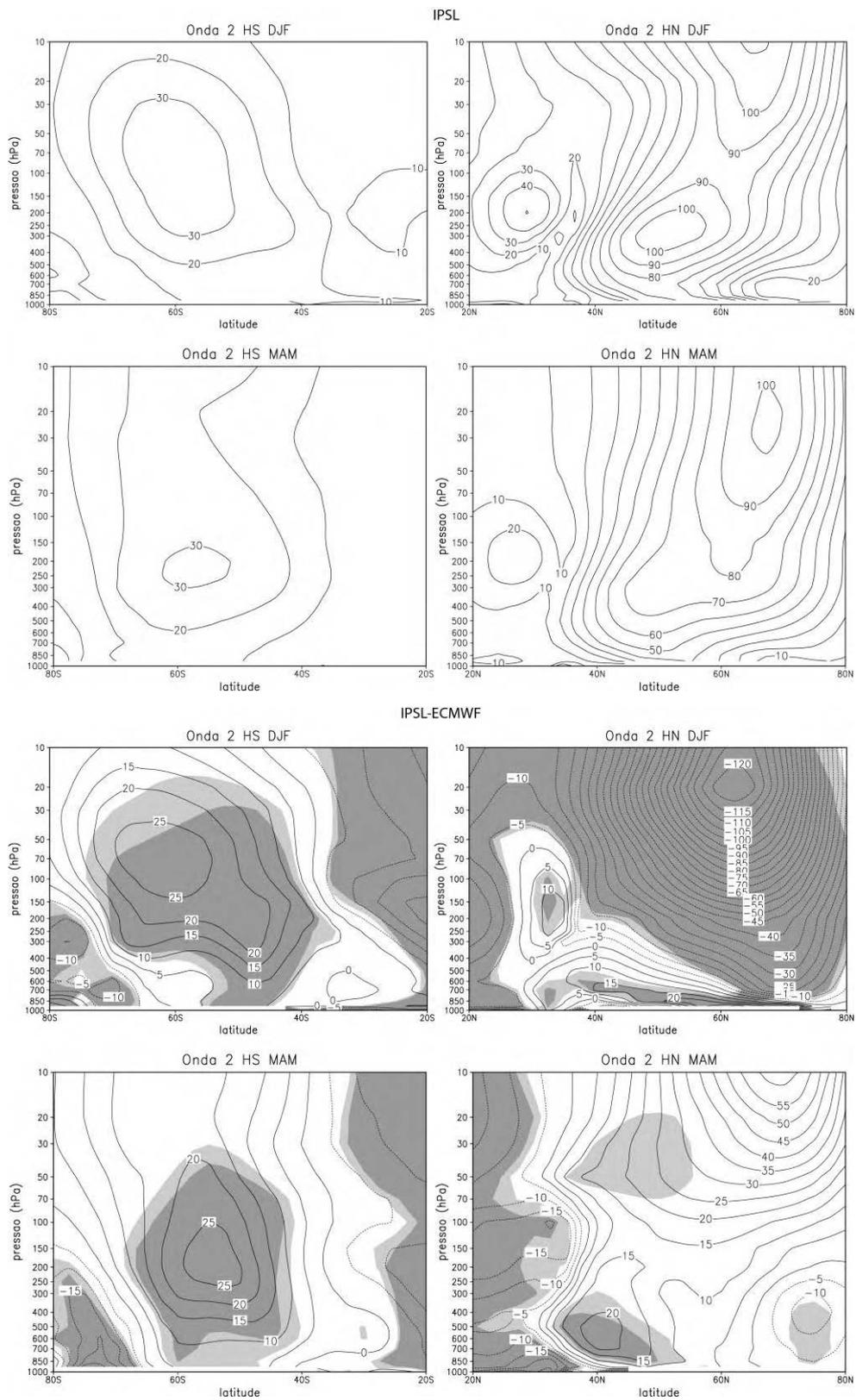


Figura A.10 – Continuação (Continua).

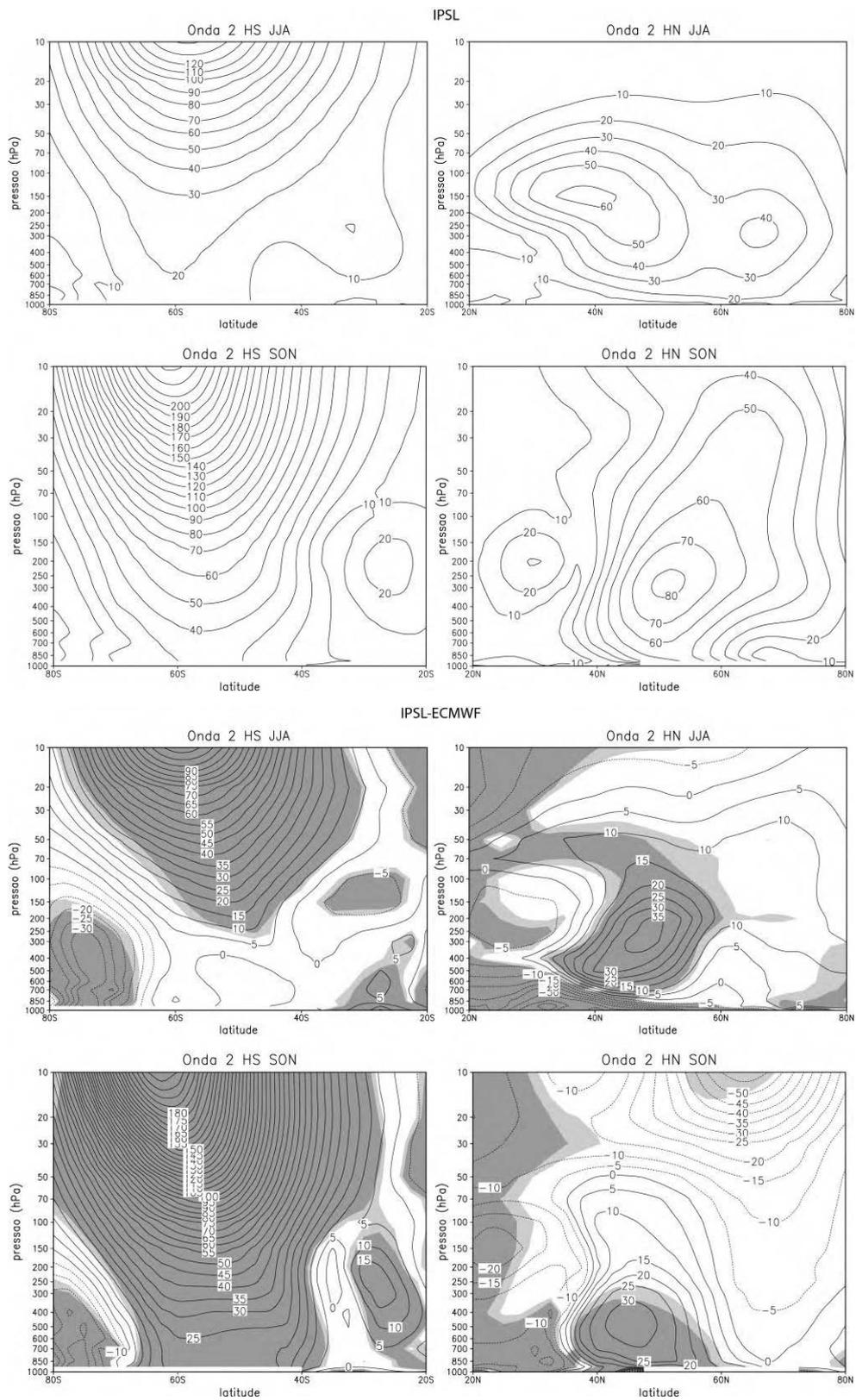


Figura A.10 – Continuação (Continua).

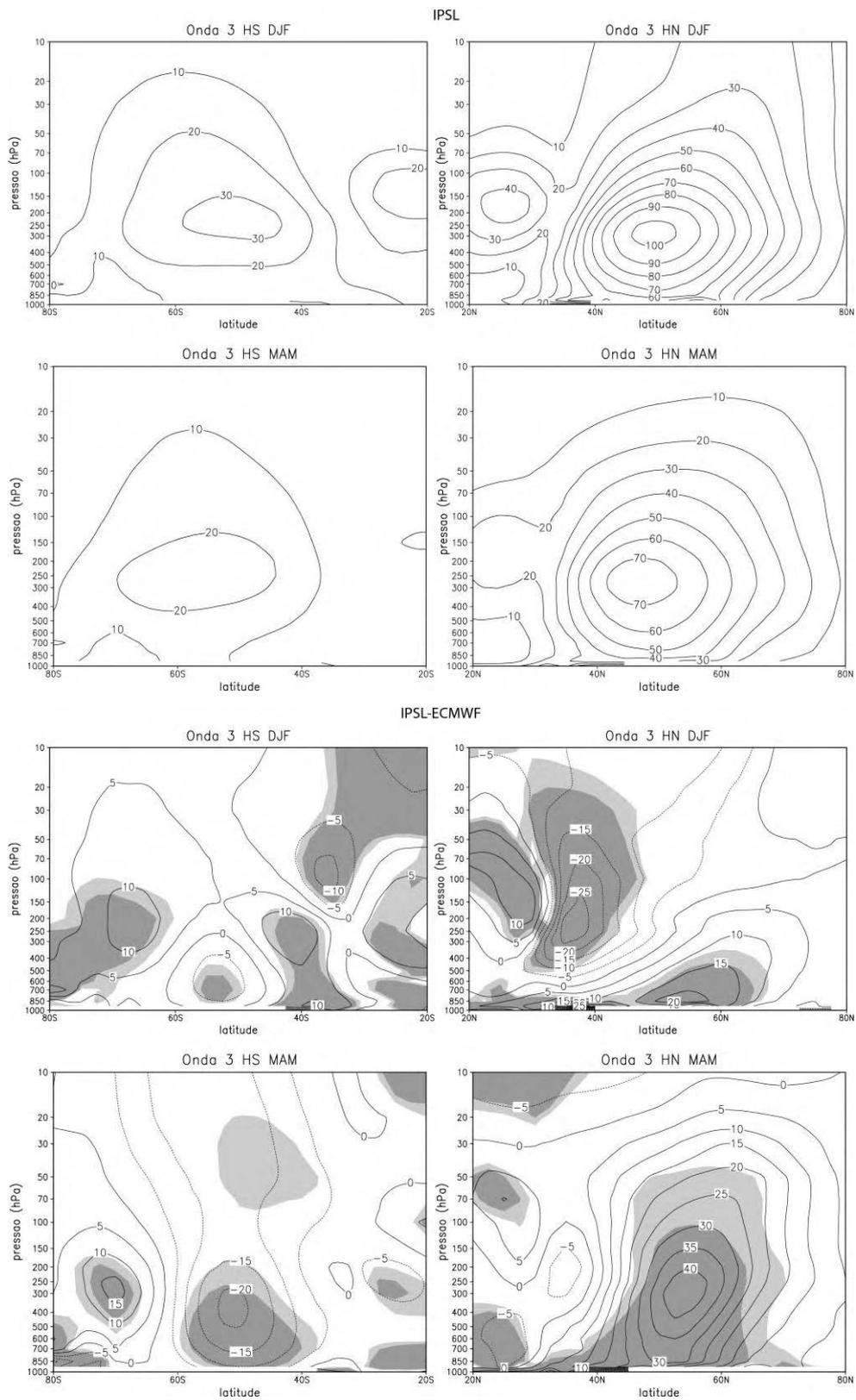


Figura A.10 – Continuação (Continua).

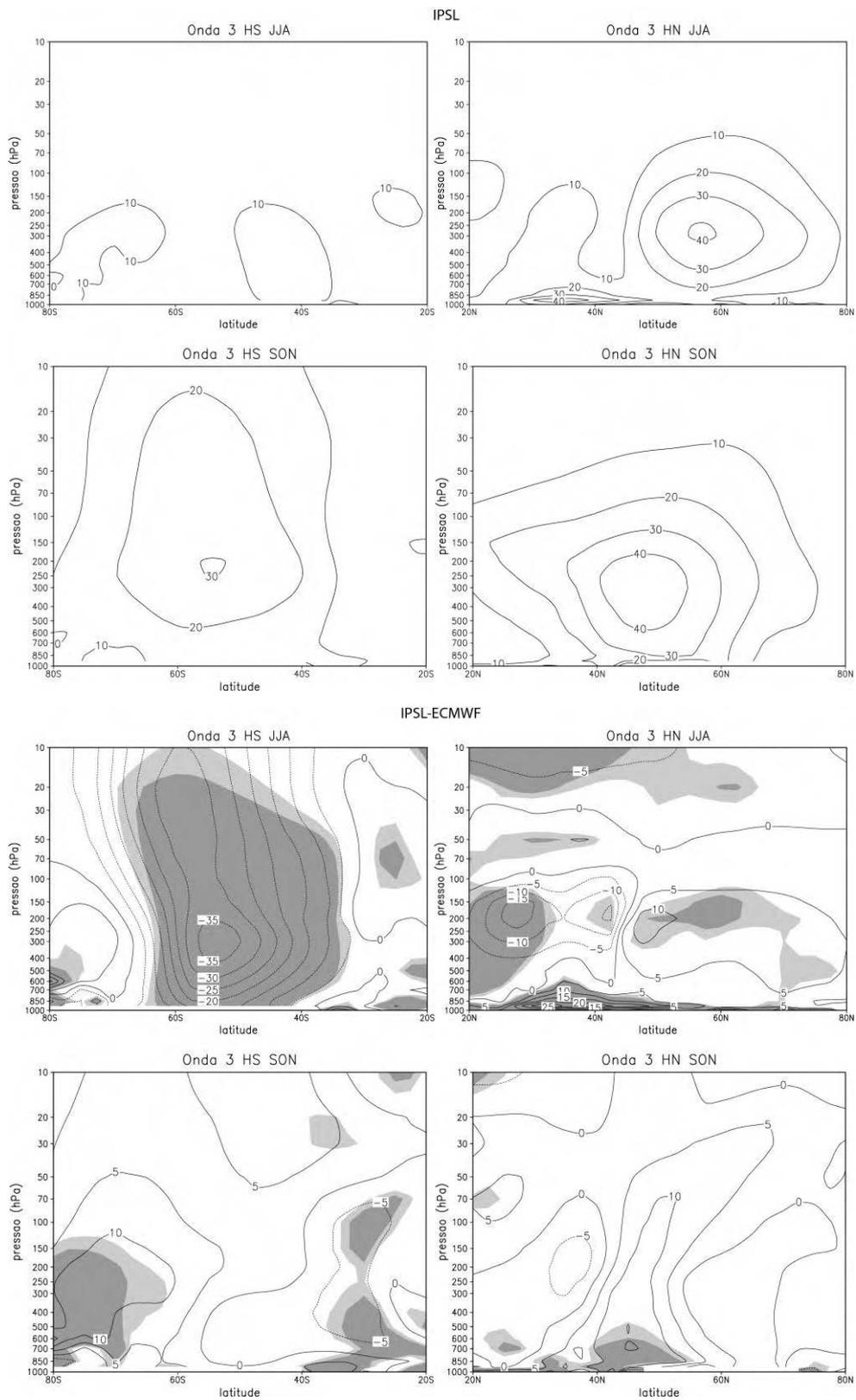


Figura A.10 – Conclusão.

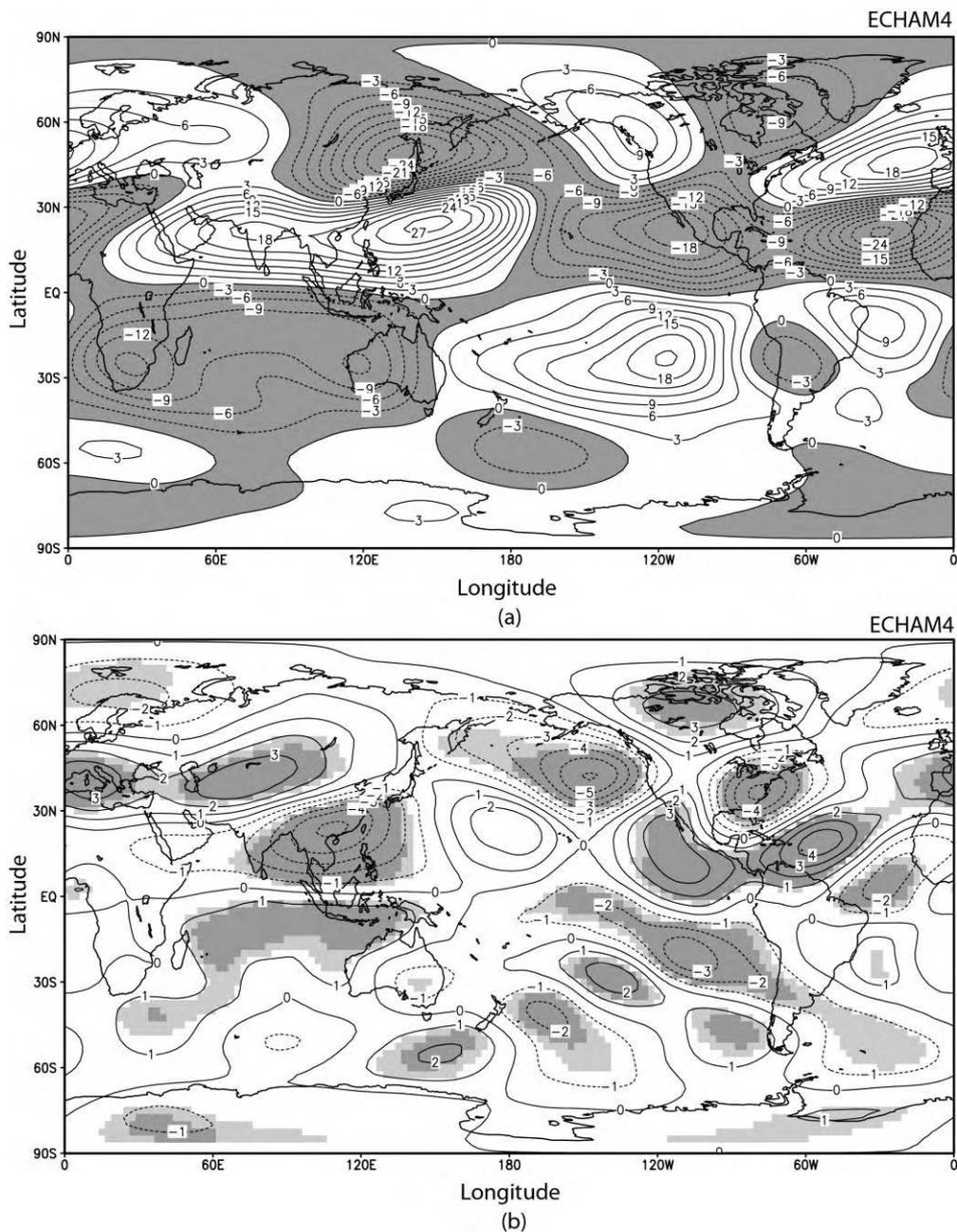


Figura A.11 – Função de corrente zonalmente assimétrica ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) baseada nos dados do modelo ECHAM4 em DJF para 200 hPa (a) clima do presente (com contornos negativos sombreados), (b) mudança (clima do futuro-clima do presente) e para 850 hPa (c) clima do presente, (d) mudança. Em JJA para 200 hPa (e) clima do presente, (f) mudança e para 850 hPa (g) clima do presente, (h) mudança. Para os gráficos referentes à mudança as áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. (Continua).

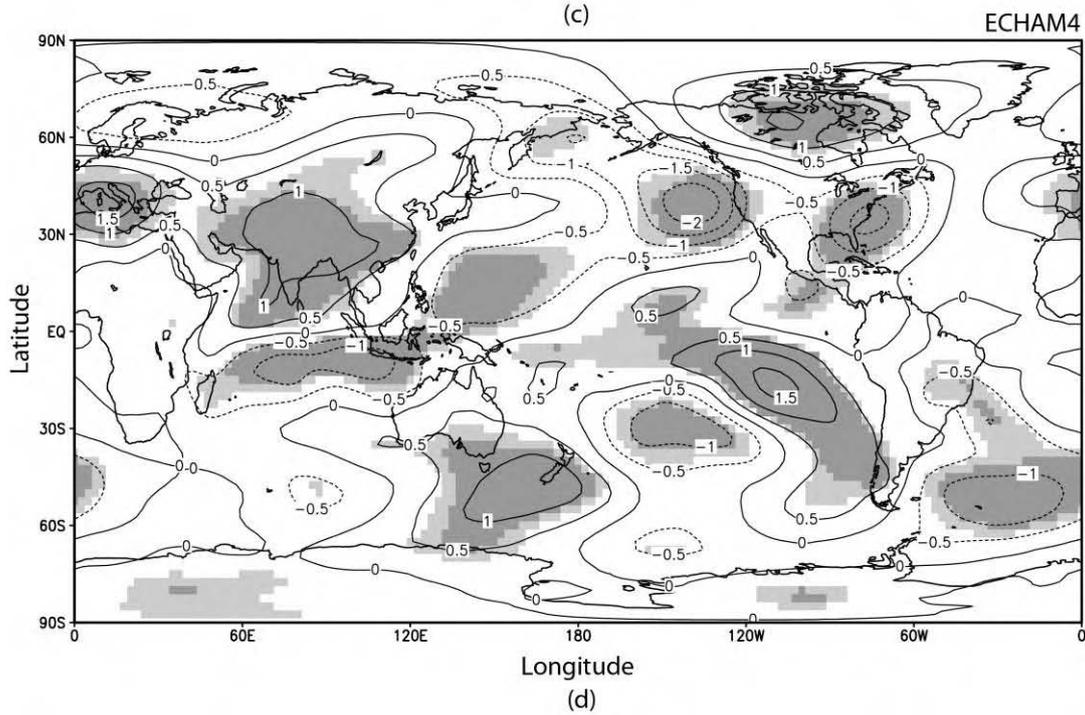
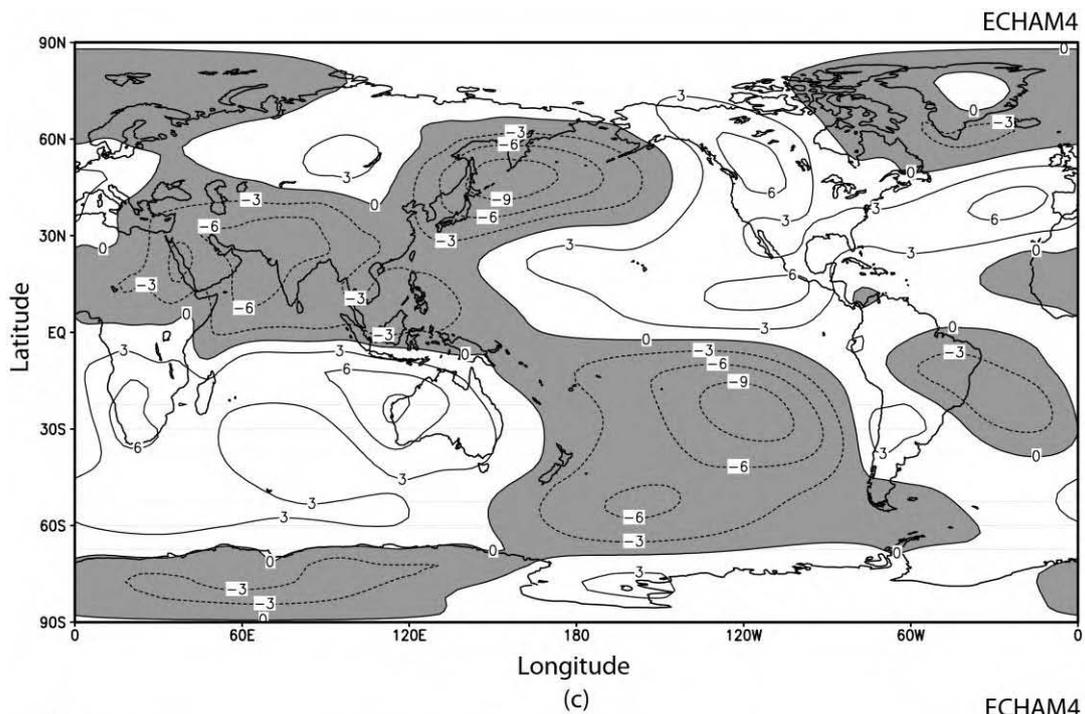
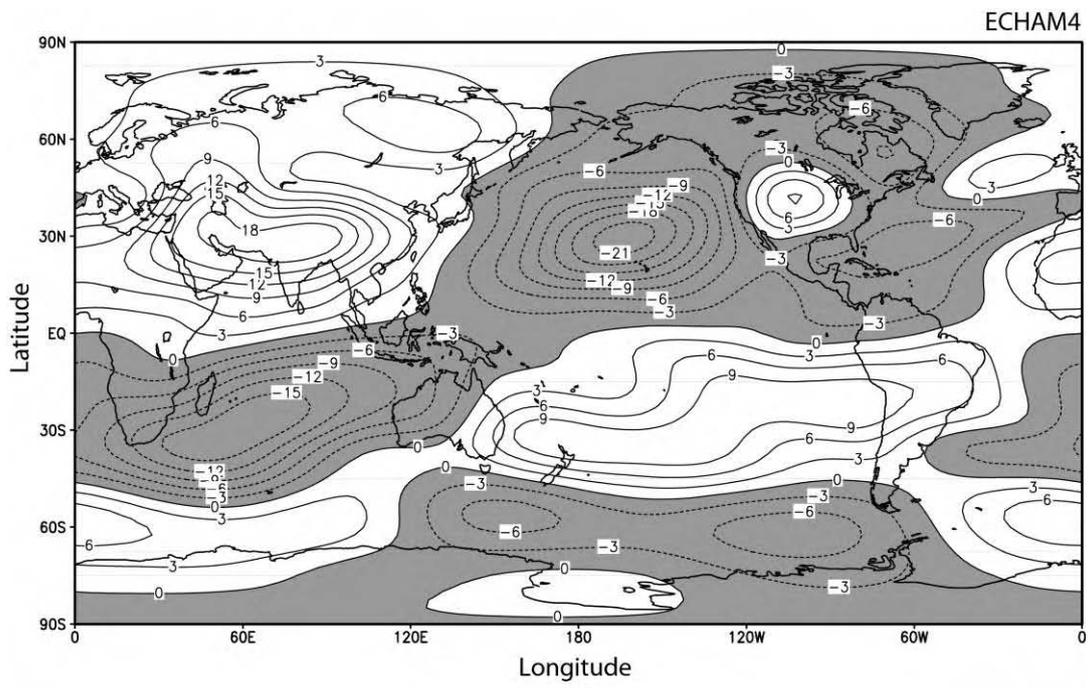


Figura A.11 – Continuação (Continua).



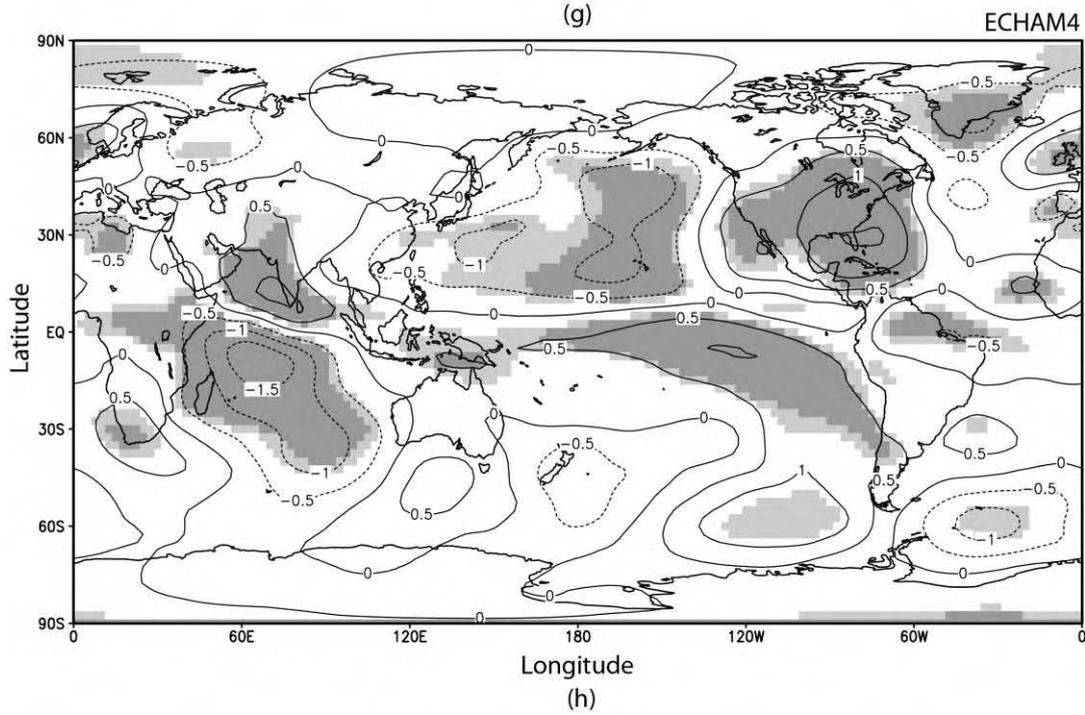
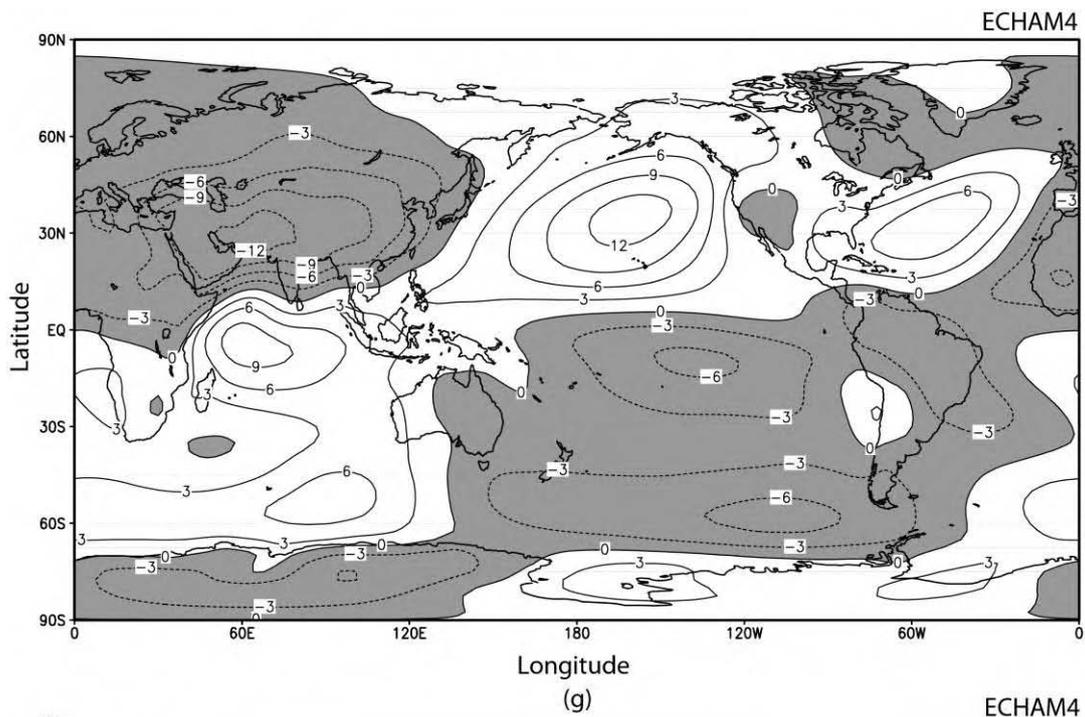


Figura A.11 – Conclusão.

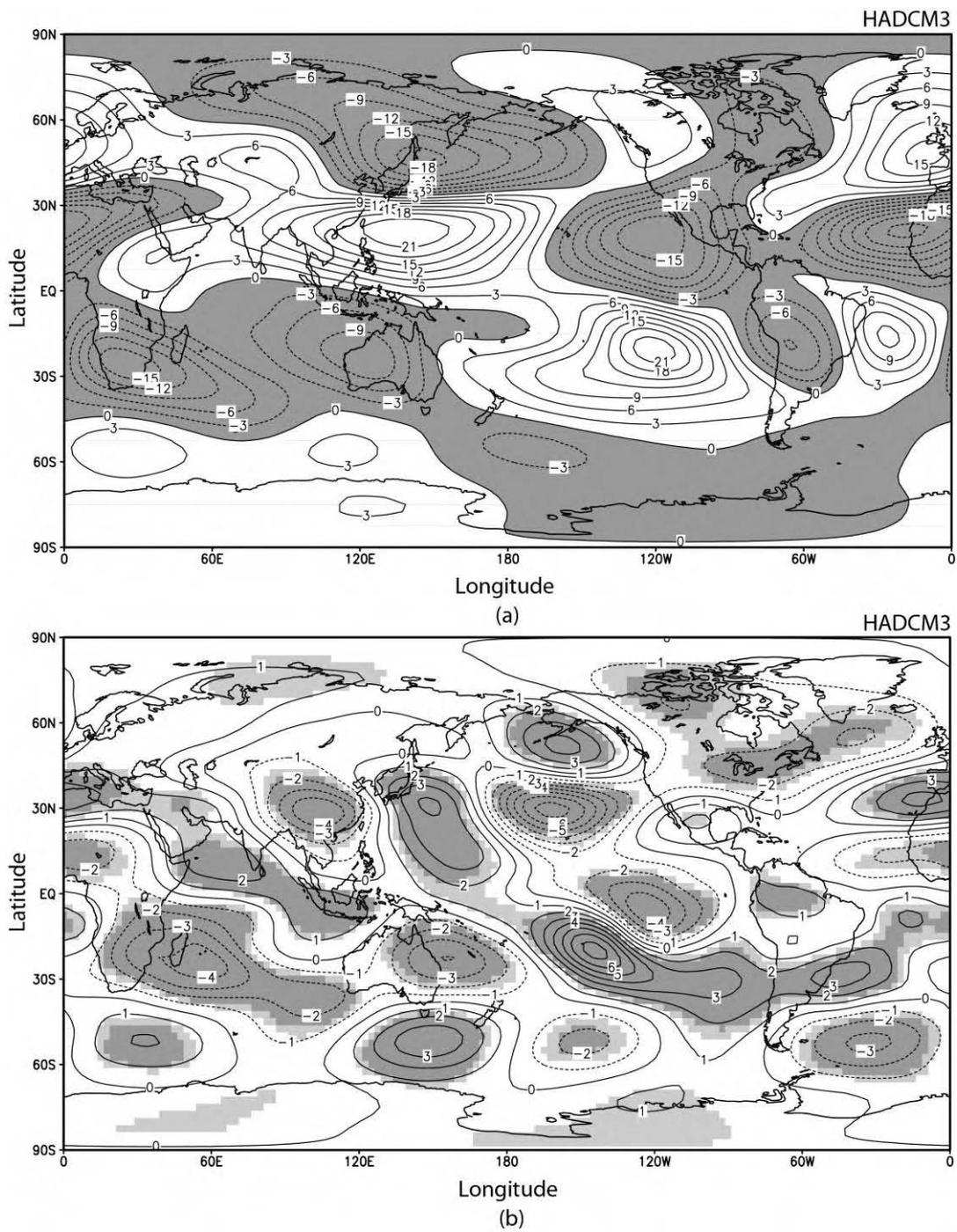
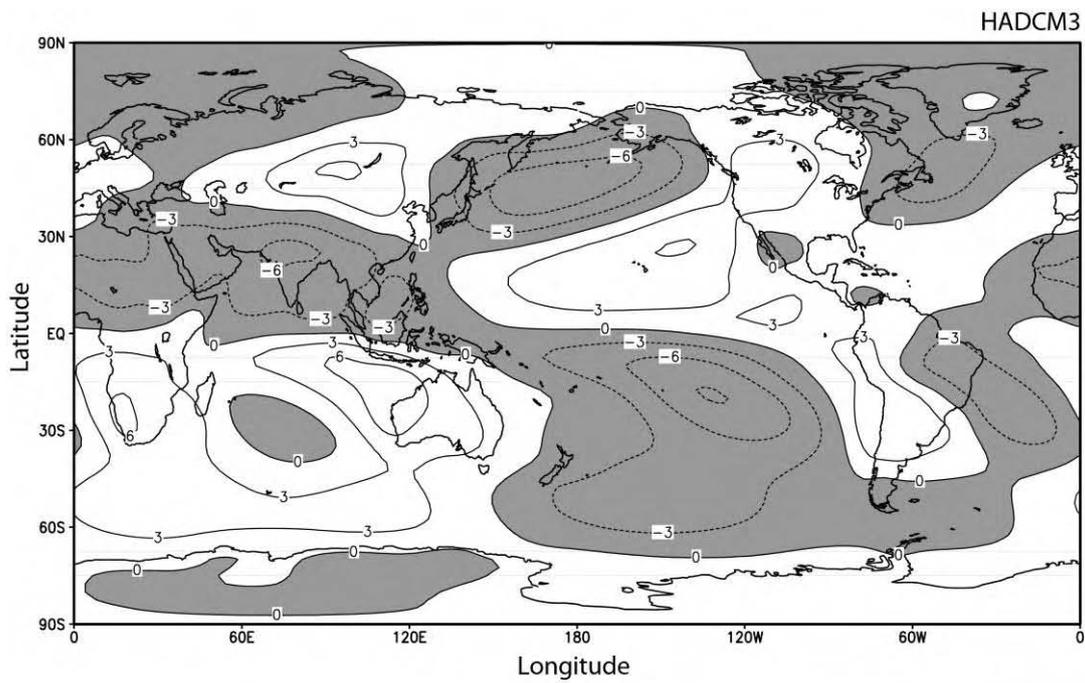
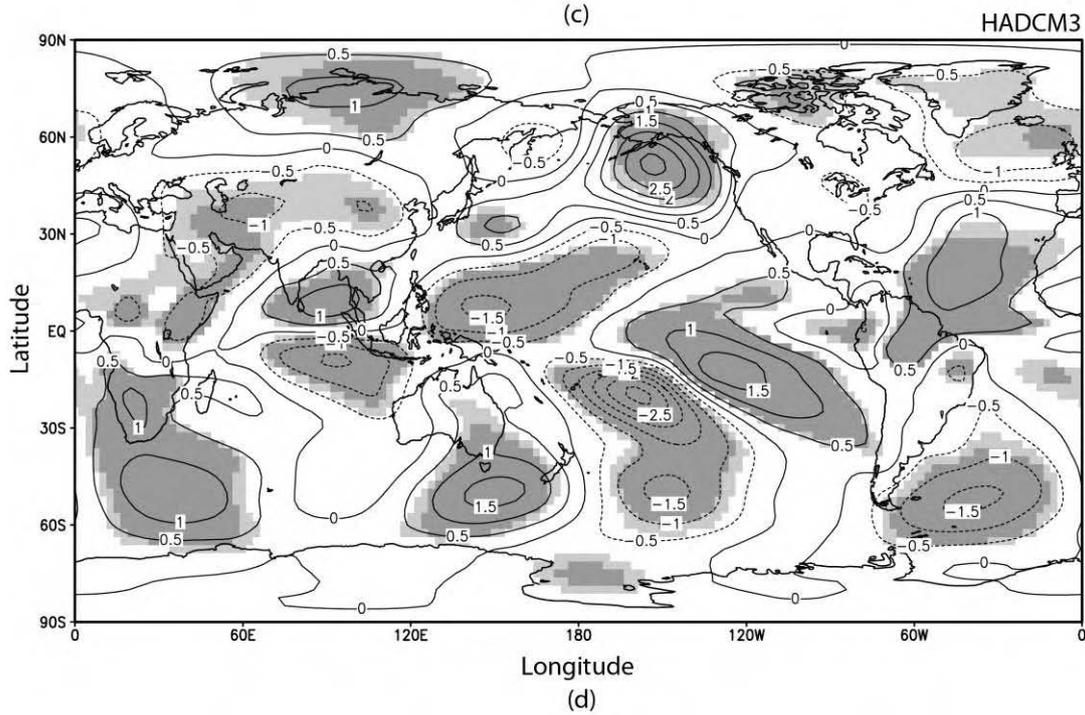


Figura A.12 – Como na Figura A.11, mas para o modelo HADCM3. (Continua).



(c)



(d)

Figura A.12 – Continuação (Continua).

