



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15263-TDI/1346

**CONSEQÜÊNCIAS CLIMÁTICAS DA SUBSTITUIÇÃO
GRADUAL DA FLORESTA TROPICAL AMAZÔNICA POR
PASTAGEM DEGRADADA OU POR PLANTAÇÃO DE
SOJA: UM ESTUDO DE MODELAGEM**

Gilvan Sampaio de Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs.
Carlos Afonso Nobre e Prakki Satyamurty, aprovada em 28 de março de 2008.

O original deste documento está disponível em:

<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.12.12.07>

INPE
São José dos Campos
2008

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) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

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

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

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

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)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant'Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15263-TDI/1346

**CONSEQÜÊNCIAS CLIMÁTICAS DA SUBSTITUIÇÃO
GRADUAL DA FLORESTA TROPICAL AMAZÔNICA POR
PASTAGEM DEGRADADA OU POR PLANTAÇÃO DE
SOJA: UM ESTUDO DE MODELAGEM**

Gilvan Sampaio de Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs.
Carlos Afonso Nobre e Prakki Satyamurty, aprovada em 28 de março de 2008.

O original deste documento está disponível em:

<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.12.12.07>

INPE
São José dos Campos
2008

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

O4c Oliveira, Gilvan Sampaio.

Conseqüências climáticas da substituição gradual da Floresta Tropical Amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja: um estudo de modelagem/ Gilvan Sampaio de Oliveira. – São José dos Campos: INPE, 2008. 417p. ; (INPE-15263-TDI/1346)

1. Amazônia. 2. Modelagem climática. 3. Interação biosfera-atmosfera. 4. Desflorestamento da Amazônia. 5. Clima. I. Título.

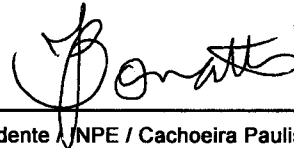
CDU 551.502.3

Copyright © 2008 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, microfilmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2008 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, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, 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.

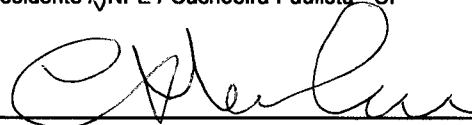
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia

Dr. José Paulo Bonatti




Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Carlos Afonso Nobre



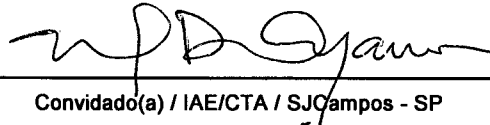
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Prakki Satyamurty



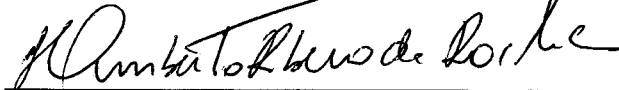
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



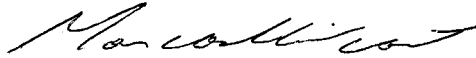
Convidado(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Humberto Ribeiro da Rocha



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

Dr. Marcos Heil Costa



Convidado(a) / UFV / Viçosa - MG

Aluno (a): Gilvan Sampaio de Oliveira

São José dos Campos, 28 de março de 2008

“Se não der frutos, valeu a beleza das flores; se não der flores, valeu a sombra das folhas; se não der folhas, valeu a intenção da semente.”

Autor desconhecido

A meus Pais José Antônio e “Leila” e à minha Avó Anita.

AGRADECIMENTOS

Expresso meus sinceros agradecimentos, primeiramente a Deus, por me dar força e perseverança as quais foram indispensáveis durante a realização deste trabalho.

Agradeço imensamente ao Dr. Carlos Nobre, pela amizade, confiança, incentivo e orientação segura que foram fundamentais para a realização deste estudo.

Ao Dr. Prakki Satyamurty, pela amizade, confiança, incentivo e orientação durante a realização deste trabalho.

Aos Drs. Marcos Oyama e Marcos Costa, pela sempre amizade, discussões, disponibilidade, incentivo e participação na banca.

Ao Dr. Humberto Rocha, pelas discussões, disponibilidade, envio dos dados de pastagem para o SiB e participação na banca.

Aos colegas Manoel Cardoso, Luiz Cândido e Guillermo Obregon pela amizade e discussões que muito contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao Dr. Luiz Carlos Moura Miranda por ter ajudado e incentivado a realização deste estudo.

Ao Dr. José Paulo Bonatti, pelas discussões sobre o MCGA CPTEC.

A meus pais e irmãos, pela confiança e força ao longo desta jornada.

Aos meus colegas de turma de doutorado pela amizade e união durante todo o curso.

À Lílian Escobar, secretária da PGMET, pelo sempre competente apoio durante os anos de doutorado.

A todos aqueles que de forma direta ou indiretamente contribuíram para o sucesso deste trabalho.