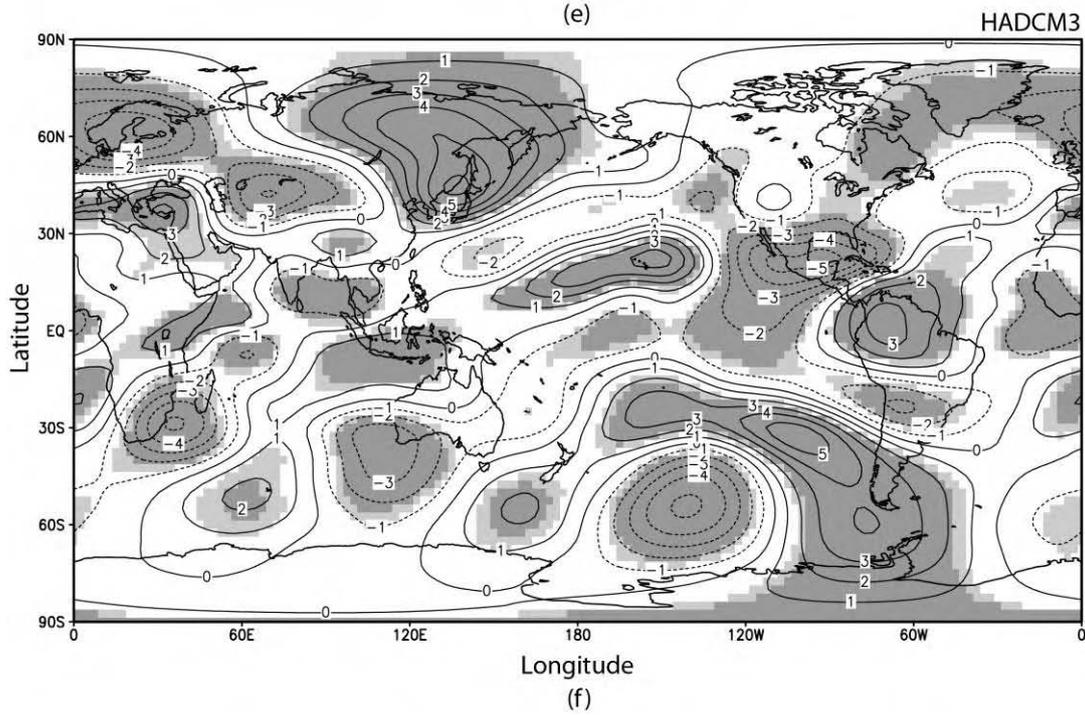
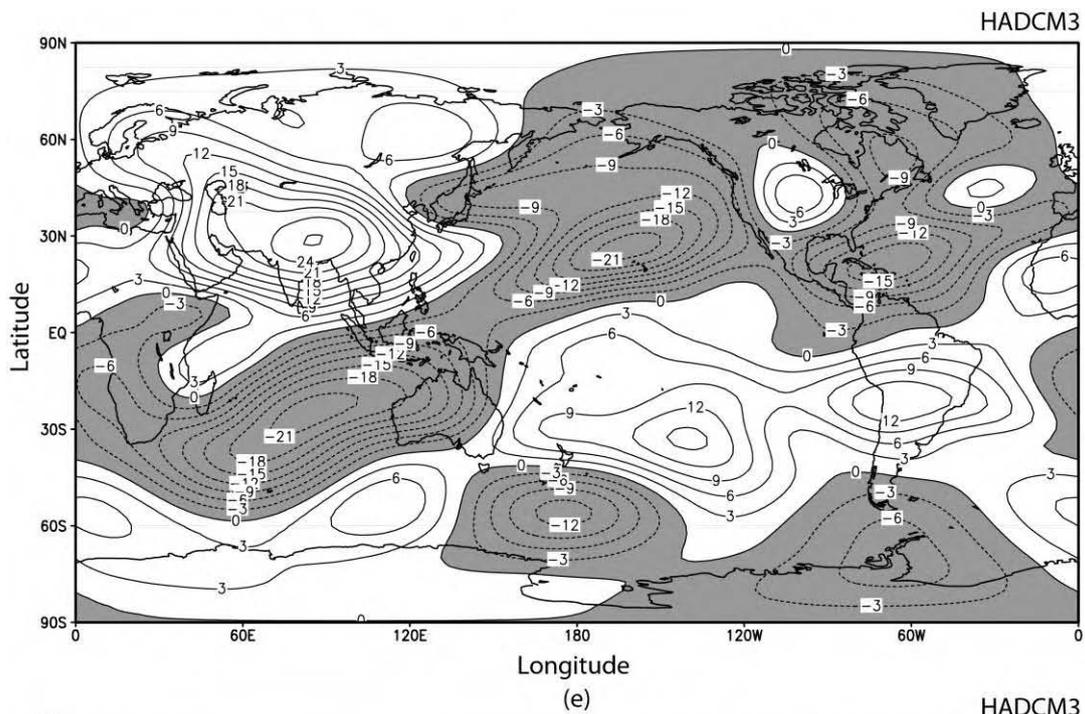


Figura A.12 – Continuação (Continua).

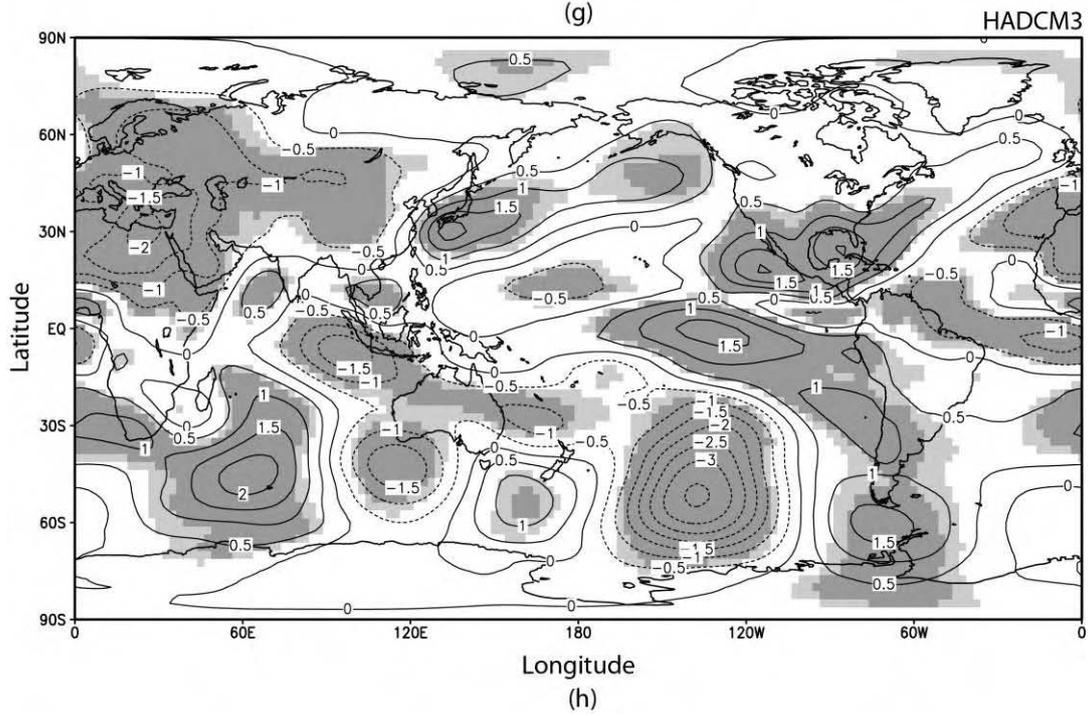
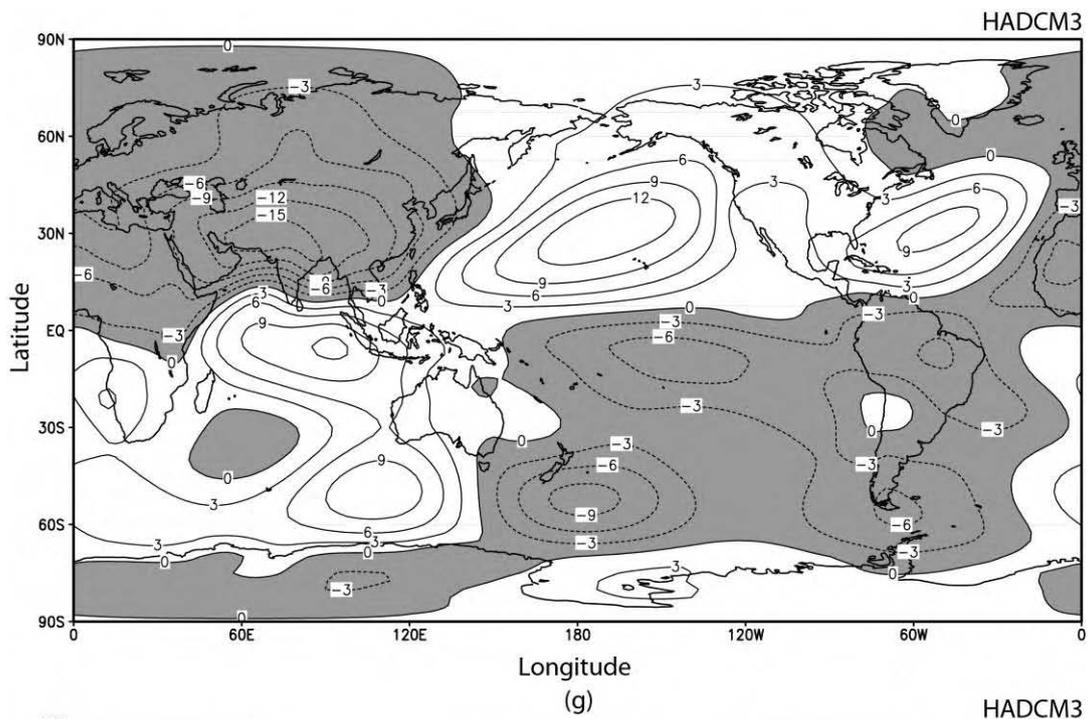


Figura A.12 – Conclusão.

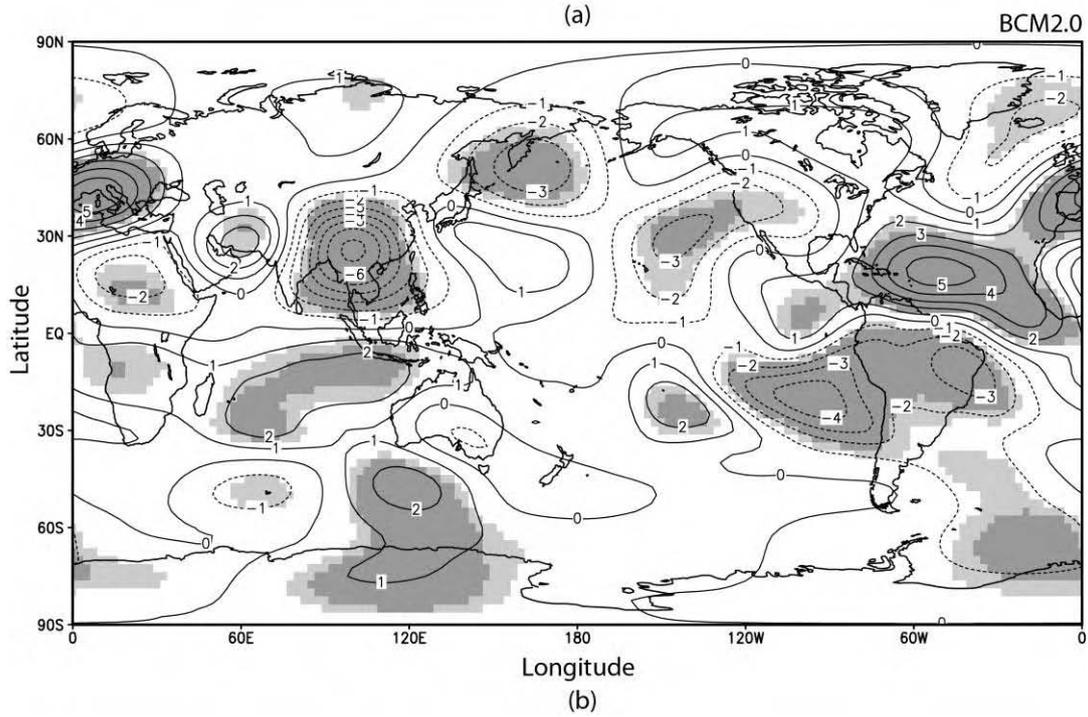
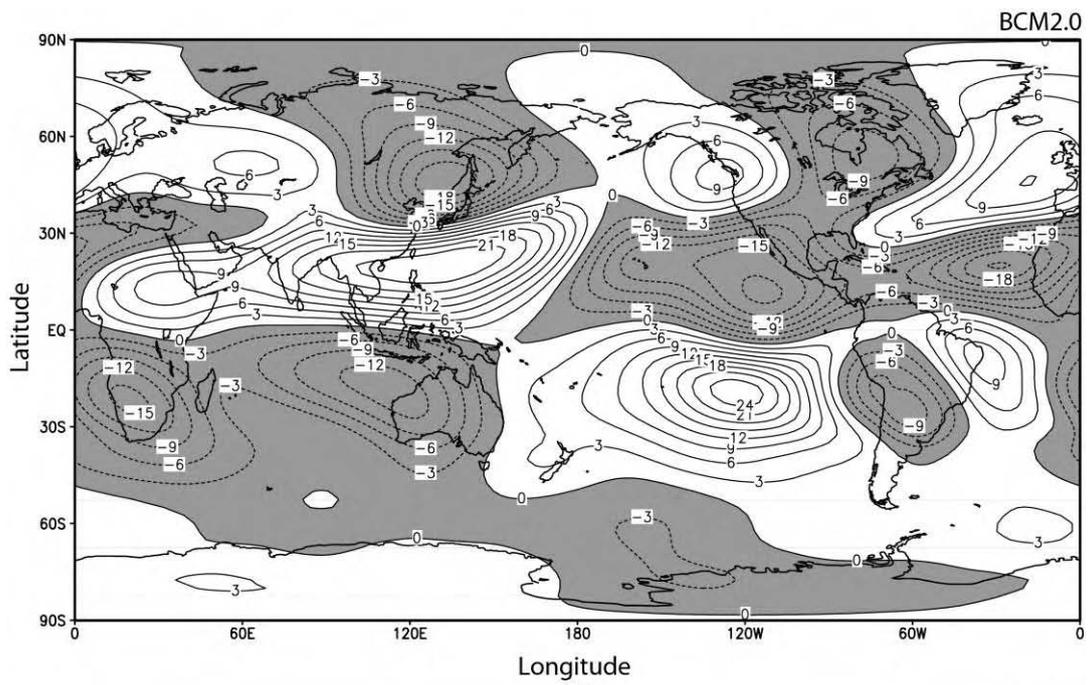
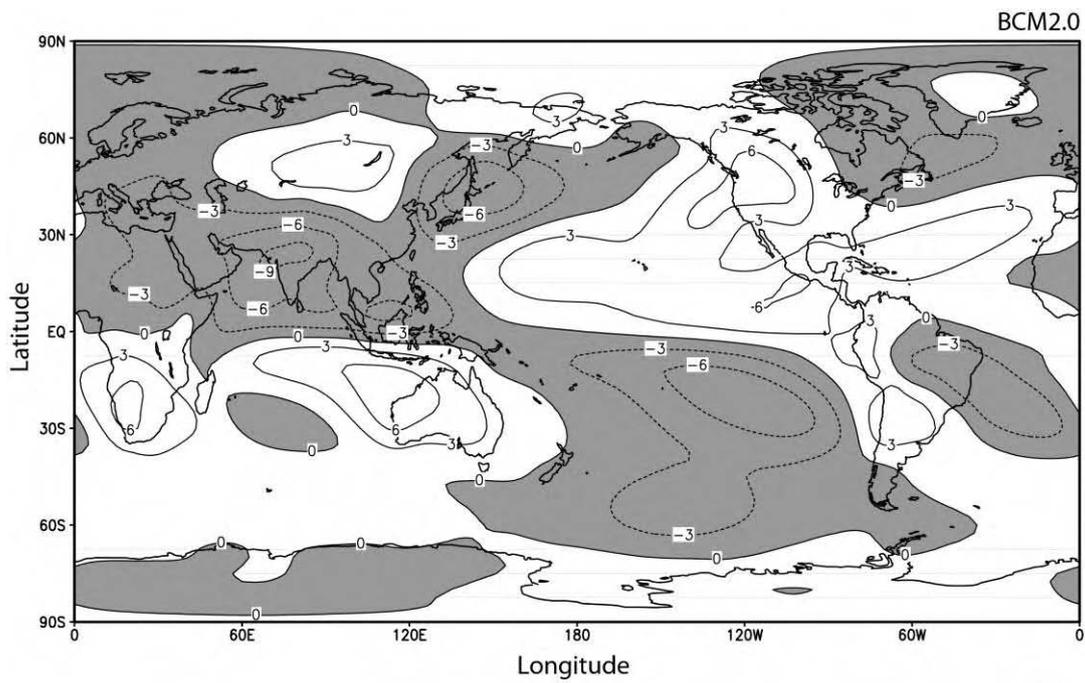
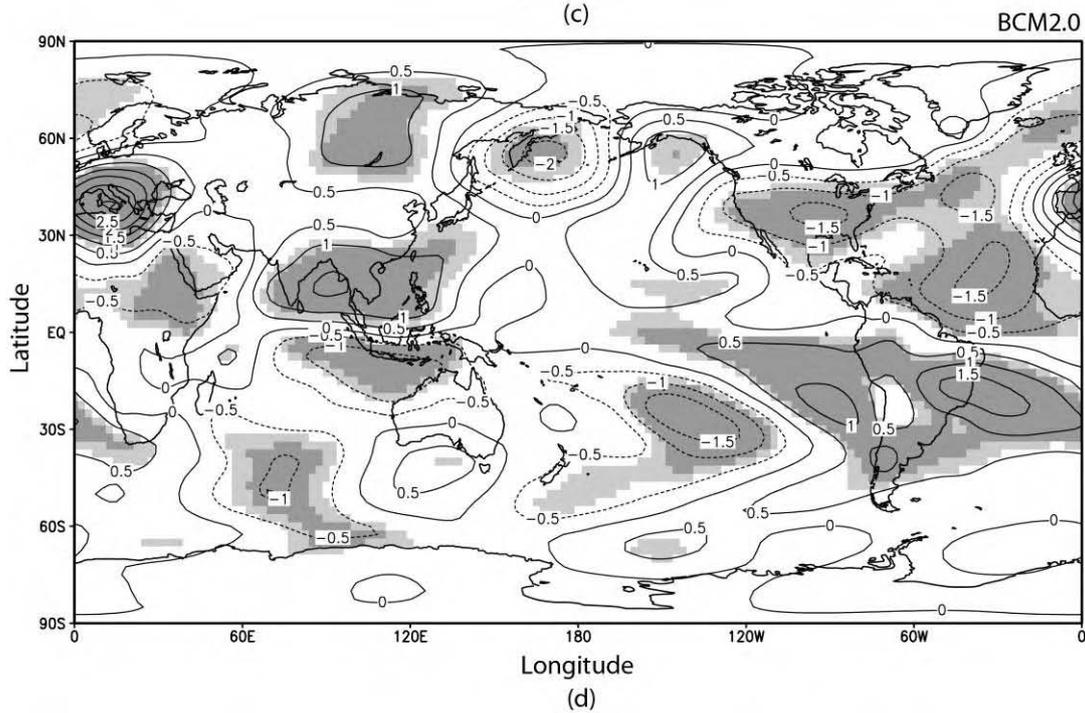


Figura A.13 – Como na Figura A.11, mas para o modelo BCM2.0. (Continua).



(c)



(d)

Figura A.13 – Continuação (Continua).

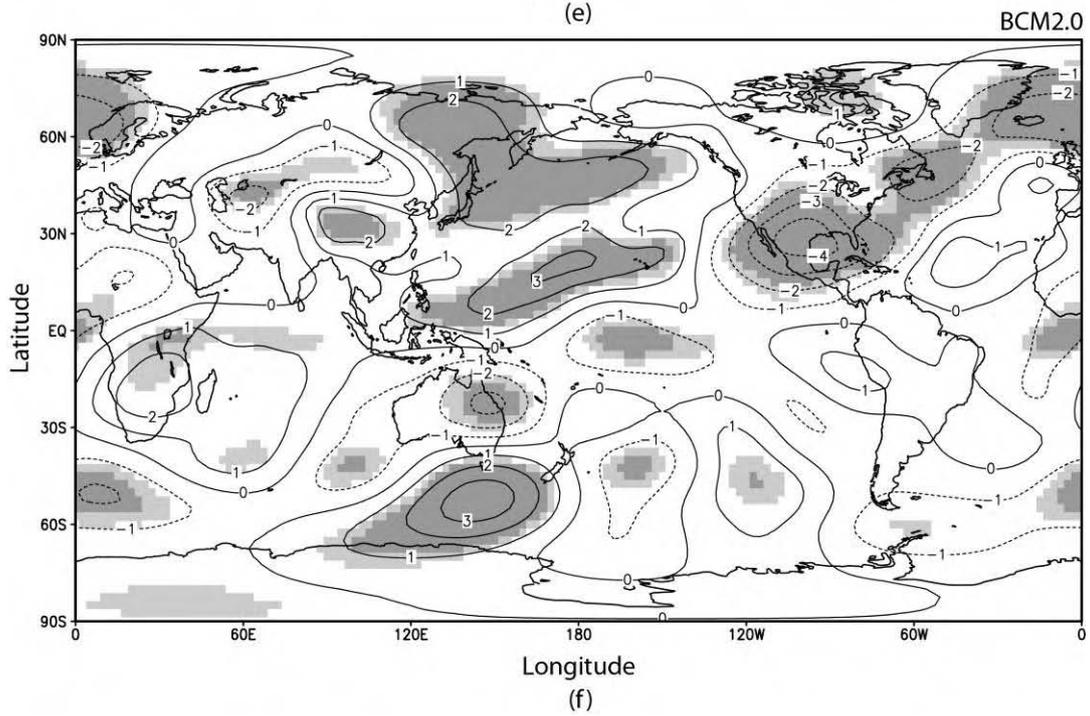
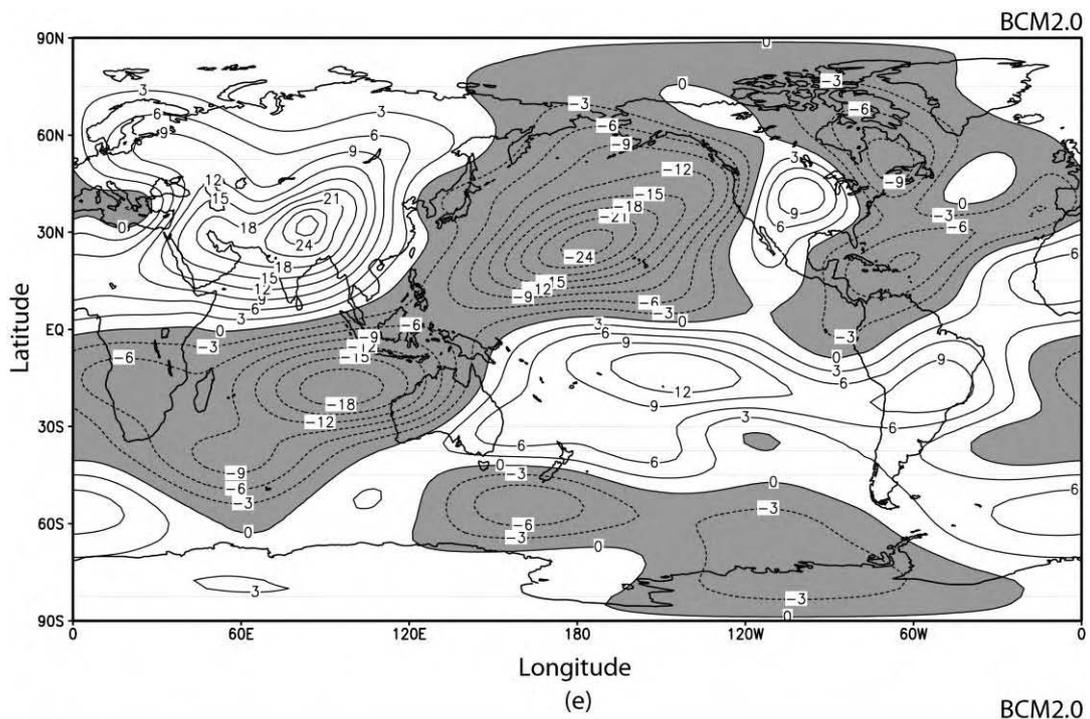


Figura A.13 – Continuação (Continua).

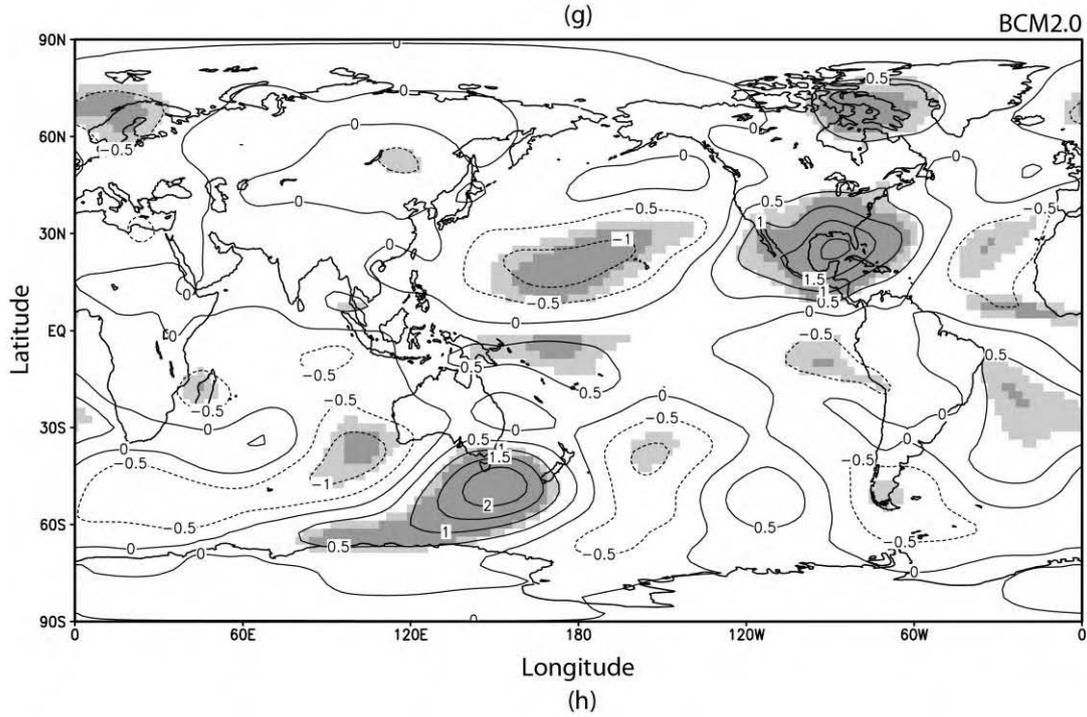
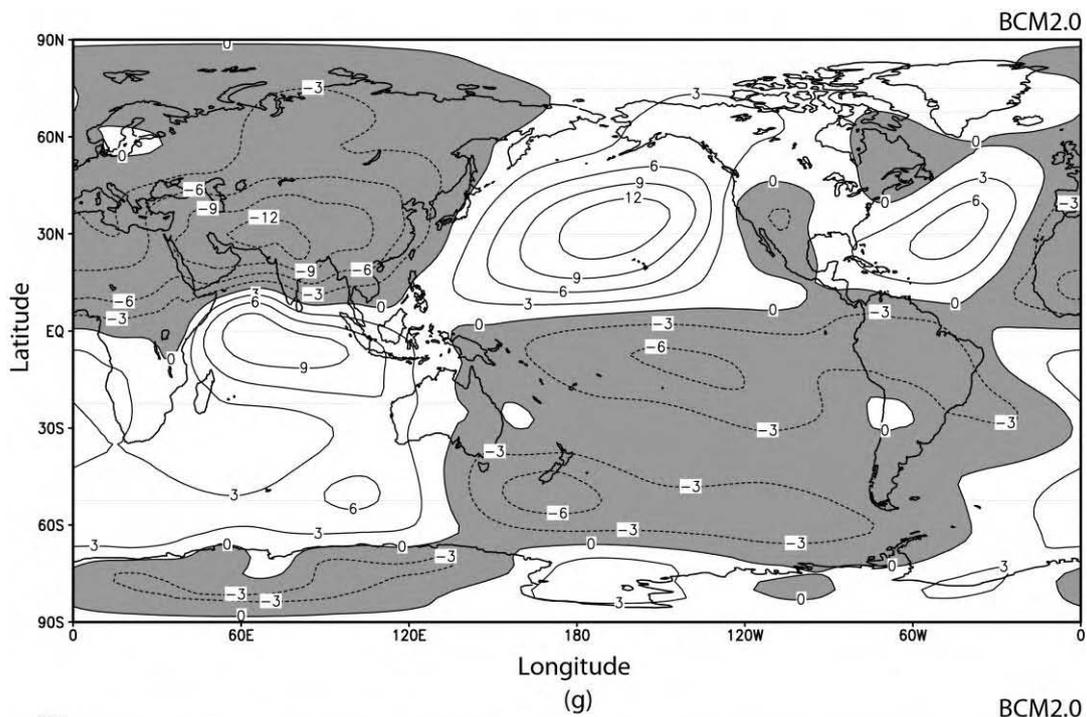
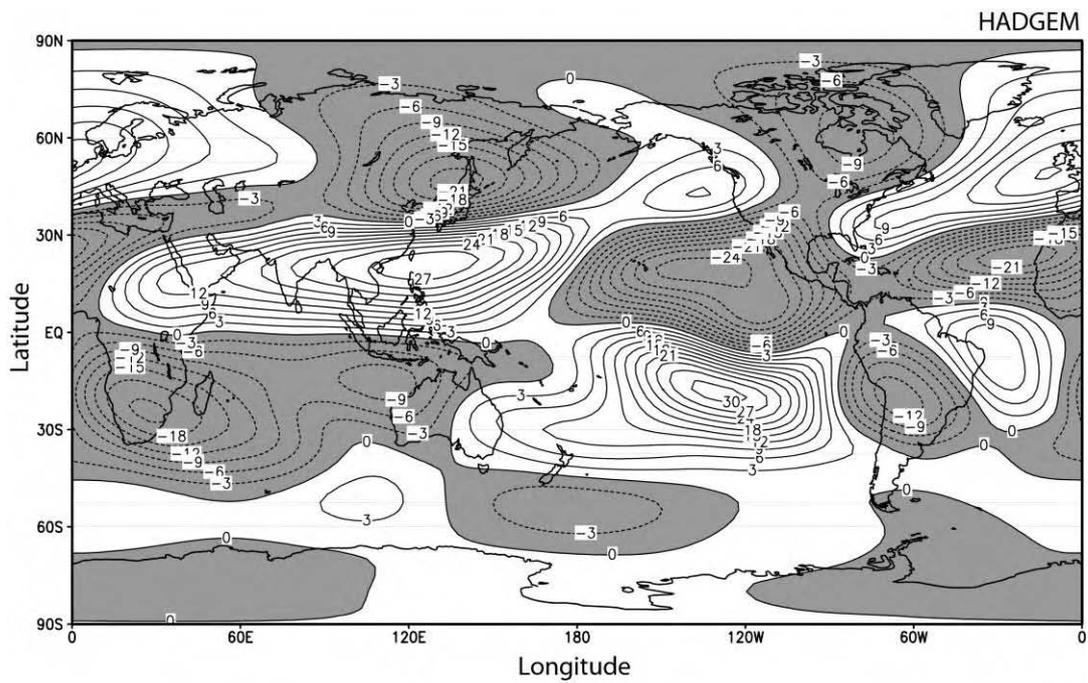
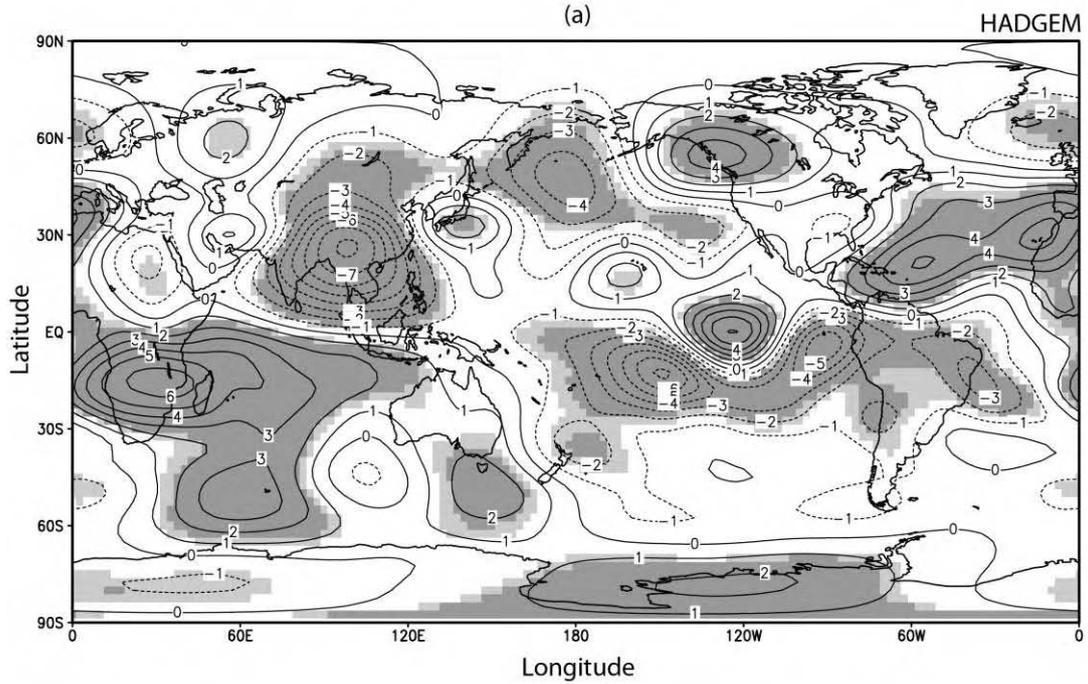


Figura A.13 – Conclusão.



(a)



(b)

Figura A.14 – Como na Figura A.11, mas para o modelo HADGEM. (Continua).

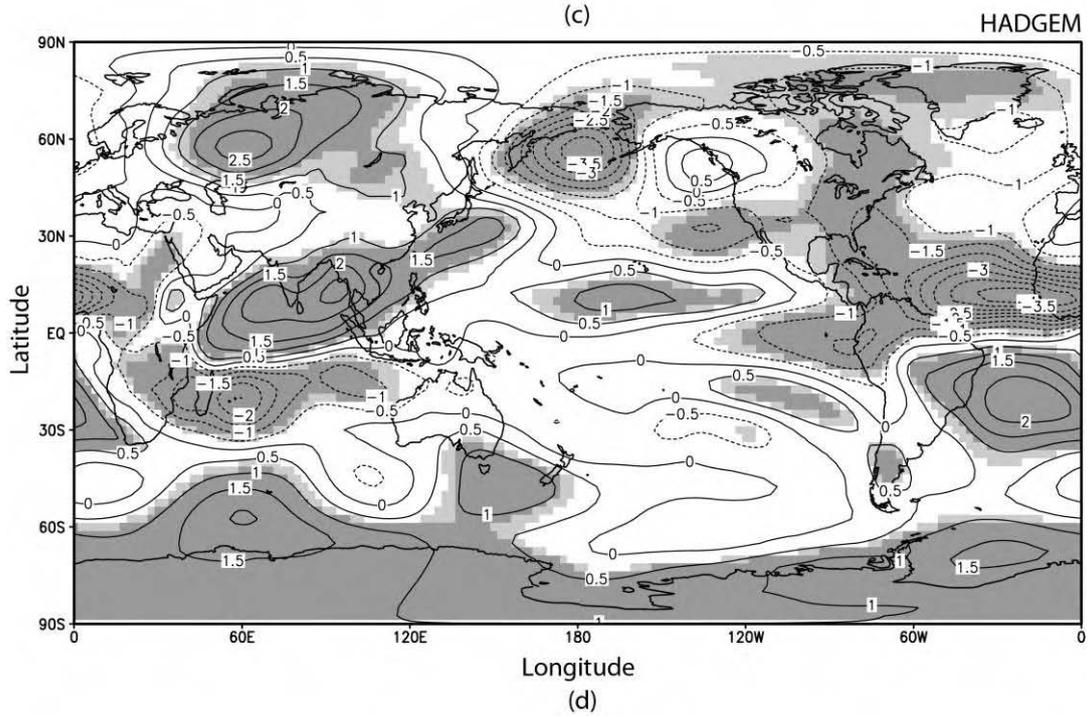
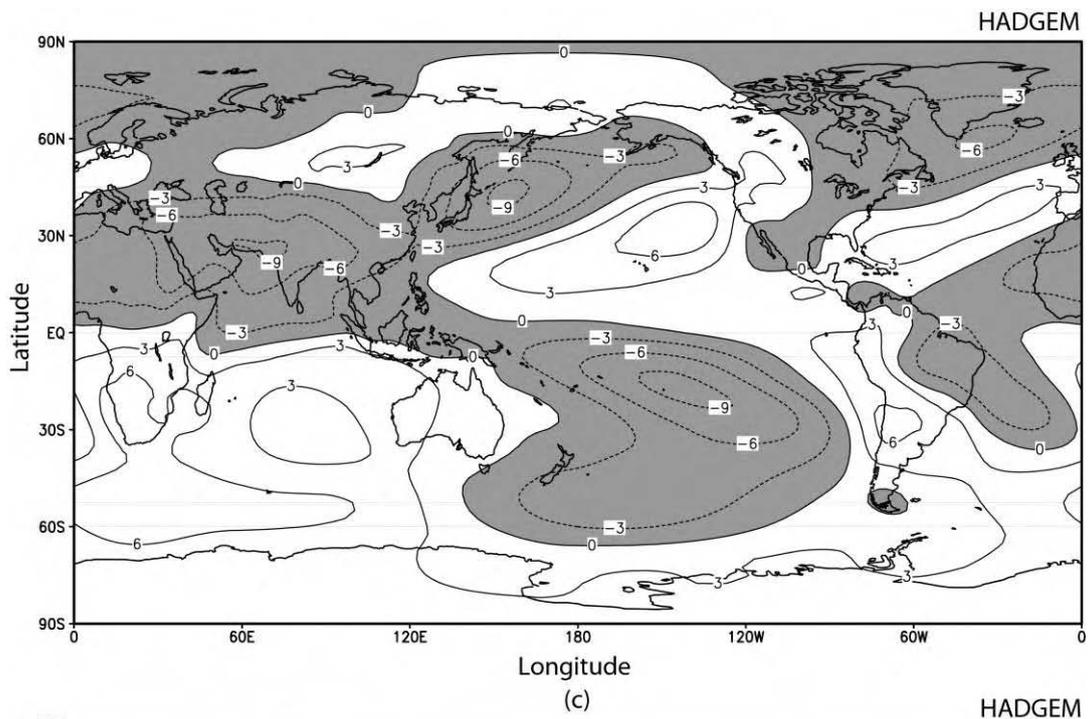


Figura A.14 – Continuação (Continua).

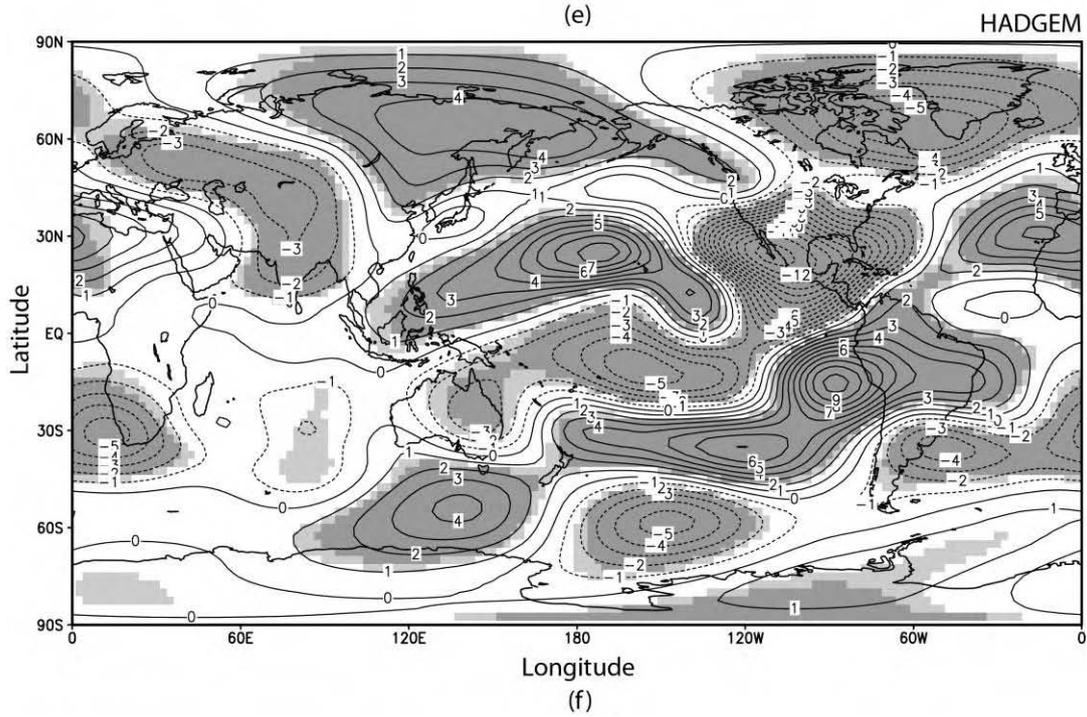
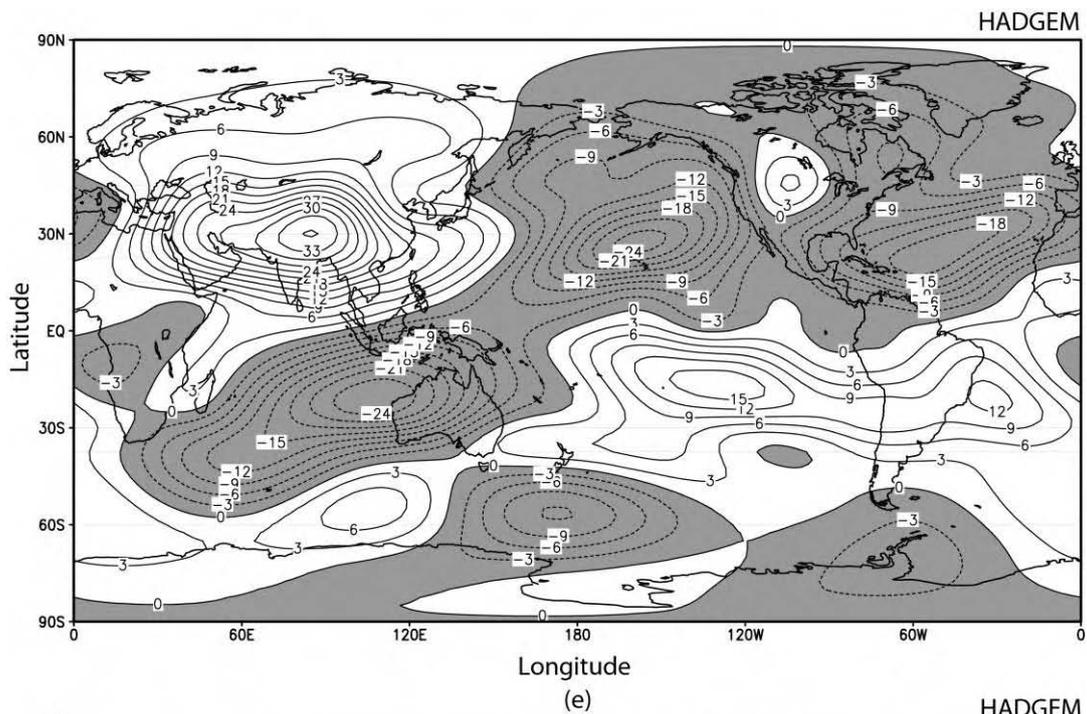


Figura A.14 – Continuação (Continua).

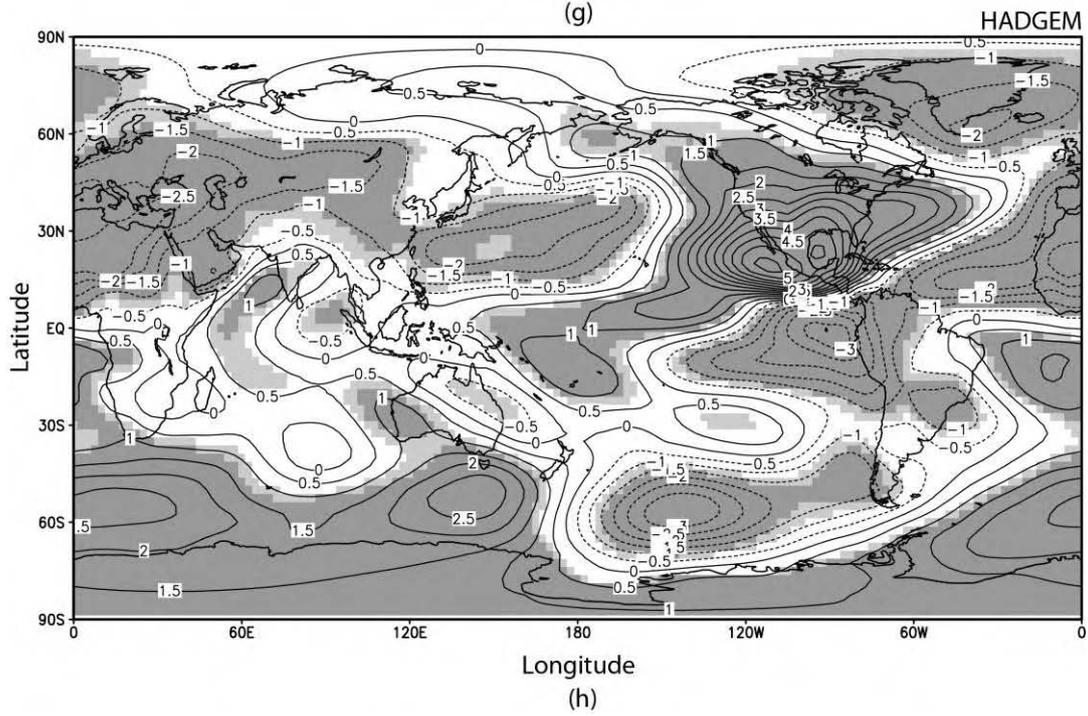
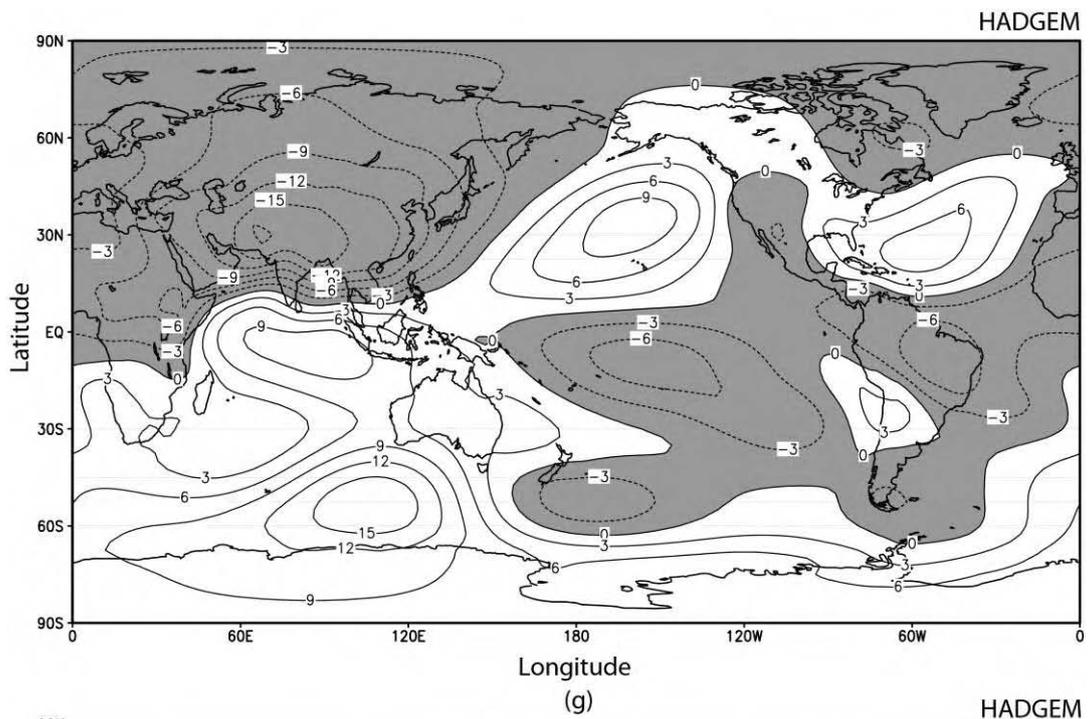


Figura A.14 – Conclusão.

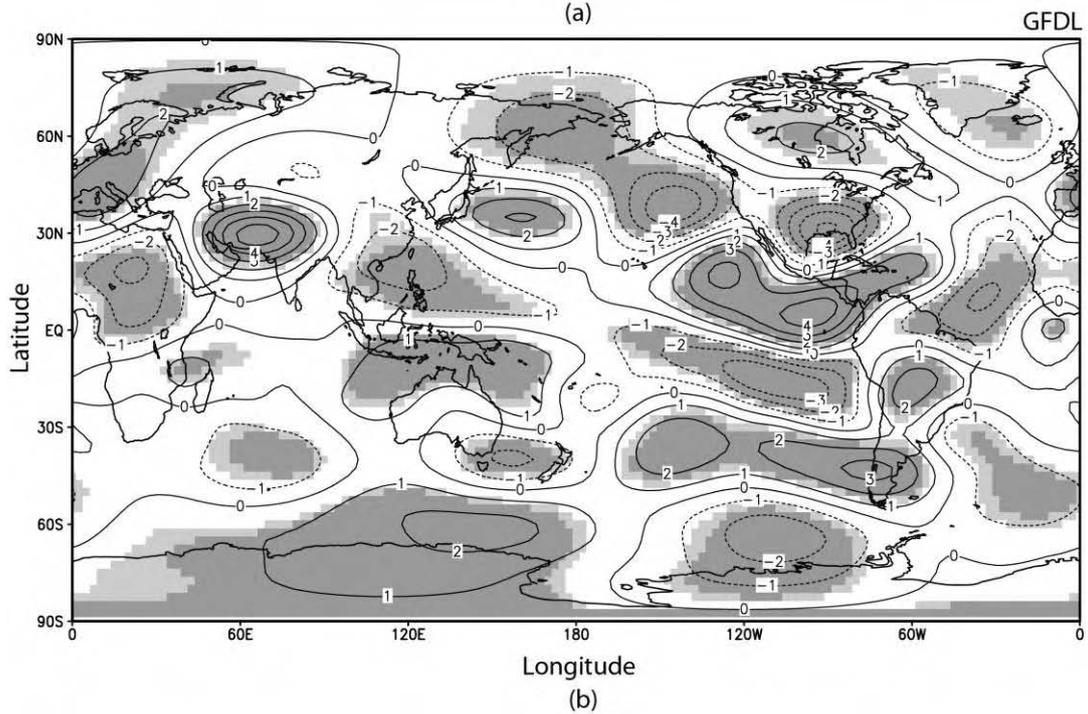
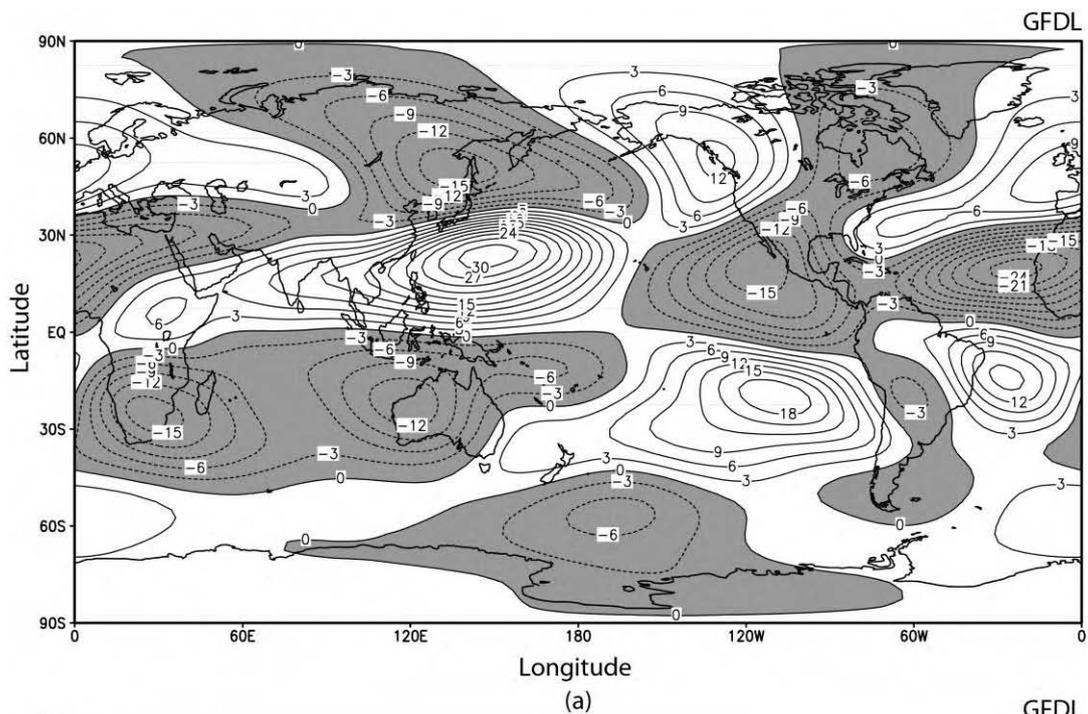


Figura A.15 – Como na Figura A.11, mas para o modelo GFDL. (Continua).

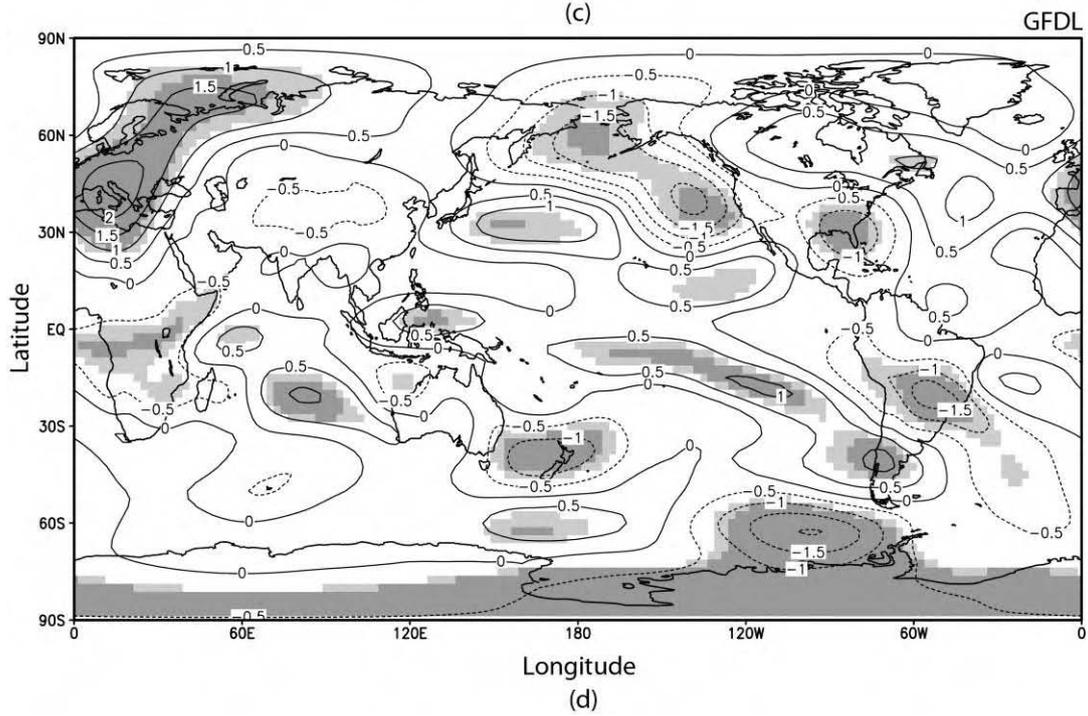
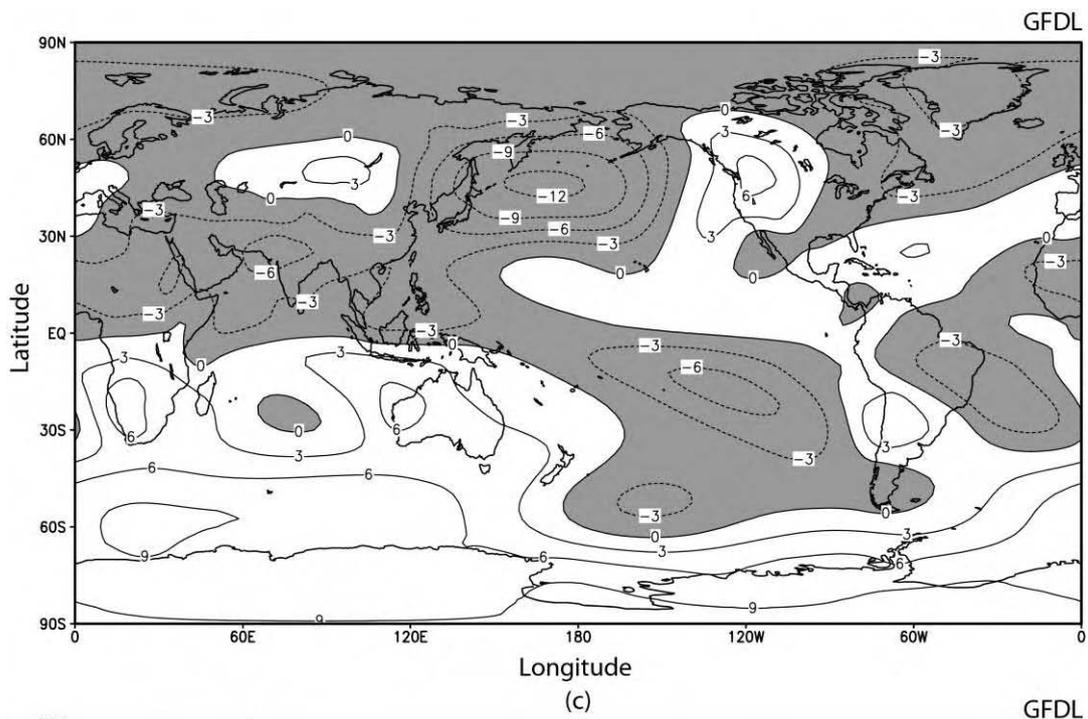


Figura A.15 – Continuação (Continua).

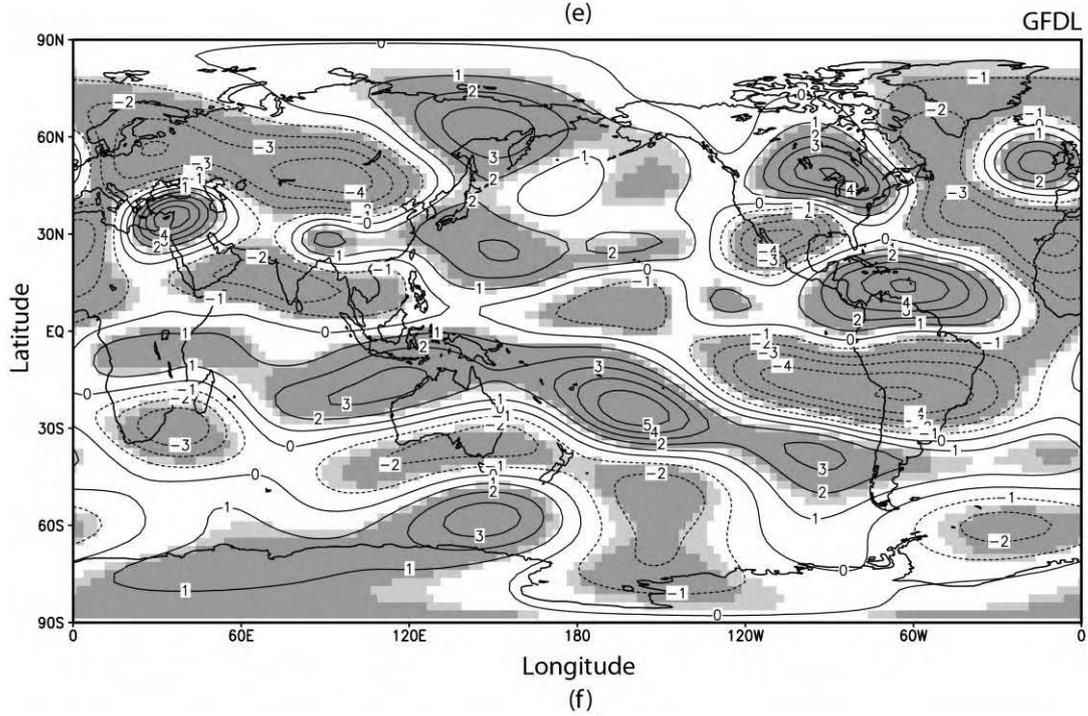
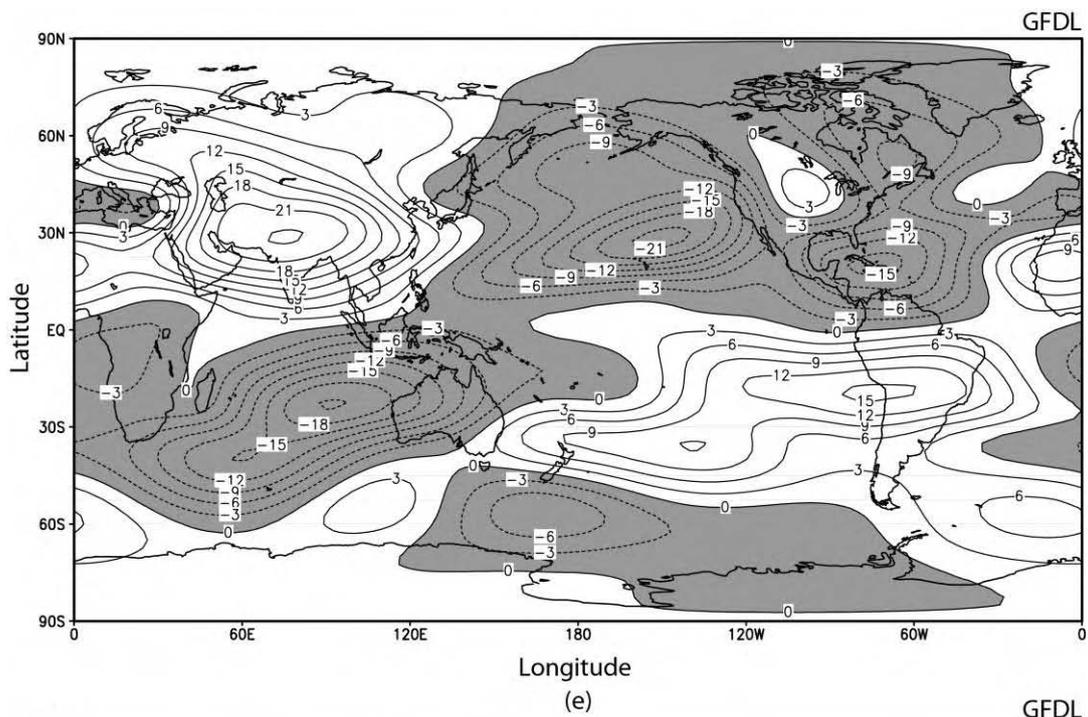


Figura A.15 – Continuação (Continua).

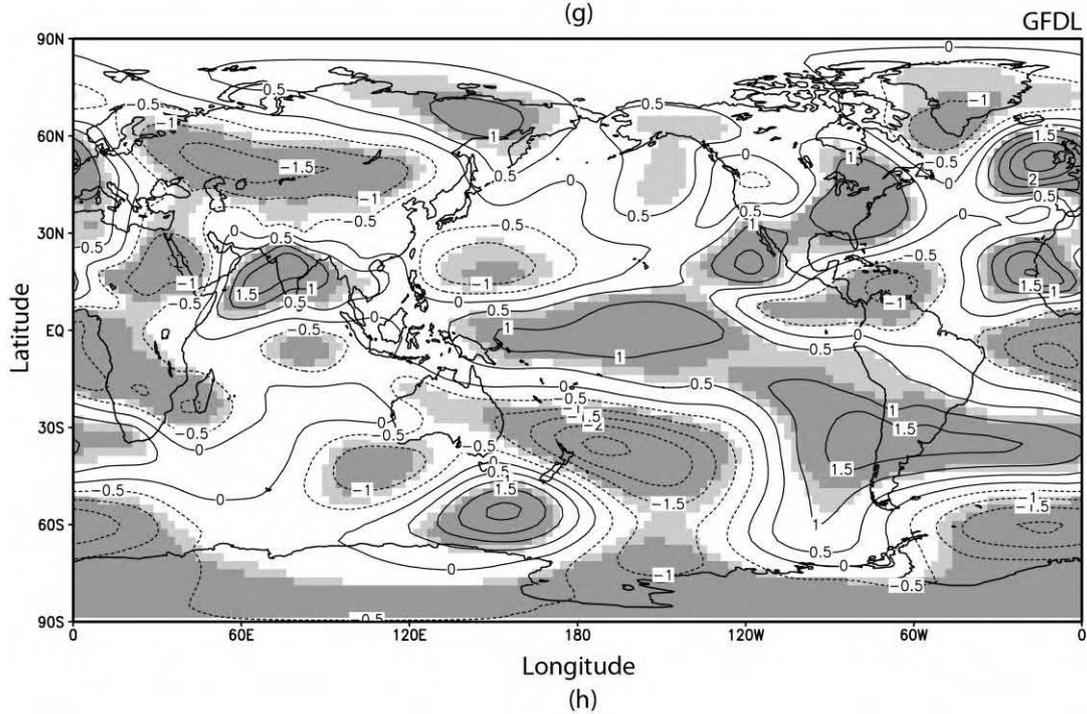
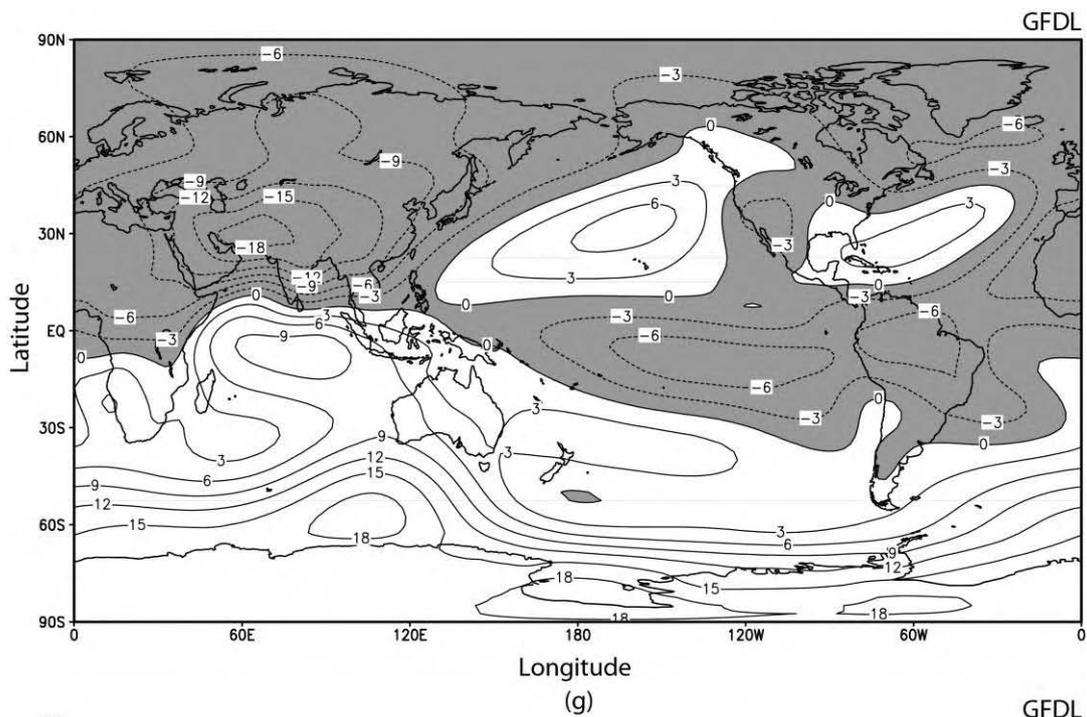
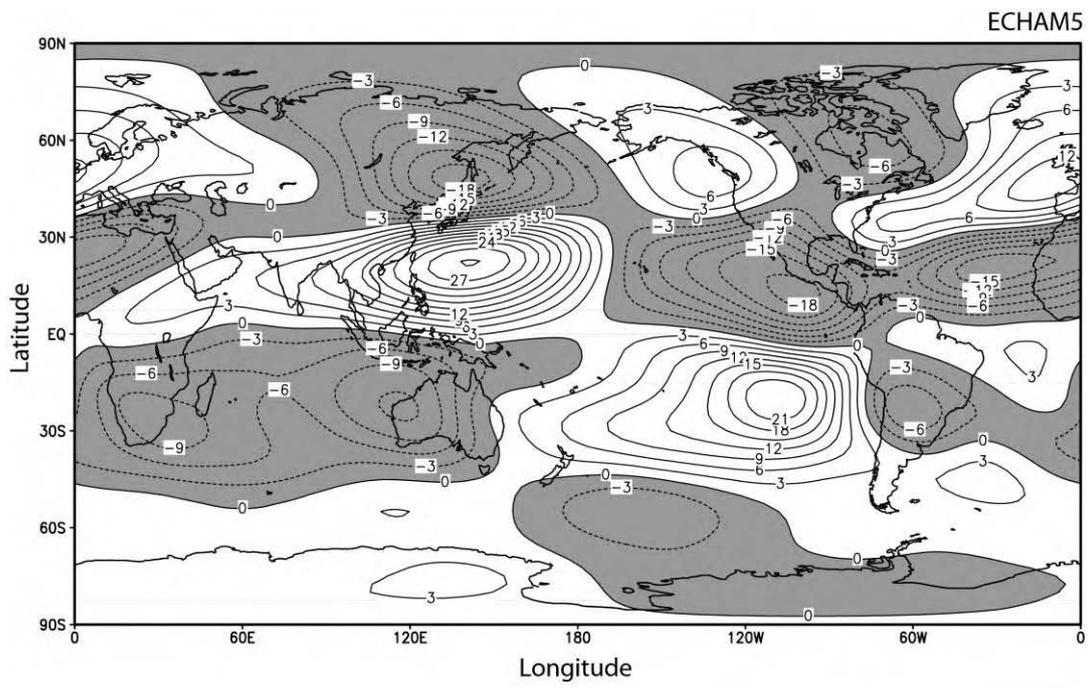


Figura A.15 – Conclusão.



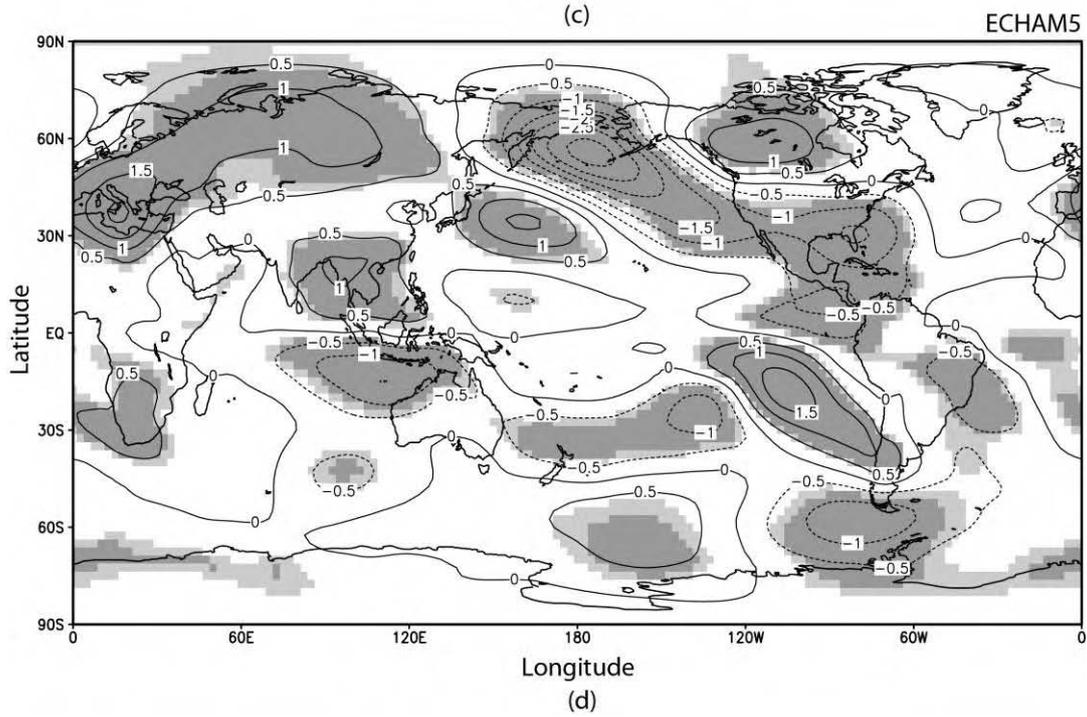
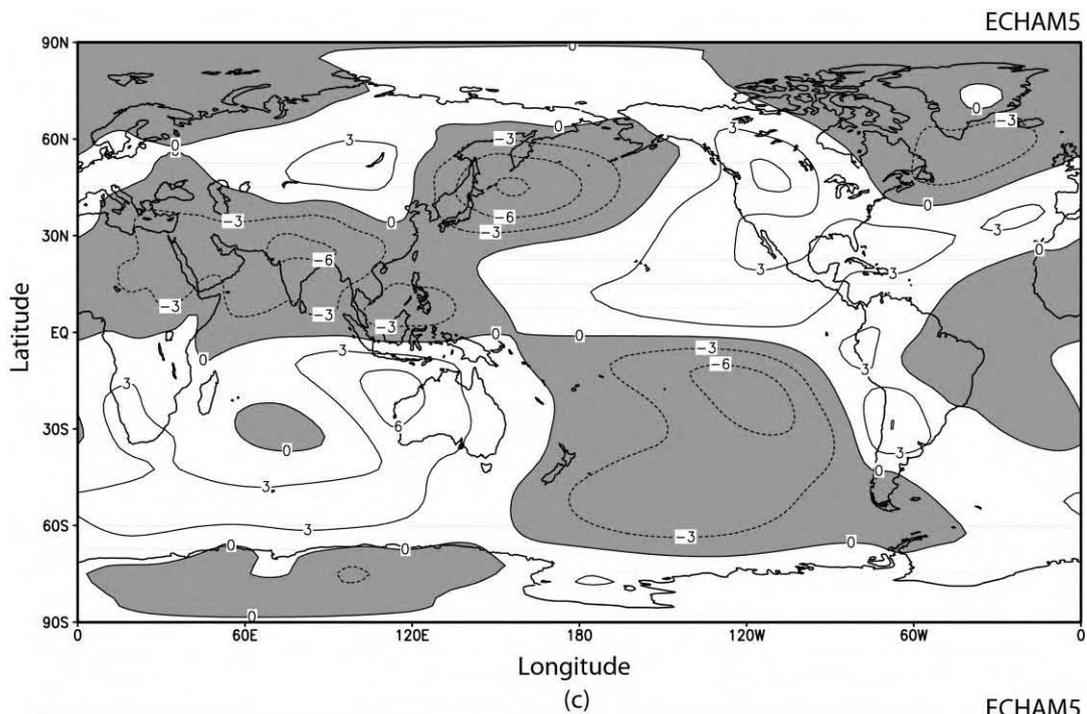


Figura A.16 – Continuação (Continua).

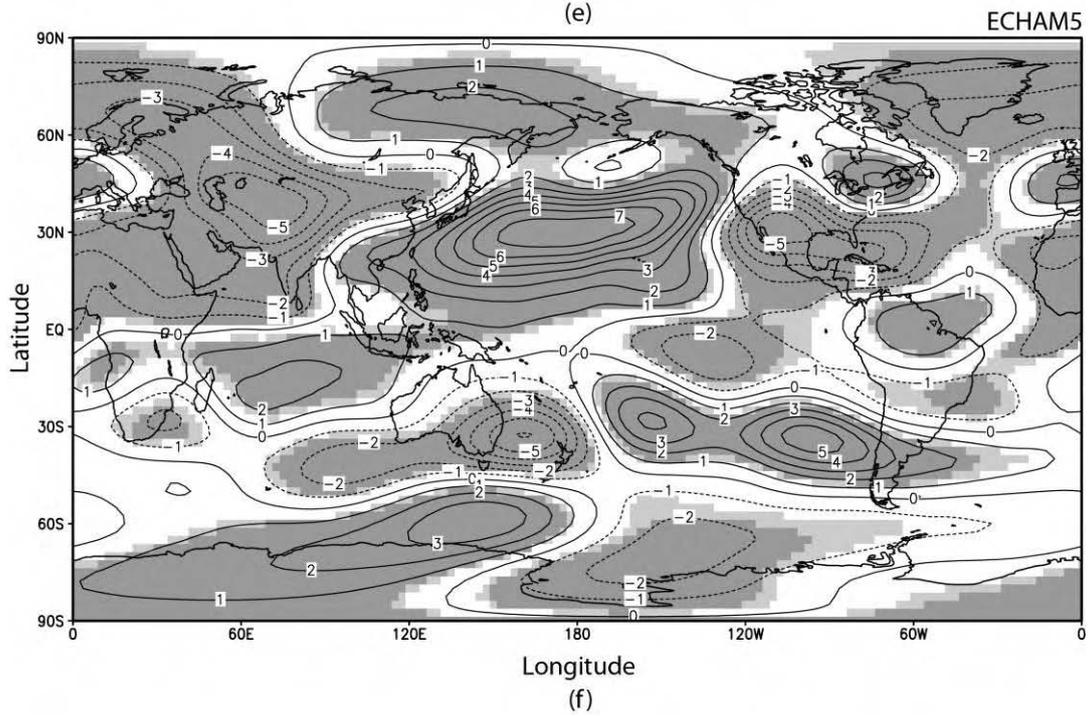
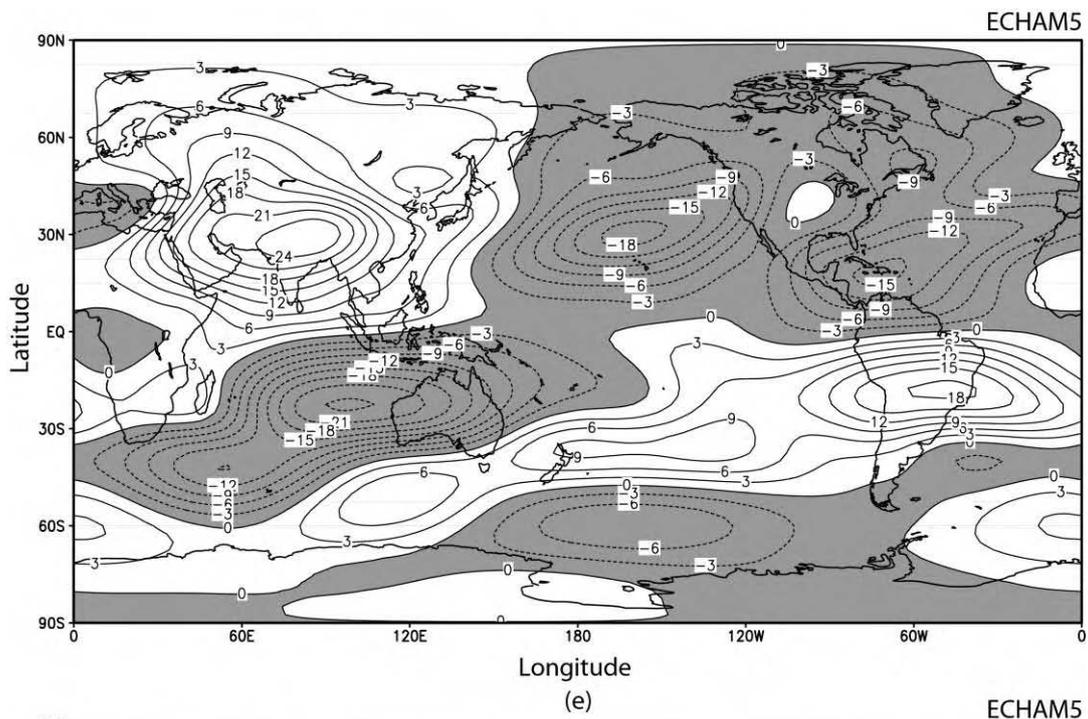


Figura A.16 – Continuação (Continua).

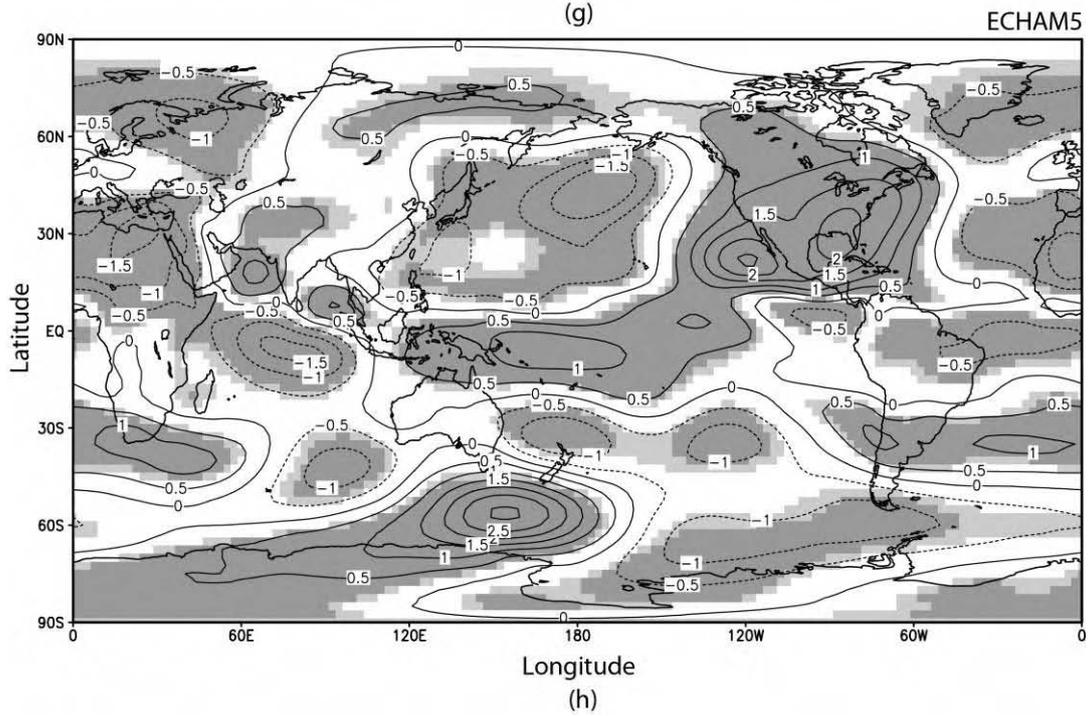
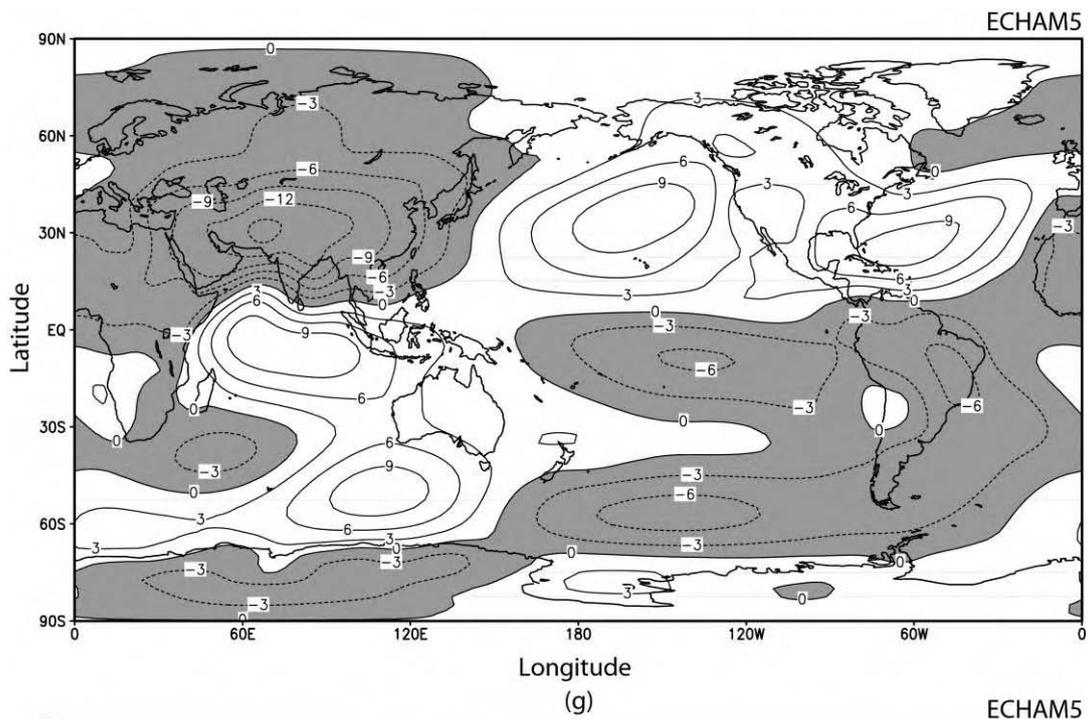


Figura A.16 – Conclusão.

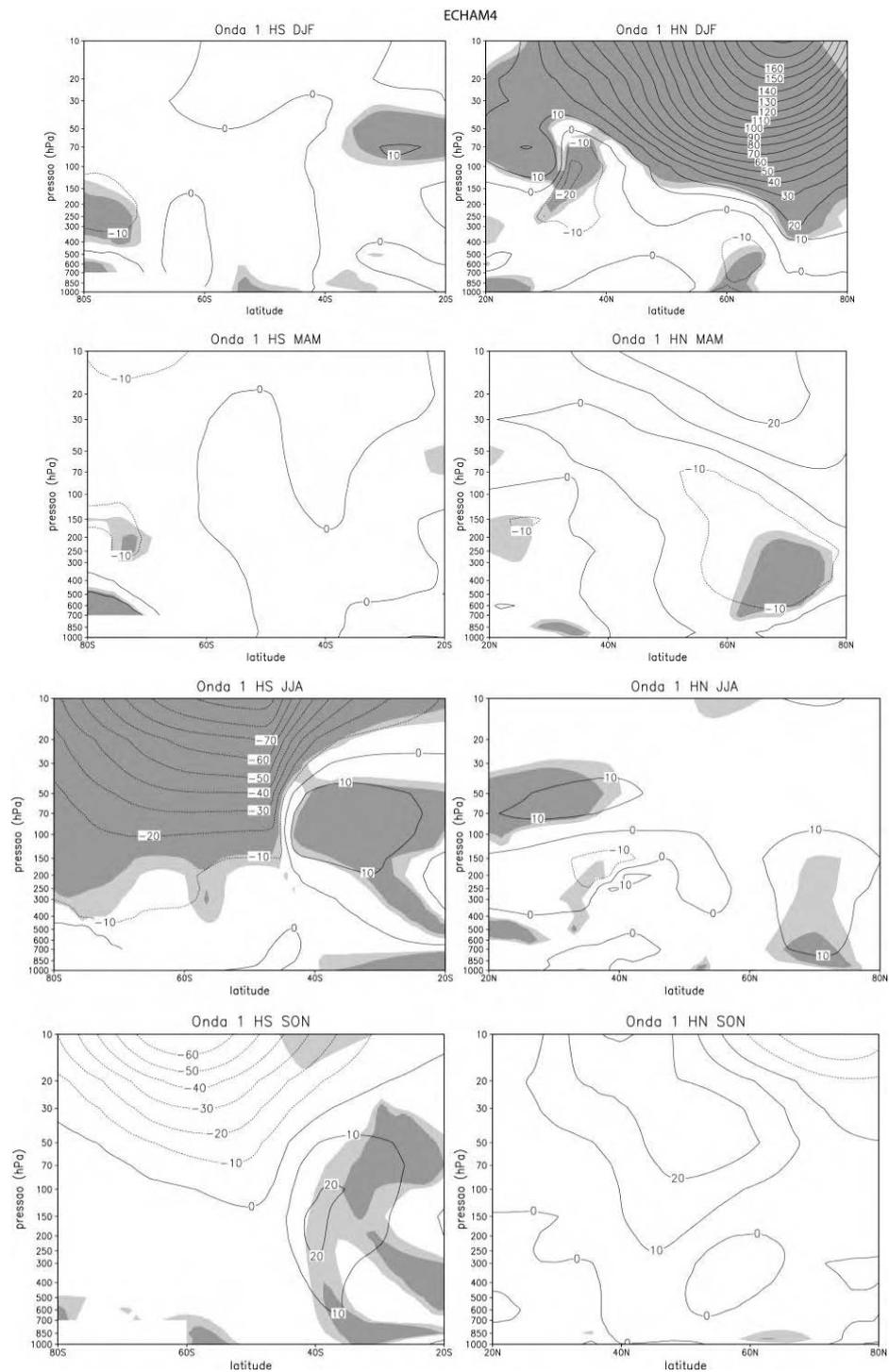


Figura A.17 – Mudança nos máximos principais de amplitude do modelo ECHAM4 para as cinco primeiras OEs. Áreas em tom de cinza escuro (claro) são significativas a 99% (95%) de acordo com o Teste t de Student. (Continua).

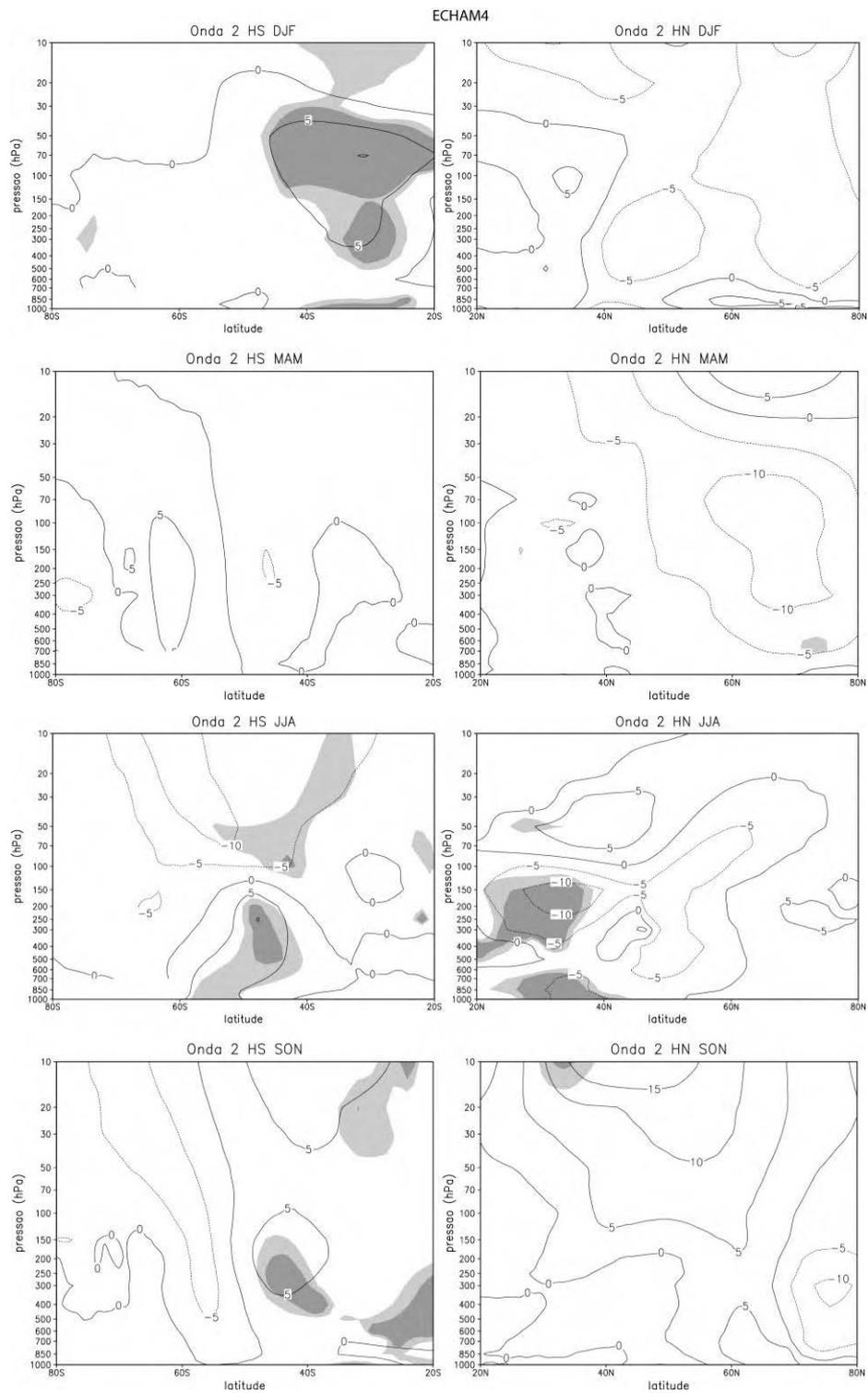


Figura A.17 – Continuação (Continua).

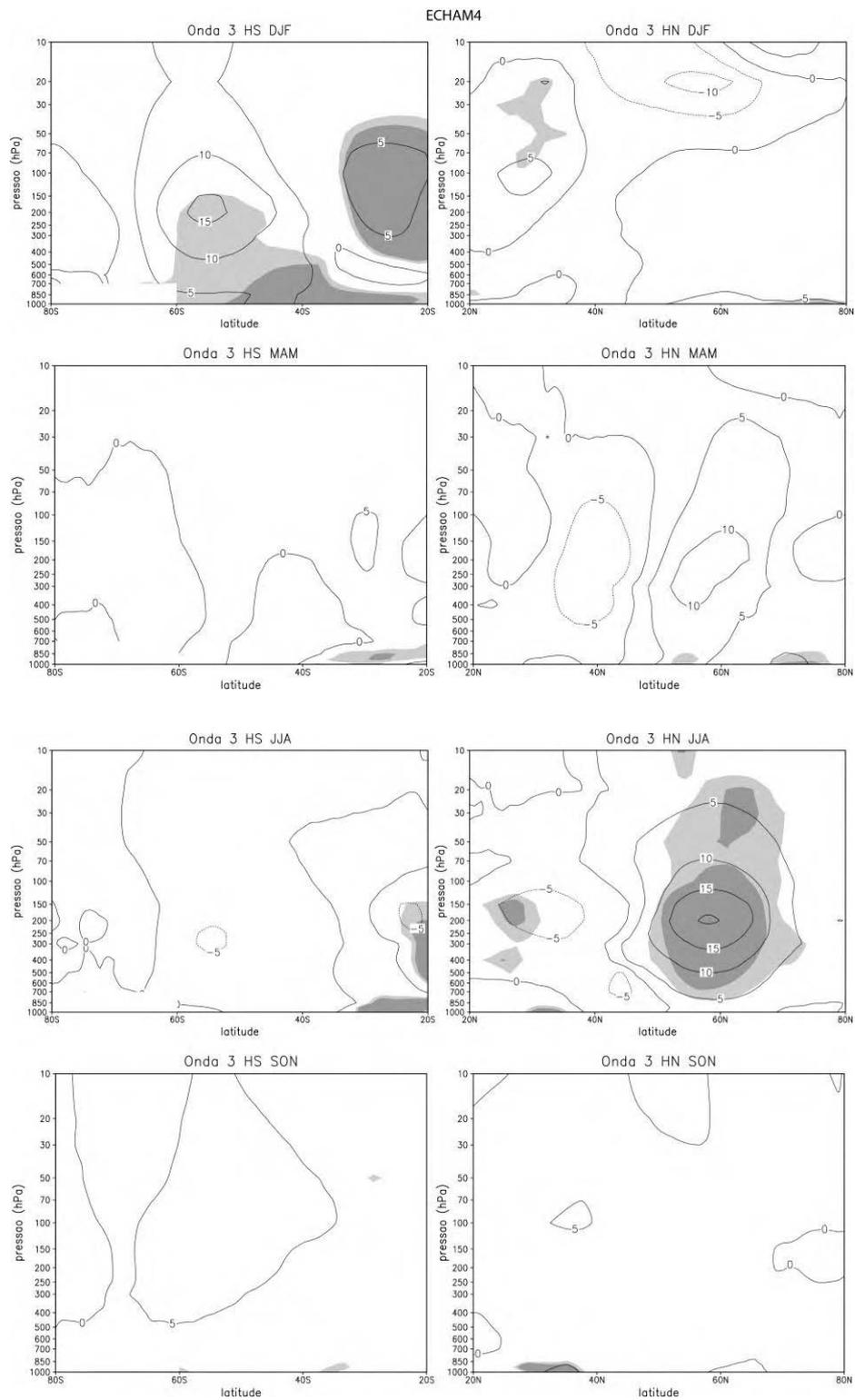


Figura A.17 – Continuação (Continua).

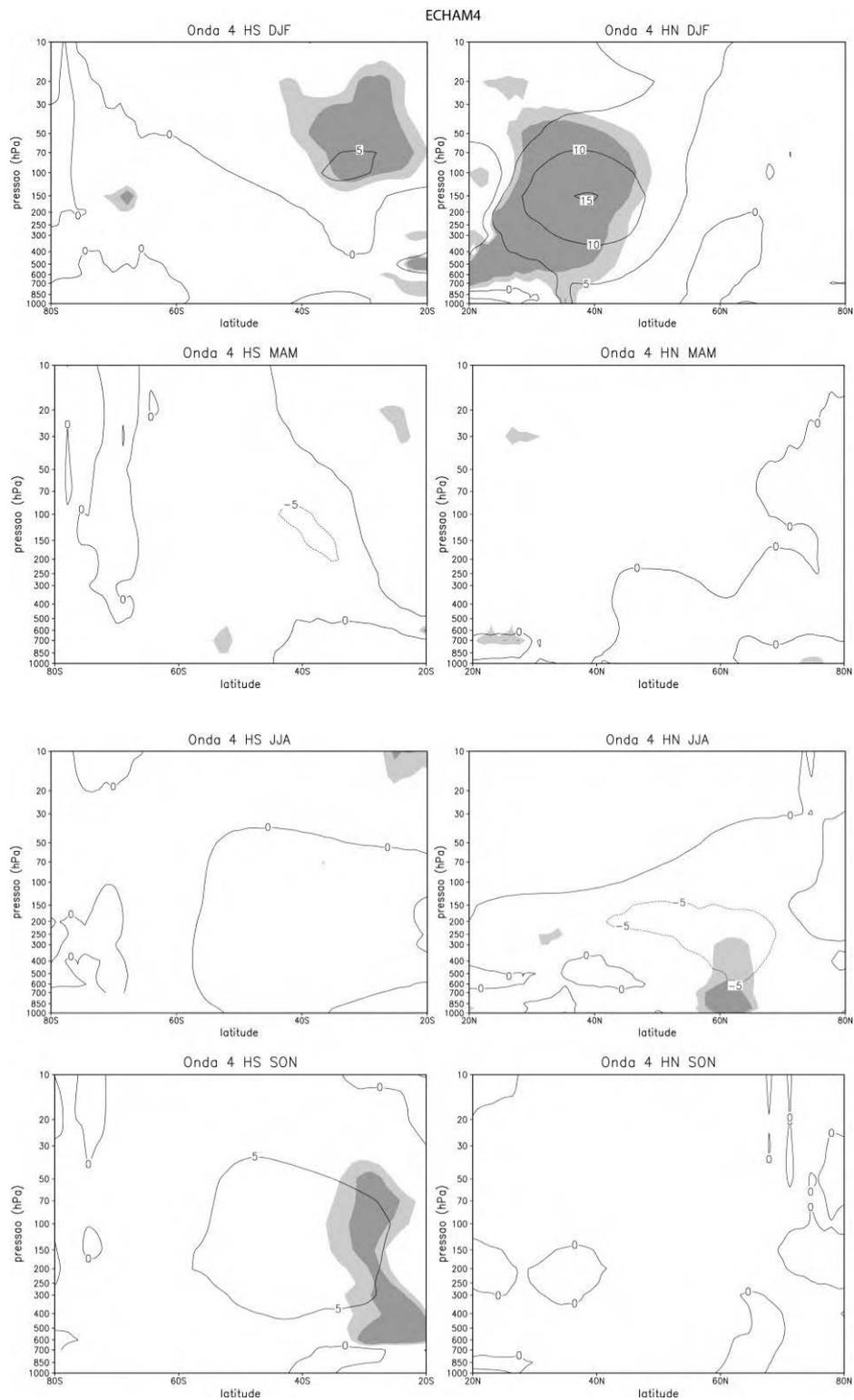


Figura A.17 – Continuação (Continua).

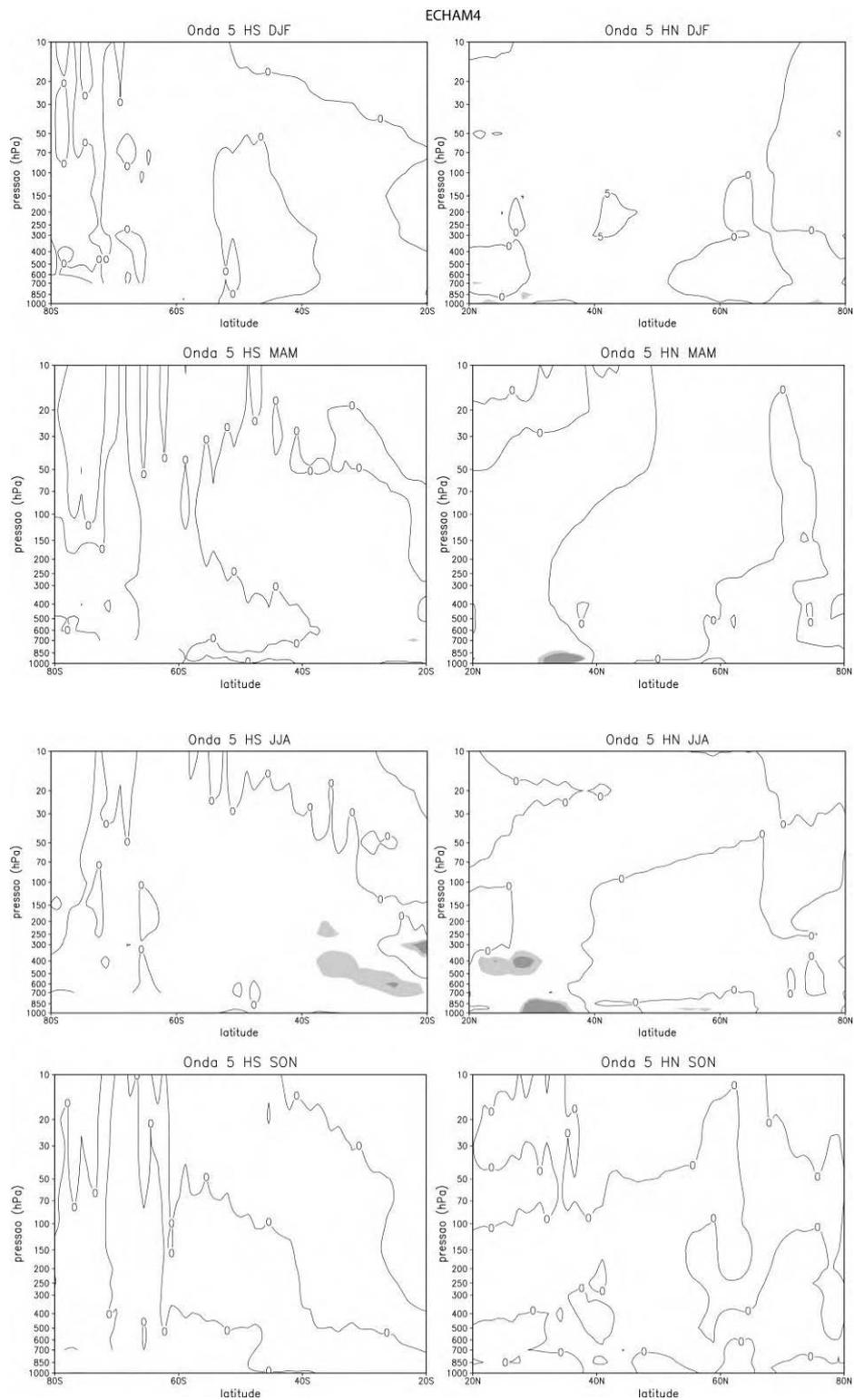


Figura A.17 – Conclusão.

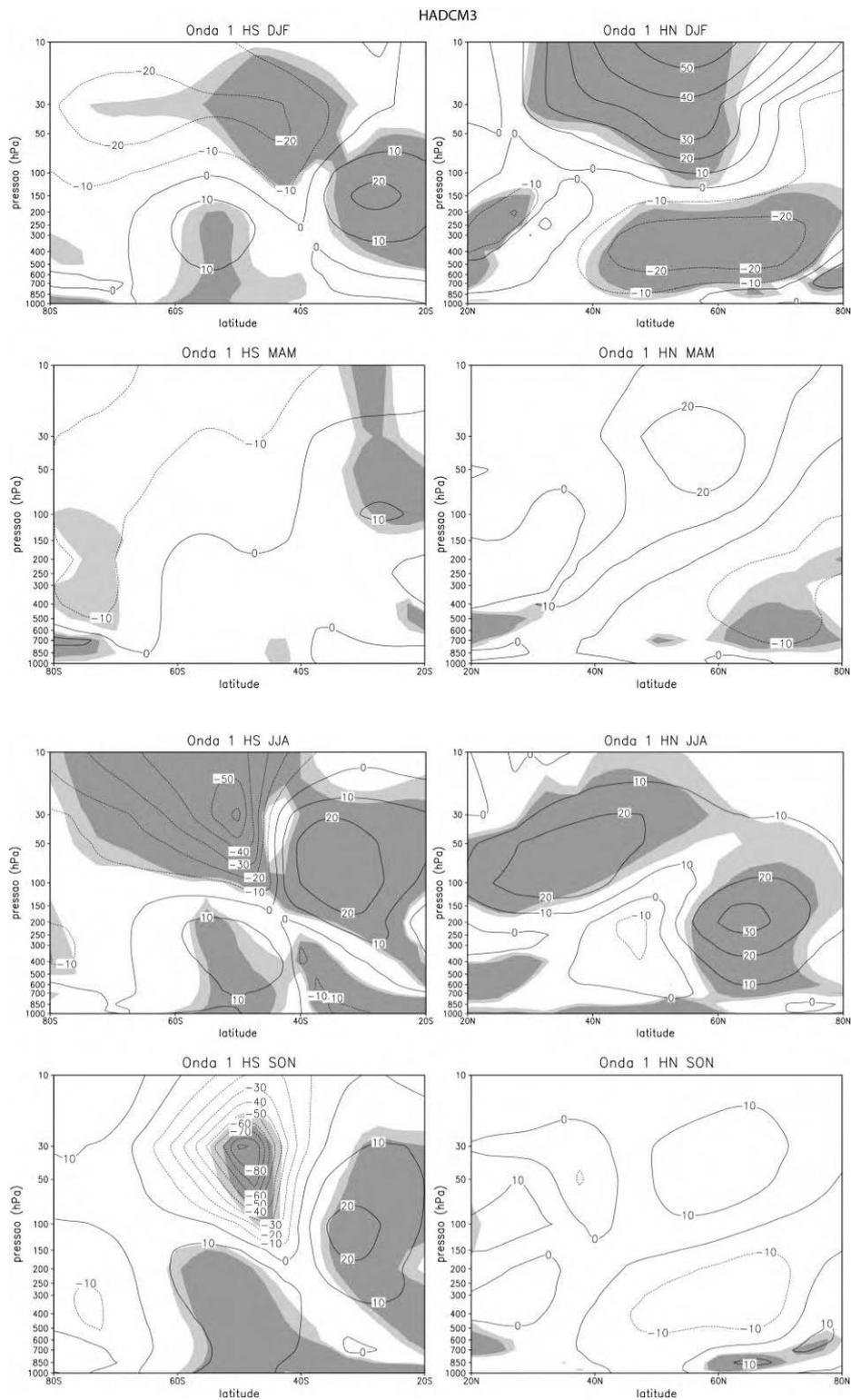


Figura A.18 – Como na Figura A.17, mas para o modelo HADCM3. (Continua).

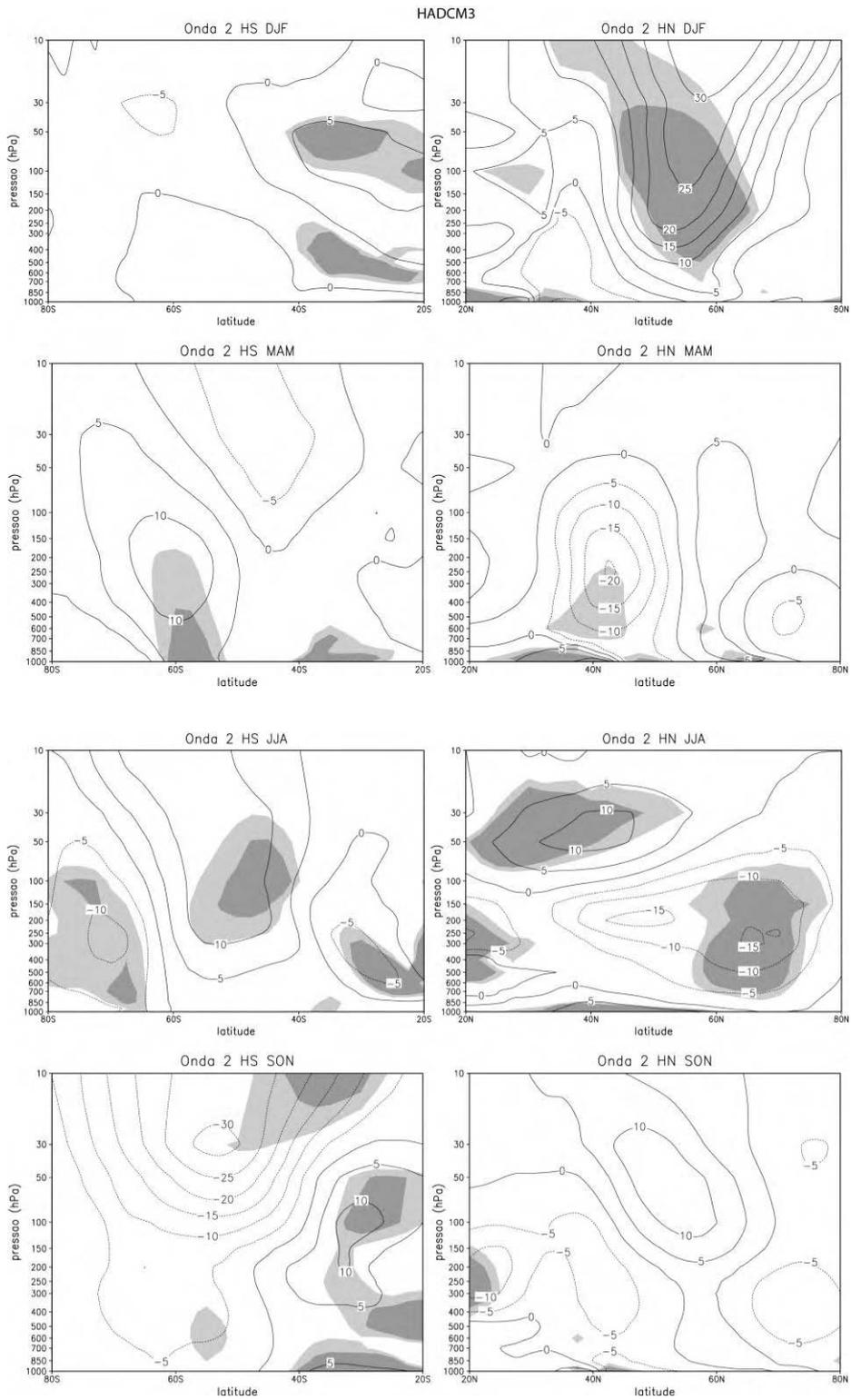


Figura A.18 – Continuação (Continua).

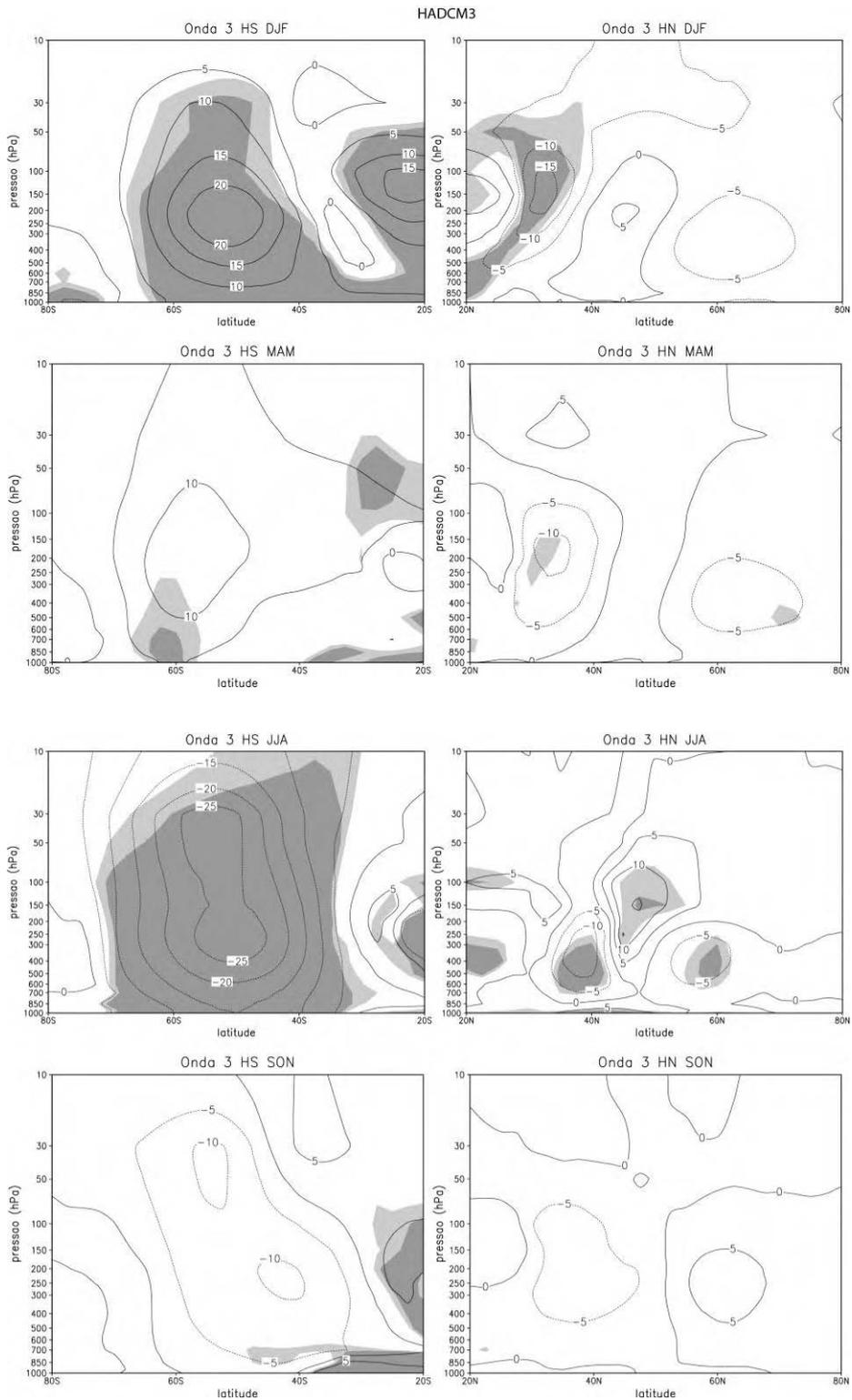


Figura A.18 – Continuação (Continua).

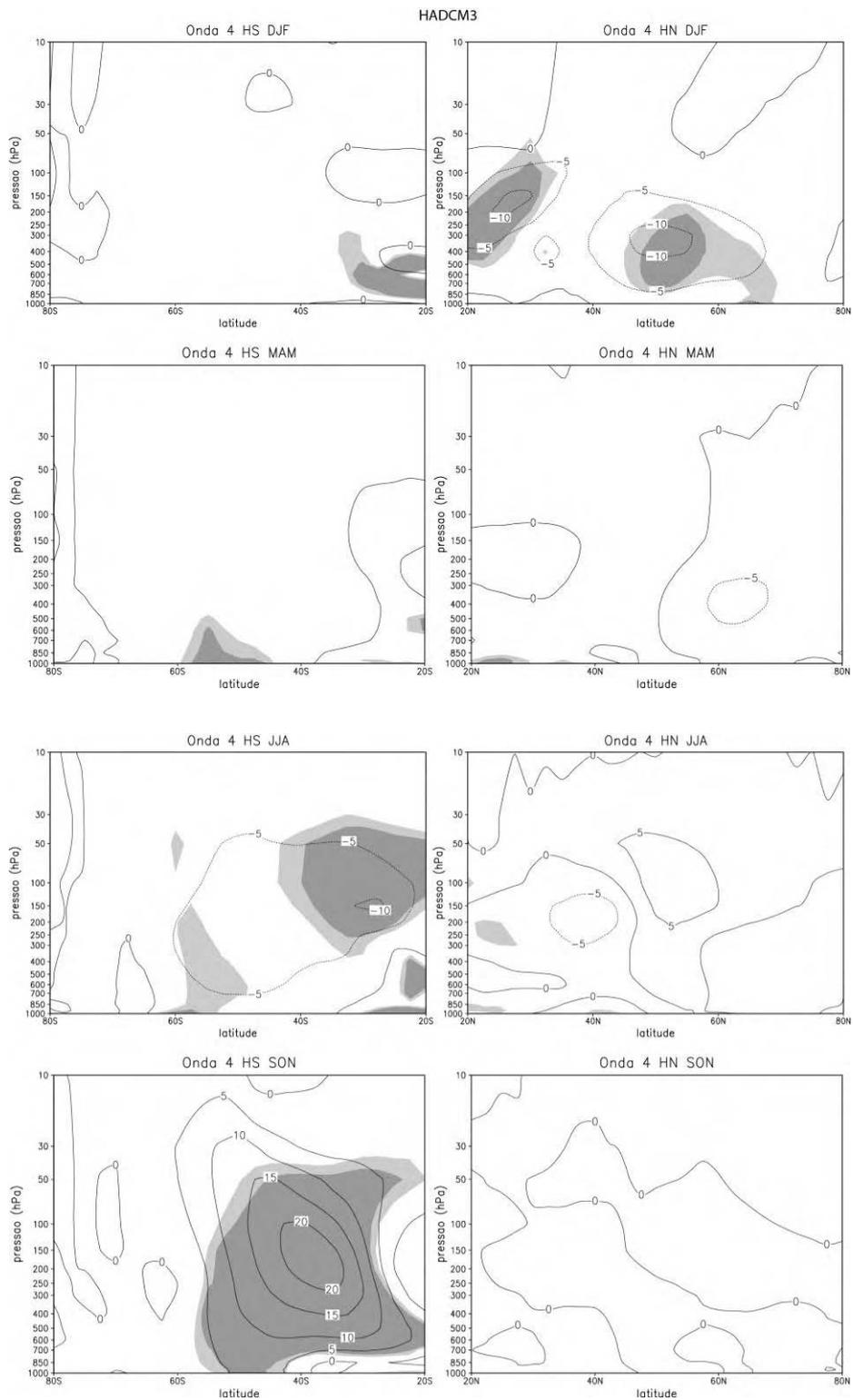


Figura A.18 – Continuação (Continua).

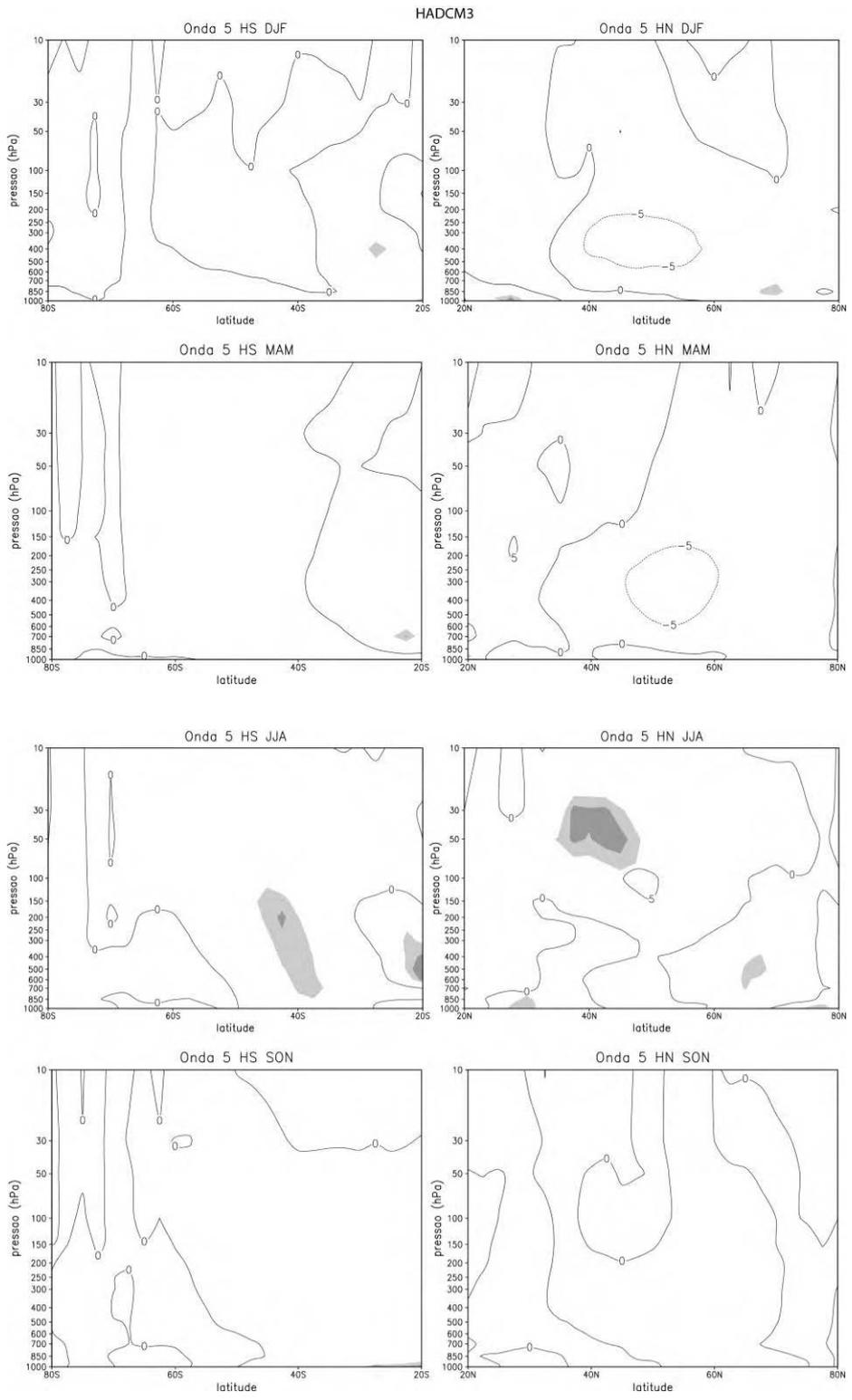


Figura A.18 – Conclusão.

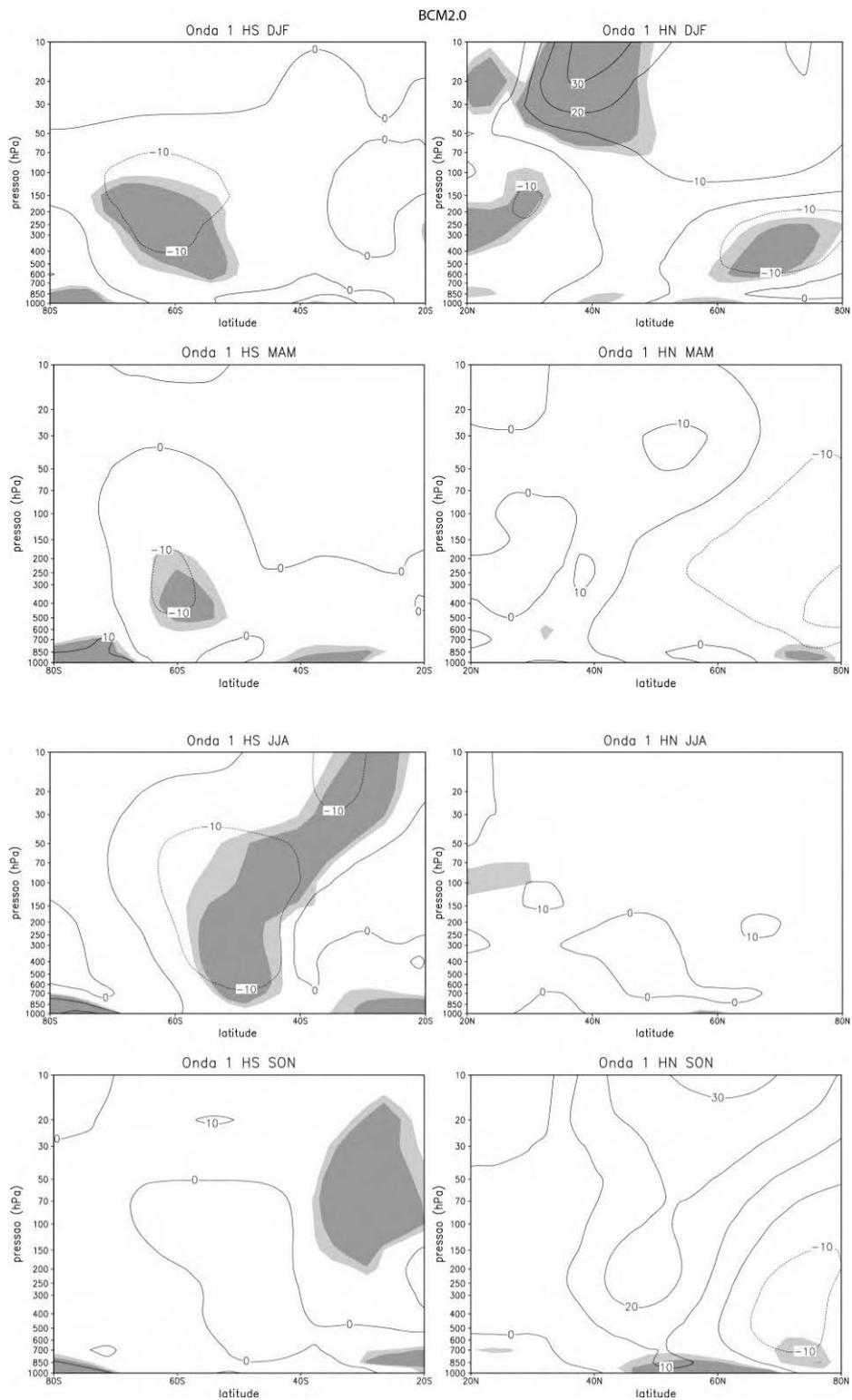


Figura A.19 – Como na Figura A.17, mas para o modelo BCM2.0. (Continua).

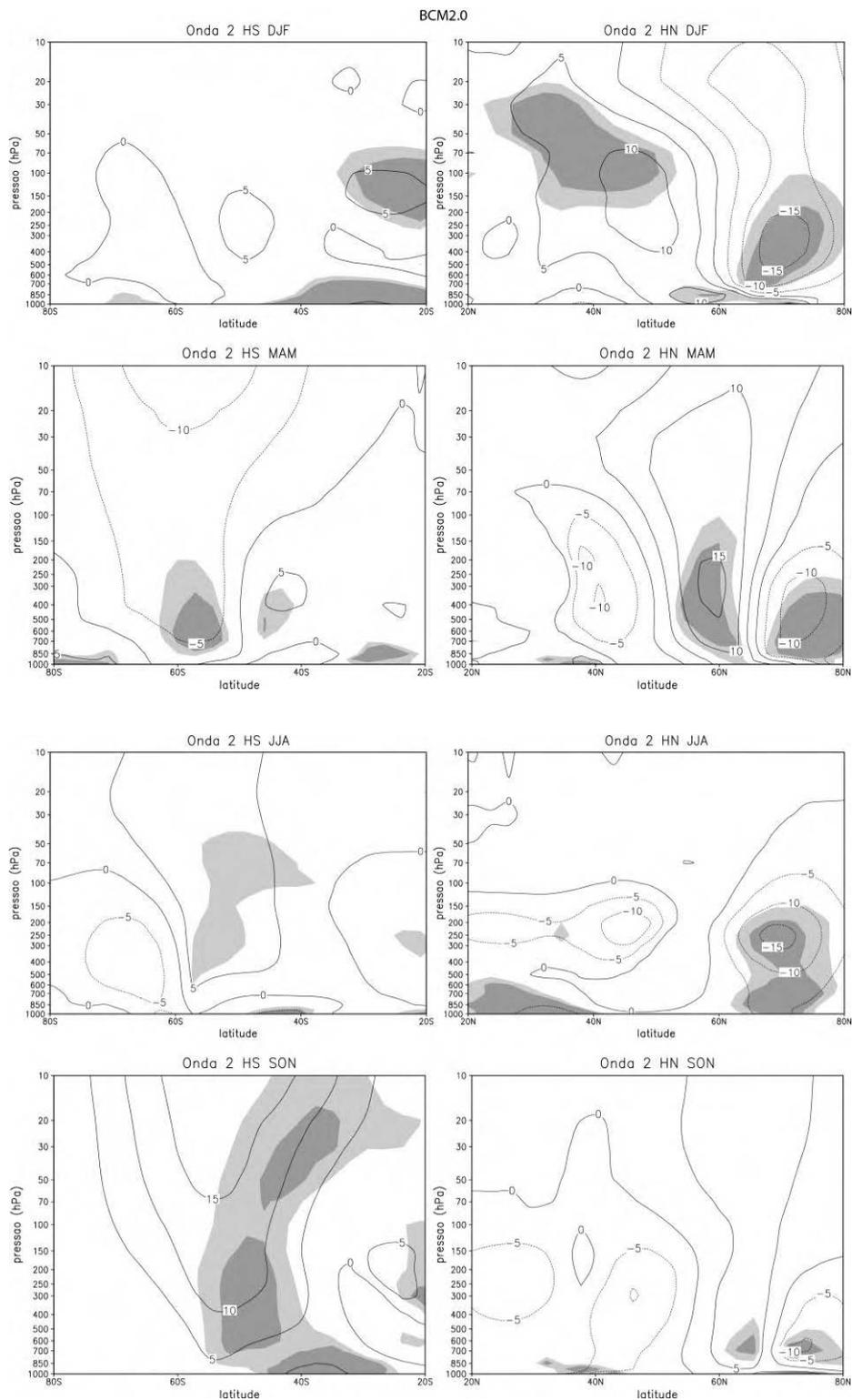


Figura A.19 – Continuação (Continua).

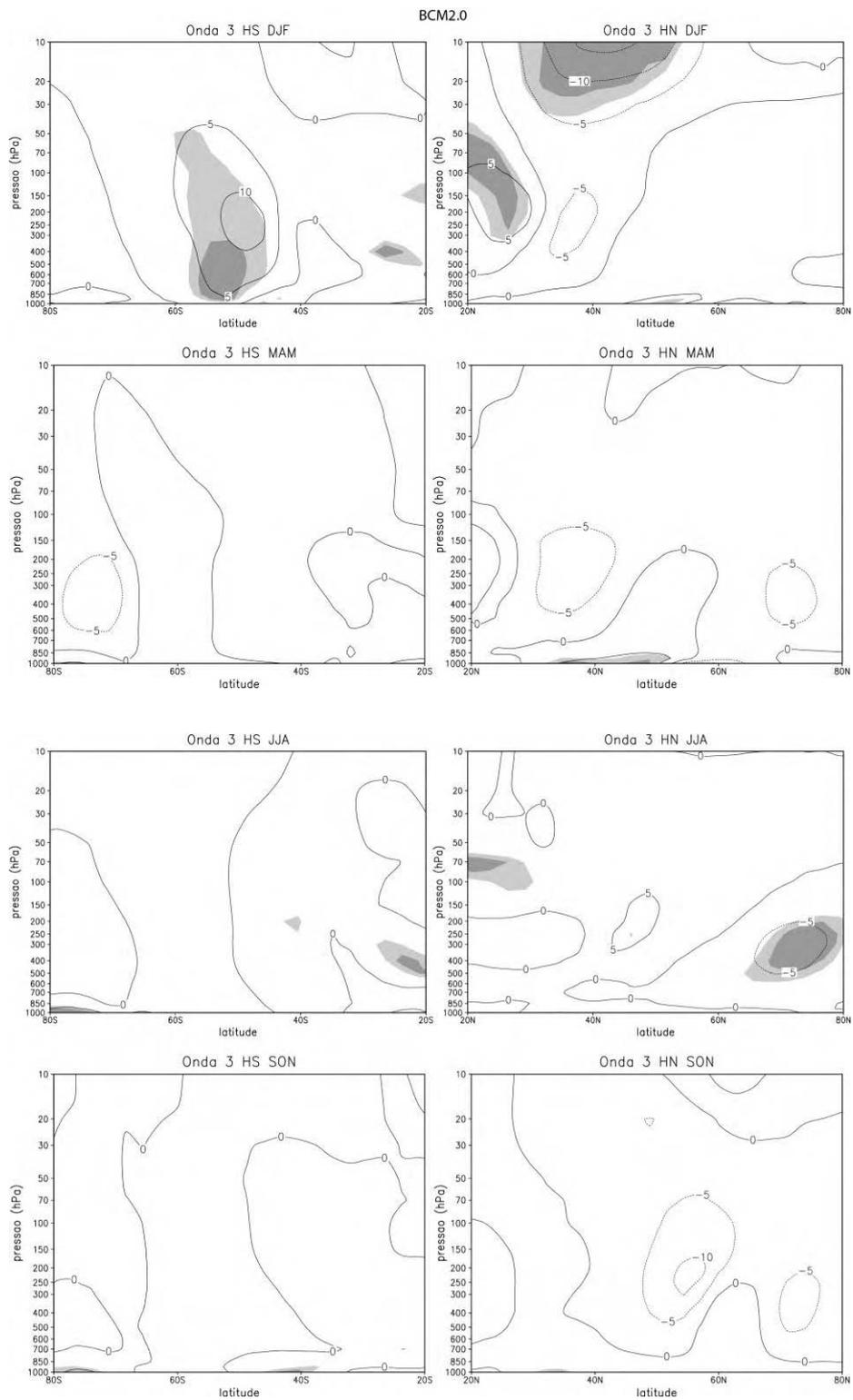


Figura A.19 – Continuação (Continua).

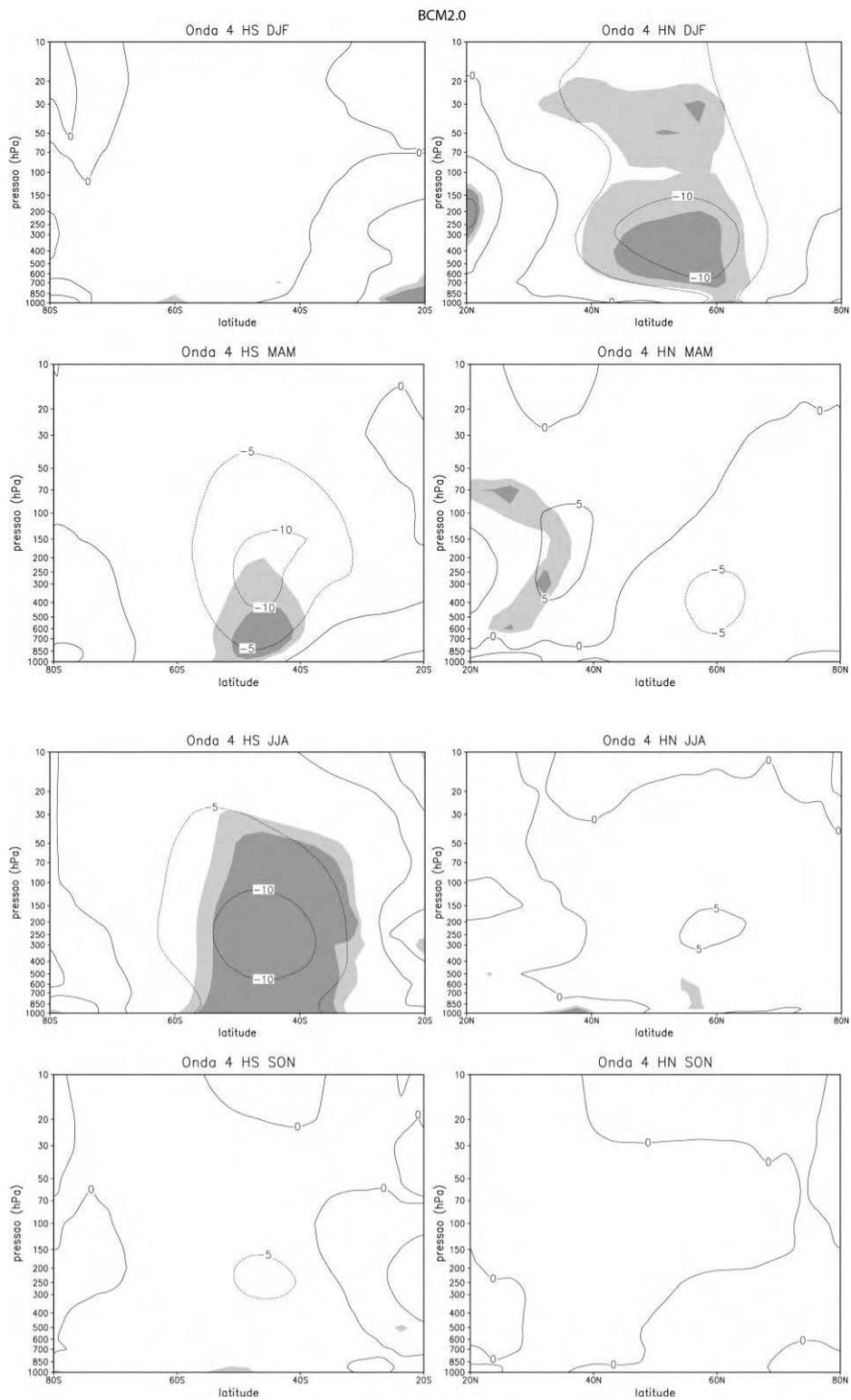


Figura A.19 – Continuação (Continua).

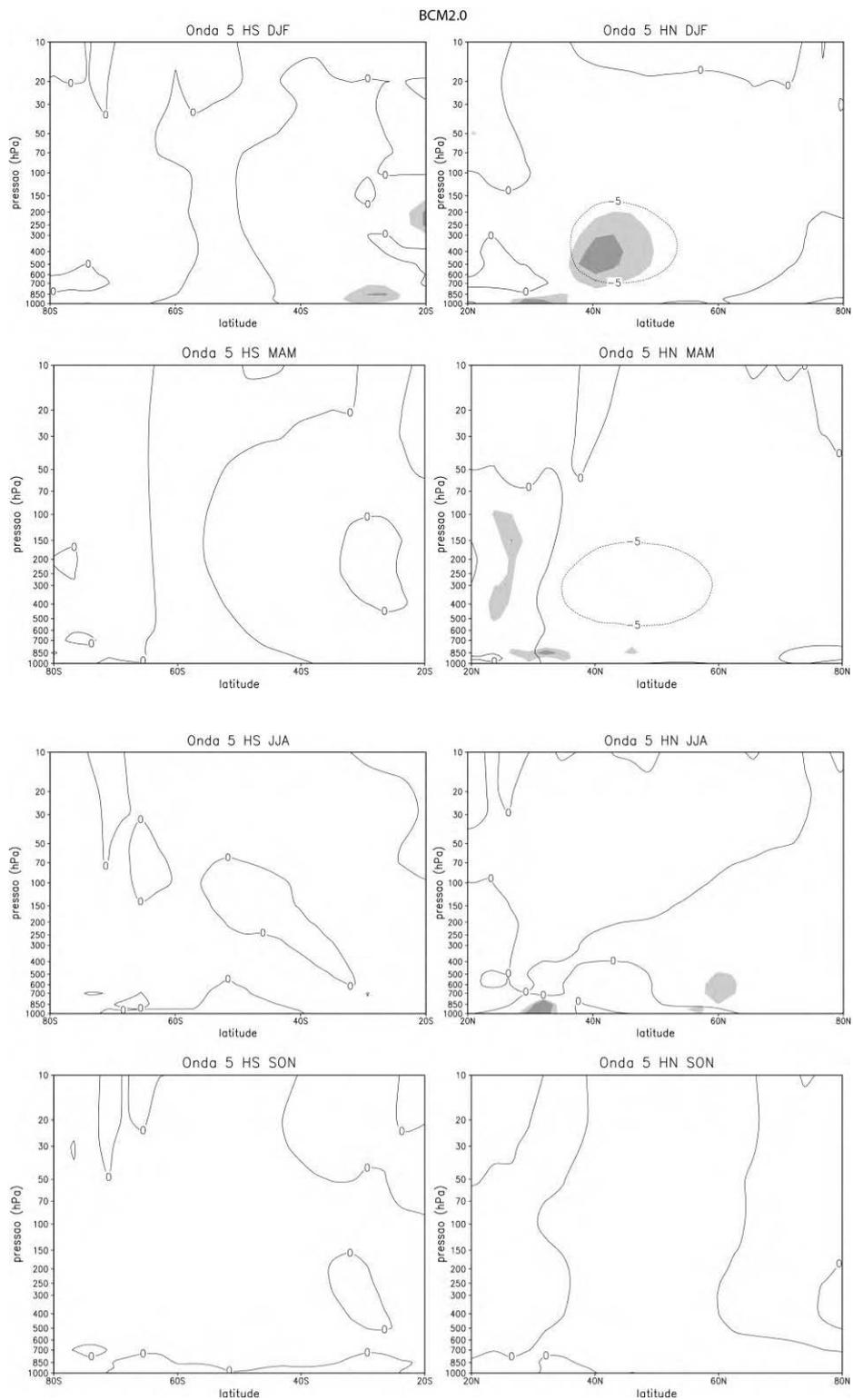


Figura A.19 – Conclusão.

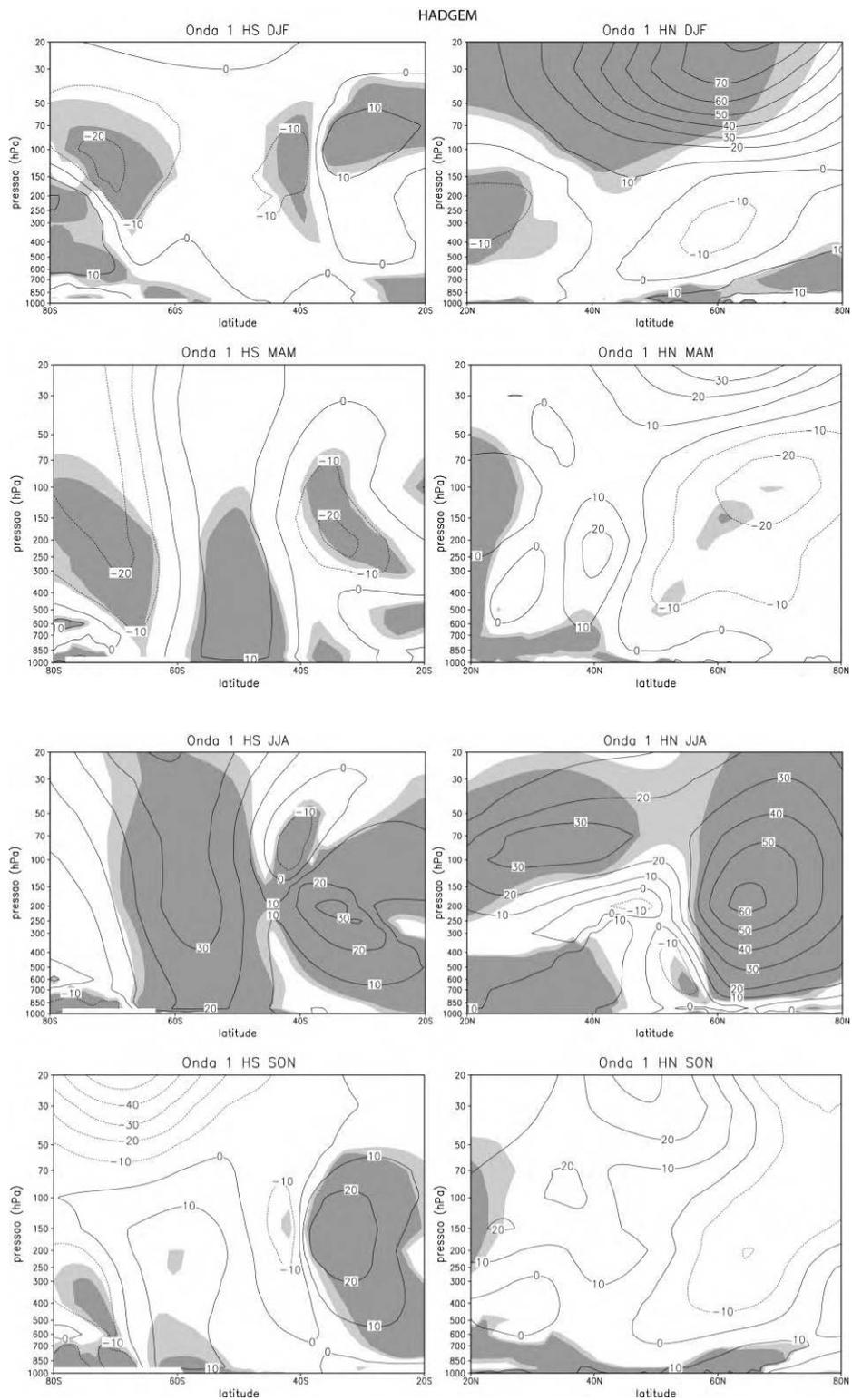


Figura A.20 – Como na Figura A.17, mas para o modelo HADGEM. (Continua).

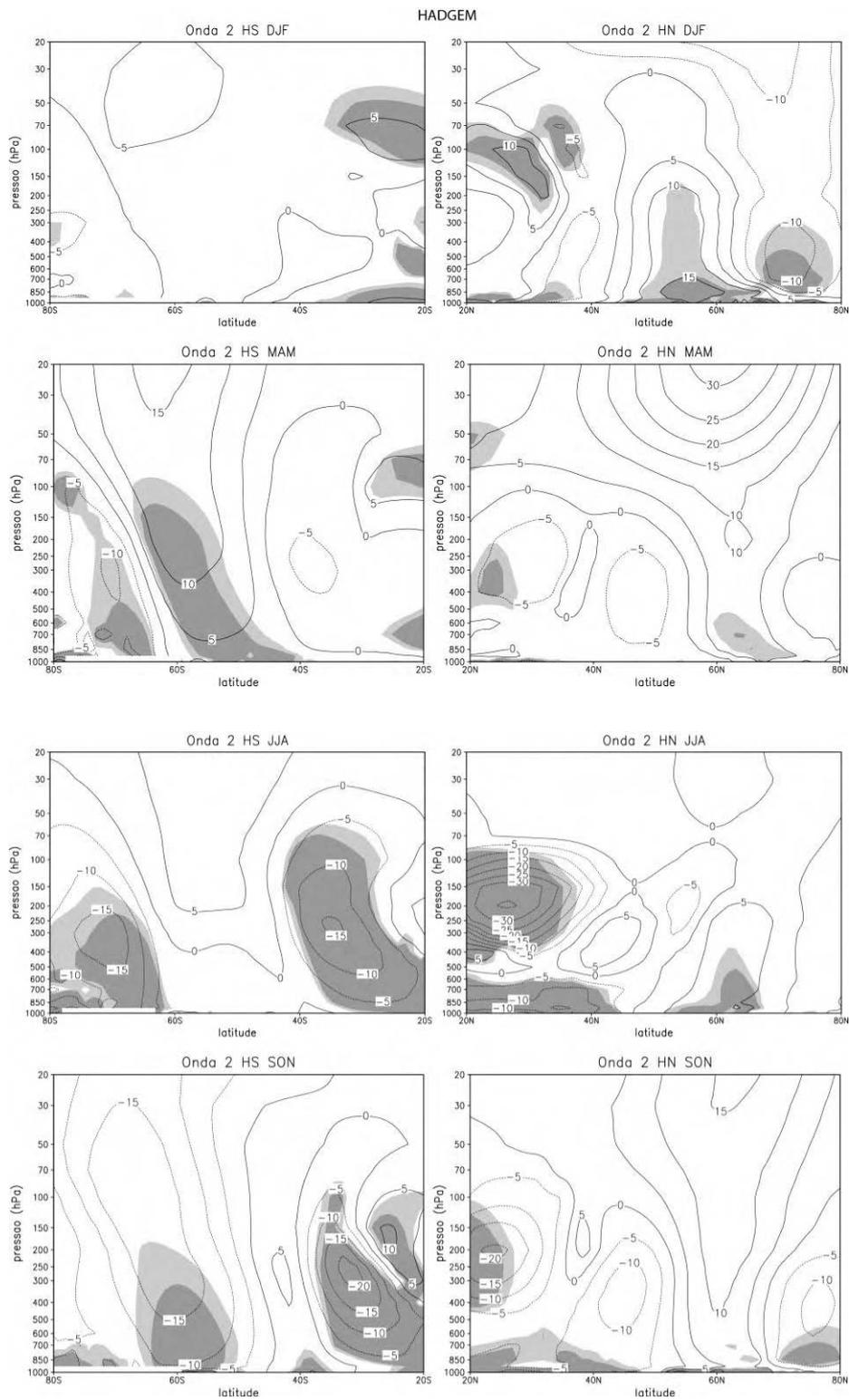


Figura A.20 – Continuação (Continua).

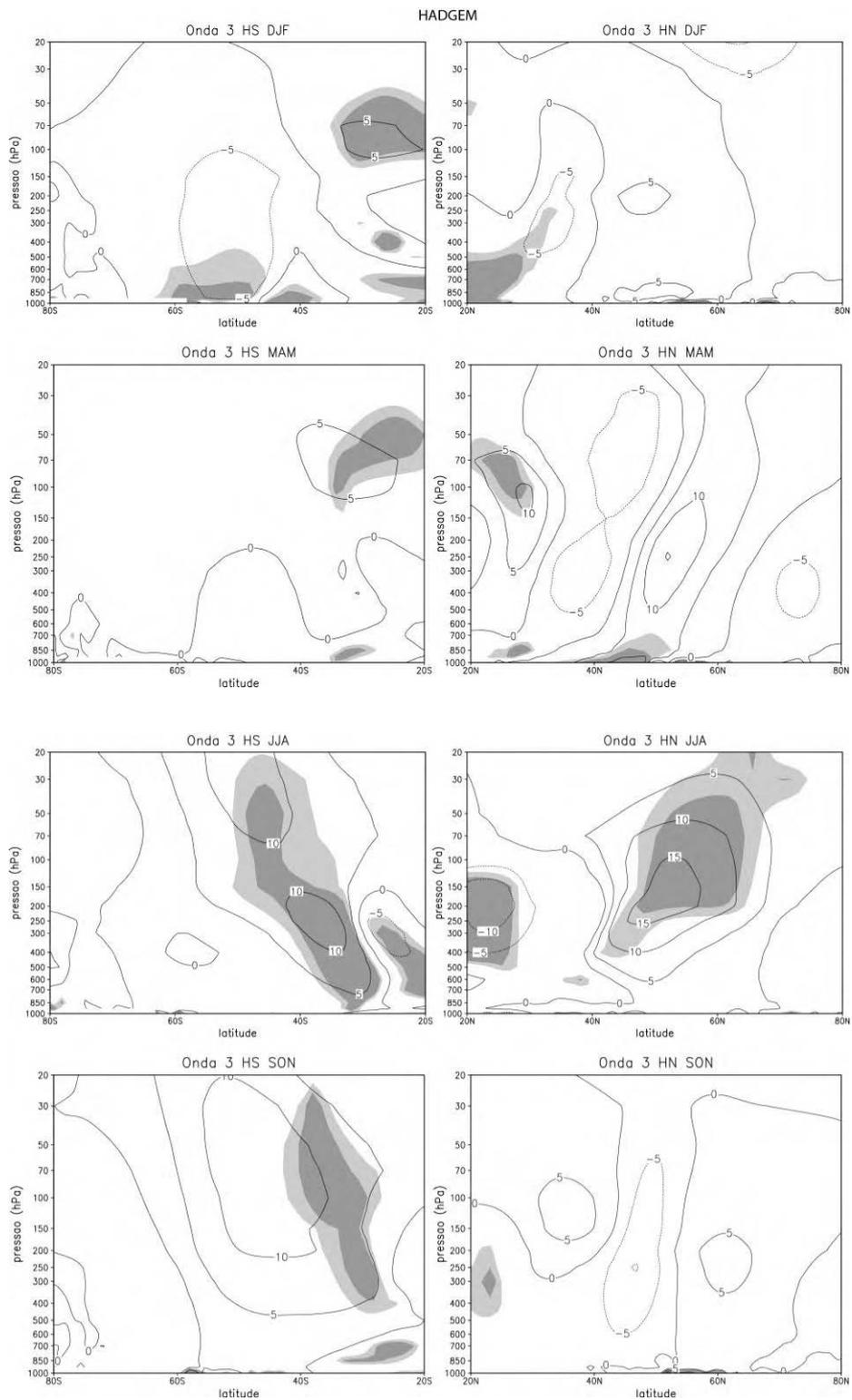


Figura A.20 – Continuação (Continua).

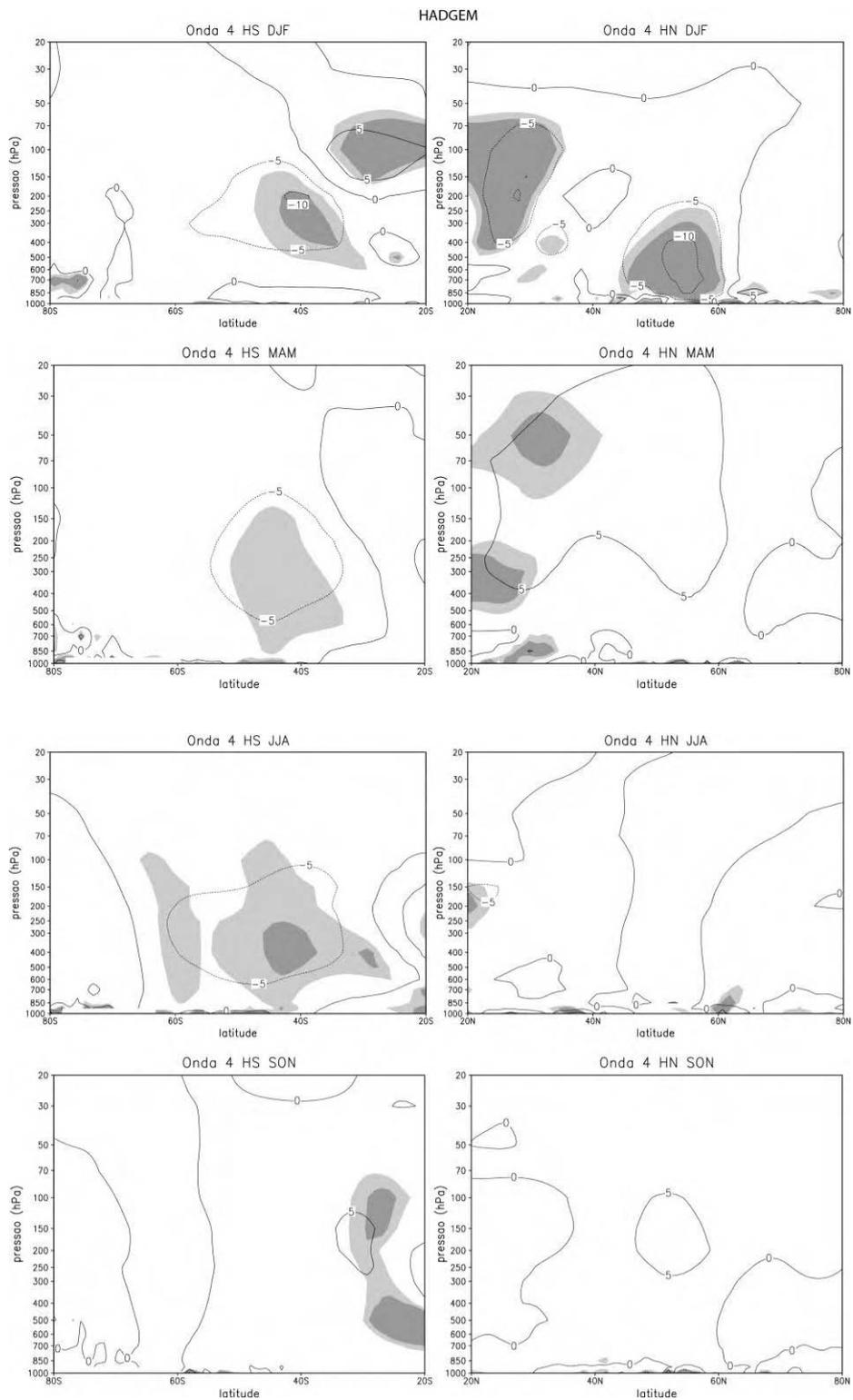


Figura A.20 – Continuação (Continua).

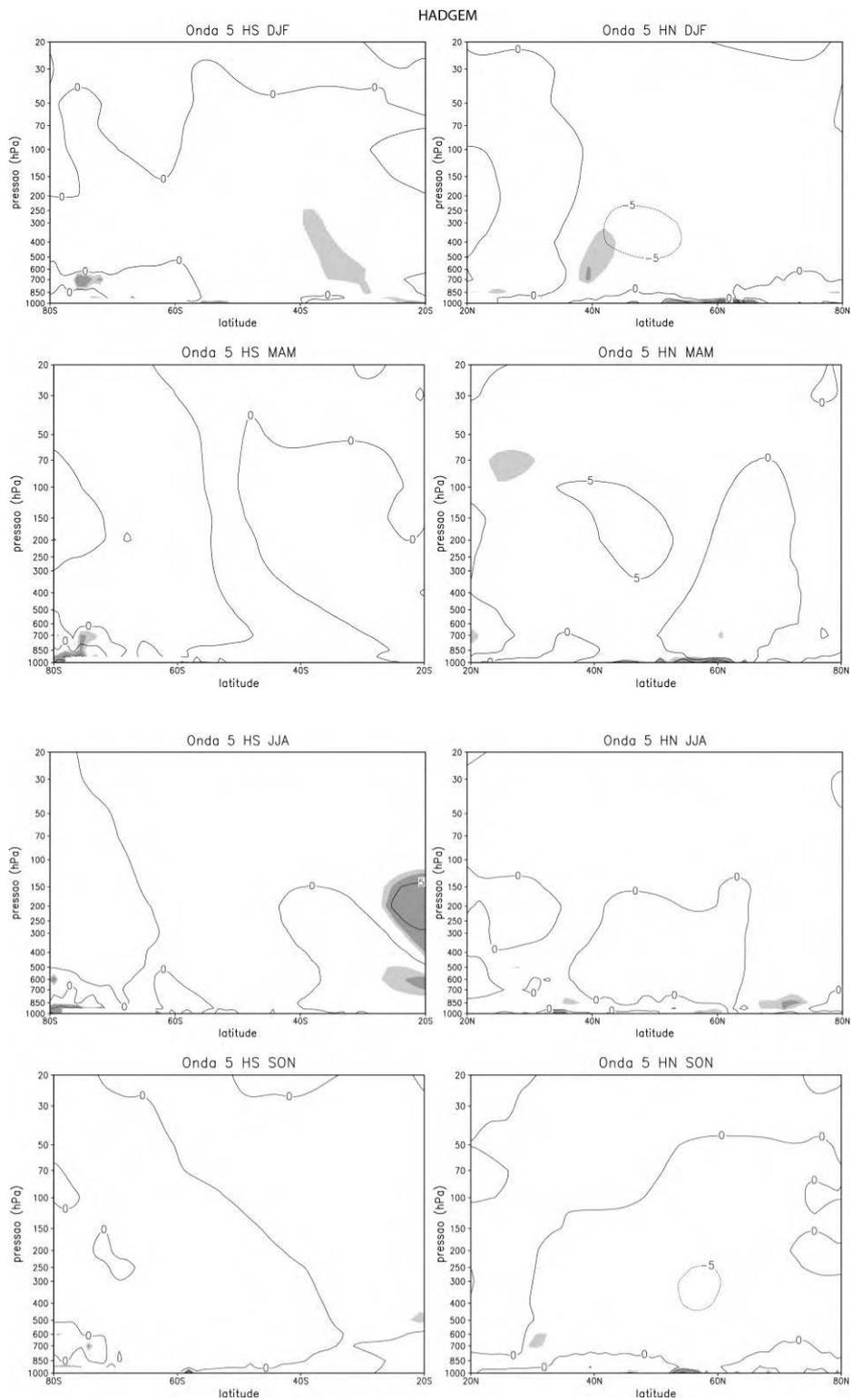


Figura A.20 – Conclusão.

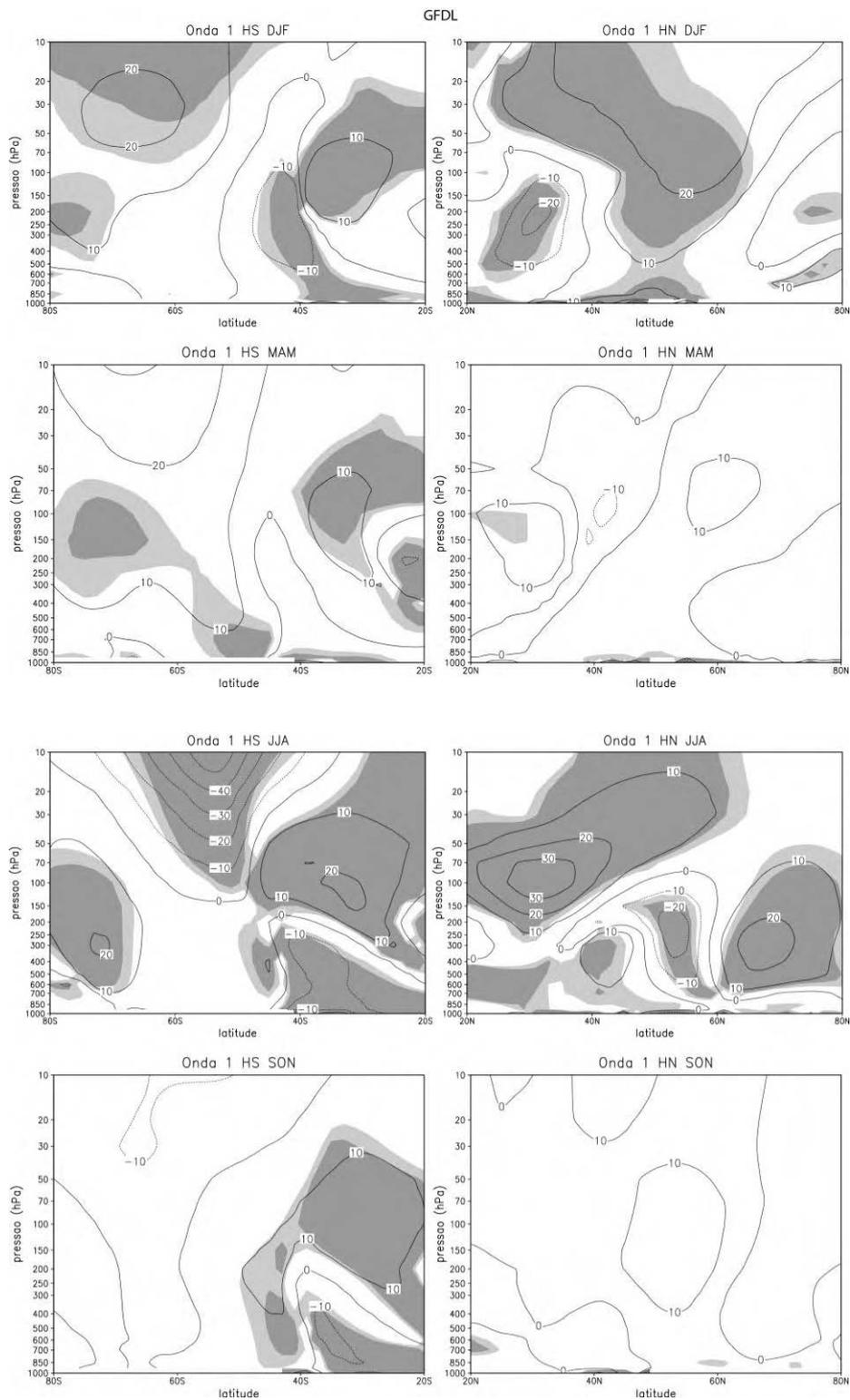


Figura A.21 – Como na Figura A.17, mas para o modelo GFDL. (Continua).

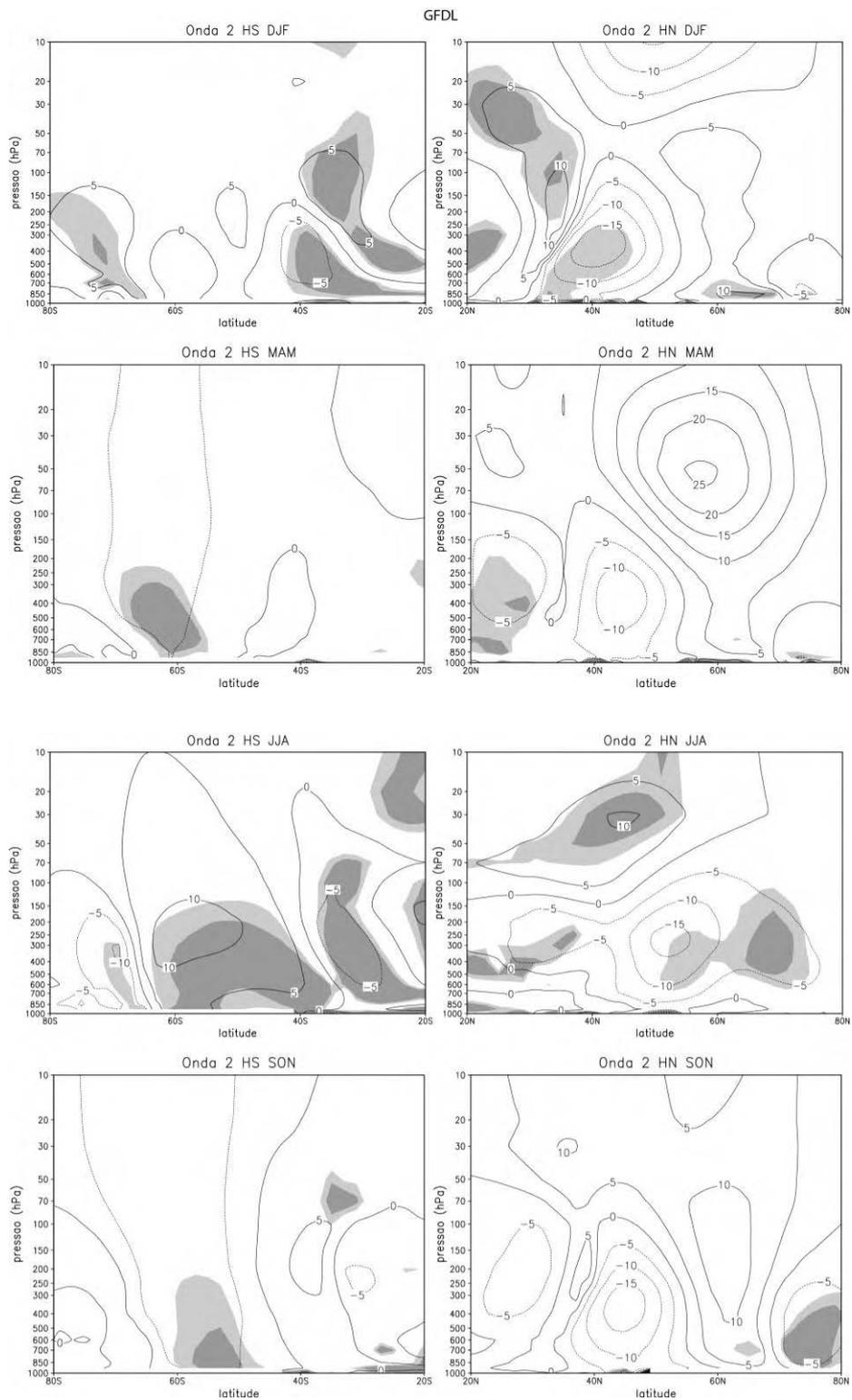


Figura A.21 – Continuação (Continua).

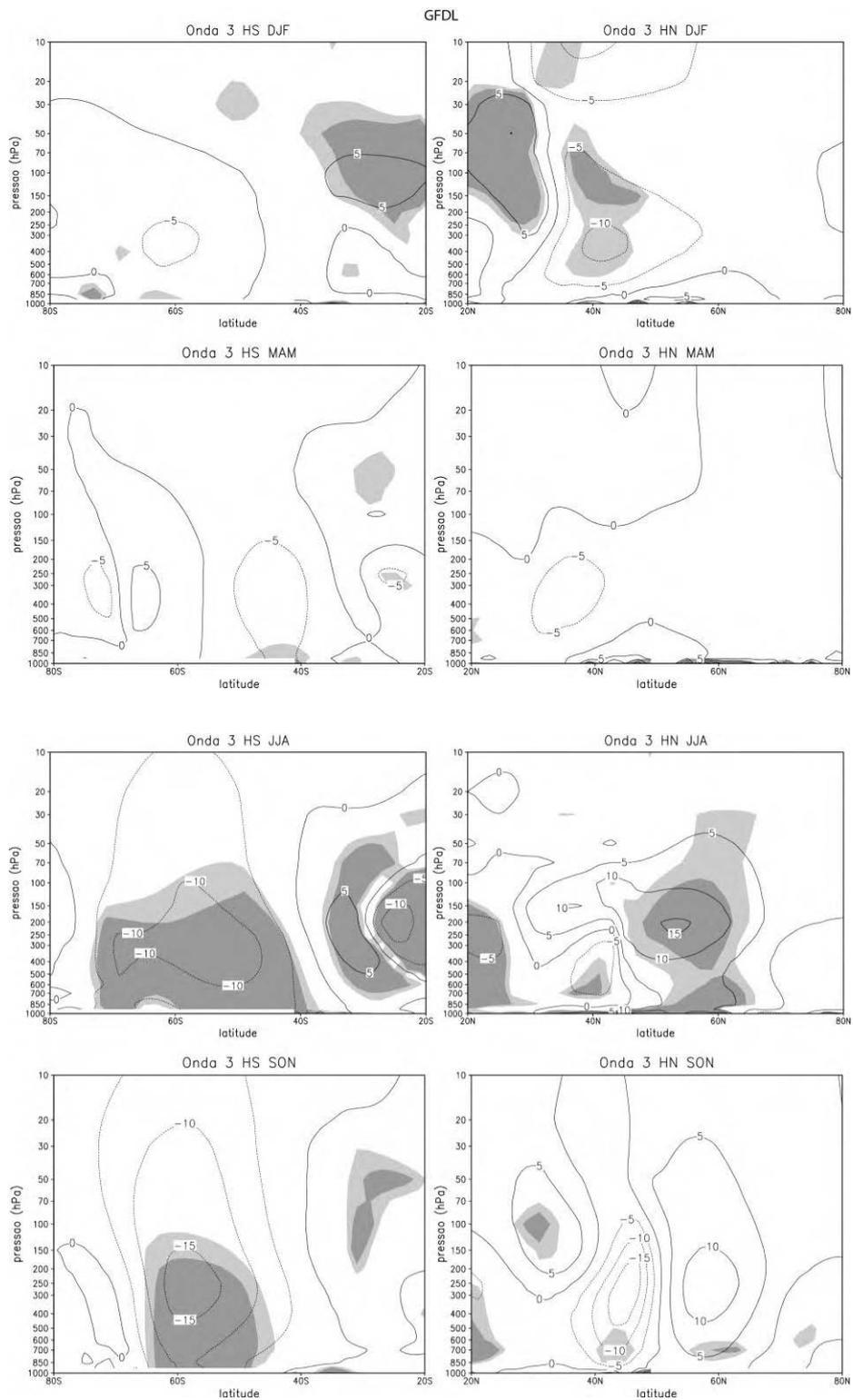


Figura A.21 – Continuação (Continua).

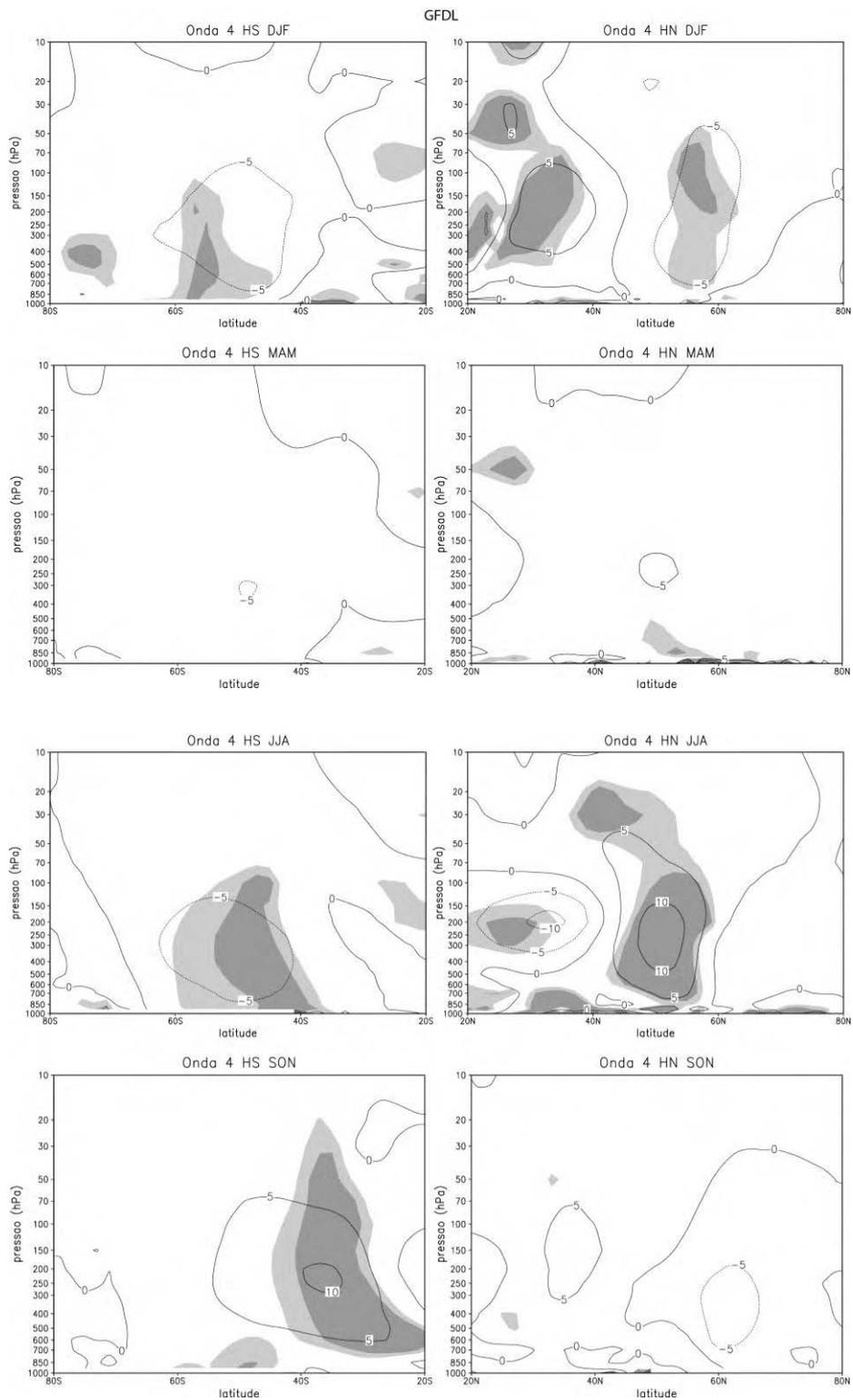


Figura A.21 – Continuação (Continua).

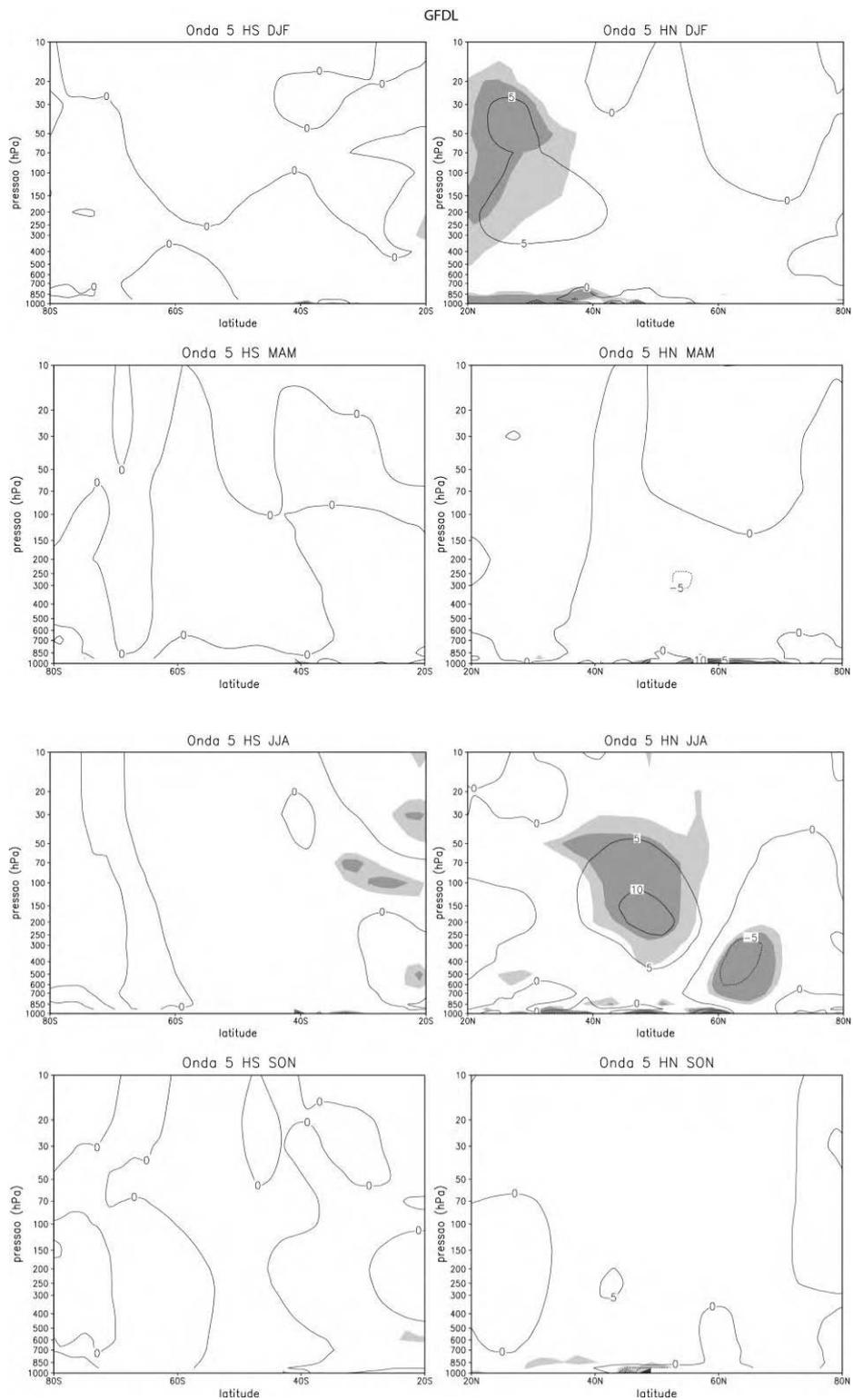


Figura A.21 – Conclusão.

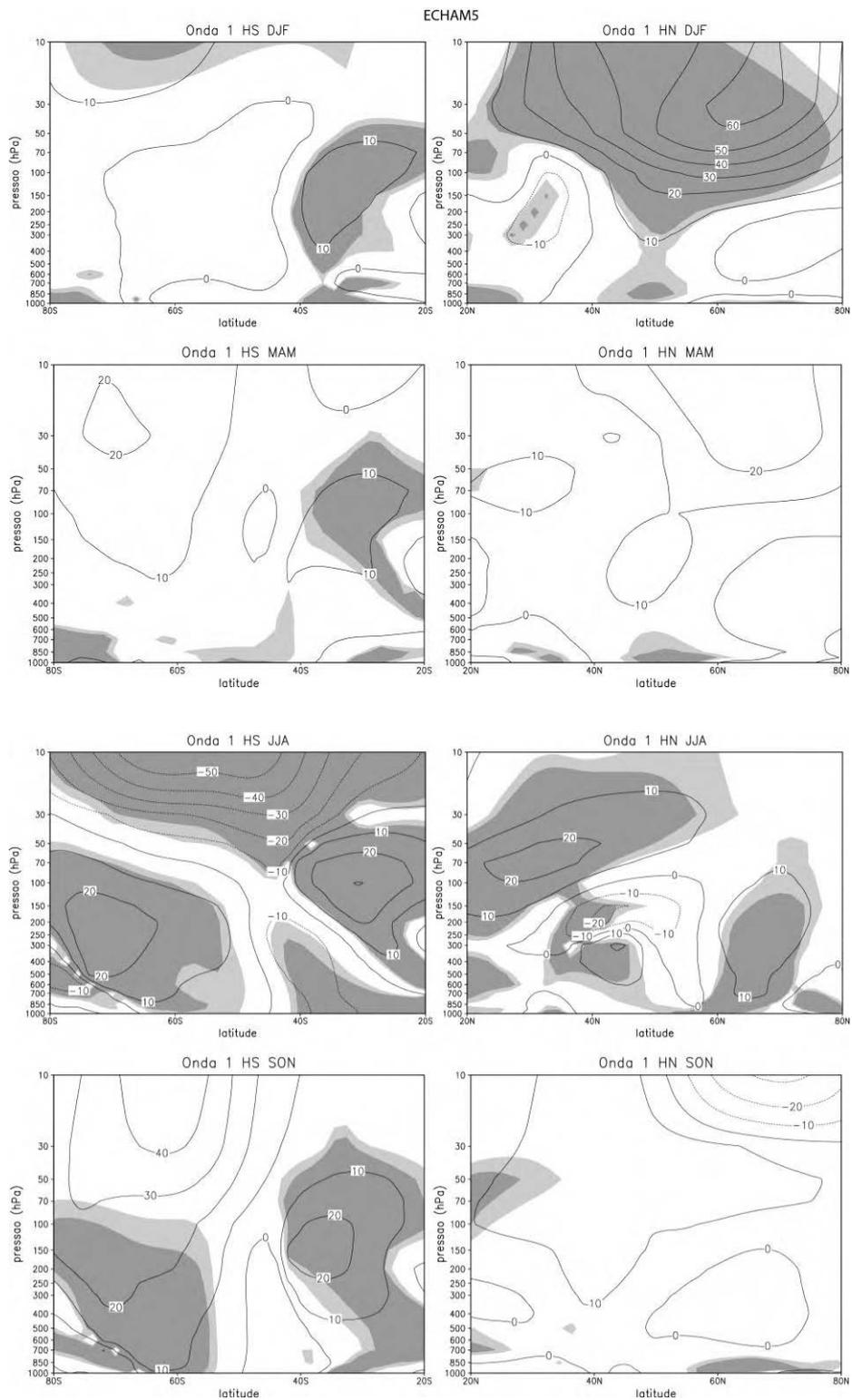


Figura A.22 – Como na Figura A.17, mas para o modelo ECHAM5. (Continua).

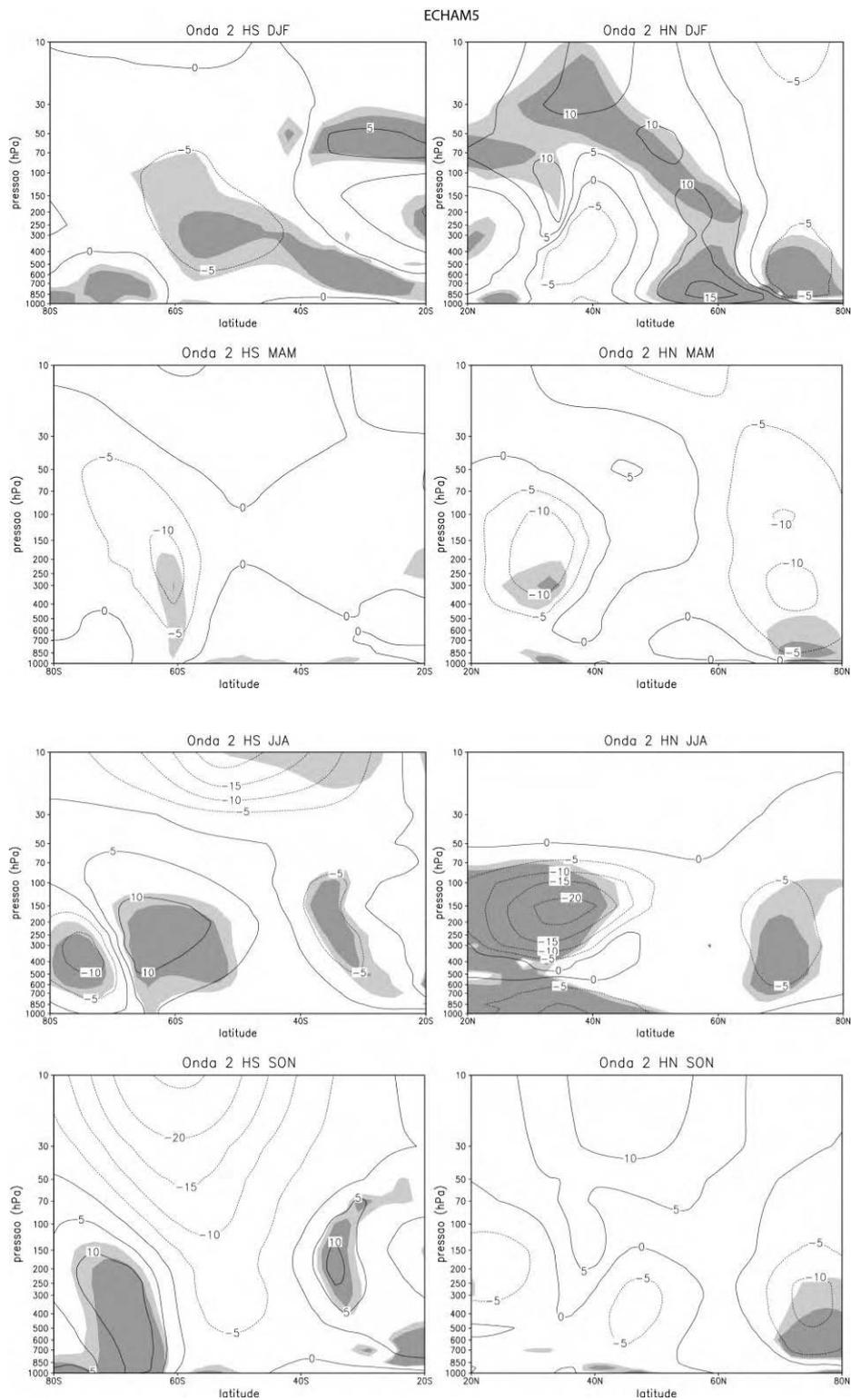


Figura A.22 – Continuação (Continua).

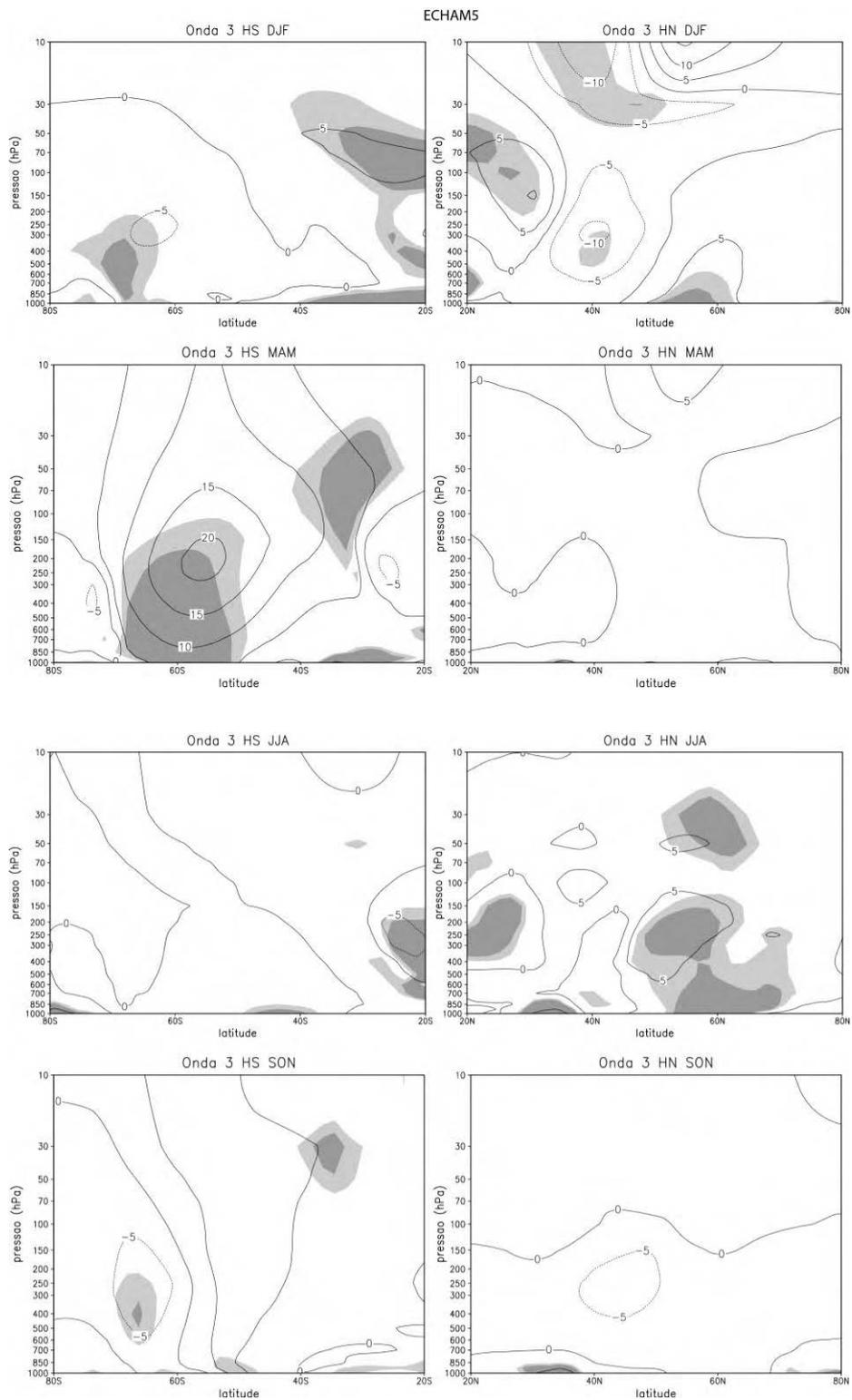


Figura A.22 – Continuação (Continua).

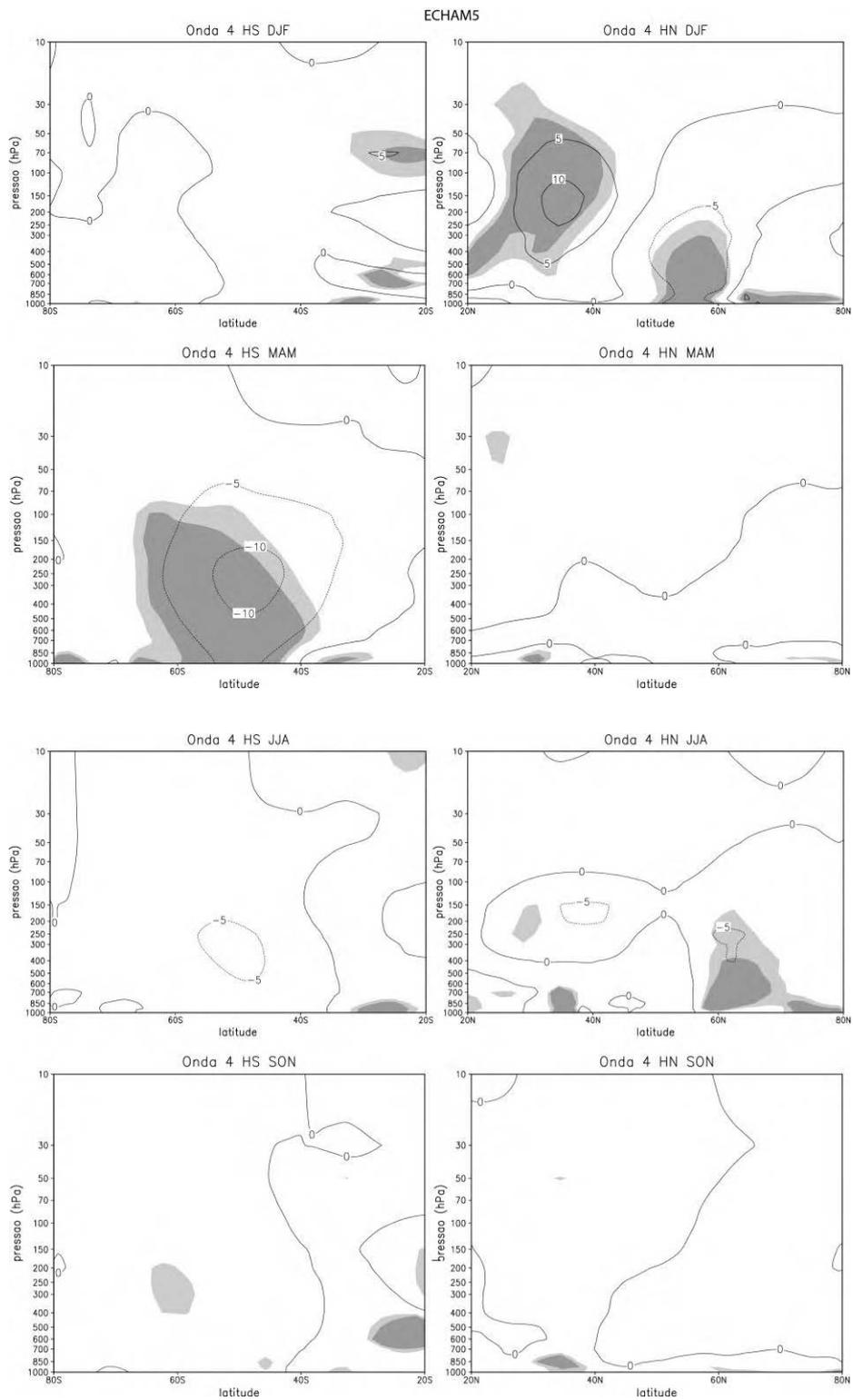


Figura A.22 – Continuação (Continua).

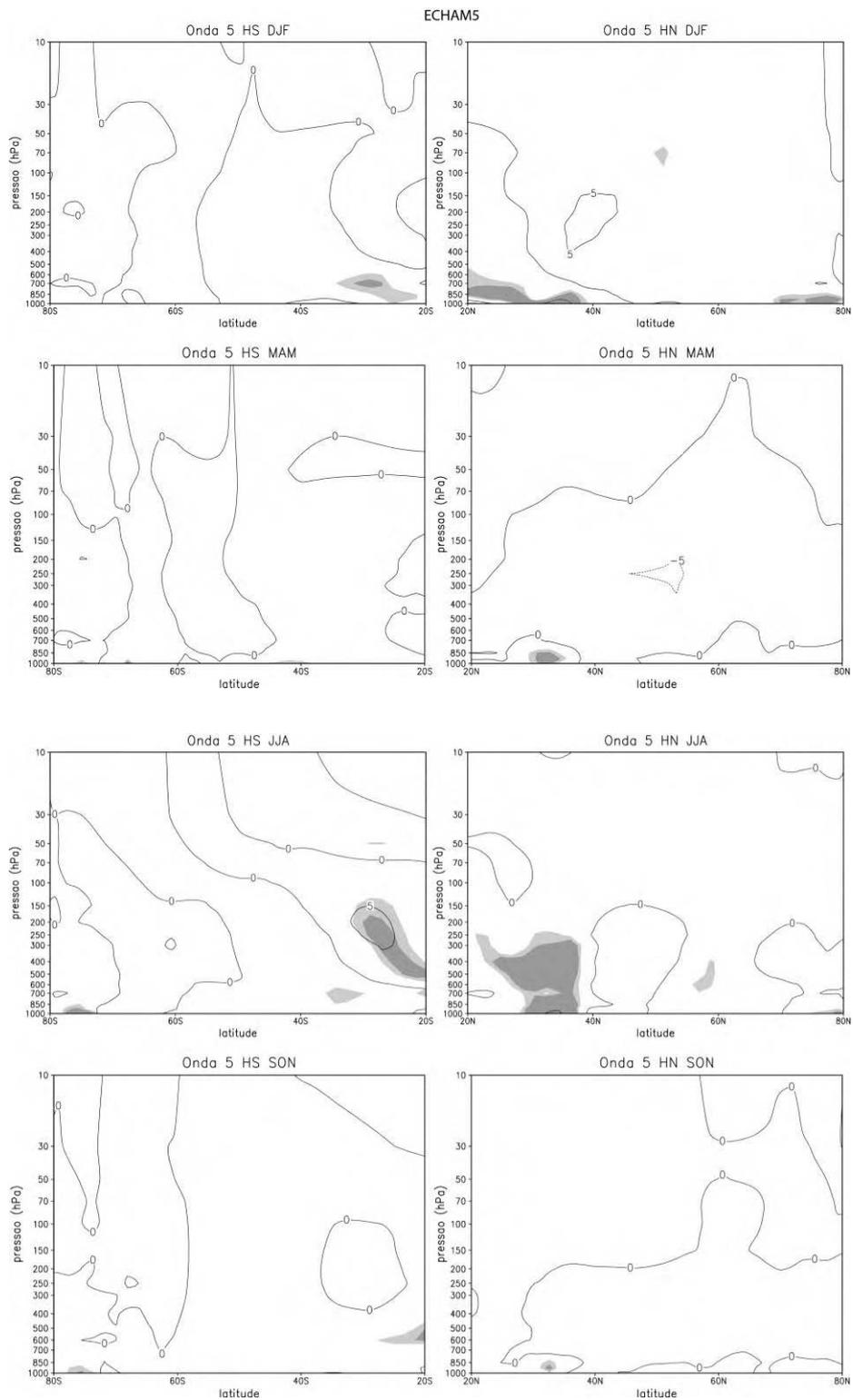


Figura A.22 – Conclusão.

APÊNDICE B - ARTIGO NO PRELO

QUARTERLY JOURNAL OF ROYAL METEOROLOGICAL SOCIETY

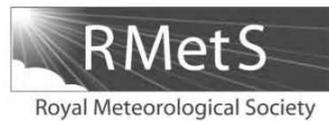
**MULTIDECADAL AND INTERANNUAL CHANGES OF STATIONARY
ROSSBY WAVES**

Ana Carolina Vasques Freitas

Vadlamudi B. Rao

Submetido em: 18/08/2010.

Prova enviada ao autor em: 15/07/2011.



Multidecadal and interannual changes of stationary Rossby waves

●Ana Carolina Vasques Freitas* and V. Brahmananda Rao

National Institute for Space Research, INPE, São José dos Campos, SP, Brazil

*Correspondence to: A. C. V. Freitas, Department of Meteorology, National Institute for Space Research, Av. dos Astronautas 1.758, Jd. Granja, São José dos Campos, São Paulo 12227 -010, Brazil.

E-mail: ana.carolina@cptec.inpe.br

Changes in stationary Rossby waves (SRW) are connected to regional climate change and the propagation of these waves has a large influence on the evolution and development of general circulation. Since the late 1970s and early 1980s many studies have noted a major shift in the structure of large-scale circulation occurring in both hemispheres. This paper explores the changes in the SRW pattern and their propagation associated with these climate shifts. First, multidecadal changes in SRW activity are examined, using NCEP-NCAR reanalysis data, for two periods: 1948–1978 and 1979–2000. For comparison of these two periods, the zonal wind, SRW kinetic energy pattern along the waveguide and stationary wavenumber (K_s) are analysed. The results showed that in the Northern Hemisphere (NH) the SRW propagation is favoured in the Asian jet stream (AJS) waveguide ($K_s = 7$) in the period 1979–2000, mainly in the east Asia region. There are indications that this could be associated with the Pacific Decadal Oscillation warm phase. A favoured SRW propagation also occurs in the North Atlantic subtropical jet (NASJ) waveguide ($K_s = 5$) region in the latter period and could be linked with positive North Atlantic Oscillation. In the Southern Hemisphere (SH), a favoured SRW propagation in the polar jet waveguide ($K_s = 4$) region is observed in the latter period and this could be associated, indirectly, with tropical sea surface temperature fluctuations. The interannual changes in the SRW propagation during stronger El Niño and La Niña events, which occurred from 1948 to 2000 are then examined. The results showed that, during stronger El Niño events, in NH the SRW propagation in the AJS, mainly in the east Asia region, and in the NASJ waveguides ($K_s = 7, 5$, respectively) is reduced. On the other hand, in SH the SRW propagation in Australian and polar waveguides ($K_s = 7, 4$, respectively) is favoured. Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

Key Words: waveguides; stationary kinetic energy; climate change; El Niño–Southern Oscillation; stationary wavenumber; zonal wind; Pacific Decadal Oscillation; North Atlantic Oscillation

Received 18 August 2010; Revised 23 June 2011; Accepted 5 July 2011; Published online in Wiley Online Library

Citation: Freitas ACV, Rao VB. 2011. Multidecadal and interannual changes of stationary Rossby waves. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137: 000–000. DOI:10.1002/qj.894

1. Introduction

Stationary Rossby Waves (SRW) are forced by irregularities on the Earth's surface such as orography (Charney and Eliassen, 1949) and land–sea thermal contrasts

(Smagorinsky, 1953). These waves control the regional climate and, therefore, changes in SRW might be connected to regional climate change.

Many studies have recently shown that, in the late 1970s and early 1980s, a major shift occurred in the structure of

large-scale circulation in both hemispheres. Observationally, Hansen and Lebedeff (1988) showed that global surface air temperature had substantially increased in the 1980s. They suggested that this warming may be due to the greenhouse effect caused by increased carbon dioxide concentration in the atmosphere. Nitta and Yamada (1989) pointed out that the tropical sea surface temperature (SST), especially in the central and eastern Pacific and in the Indian Ocean, has increased since the late 1970s. Corresponding to this tropical SST increase, convective activity was enhanced in the 1980s compared to the middle to late 1970s.

The dominant period of El Niño increased from 2–3 years during the 1960s and 1970s to 4–5 years during the 1980s and 1990s; during this time, the amplitude of El Niño also increased (An and Wang, 2000). Further, during the 1960s and 1970s, positive SST anomalies expanded westward, from the South American coast into the central equatorial Pacific. After 1980, positive SST anomalies propagated eastward across the basin, from the central Pacific, or developed concurrently in the central and eastern Pacific (Wallace *et al.*, 1998). These changes in El Niño–Southern Oscillation (ENSO) properties are nearly synchronized with the decadal climate shift in the extratropical Pacific Ocean; specifically, an abrupt change in SST and large-scale winter circulation over the North Pacific, observed in the mid 1970s (Wang and An, 2001). Thus this climate shift is mainly associated with a phase change of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) (Mantua *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 1997a).

In the Northern Hemisphere (NH), the Pacific–North America (PNA) teleconnection pattern became more dominant and persistent in winter seasons in the 1980s, with significant lowering of geopotential height at 500 hPa over the North Pacific during 1977–1986 (Nitta and Yamada, 1989).

In the Southern Hemisphere (SH), Frederiksen and Frederiksen (2007) found that there were quite large changes in thermal structure and atmospheric circulation, between the periods of 1949–1968 and 1975–1994. Regarding the changes in thermal structure, they found a significant warming of the SH troposphere south of 30°S in the period 1975–1994, resulting in a reduction of the Equator-to-pole temperature gradient.

The most important dynamical aspect of SRW is its propagation, which has a large influence on the evolution and development of the general circulation. The studies mentioned above had not yet fully explored the changes in SRW propagation associated with these observed shifts in the structure of large-scale circulation that occurred in the late 1970s and early 1980s.

Thus the objective of this paper is to study the multidecadal changes in SRW activity before and after the 1970s climate shift and the interannual changes in SRW propagation during stronger El Niño and La Niña events, using the NCEP–NCAR reanalysis data. Also, the links between the observed changes in the propagation of SRW and climate shifts, which occurred after the late 1970s, will be explored.

The Ocean–Atmosphere General Circulation Models (OAGCMs) are used to study the climate change issue and provide the basis for climate change projections. However, some authors (e.g. Grimm *et al.*, 2006) demonstrated that the models may not be able to reproduce the interdecadal changes in the basic state of the atmosphere, which may modify their ability to represent well some atmospheric

processes, such as the propagation of Rossby waves, generated by tropical heat source into the extratropics. Because of this, the studies of climate change also use observed data to compare and contrast with OAGCM simulations and to explore and validate the models' response.

Thus studies examining changes in climate that have been done within the period of instrumental records are important because achieving a physical and dynamical understanding of the changes that have occurred in recent decades may help to improve the ability of OAGCMs to properly represent important atmospheric processes, and having a correct simulation of the present-day atmospheric circulation can make climate change projections more consistent and reliable.

2. Methodology and data

2.1. Methodology

Details of Rossby wave propagation theory applied to idealized flows can be found in Hoskins and Karoly (1981). The authors used basic states that were zonally symmetric, greatly facilitating the interpretation of results. Further studies, such as Simmons (1982), Webster and Holton (1982), Karoly (1983), Branstator (1983) and, more recently, Hoskins and Ambrizzi (1993), extended the theory for more realistic flows that included longitudinal variations in the basic state, and found that strong westerly jets can act as Rossby waveguides.

Thus the wind field is one of the key factors in determining SRW propagation. The intensity of subtropical jets during strong El Niño events (e.g. 1982–1983 and 1997–1998) is higher than weak El Niño years (1986–1987 and 1991–1992) or the long-term mean. These differences in intensity in the upper-level westerly affect trajectories followed by the planetary waves triggered by equatorial heat sources (Magaña and Ambrizzi, 2005). Also, the location and intensity of the convective forcing, along with the structure of the mean flow, affect the phase of SRW (Ting and Sardeshmukh, 1993). Changes of a few metres per second in equivalent barotropic jet strength over the Tibetan Plateau can easily lead to phase changes of around 90° in the SRW pattern over the North American continent (Risbey *et al.*, 2002). Since SRW propagation will be affected by the waveguiding influence of the jets, the investigation of changes in zonal wind flow is of great importance. Therefore, in this paper, the shifts in the longitudinal basic-state (zonal wind) are first investigated.

Another key factor in determining SRW propagation is the kinetic energy pattern. It propagates with group velocity, and so has strong implications for stationary wave dynamics. Lighthill (1978) noted that wave propagation in channels is characterized by fluid motion components, parallel to the channel axis, possessing far greater kinetic energy than by any components transverse to the axis. Although he addressed waves in channels, his concept is applicable to stationary wave propagation in the atmosphere. Hoskins and collaborators made some of the early investigations of the Rossby propagation in a more realistic atmosphere and they inferred the possible Rossby waveguides. In the present paper we use a different method to identify these waveguides. It is done using the kinetic energy pattern, as suggested by Lighthill (1978), since it can be used as

a measure of wave activity along the waveguide. To our knowledge this method has not been utilized earlier to confirm the stationary waveguides in the atmosphere.

The SRW kinetic energy (KE) pattern is defined by the following equation:

$$KE = \frac{u^{*2} + v^{*2}}{2} \quad (1)$$

where u^* and v^* are zonally asymmetric components of the time mean zonal and meridional wind, respectively.

The changes in the jet streams and KE are analysed together with the stationary wavenumber (K_s). The dispersion relation for SRW implies that $K_s^2 = k^2 + l^2$, where k is a constant and is the zonal wavenumber, and l is the meridional wavenumber. Thus K_s is the total wavenumber squared and in Mercator coordinates is given by

$$K_s = \left(\frac{a\beta_M}{\bar{v}} \right)^{1/2} = \left\{ \left[2\Omega - \left(\frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial\phi} \right)^2 (\cos^2\phi\bar{v}) \right] / \bar{v} \right\}^{1/2} \cos\phi \quad (2)$$

where ϕ is the latitude, $\bar{v} = \overline{U/a \cos\phi}$ is the relative rotation rate of the atmosphere and β_M is the meridional absolute vorticity gradient, which in Mercator coordinates is given by

$$\beta_M = \left[2\Omega - \left(\frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial\phi} \right)^2 (\cos^2\phi\bar{v}) \right] \frac{\cos^2\phi}{a} \quad (3)$$

The stationary wavenumber indicates the regions where the Rossby wave propagation is permitted and those where it will be inhibited, highlighting the importance of the jets as waveguides.

This paper is divided in two major parts: multidecadal and interannual variations. In the first part, the multidecadal change of stationary wave activity is studied comparing and contrasting the SRW propagation for two periods: 1948–1978 and 1979–2000. Our analysis considers the statistically significant differences in zonal wind mean, KE and K_s between these periods (1979–2000 – 1948–1978); this we refer to as ‘change’. The statistical significance of the changes is tested using first the F -test at 99% level and later Student’s t -test at 95% and 99% levels. Since the majority of the changes found are statistically significant at the 99% level, it will be mentioned in the text only when they are not significant or significant exclusively at the 95% level.

In the second part, the interannual change of stationary wave activity is studied comparing and contrasting the SRW propagation during different phases of ENSO. Composites of zonal wind, KE and K_s for stronger El Niño and La Niña events are analysed for the whole period (1948–2000). Here the change is considered as the statistically significant difference in zonal wind mean, KE and K_s between the composites for stronger El Niño and La Niña years.

Multidecadal and interannual changes are calculated for the winter season of each hemisphere because the circulation modes are dominant in this season.

The ENSO composites are determined by averaging over the individual ENSO years by season, obtained

Table I. Stronger El Niño and La Niña years for period 1948–2000.

	DJF	JJA
El Niño	1958, 1966 1969, 1973 1983, 1987 1992, 1995 1998	1965, 1972 1987, 1991 1997
La Niña	1950, 1951 1955, 1956 1971, 1974 1976, 1989 1999, 2000	1955, 1973 1975, 1988

from the NOAA Climate Prediction Centre’s (CPC) web site (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml). The ENSO episodes, on the CPC web site, are based on a threshold of $\pm 0.5^\circ\text{C}$ for the Oceanic Niño Index (3-month running mean of SST anomalies in the Niño 3.4 region (5°N – 5°S , 120 – 170°W) using Version 3b of the extended reconstructed SST dataset), based on the 1971–2000 base period. To select only stronger El Niño and La Niña events used in the composites at the CPC web site, we chose a threshold of $\pm 1.0^\circ\text{C}$.

Thus, in the period considered (1948–2000), there are 9 (10) El Niño (La Niña) events for December–January–February (DJF) and 5 (4) El Niño (La Niña) events for June–July–August (JJA). A list of these years is given in Table I.

2.2. Data

The changes in jet streams, KE and K_s are calculated using the zonal and meridional wind monthly data, available on a 2.5° latitude \times 2.5° longitude grid at standard pressure levels, obtained from the NCEP–NCAR Reanalysis (Kalnay *et al.*, 1996) (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis>), for the period 1948–2000. The 300 mb level is used here, as done in most important studies concerning this issue (e.g. Hoskins and Ambrizzi, 1993).

The tropospheric winds are one of the best analysed fields in NCEP/NCAR Reanalysis (type A variables). The other fields are more affected by the changes in observation systems over time, as well as inaccuracies in the model parametrizations (Kistler *et al.*, 2001).

3. Results and discussion

3.1. Changes in the NH and SH winter SRW propagation in two periods: 1948–1978 and 1979–2000

This section describes the results of the multidecadal change of stationary wave activity. To facilitate the discussion, the changes in jet streams, KE and K_s are presented in subsections.

In referring to these changes, when mentioned in the text ‘increase/decrease’ means there was an increase/decrease of the analysed climate variable in the latter period (1979–2000).

3.1.1. Jet streams

In this subsection we analyse the jet stream changes and also mention the shifts in the SRW pattern. The main jet streams in the NH are the Asian jet stream (AJS), from north Africa to the western Pacific (with the largest values over east Asia), and the North Atlantic subtropical jet (NASJ), from the western North Atlantic to northern Europe. In the SH, the Australian jet (AUJ) and the polar jet (PJ) are the main jet streams.

For the periods 1948–1978 and 1979–2000 the zonal wind mean is displayed in Figure 1(a) and (b) respectively for the NH in DJF. Figure 1(c) shows the changes in the jet streams. These changes include a zonal wind increase, around 30°N, from east Asia to the North American west coast with the core in the central Pacific Ocean region, which indicates a strengthening of the east Asian jet stream (EAJS) in the latter period. A zonal wind increase is also seen around 50°N, from northeast North America to northwest Eurasia, and a decrease around 30°N is observed from the eastern North Atlantic Ocean to north Africa (Figure 1(c)); this indicates that, in the latter period, the so-called eddy-driven jet near 50°N (Gerber and Vallis, 2009) is enhanced, whereas the subtropical jet decreases in the North Atlantic Ocean. This splitting of the North Atlantic jet stream is a feature of the positive phase of the North Atlantic Oscillation (NAO) (see Figure 8(a) (positive NAO trend pattern evolution of zonal wind in 250hPa) of Raible *et al.*, 2005, and Gerber and Vallis, 2009).

Since the early 1980s and over the next two decades, during the winters, the phase of the NAO shifted from mostly negative to mostly positive index values. During a positive NAO phase, conditions are colder and drier than average over the northwest Atlantic and Mediterranean regions, whereas conditions are warmer and wetter than average in northern Europe, the eastern USA and parts of Scandinavia. Northward shift in the storm tracks and more intense and frequent storms in the vicinity of Iceland and the Norwegian Sea are also associated with the positive phase of NAO (Hurrell, 1995; Hurrell and van Loon, 1997).

The stream function field in the NH winter (DJF), at 850 hPa level (figure not shown), shows that the Azores high is strong and the Icelandic low is deep in the period 1979–2000. This also points to a positive phase of the winter NAO in the second period. The long-term change in these highs and lows is a manifestation of the shift in SRW pattern.

Thus there is an indication that the splitting of the North Atlantic jet stream, the stronger Azores High and the deeper Icelandic low observed are associated with the shift to the winter NAO positive phase after the early 1980s.

Through the same stream function field, it is possible to verify a significant enhancement and eastward extension of the Aleutian low in the second period (figure not shown). Trenberth (1990) also found that the Aleutian low was significantly deeper and extended farther east in the period from 1977 to 1988 and suggested the causal link between SST in the Tropics and the North Pacific circulation (with a deeper Aleutian low set up as a teleconnection due to El Niño conditions).

Earlier, we noted a strengthening of the EAJS in the latter period (Figure 1(c)). Yang *et al.* (2002) found that the EAJS does not strongly link to the tropical central–eastern Pacific SST, but a strong EAJS is significantly associated with a decrease in the extratropical western North Pacific

SST. Since, during warm PDO regimes, the western and central North Pacific Ocean typically exhibits low surface temperature anomalies, while the eastern tropical Pacific exhibits above-average temperatures (Zhang *et al.*, 1997a), there is an indication that the increase in the EAJS and the enhancement and eastward extension of the Aleutian low observed for the period 1979–2000 are associated with a major regime shift in the Pacific climate, from a cold to warm PDO phase, which occurred after late 1970s.

The zonal wind for the periods 1948–1978 and 1979–2000 is displayed in Figure 1(d) and (e) respectively for SH in JJA. The SH zonal wind changes are of hemispheric extension: a decrease in the zonal wind, around 30°S, with greater intensity in the west Australian jet and South Africa regions, and an increase, around 55°S, a little southward of the PJ region (Figure 1(f)). These changes are consistent with the findings by Archer and Caldeira (2008), Frederiksen (2005) and Frederiksen and Frederiksen (2007), who also reported, in the SH, a weakening of the subtropical jet, whereas the PJ strengthened after the late 1970s.

Van Loon *et al.* (1993) suggested that the signs of the change in the middle and high SH latitudes after 1977 were due to increased amplitude of zonal wavenumber 3 at higher latitudes in the geopotential height and weakening in the Semi-Annual Oscillation (SAO). Hurrell and van Loon (1994) suggested a link between tropical SST fluctuations and changes in the SAO in the late 1970s. This SAO weakening over the three mid-latitude oceans occurred primarily through zonal wavenumber 3 enhancement at higher latitudes (Burnett and McNicoll, 2000). Thus, indirectly, the zonal wavenumber 3 enhancement could be linked to the tropical SST fluctuations, which occurred in the late 1970s.

We also find an increase in the amplitude of zonal wavenumber 3, around 50–55°S, in the geopotential height of austral winter and summer, in the lower and upper troposphere, in the period 1979–2000 (figure not shown). The PJ strengthening, observed in Figure 1(f), is of hemispheric extension and thus the zonal mean wind in the PJ region increased, which probably caused this enhancement of the SRW amplitude of zonal wavenumber 3 (see explanation in paragraph below) and also resulted in the increase in group velocity (see Eq. 2.6 of Hoskins and Ambrizzi, 1993), which is a measure of the propagation of the wave activity. Thus there is an indication that, indirectly, the increase in the SRW amplitude of zonal wavenumber 3 and an increase in the propagation of wave activity could be associated with tropical SST fluctuations, which occurred after late 1970s.

A portion of the year-to-year (seasonal) variability in stationary wave amplitude and structure could be due to variations in the upper-level (surface) winds (Ringler and Cook, 1997). Regarding orographic forcing, as the zonal wind increases, particularly in the low levels, the forcing increases (see Eq. 7.99 in Holton, 2004). Sankar-Rao (1970) found that when the zonal mean wind velocity increases, the conversion to SRW KE increases. We can therefore conclude that the amplitude of the SRW tends to increase with the increase of zonal mean wind.

From the present zonal wind analyses one might infer that changes in the position and intensity of the main jet streams and associated shifts in SRW pattern after the late 1970s could be tied to the positive NAO phase, warm PDO phase and tropical SST increase. These changes result

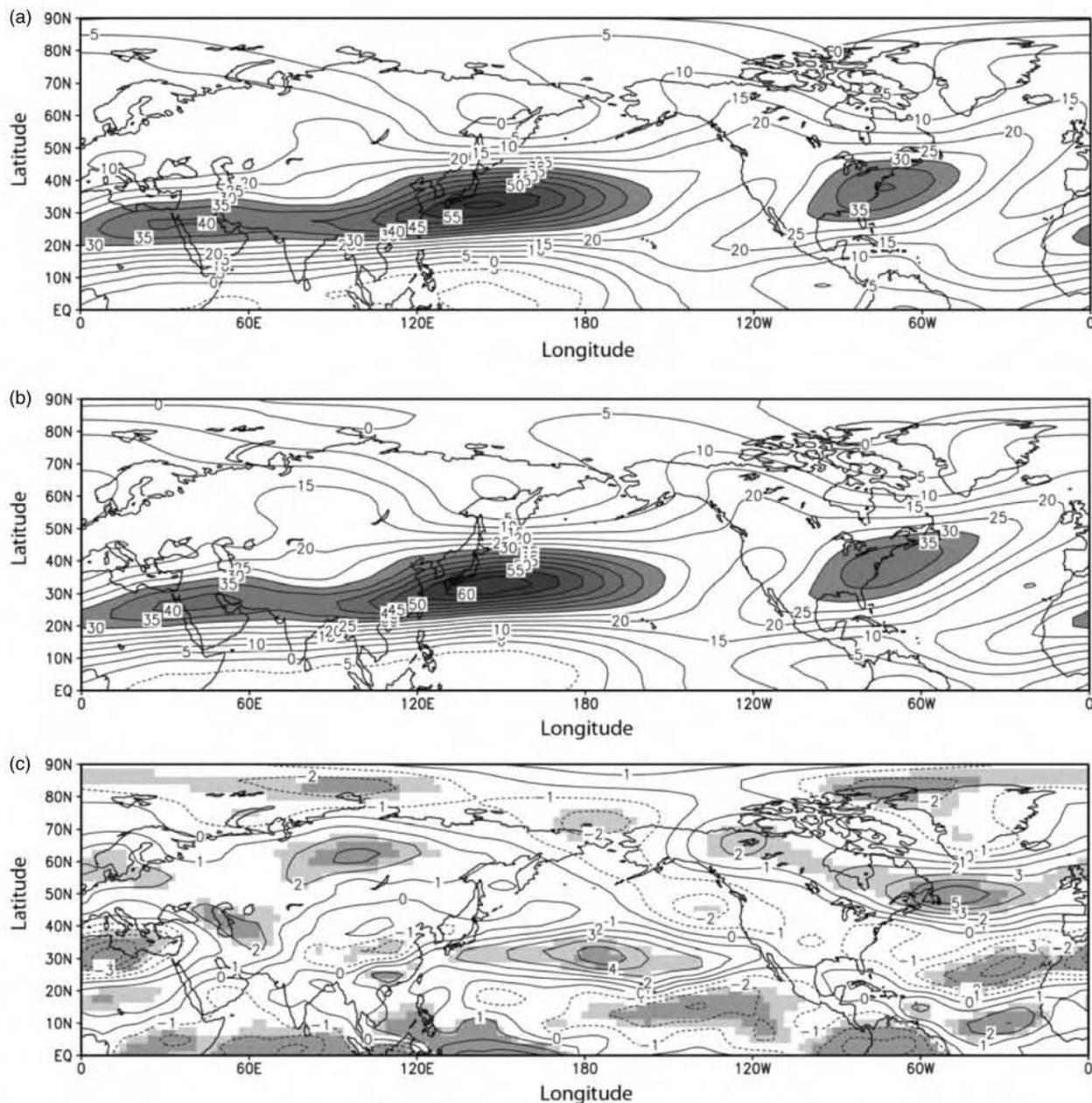


Figure 1. Zonal wind 300 hPa based on NCEP–NCAR Reanalysis data for NH–DJF: (a) 1948–1978, (b) 1979–2000, (c) difference (1948–1978–1979–2000); and SH–JJA: (d) 1948–1978, (e) 1979–2000, (f) difference. Contour interval is 5 m s^{-1} and values greater than 30 m s^{-1} are shaded. For the difference figures, contour interval is 1 m s^{-1} and values which are statistically significant at the 99% (95%) level according to a Student's test are shaded in dark grey (light grey).

in modifications of SRW waveguides and hence in the propagation of SRW.

3.1.2. SRW kinetic energy

The SRW KE pattern is determined by the structure of the subtropical jet stream, consisting of two main maxima in the NH: one from the North Atlantic east to the Middle East northwest, associated with the NASJ, and another from east Asia to the North Pacific west, associated with the AJS.

In the SH, the maxima of SRW KE are: on the east tropical Pacific Ocean; across Australia to the west Pacific Ocean and from southern Africa to the east coast of South America, around 30°S ; and from southeast Australia across New Zealand to the southwest Pacific Ocean and from the southeast Atlantic Ocean to southwest Indic Ocean, around

55°S . Here we will focus on the maxima in the AUJ and PJ regions.

The SRW KE for the period 1948–1978 and 1979–2000 is displayed in Figure 2(a) and (b) respectively for the NH in DJF. Figure 2(c) shows the changes in the SRW KE, which comprise an increase of the above two cited main maxima in the latter period.

According to Hu *et al.* (2004) in the recent two decades since the 1980s, there was a significant increase in mid and high latitudes of the NH KE in boreal summer and winter in a wide range of wave components and scales of disturbances, from planetary (wavenumbers 1–2 to wavenumbers 3–5) to synoptic waves (wavenumbers 5 and higher).

An increase of SRW KE in the region that extends from the subtropical Atlantic Ocean across north Africa to the north of Saudi Arabia, in the latter period, can be seen in

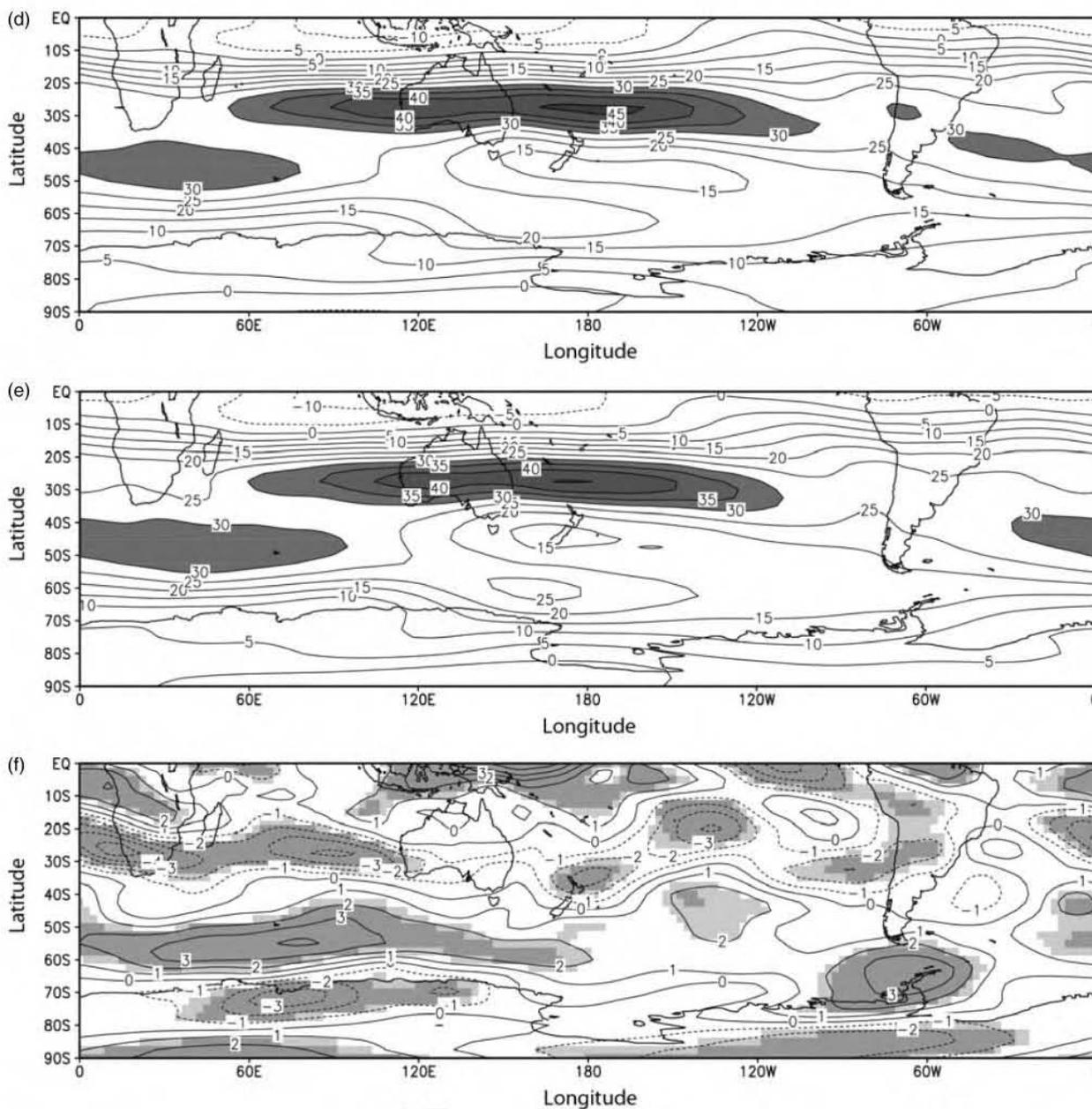


Figure 1. (continued)

Figure 2(c). This is the region of entrance of the AJS or so-called north African–Asian jet (NAAJ). This jet acts as a waveguide capable of connecting atmospheric activity at different regions of the globe and is also associated with shifts in storm tracks and precipitation patterns (Branstator, 2002).

The SRW KE pattern for the period 1948–1978 and 1979–2000 is displayed in Figure 2 (d) and (e) respectively for SH in JJA. Regarding the changes in the SRW KE, in Figure 2(f) we observe that the differences in the SH are much smaller than in the NH. There is an increase of SRW KE in the south of Africa region, in the east of the PJ region (significant only at the 95% level), and across Australia to the Pacific Ocean west (significant only at the 95% level); and a decrease over the Brazilian south coast and around the tropical Pacific Ocean east in the latter period.

There is an apparent connection between the SRW KE maxima located around Australia and secondary maxima, sometimes seen around South America and South Africa,

with enhanced tropical convection at similar longitudes. The strongest heating occurs in association with the Asian monsoon, which is in the same longitude sector as the strongest SH subtropical jet streams (Paegle *et al.*, 1983).

3.1.3. Stationary wavenumber

We will focus on two main waveguides found by Hoskins and Ambrizzi (1933) in DJF for the NH: a strong waveguide along the AJS, with typical stationary total wavenumber 7 (zonal wavenumber around 5), and another, along the NASJ, with typical stationary total wavenumber 5 (zonal wavenumber around 3). For the SH in JJA we will focus on two main waveguides found by Ambrizzi *et al.* (1995): one, in the AUJ region, having typical stationary total wavenumber 7 (zonal wavenumber 5), and another, in the PJ region, having typical stationary total wavenumber 4 (zonal wavenumber 3–4).

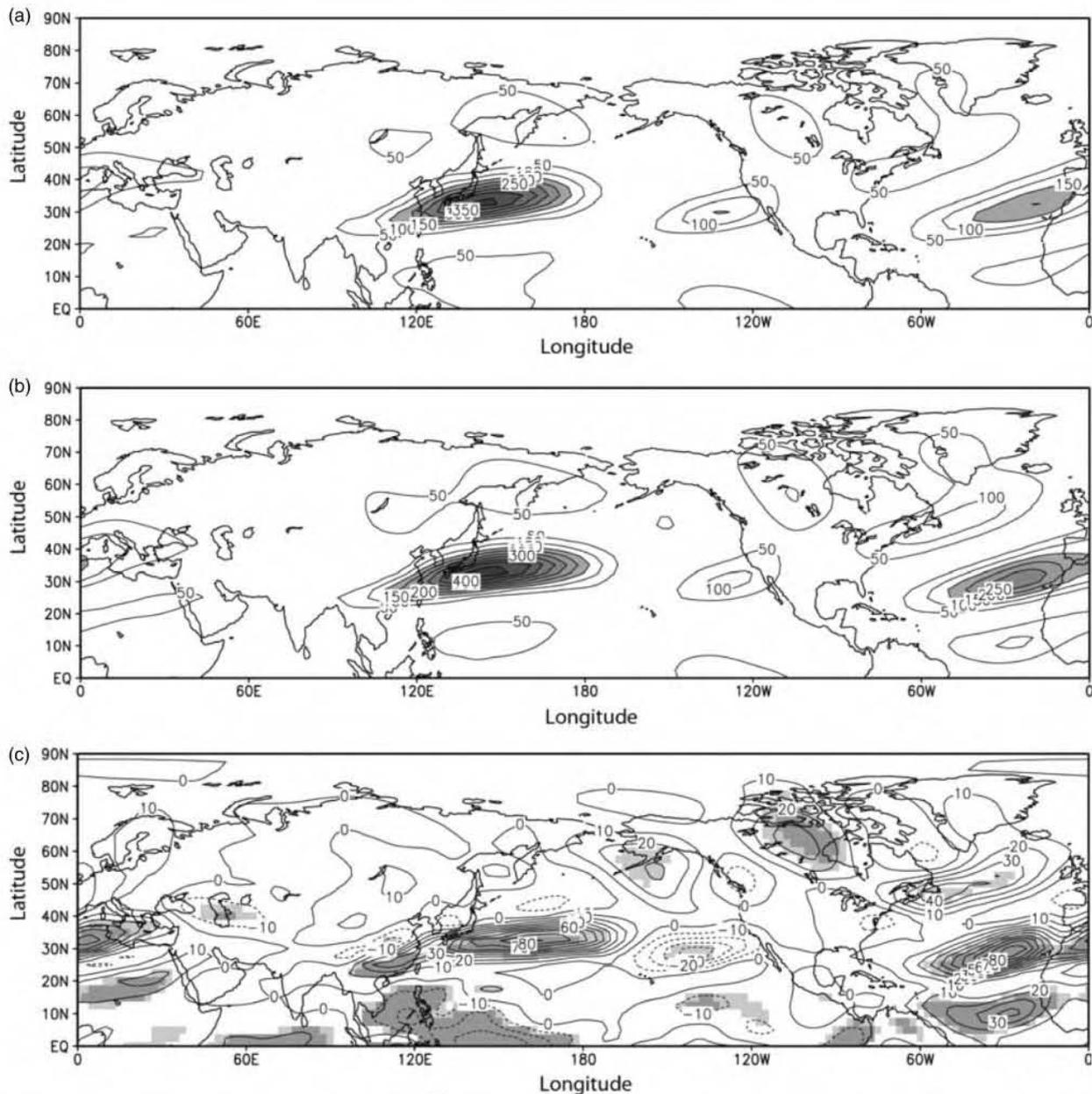


Figure 2. KE 300 hPa based on NCEP-NCAR Reanalysis data for NH-DJF: (a) 1948–1978, (b) 1979–2000, (c) difference. Contour interval is $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ and values greater than $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ are shaded. For SH-JJA: (d) 1948–1978, (e) 1979–2000, (f) difference. Contour interval is $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ and values greater than $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ are shaded. For the difference figures, contour interval is $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ and values which are statistically significant at the 99% (95%) level according to Student's test are shaded in dark grey (light grey).

The observed shifts in K_s need to be analysed in the waveguide regions (jet stream regions) and the value of the difference by itself does not totally provide the necessary information; in addition, the longitudinal extension of the waveguide in each period needs to be analysed. Thus the observed shifts can be seen more clearly and properly analysed in a superimposed map. The contours for K_s in the period 1948–1978 are superimposed on the contours for K_s in the period 1979–2000. Thus in Figure 3(a) the contours in black are for the period 1979–2000, superimposed on the contours in grey for the period 1948–1978. As done previously, in figures prepared for DJF (JJA) our analysis will be focused on the NH (SH), because during the boreal (austral) summer, both the Asian and North American (Australian and polar) jets are weaker and easterlies extend throughout the tropical Pacific. The easterlies cannot act as Rossby waveguides and so, focusing on the winter

hemisphere we can analyse the strong westerly jets that can act as Rossby waveguides.

In Figure 3(a), the black lines show that the AJS waveguide ($K_s = 7$), in the period 1979–2000, advance more into the Pacific, and a waveguide with $K_s = 8$, in the east Asian region, reaches a greater extension in the latter period (black lines) than in the former (grey lines). Previously, an EAJS strengthening (Figure 1(c)), which could be associated with the PDO warm phase, was noted in the latter period.

Yang *et al.* (2002) noted that a strong EAJS is clearly associated with an intensification of many atmospheric circulation systems, including the Asian continent high, east Asian trough, Aleutian low and the ridge over western North America, and related to a strong east–southeastward propagation of stationary wave activity. Thus an intensified EAJS is followed by an adjustment of the large-scale

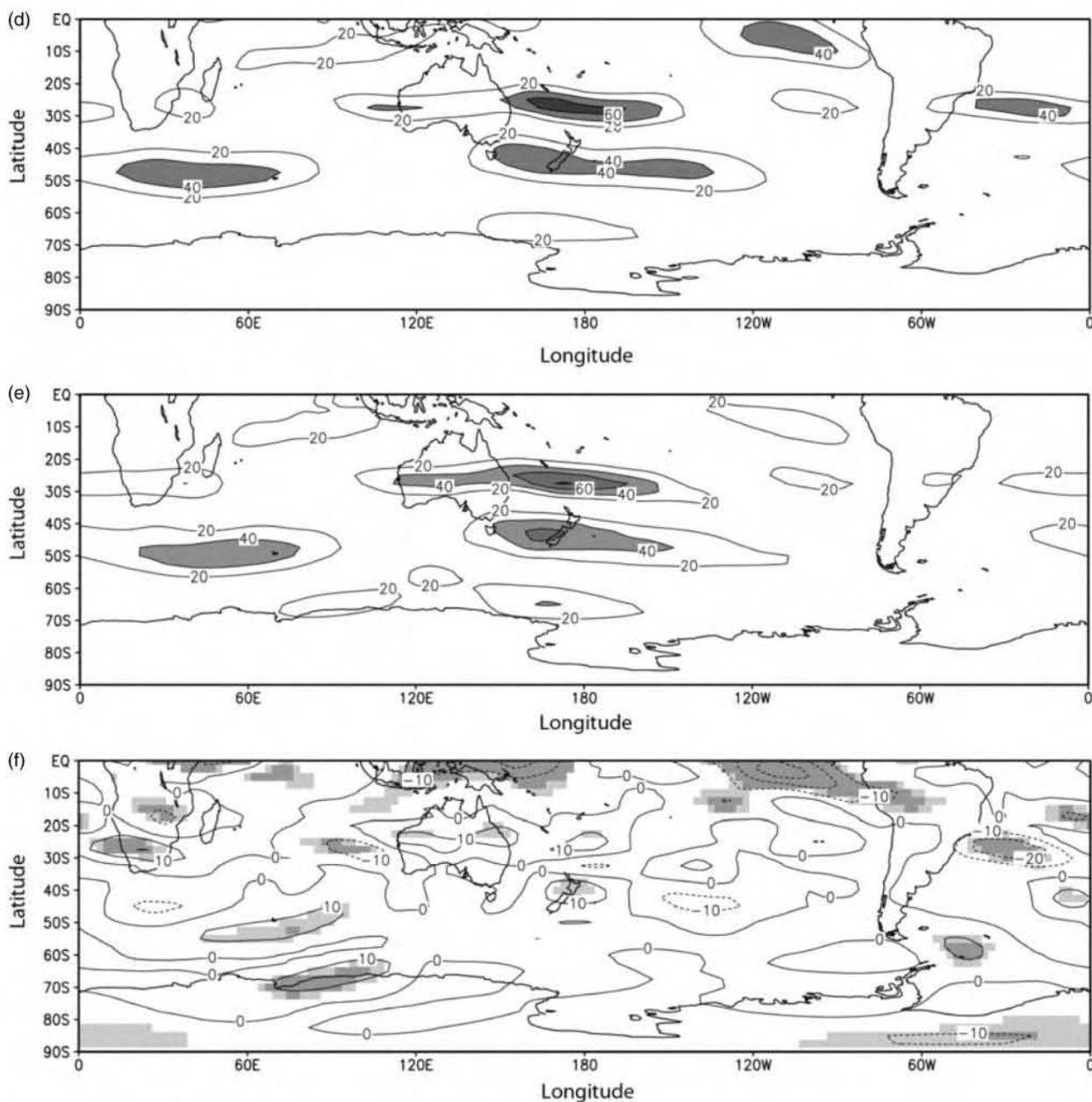


Figure 2. (continued)

circulation systems that favour a stronger wave train pattern across Asia, the Pacific and North America.

When the EAJS is strong, the east Asian winter monsoon strengthens, colder and drier conditions prevail in east Asia, and enhanced convection appears over the equatorial Asian–Australian region. At the same time, warmer and drier conditions appear in the western USA but a colder and drier climate is seen in the eastern part (Yang *et al.*, 2002). Since one of the fundamental mechanisms that drive the monsoon circulation is the land–sea thermal contrast, the monsoon can be interpreted as thermally forced SRW.

An increase in SRW KE maximum, associated with the AJS, was noted earlier (Figure 2(c)), indicating that the propagation of SRW energy had increased. Thus the propagation of SRW, associated with this waveguide, increases in the period 1979–2000. This favoured propagation can be confirmed through the strengthening of the east Asian winter monsoon (which resulted in stronger EAJS, possibly

associated with the warm PDO phase), with colder and drier conditions prevailing in this region.

Regarding the NASJ waveguide ($K_s = 5$), in the difference map (Figure 3(b)) and in Figure 3(a), a decrease of K_s (negative values) to its south or western extension of $K_s = 4$ in the latter period can be noted. In Figure 1(c), for zonal wind, a decrease is also noted in the NASJ region.

Remembering that Rossby rays are defined as being lines along which energy propagates and are always refracted towards latitudes with larger K_s , we can say that dK_s/dy in the period 1979–2000 displays a higher gradient and, so the bending of the ray or $d\alpha/dt$ varies rapidly (see Eq. 2.10b of Hoskins and Ambrizzi, 1993), confining the waveguide meridionally. This made the NASJ waveguide more sharply defined, thus favouring higher SRW KE propagation. This is confirmed by the SRW KE increase seen in Figure 2(c). Thus an increase of K_s in the middle and/or decrease to the south and north makes the propagation of SRW meridionally confined, favouring the propagation over longer distances.

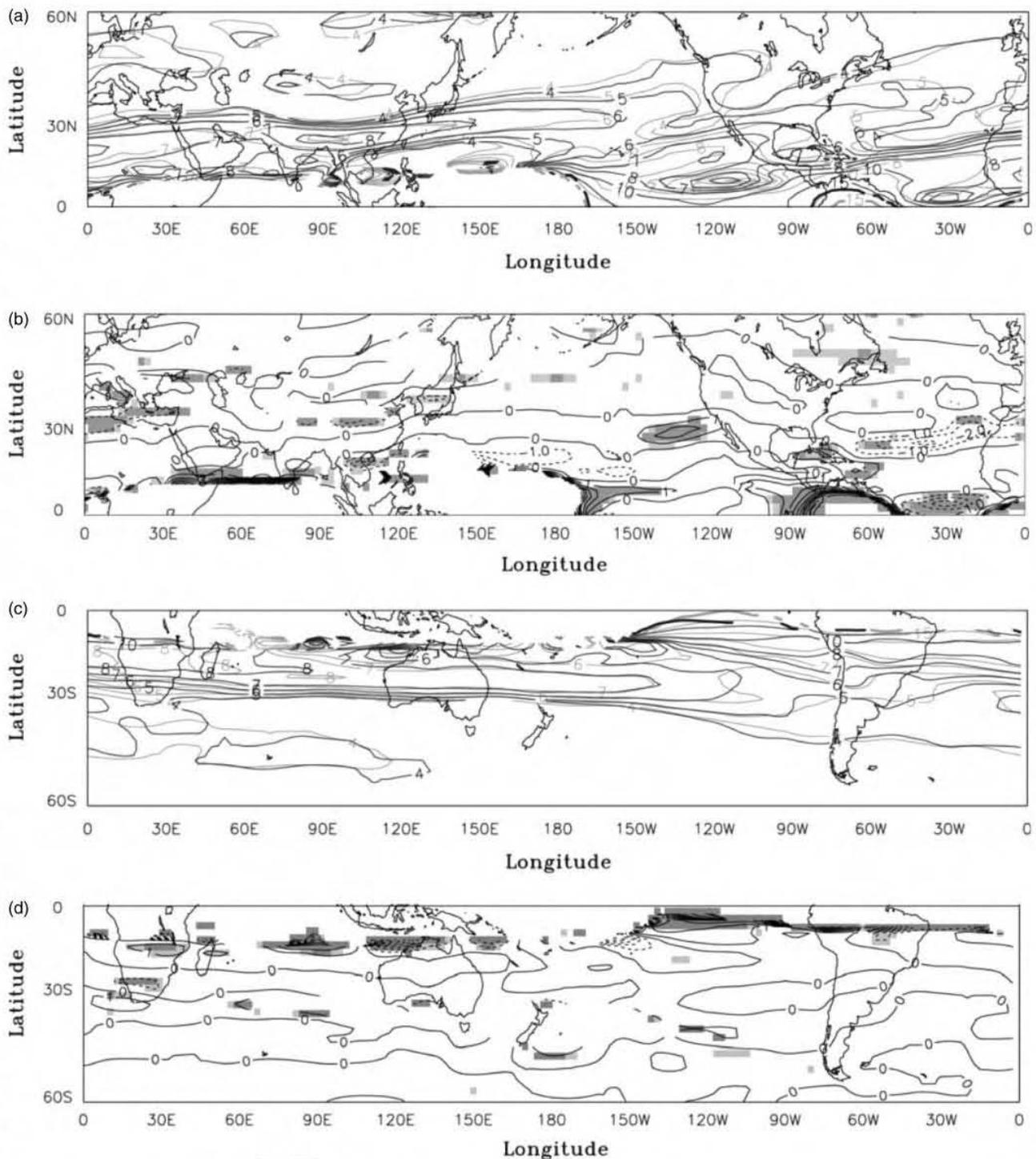


Figure 3. Stationary wavenumber (K_s) for 300 hPa based on NCEP-NCAR Reanalysis data for NH-DJF: (a) 1948–1978 period (grey) and 1979–2000 period (black), (b) difference and for SH-JJA, (c) 1948–1978 period (grey) and 1979–2000 period (black), (d) difference. Contours at zonal wavenumbers 0, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 15 and 25–30 (thickened contour). For the difference figures, contour interval is 1 and values which are statistically significant at the 99% (95%) level according to Student's test are shaded in dark grey (light grey).

The higher SRW KE noted earlier (Figure 2(c)), on the upstream side of the North Atlantic, is a necessary condition to compensate for the inevitable dissipation due to viscosity such that the SRW can propagate further downstream. The higher SRW propagation in the period 1979–2000 favours a stronger high-pressure centre at levels of 1000 hPa and 500 hPa (see Figure 6(a) and (c) of Raible *et al.*, 2005), over the North Atlantic eastern part. This results in dry winter conditions over southern Europe and the Mediterranean, and colder conditions over northern Africa

(because of colder northerly winds from higher latitudes on the eastern side of this high-pressure centre). This stronger high-pressure centre is associated with the NAO positive phase (Raible *et al.*, 2005) as well as the North Atlantic jet splitting, as mentioned earlier.

Figure 3(c) displays K_s for periods 1948–1978 and 1979–2000, respectively, in JJA. Concerning the main changes in K_s , in the latter period (black lines), in Africa southern region an equatorward displacement of $K_s = 5$, 6 and 7 can be seen. In the difference map (Figure 3(d))

1 and in Figure 1(f) for zonal wind in this region a decrease
2 is observed. It is important to note that the difference
3 map shows the same sign of zonal wind change. Also, an
4 increase of the SRW KE is shown (Figure 2(f)). $K_s = 8$
5 is quite different in the two periods. In the latter period,
6 it is displaced further to the south of the former period
7 region and joining to the $K_s = 5, 6$ and 7 , producing a
8 strong gradient that favours SRW propagation. The SH
9 climatological mean July distribution of stationary wave
10 geopotential height at sea-level pressure shows a ridge in
11 the southeast coast of southern Africa (see Figure 2.13 of
12 Wallace, 1983), which is enhanced in the latter period (figure
13 not shown). This confirms the higher propagation of SRW
14 in the southern Africa region for the period 1979–2000.

16 Regarding the observed changes in the rainfall pattern
17 which occurred in the late 1970s, Dore (2005) found that
18 during the last two or three decades there have been some
19 increases (most of them occurring after 1970) in severe dry
20 and wet areas, resulting from increases in either the dry
21 area, e.g. over the Sahel, eastern Asia and southern Africa
22 (confirming the enhanced ridge observed) or the wet areas,
23 e.g. over the USA and Europe.

24 The PJ waveguide ($K_s = 4$) is more extended towards
25 south of Australia around 55°S in the latter period (black
26 lines). Previously, we noted a stronger PJ (Figure 1(f)) and
27 an increase of the SRW KE (significant only at the 95%
28 level) associated with this jet (Figure 2 (f)) in the latter
29 period. Thus the SRW propagation energy has increased.
30 This favoured SRW propagation in the PJ region is associated
31 with enhancement of the zonal wavenumber 3 and increase
32 of wave activity propagation in the latter period found
33 earlier, and could be related, indirectly, with tropical SST
34 fluctuations.

36 Previously, we suggested a possible connection between
37 tropical SST increase, the warm PDO phase and the positive
38 NAO phase after the late 1970s and associated changes in
39 the position and intensity of the main jet streams. Since
40 the SRW KE and K_s patterns in both the NH and SH are
41 determined by the structure of the jet streams, these patterns
42 also are influenced by the same factors that caused changes
43 in the position and intensity of the jet.

3.2. Changes in the SRW propagation of the NH and SH 45 winter during El Niño and La Niña events which occurred in 46 the period 1948–2000

49 The results of the stationary wave activity interannual change
50 during stronger El Niño and La Niña events for the period
51 1948–2000 are analysed in this section. Again, to facilitate
52 the discussion, the changes in jet streams, KE and K_s are
53 presented in subsections. In referring to these changes, when
54 mentioned in the text ‘increase/decrease’ means there was
55 an increase/decrease of the analysed climate variable in the
56 El Niño composite.

58 Although there have been many studies on ENSO
59 composites in the winter season based on NCEP/NCAR
60 Reanalysis (e.g. DeWeaver and Nigam, 2002), the novelty of
61 this study is the investigation of SRW propagation during
62 these stronger events using a different method, on which the
63 changes in the SRW KE pattern, as suggested by Lighthill
64 (1975), are analysed together with the zonal wind and K_s .
To our knowledge, this method has not been used earlier.

3.2.1. Jet streams

Figure 4(a) and (b), and Figure 4(d) and (e), display zonal
wind for El Niño and La Niña composites for the NH
SH respectively. The main changes in the zonal wind are
shown in the difference map between the two composites
(El Niño – La Niña) for the NH (Figure 4(c)) and for the SH
(Figure 4(f)). The changes in the NH jet streams include an
increase of the zonal wind, especially around 30°N , from the
east Pacific to the west North Atlantic (Figure 4(c)). This is
because both the EAJ and the NASJ extend towards the east
of the Pacific Ocean in the El Niño composites (Figure 4(a)).
A decrease of the zonal wind in the east of North America,
around 45°N , is seen. Also, a decrease from the east North
Atlantic to north Africa, around 15°N (Figure 4(e)), can be
noted. This is the entrance region of the AJS or so-called
NAAJ and the decrease is because this jet is stronger in this
region and extends towards the east North Atlantic in the
La Niña composites (Figure 4(b)).

In the SH, an increase, around 25 – 30°S , in the Pacific
Ocean can be seen in Figure 4(f). This increase is due
to stronger AUJ and extended eastward in the El Niño
composites. Eastin and Vincent (1998) reported these
changes in the AUJ during El Niño events.

The PJ in the El Niño composites is more extended
eastward of the Indian Ocean around 55°S than in the La
Niña composites (Figure 4(d) and (e)). However, the PJ is
more extended to the west coast of South America around
 30°S in the La Niña composites. Thus an increase of zonal
wind, around 55°S in the Indian Ocean and a decrease
around 30°S , can be seen in Figure 4(f). These changes are
statistically significant only at the 95% level.

3.2.2. SRW kinetic energy

The SRW KE pattern is calculated for El Niño and La Niña
composites in the NH and displayed in Figure 5(a) and
(b) respectively. Concerning the main changes in the SRW
KE, in Figure 5(c), around 25 – 30°N , there is a decrease in
the east Asia region and in the North American west coast.
Also a decrease in the North Atlantic region from 25°N to
 40°N (significant only at the 95% level) and from the east
North Atlantic to north Africa around 15°N can be noted,
as well as an increase around 20°N in the same region.

The SRW KE considered for El Niño and La Niña
composites in the SH are displayed in Figure 5(d) and (e).
Concerning the main changes, in Figure 5(f), around 30°S
there is an increase in the west of the Pacific Ocean and in
South Africa towards the southeast coast of Brazil. Around
 50°S , there is an increase of SRW KE in the Indian Ocean.

It is well recognized that El Niño and La Niña exert
a strong influence on the global atmospheric circulation
through Rossby wave dispersion (Hoskins and Karoly, 1981).
Characteristic patterns of anomalous precipitation
in various regions of the high latitudes are one of the results
of the extratropical atmospheric response to the tropical El
Niño and La Niña SST. Thus the differences between SRW
propagation during stronger El Niño and La Niña events
will be connected to the studies found in the literature
concerning rainfall anomaly patterns associated with these
events. For this, from now on the differences in the zonal
wind and SRW KE discussed above for stronger El Niño and
La Niña events will be analysed together with K_s .

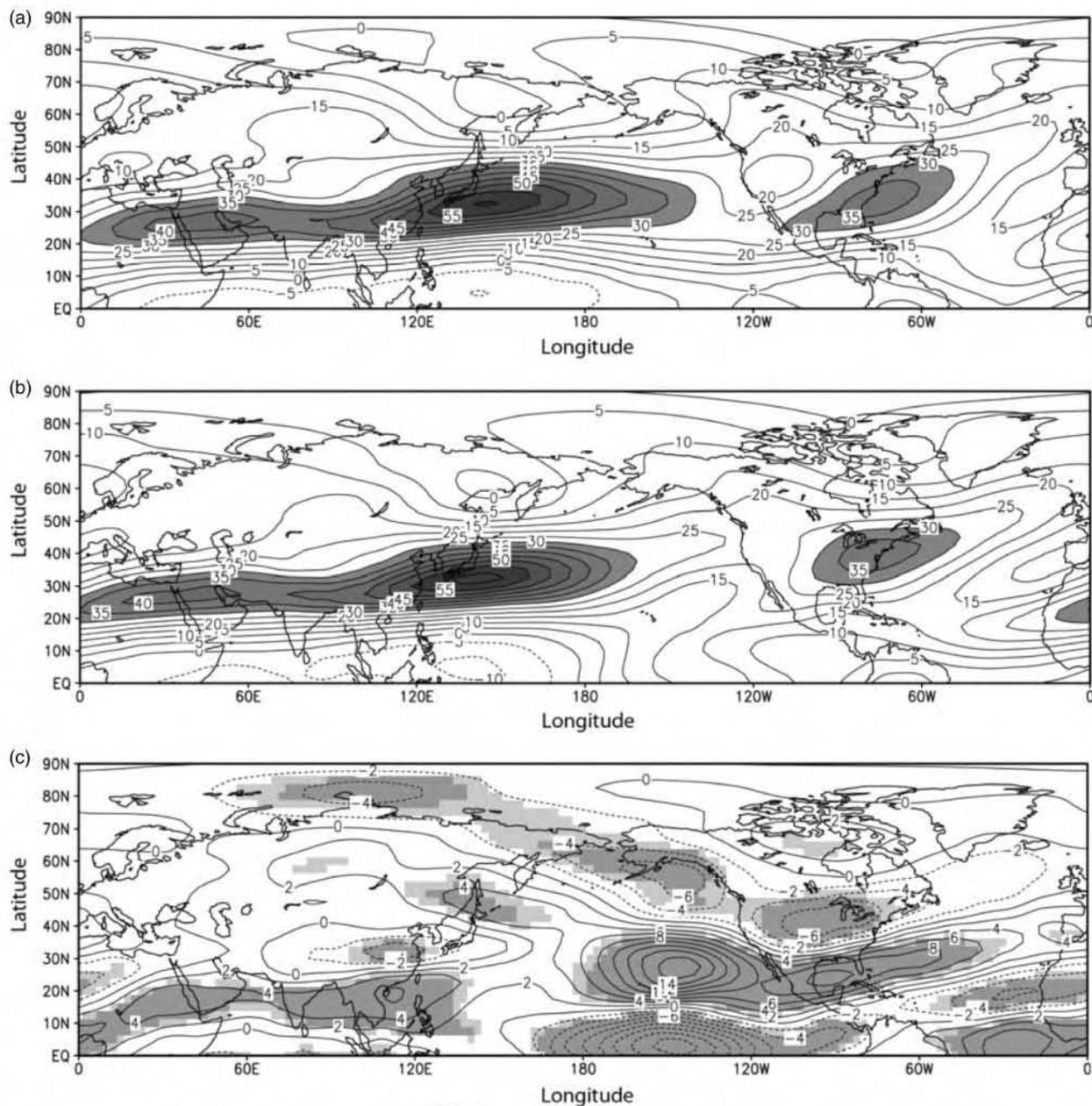


Figure 4. Zonal wind 300 hPa based on NCEP-NCAR Reanalysis data for composites in the 1948–2000 period for NH-DJF: (a) El Niño, (b) La Niña, (c) difference (El Niño – La Niña); and for SH-JJA: (d) El Niño, (e) La Niña, (f) difference. Contour interval is 5 m s^{-1} and values greater than 30 m s^{-1} are shaded. For the difference figures, contour interval is 2 m s^{-1} and values which are statistically significant at the 99% (95%) level according to Student's test are shaded in dark grey (light grey).

3.2.3. Stationary wavenumber

Figure 6(a) displays K_s for El Niño and La Niña composites in the NH; the contours in black are for the El Niño composites, superimposed on the contours in grey for the La Niña composites. The AJS waveguide ($K_s = 7$), in the east Asia region, advances more eastward into the Pacific Ocean during La Niña events. Therefore, in the El Niño composites, in the east Asia region the AJS waveguide becomes withdrawn and the SRW KE pattern shows a decrease in this region (Figure 5(c)). This indicates that the SRW propagation, during stronger El Niño events in the east Asia region, is reduced.

ENSO has strong impacts on the east Asian winter monsoon (EAWM), which is an important climatic feature over east Asia in boreal winter. Weak (strong) EAWM

occurs during El Niño (La Niña) winters (Chen *et al.*, 2000). Consequently, the climate in southeast China and the surrounding regions in east Asia are warmer and wetter with the weak cold air activity during El Niño winter and the ensuing spring (Kang and Jeong, 1996; Wang *et al.*, 2000). Also, the surface Siberian high and the 500 hPa trough in east Asia, which are a part of the large-scale winter monsoon flow, are weaker than normal during El Niño years (Zhang *et al.*, 1997b). Thus the weakening of the EAWM is associated with less favourable SRW propagation during stronger El Niño events in the East Asia region, as seen through $K_s = 7$ in Figure 6(a).

In the eastern North Pacific, around 30°N , it is possible to note $K_s = 5$ and a decrease to its south with the presence of the $K_s = 4$ in the La Niña composites (Figure 6(a)). In the same region, positive values can be observed in

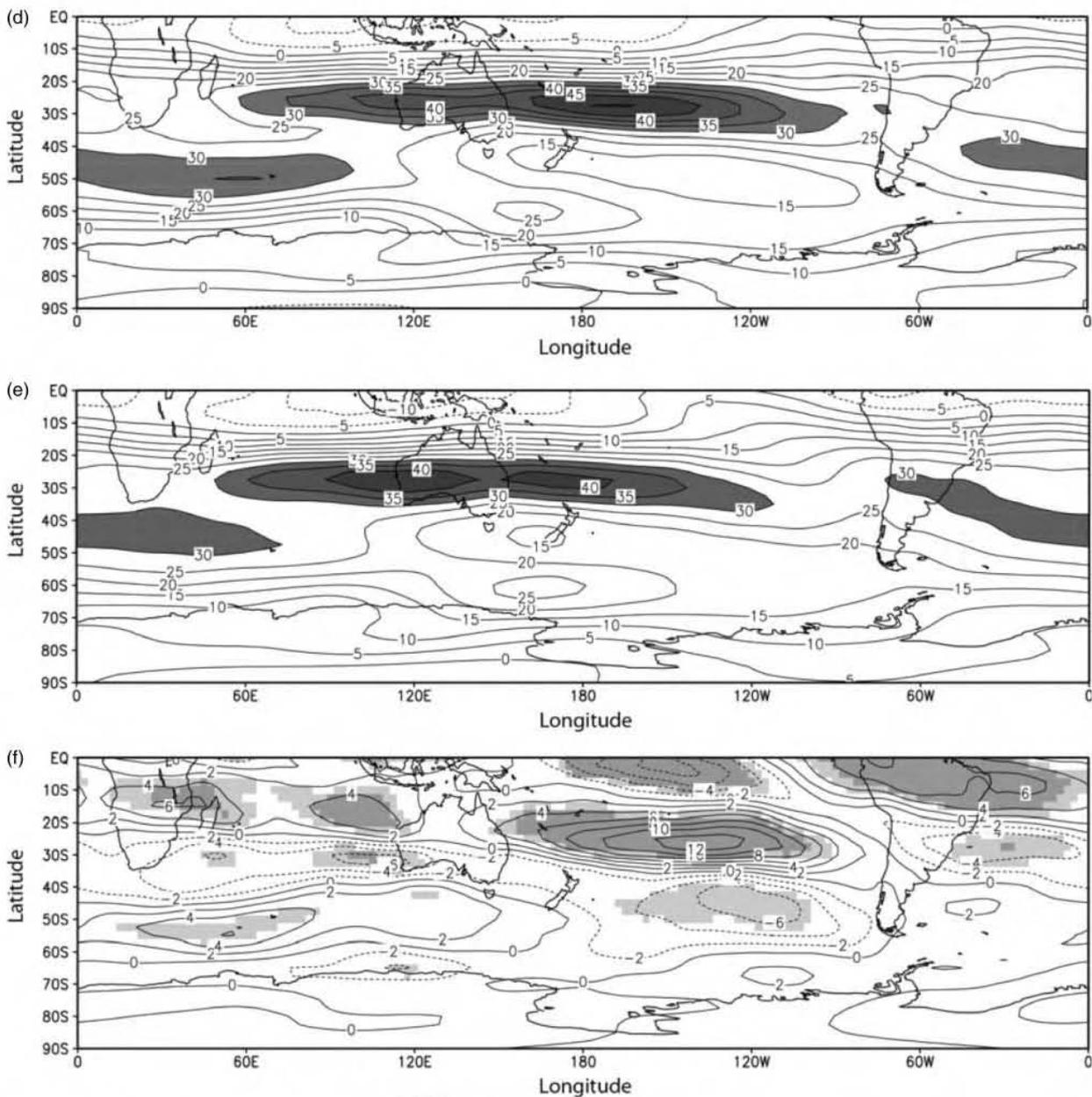


Figure 4. (continued)

Figure 6(b). This made the waveguide more sharply defined during stronger La Niña events, thus contributing to the propagation enhancement. Conversely, during stronger El Niño events, in the eastern North Pacific, around 30°N, the propagation is reduced and this is confirmed by the decrease of SRW KE seen in Figure 5(c).

Associated with ENSO, the most prominent teleconnection pattern is the PNA (Horel and Wallace, 1981). The positive phase of the PNA pattern tends to be associated with Pacific warm episodes (El Niño), and the negative phase tends to be associated with Pacific cold episodes (La Niña).

Lin and Derome (1997) showed that, during the positive phase of PNA, the transient activity in the North Pacific is weaker than during the negative phase. Since the kinetic energy of the large-scale transient disturbances is maintained primarily by the SRW KE (Holopainen, 1970), the weaker transient activity during the positive phase of PNA (or during El Niño events) agrees with the decrease observed

in the SRW KE in the eastern North Pacific, around 30°N (Figure 5(c)) and with the reduced propagation of SRW indicated earlier in this same region.

In the south of the US west coast, in El Niño composites, it is possible to note that $K_s = 4$ is more extended westward than in La Niña composites (Figure 6(a)), making the waveguide sharper. In the same region, negative values can be observed in the difference map (Figure 6(b)) and an SRW KE increase is observed in Figure 5(c). The NH climatological mean January distribution of stationary wave geopotential at the 200 mb level shows a ridge in this region (see Figure 2.2 of Wallace, 1983). Thus the increase of SRW KE and the most westward extension of $K_s = 4$ are consistent with the amplified ridge in the west coast of the USA, which is a characteristic of the PNA positive phase (see Isard *et al.*, 2000).

Some studies (e.g. Ropelewski and Halpert, 1986, 1987; Halpert and Ropelewski, 1992) showed, for the winter season, US precipitation and temperature responses to El

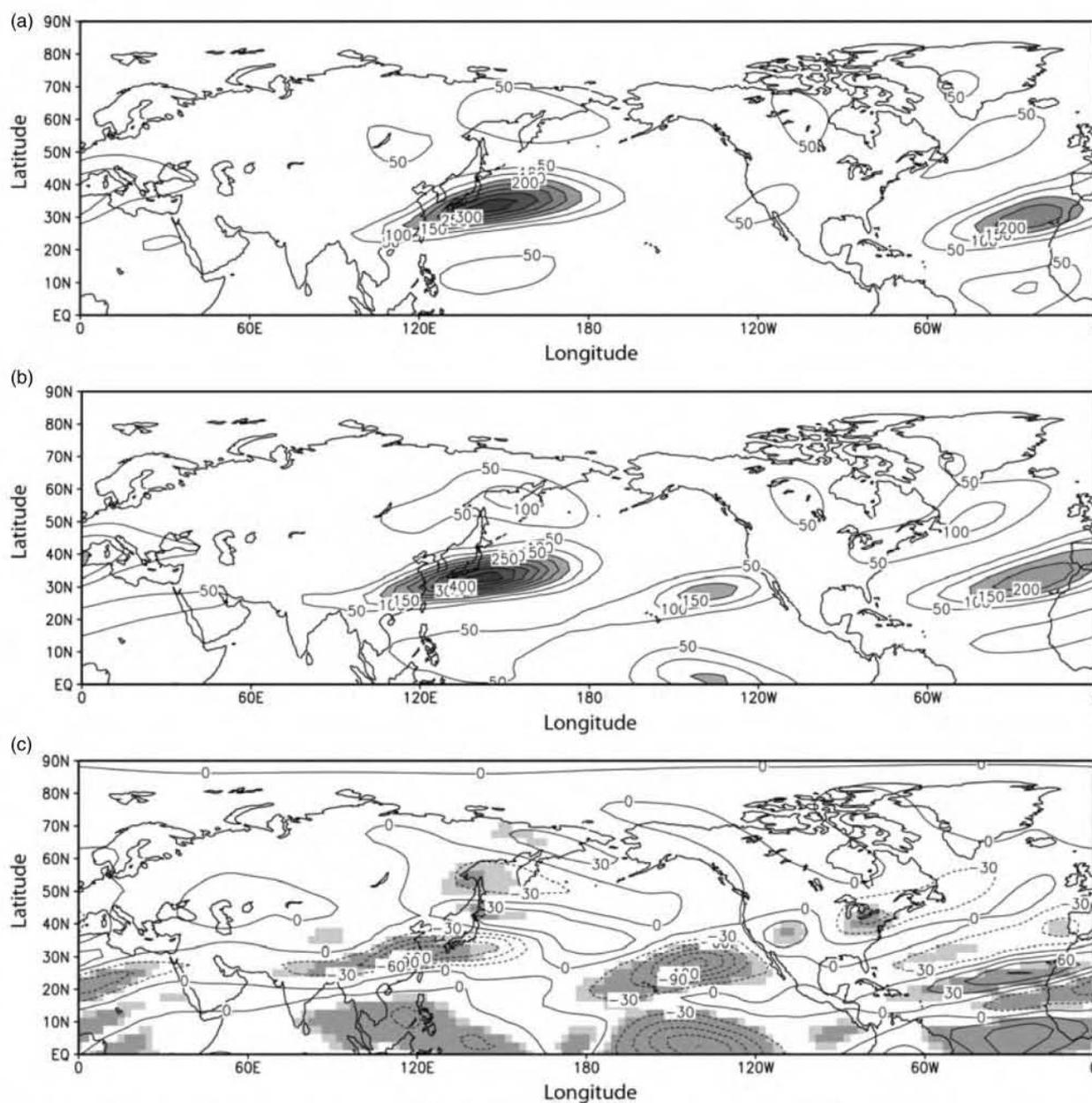


Figure 5. KE 300 hPa based on NCEP-NCAR Reanalysis data for composites in the 1948–2000 period for NH-DJF: (a) El Niño, (b) La Niña, (c) difference (El Niño – La Niña). Contour interval is $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ and values greater than $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ are shaded. For SH-JJA: (d) El Niño, (e) La Niña, (f) difference. Contour interval is $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ and values greater than $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ are shaded. For the difference figures, contour interval is $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for (c) and $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for (f) and values which are statistically significant at the 99% (95%) level according to Student's test are shaded in dark grey (light grey).

Niño in a way consistent with PNA pattern, with drier and warmer conditions over the northwest USA and colder and wetter conditions over the southeast USA (Leathers *et al.*, 1991).

In the North Atlantic region, the NASJ waveguide ($K_s = 5$) shows a decrease to its south, or the advance of $K_s = 4$ into this waveguide in the La Niña composites (Figure 6(a)). In the same region positive values are observed in the difference map (Figure 6(b)). This made the NASJ waveguide more sharply defined during stronger La Niña events, thus contributing to propagation enhancement. Again, conversely, during stronger El Niño events the propagation is reduced and this is confirmed by the SRW KE decrease (significant only at the 95% level), around 45°N in the east side of the North Atlantic, as seen in Figure 5(c). Also, it is possible to see a southward shift of the NASJ waveguide across the southern USA and in the

North Atlantic in the El Niño composites (Figure 6(a)). This southward shift in the NASJ during El Niño events is also reported by Laver (2003).

The Merkel and Latif (2002) model results suggested that, during an El Niño event, wetter conditions are observed over central Europe and the Western Mediterranean, and colder temperatures over Scandinavia. A cyclone-tracking analysis made by the authors revealed a southward shift of the North Atlantic storm track in the winter season, during El Niño events, which was found to be significant at the 95% level within the region $30\text{--}45^\circ\text{N}$, $60\text{--}10^\circ\text{W}$. This is due to the southward displacement of $K_s = 5$, during El Niño events, as seen in Figure 6(a). Merkel and Latif (2002), using a model with a higher resolution, also found a more zonal propagation of stationary wave activity in the North Atlantic sector, compared to the simulation in a model with

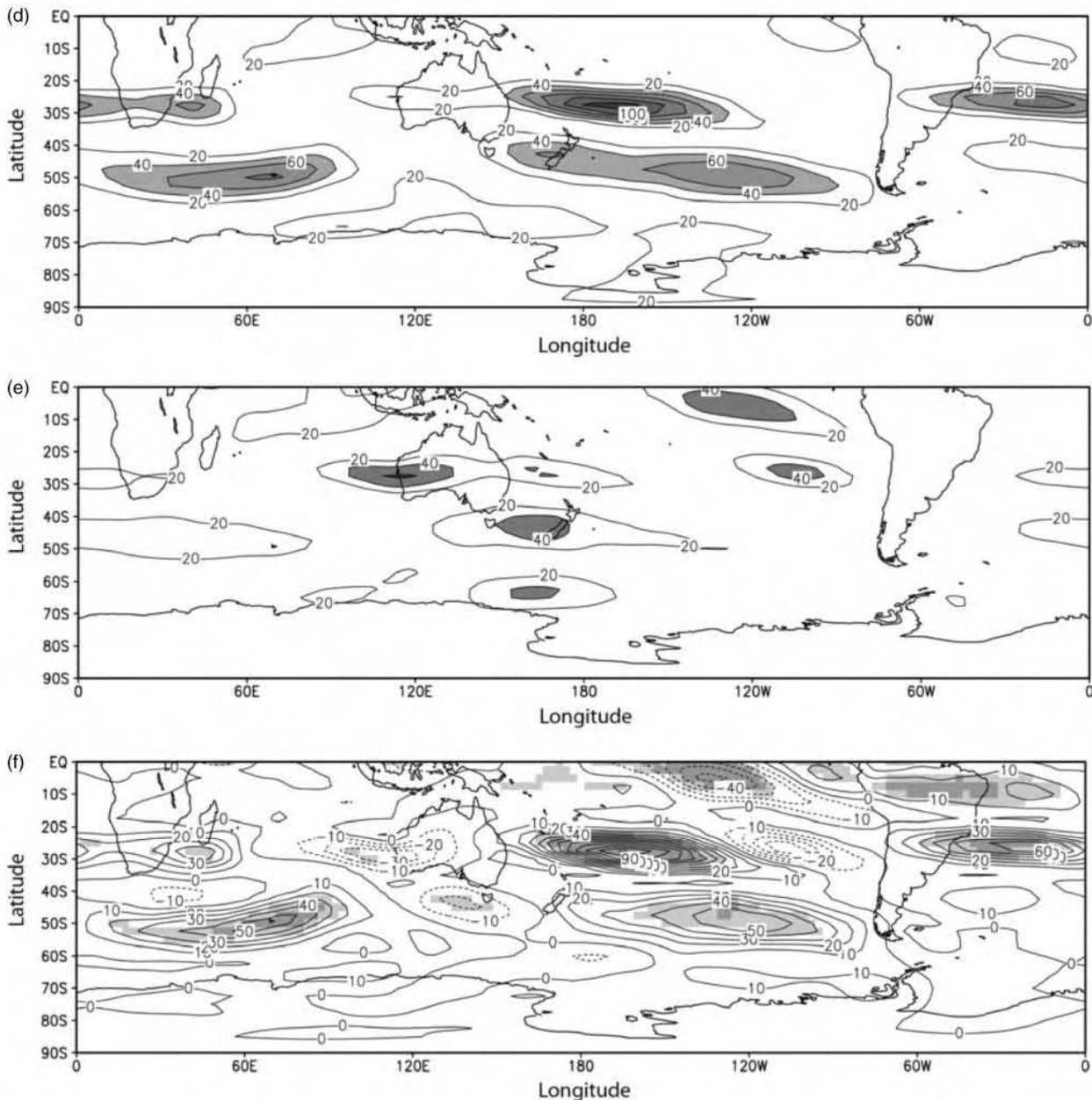


Figure 5. (continued)

a lower resolution. This can be connected to the reduced propagation of SRW in this region indicated earlier.

The K_s calculated for El Niño and La Niña composites in JJA is displayed in Figure 6(c). The contours in black are for the El Niño composites, superimposed on the contours in grey for the La Niña composites. The PJ waveguide with $K_s = 4$, in the El Niño composites, is displaced further to the north towards south of Brazil than in La Niña composites and joining to the $K_s = 5, 6$ and 7 , which also are displaced further to the north, producing a strong gradient in this region that favours the propagation of SRW. Because the waveguides are displaced further to the north in the west of the Atlantic Ocean, a decrease (negative values) is noted in the difference map (Figure 6(d), although not statistically significant). Figure 4(f) for zonal wind, in this region shows a statistically significant decrease only at the 95% level. The favoured SRW propagation can be confirmed by the increase of the SRW KE noted earlier in this region (Figure 5 (f)).

Gan and Rao (1991) found that, over southern Brazil, higher cyclogenesis and higher rainfall occurs during El Niño years.

The AUJ waveguide with $K_s = 7$, in the El Niño composites, advances more into the Pacific and a waveguide with $K_s = 8$ in the west and east of Australia region reaches greater extension (Figure 6 (c)). Previously, we saw an increase in zonal wind around $25\text{--}30^\circ\text{S}$ in the east of the Pacific Ocean or a strengthening of the AUJ (Figure 4(f)) in the El Niño composites. SRW KE also shows an increase in eastern Australia, around 30°S (Figure 5(f)), indicating that the propagation of wave energy is increased. Thus the SRW propagation associated with this waveguide increased during stronger El Niño events, which occurred in the period 1948–2000.

There is a subtropical ridge in mean sea-level pressure over eastern Australia. During El Niño (La Niña) events the ridge is stronger (weaker) and located further equatorward (poleward) than normal (Drosowsky, 2005). Because of this, El Niño events are often associated with below-normal

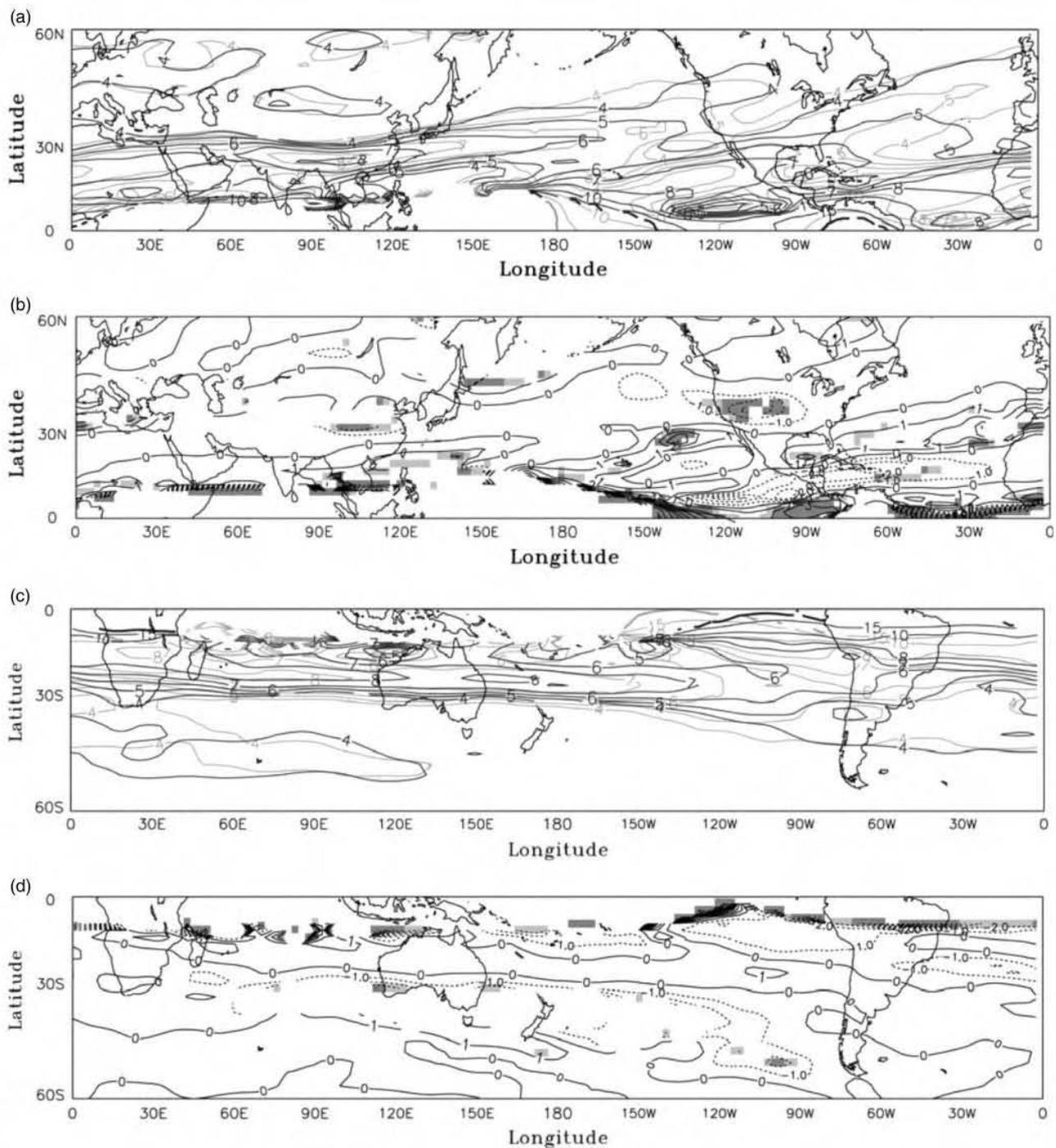


Figure 6. Stationary wavenumber (K_s) 300 hPa based on NCEP-NCAR Reanalysis data for composites in the 1948–2000 period for NH-DJF: (a) El Niño (black) and La Niña (grey), (b) difference (El Niño – La Niña); and for SH-JJA: (c) El Niño (black) and La Niña (grey), (d) difference. Contours at zonal wavenumbers 0, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 15 and 25–30 (thickened contour). For the difference figures, contour interval is 1 and values which are statistically significant at the 99% (95%) level according to Student's test are shaded in dark grey (light grey).

rainfall and drought over much of northern and eastern Australia. This stronger ridge is evidence of the favoured SRW propagation over eastern Australia during El Niño events.

4. Summary and concluding remarks

A major shift in the large-scale circulation structure in the NH and SH occurred in the late 1970s and early 1980s, as shown by many authors (e.g. Nitta and Yamada, 1989; An and Wang, 2000; Wang and An, 2001). In this study, we

used the NCEP-NCAR Reanalysis data to examine, in the first part, the multidecadal changes in the SRW activity, comparing and contrasting the propagation of these waves, in winter, for two periods: 1948–1978 and 1979–2000; and in the second part, the interannual changes of SRW activity during stronger El Niño and La Niña events, which occurred in the period 1948–2000.

SRW propagation was studied by analysing the waveguides and we used a different method to identify these Rossby waveguides, which consists of the use of SRW KE pattern as suggested by Lighthill (1978). The changes in the zonal wind, SRW KE and the K_s were examined and this

provided the necessary information to analyse the changes in SRW propagation.

The main results found in the first part of this study for the period 1979–2000 in the NH can be summarized as follows:

- A stronger EAJS; an enhancement and eastward extension of the Aleutian low; a favoured SRW propagation in the AJS waveguide ($K_s = 7$), mainly in the east Asia region, related to the strengthening of the east Asian winter monsoon. There are indications that these changes might be associated with the warm PDO phase.
- A splitting of the North Atlantic jet stream, a stronger Azores high, a deeper Icelandic low and a favoured SRW propagation in the NASJ waveguide ($K_s = 5$), linked to a stronger high-pressure centre over the eastern part of the North Atlantic. There are indications that these changes might be associated with the positive NAO phase.

In the SH:

- In the southern Africa region, $K_s = 4-7$ produced a stronger gradient that favoured SRW propagation. This higher propagation is related to a stronger ridge in the southeast coast of southern Africa at sea-level pressure.
- A stronger PJ; an enhancement of zonal wavenumber 3; a favoured SRW propagation in the PJ waveguide ($K_s = 4$). These changes might be associated, indirectly, with tropical SST fluctuations.

The main results found in the second part of this study for the SRW propagation during stronger El Niño events in the NH can be summarized as follows:

- SRW propagation in the AJS (mainly in the east Asia region) waveguide ($K_s = 7$) is reduced. The weakening of the EAWM is associated with this reduced propagation in the east Asia region.
- SRW propagation in the NASJ waveguide ($K_s = 5$) is reduced and a southward shift of this waveguide is observed.

In the SH:

- SRW propagation in the AUJ waveguide ($K_s = 7$) is favoured and a stronger subtropical ridge in eastern Australia at mean sea-level pressure is associated with this higher propagation.
- The PJ waveguide ($K_s = 4$) is displaced further to the north towards south of Brazil and joining to $K_s = 5, 6, 7$, which also is displaced further to the north, producing a strong gradient in this region that favours the propagation of SRW in this waveguide.

It is important to mention that using only stronger ENSO events or using all ENSO events (which occurred in the period 1948–2000), the final results present no significant differences.

The SRW KE method, as suggested by Lighthill (1978), was shown to be useful in the SRW propagation analysis and confirmed, for both hemispheres, the Rossby waveguides found through zonal wind and K_s and by Hoskins and Ambrizzi (1993).

Many changes in SRW, which occurred from the late 1940s to the early 2000s, can be explained by the changes in SRW propagation, as noted in this paper. One can argue, however, that there can be changes in SRW which are due to the changes in forcings such as SST, etc., and not necessarily due to propagation. However, these modifications in SRW forced by SST and other factors can change zonal wind strength and associated waveguides and so influence SRW propagation. Thus the observed variations are due to complex interactions of several physical processes and so the hypothesis raised here still needs to be confirmed. However, the results of this study are consistent with different aspects such as zonal wind, K_s and SRW KE and thus may stand the test of time.

This work seeks to contribute towards a physical and dynamical understanding of the changes that have occurred in latter decades, in particular between the two phases of NAO, PDO and ENSO. These might help overcome limitations in scientific understanding of some physical process, contributing to improve the ability of OAGCMs to properly represent the atmospheric circulation.

One might argue that the introduction of satellite data in the NCEP/NCAR Reanalysis in the late 1970s may have the effect of introducing an artificial bias in the results. However, these climate shifts were depicted in many other datasets by many other important studies cited in this paper and presents consistency from one study to another; therefore, the results found in this paper should denote real climatic shifts.

Acknowledgements

This paper forms part of the PhD thesis of the first author. We thank CNPQ (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) for financial support and INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) Brazil for the facilities. Thanks are due to the two reviewers whose insightful comments improved substantially an earlier version of the manuscript.

References

- Ambrizzi T, Hoskins BJ, Hsu HH. 1995. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. *J. Atmos. Sci.* **52**: 3661–3672.
- An S-I, Wang B. 2000. Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *J. Climate* **13**: 2044–2055.
- Archer CL and Caldeira K. 2008. Historical trends in the jet streams. *Geophys. Res. Lett.* **35**(L08803) 1–6.
- Branstator G. 1983. Horizontal energy propagation in a barotropic atmosphere with meridional and zonal structure. *J. Atmos. Sci.* **40**: 1689–1708.
- Branstator G. 2002. Circumglobal teleconnections, the jetstream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate* **15**(14): 1893–1910.
- Burnett AW, McNicoll AR. 2000. Interannual variations in the Southern Hemisphere winter circumpolar vortex: relationships with the semiannual oscillation. *J. Climate* **13**: 991–999.
- Charney JG and Eliassen A. 1949. A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies. *Tellus* **1**: 38–54.
- Chen W, Graf HF, Huang RH. 2000. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.* **17**: 46–60.
- DeWeaver E, Nigam S. 2002. Linearity in ENSO's atmospheric response. *J. Climate* **15**: 2446–2461.
- Dore MHI. 2005. Climate change and changes in global precipitation patterns: what do we know? *Environ. Int.* **31**: 1167–1181.
- Drosowsky W. 2005. The latitude of the subtropical ridge over eastern Australia: the L-index revisited. *Int. J. Climatol.* **25**: 1291–1299.

- 1 Eastin MD, Vincent DG. 1998. A 6-yr climatology of vertical mean and
2 shear components of kinetic energy for the Australian–South Pacific
3 jet stream. *J. Climate* **11**: 283–291.
- 4 Frederiksen CS, Frederiksen JS. 2007. Interdecadal changes in Southern
5 Hemisphere winter storm track modes. *Tellus A* **59**(5): 599.
- 6 Frederiksen JS. 2005. *Decadal changes in Southern Hemisphere winter
7 cyclogenesis*. Technical report, CSIRO Marine and Atmospheric
8 Research Paper No. 002, Australia.
- 9 Gan MA, Rao VB. 1991. Surface cyclogenesis over South America. *Mon.
Weather Rev.* **119**: 1293–1302.
- 10 Gerber EP, Vallis GK. 2009. On the zonal Structure of the North Atlantic
11 Oscillation and annular modes. *J. Atmos. Sci.* **66**: 332–352.
- 12 Grimm AM, Sahai AK, Ropelewski CF. 2006. Interdecadal variations in
13 AGCM simulation skills. *J. Climate* **19**: 3406–3419.
- 14 Halpert MS, Ropelewski CF. 1992. Surface temperature patterns
15 associated with the Southern Oscillation. *J. Climate* **5**: 577–593.
- 16 Hansen J, Lebedeff S. 1988. Global surface air temperatures: update
17 through 1987. *Geophys. Res. Lett.* **15**: 323–326.
- 18 Holopainen EO. 1970. An observational study of the energy balance of
19 the stationary disturbances in the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*
20 **96**: 626–644.
- 21 Holton RJ. 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology* (4th edn).
22 Elsevier/Academic Press: San Diego, CA.
- 23 Horel JD, Wallace JM. 1981. Planetary scale atmospheric phenomena
24 associated with the Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.* **109**:
25 813–829.
- 26 Hoskins BJ, Ambrizzi T. 1993. Rossby wave propagation on a realistic
27 longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.* **50**: 1661–1671.
- 28 Hoskins BJ, Karoly DJ. 1981. The steady linear response of a spherical
29 atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.* **38**:
30 1179–1196.
- 31 Hu Q, Tawaye Y, Feng S. 2004. Variations of the Northern Hemisphere
32 atmospheric energetics: 1948–2000. *J. Climate* **17**: 1975–1986.
- 33 Hurrell JW. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation:
34 regional temperatures and precipitation. *Science* **269**: 676–679.
- 35 Hurrell JW, van Loon H. 1994. A modulation of the atmospheric annual
36 cycle in the Southern Hemisphere. *Tellus* **46A**: 325–338.
- 37 Hurrell JW, van Loon H. 1997. Decadal variations in climate associated
38 with the North Atlantic Oscillation. *Climate Change* **36**(3–4):
39 301–326.
- 40 Isard SA, Angel JR, VanDyke GT. 2000. Zones of origin for Great Lakes
41 cyclones in North America, 1899–1996. *Mon. Weather Rev.* **128**:
42 474–485.
- 43 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L,
44 Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A,
45 Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC,
46 Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR
47 40 year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **77**: 437–471.
- 48 Kang I, Jeong Y. 1996. Association of interannual variations of
49 temperature and precipitation in Seoul with principal modes of
50 Pacific SST. *J. Korean Meteorol. Soc.* **32**: 339–345.
- 51 Karoly DJ. 1983. Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere.
52 *Dyn. Atmos. Oceans* **7**: 111–125.
- 53 Kistler R, Kalnay E, Collins W, Saha S, White G, Woollen J, Chelliah M,
54 Ebisuzaki W, Kanamitsu M, Kousky V, van den Dool H, Jenne R,
55 Fiorino M. 2001. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis project. *Bull.
Am. Meteorol. Soc.* **82**: 247–267.
- 56 Laver J. 2003. *The Impact of El Niño Phenomenon on the
United States*, No 33159, Agricultural Outlook Forum, USDA.
57 <http://econpapers.repec.org/RePEc:ags:usa0th:33159>
- 58 Leathers DJ, Yarnal B, Palecki MA. 1991. The Pacific/North American
59 teleconnection pattern and United States climate. Part I: Regional
60 temperature and precipitation associations. *J. Climate* **4**: 517–528.
- 61 Lighthill J. 1978. *Waves in Fluids*. Cambridge University Press:
62 Cambridge, UK.
- 63 Lin H, Derome J. 1997. On the modification of the high-frequency
64 and low-frequency eddies associated with the PNA anomaly: an
65 observational study. *Tellus* **49**(1): 87–99.
- 66 Magaña V, Ambrizzi T. 2005. Dynamics of subtropical vertical motions
67 over the Americas during El Niño boreal winters. *Atmósfera* **18**(4):
68 211–233.
- 69 Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y, Wallace JM, Francis RC. 1997. A Pacific
70 decadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull.
Am. Meteorol. Soc.* **78**(6): 1069–1079.
- 71 Merkel U, Latif M. 2002. A high resolution AGCM study of the El Niño
72 impact on the North Atlantic/European sector. *Geophys. Res. Lett.* **29**:
73 1291–1294.
- 74 Nitta T, Yamada S. 1989. Recent warming of tropical sea surface
75 temperature and its relationship to the Northern Hemisphere
76 circulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* **67**: 375–383.
- 77 Paegle J, Paegle JN, Lewis FP. 1983. Large-scale motions of the Tropics
78 in observations and theory. *Pure Appl. Geophys.* **121**(5–6): 947–982.
- 79 Raible CC, Stocker TF, Yoshimori M, Renold M, Beyerle U, Casty C,
80 Luterbacher J. 2005. Northern Hemispheric trends of pressure indices
81 and atmospheric circulation patterns in observations, reconstructions,
82 and coupled GCM simulations. *J. Climate* **18**: 3968–3982.
- 83 Ringler TD, Cook KH. 1997. Factors controlling nonlinearity in
84 mechanically forced stationary waves over orography. *J. Atmos. Sci.*
85 **54**: 2612–2629.
- 86 Risbey JS, Lamb PJ, Miller RL, Morgan MC, Roe GH. 2002. Exploring
87 the structure of regional climate scenarios by combining synoptic and
88 dynamic guidance and GCM output. *J. Climate* **15**: 1036–1050.
- 89 Ropelewski CF, Halpert MS. 1986. North American precipitation and
90 temperature patterns associated with the El Niño Southern Oscillation
91 (ENSO). *Mon. Weather Rev.* **114**: 2352–2362.
- 92 Ropelewski CF, Halpert MS. 1987. Global and regional scale precipitation
93 patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon.
Weather Rev.* **115**: 1606–1626.
- 94 Sankar-Rao M. 1970. On global monsoons: further results. *Tellus* **22**(6):
95 648–654.
- 96 Simmons AJ. 1982. The forcing of stationary wave motion by tropical
97 diabatic heating. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **108**: 503–534.
- 98 Smagorinsky J. 1953. The dynamical influence of large-scale heat sources
99 and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere.
100 *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **79**: 342–366.
- 101 Ting M, Sardeshmukh PD. 1993. Factors determining the extratropical
102 response to equatorial diabatic heating anomalies. *J. Atmos. Sci.* **50**:
103 907–918.
- 104 Trenberth KE. 1990. Recent observed interdecadal climate changes in
105 the Northern Hemisphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **71**: 988–993.
- 106 van Loon H, Kidson JW, Mullan AB. 1993. Decadal variation of the
107 annual cycle in the Australian dataset. *J. Climate* **6**: 1227–1231.
- 108 Wallace JM. 1983. The climatological mean stationary waves:
109 observational evidence. In *Large-Scale Dynamical Processes in the
Atmosphere*, Hoskins BJ, Pearce RP (eds). Academic Press: London;
110 27–53.
- 111 Wallace J, Rasmusson E, Mitchell T, Kousky V, Sarachik E, von
112 Storch H. 1998. On the structure and evolution of ENSO-related
113 climate variability in the tropical Pacific: lessons. *J. Geophys. Res.* **103**:
114 14241–14259.
- 115 Wang B, An S. 2001. Why the properties of El Niño changed during the
116 late 1970s. *Geophys. Res. Lett.* **28**(19): 3709–3712.
- 117 Wang B, Renguang W, Xiuhua F. 2000. Pacific–East Asian
118 teleconnection: how does ENSO affect east Asian climate? *J. Climate*
119 **13**: 1517–1536.
- 120 Webster PJ, Holton JR. 1982. Cross-equatorial response to middle-
121 latitude forcing in a zonally varying basic state. *J. Atmos. Sci.* **39**:
122 722–733.
- 123 Yang S, Lau K-M, Kim K-M. 2002. Variations of the east Asian jet stream
124 and Asian–Pacific–American winter climate anomalies. *J. Climate*
125 **15**(3): 306–325.
- 126 Zhang Y, Wallace JM, Battisti DS. 1997a. ENSO-like interdecadal
127 variability: 1900–93. *J. Climate* **10**: 1004–1020.
- 128 Zhang Y, Sperber KR, Boyle JS. 1997b. Climatology and interannual
129 variation of the east Asian winter monsoon: results from the 1979–95
130 NCEP/NCAR Reanalysis. *Mon. Weather Rev.* **125**: 2605–2619.