RESUMO

Muitos estudos de modelagem com Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) têm considerado a sensibilidade do sistema climático para uma completa conversão da floresta tropical Amazônica por pastagem degradada. O presente estudo avalia as conseqüências climáticas ocasionadas pela substituição gradual da floresta tropical Amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja. Utilizou-se como ferramenta básica de trabalho o MCGA CPTEC-INPE e o CPTEC-INPE Potential Vegetation Model (PVM). O estudo está dividido em duas partes: (i) as simulações numéricas foram realizadas mantendo-se os biomas fixos durante a integração do modelo; (ii) os biomas puderam interagir com o clima livremente, portanto eles podem mudar durante a integração do modelo de acordo com as condições climáticas. Na parte I, utilizou-se o MCGA CPTEC-INPE para avaliar os efeitos do desflorestamento da Amazônia no clima regional e global, e foram utilizados dois métodos para determinar as mudanças de uso da terra: 1) projeções futuras de desflorestamento com substituição da floresta por pastagem degradada ou por plantação de soja a partir de cenários futuros “*business-as-usual*” de desflorestamento; e 2) projeções de uso da terra a partir de cenários aleatórios de desflorestamento e substituição por pastagem. Os resultados mostram que mudanças na cobertura vegetal na Amazônia modificam os balanços de radiação, de energia, e de água, e a estrutura dinâmica da atmosfera, e conseqüentemente a convergência de umidade e de massa em baixos níveis da atmosfera, principalmente na estação seca. Os principais impactos no clima da Amazônia, em virtude do desflorestamento, ocorrem no leste e na região central da Amazônia, e são mais evidentes quando a área total desflorestada é maior do que 40%. Os resultados para o leste da Amazônia, onde são esperadas grandes mudanças dos usos da terra neste século, mostram aumento da temperatura do ar próximo à superfície, e diminuição da evapotranspiração e da precipitação, o que ocorre principalmente durante a estação seca. A relação entre a precipitação e a área desflorestada mostra um alto decréscimo da precipitação para o aumento do desflorestamento para ambos os tipos de conversão de usos da terra para todos os cenários. O principal mecanismo para as mudanças na precipitação simulada no leste da Amazônia está ligado à redução da evapotranspiração associada com o decréscimo do índice de área foliar, da profundidade das raízes, e redução da rugosidade da superfície, o que, por outro lado, leva à diminuição do fluxo de calor latente à superfície através do decréscimo do coeficiente de arrasto. A mudança da precipitação média para toda a bacia Amazônica seguiu a mesma tendência: redução de cerca de 16% da precipitação na estação seca, para o caso de substituição de toda a floresta por pastagem, e de 24% para o caso de substituição por plantação de soja. O desflorestamento da Amazônia provoca modificações na circulações de Walker (principalmente) e Hadley. Um padrão que é similar às condições de El Niño surge no leste do Pacífico Equatorial Leste com anomalias de oeste do vento, anomalias positivas de precipitação e aumento do movimento vertical. Os resultados numéricos indicam que o desflorestamento da Amazônia pode afetar o clima em latitudes médias e altas, principalmente quando a área desflorestada é maior do que 50%. Na parte II, o CPTEC-PVM foi acoplado assincronamente ao CPTEC MCGA. Foram encontrados dois estados de equilíbrio biosfera-atmosfera para a América do Sul, como em Oyama e Nobre (2003): 1) correspondente aos biomas potenciais atuais; 2) um

novo estado de equilíbrio onde parte do leste da floresta tropical Amazônica é substituída por savana tropical, e semi-deserto e deserto surge no Nordeste do Brasil. Neste estudo encontrou-se que a taxa de 50% de área total desflorestada na Amazônia é o limiar para a transição dos biomas potenciais atuais para um novo estado de equilíbrio vegetação-clima na Amazônia.

CLIMATIC CONSEQUENCES OF GRADUAL CONVERSION OF AMAZONIAN TROPICAL FORESTS INTO DEGRADED PASTURE OR SOYBEAN CROPLAND: A GCM SIMULATION STUDY

ABSTRACT

Many Atmospheric Global Circulation Models (AGCM) modeling studies have considered the sensitivity of the climate system to a complete conversion of Amazonian tropical forests to degraded pasture land. This study evaluates the climatic consequences caused by gradual change of Amazonian tropical forests into degraded pasture or soybean cropland. To that end, we used the CPTEC-INPE AGCM and the CPTEC-INPE Potential Vegetation Model (PVM). The study is divided in two parts: (i) the numerical simulations kept the biomes unchanged throughout the integration and did not interact with climate; (ii) the biomes were allowed to interact with climate freely, therefore they can change during the integration. In part I, we employed the CPTEC-INPE AGCM to assess the effects of Amazonian deforestation on the regional and global climate, using two ways to assign land cover: 1) land cover projections of deforestation and replacement by degraded pasture or soybean cropland from a business-as-usual scenario of future deforestation; and 2) land cover projections from random scenarios of deforestation and replacement by degraded pasture. The results show that changes in vegetation cover in Amazonia modified the calculated fields of radiation, energy, water balance, and the dynamical structure of the atmosphere, and consequently the moisture and mass convergence in low levels of the atmosphere, mainly in dry season. The main impacts on Amazonia climate, because of deforestation, occur over eastern and central Amazonia, and are more evident when total deforested area is larger than 40%. The results for eastern Amazonia, where changes in land cover are expected to be larger during this century, show increase in near-surface air temperature, and decrease in evapotranspiration and precipitation, which occurs mainly during the dry season. The relationship between precipitation and deforestation shows higher rate of decrease of rainfall for increasing deforestation for both classes of land use conversions and all scenarios. The underlying mechanism for the simulated changes in precipitation over eastern of Amazonia are linked to the reduction of evapotranspiration associated with a decrease in leaf area index, a decrease in root depth, and reduction of roughness, which, in turn, decreases the surface latent heat fluxes through the decrease in drag coefficient. When we analyzed the average change in precipitation for the entire Amazonia basin we find the same tendency: reduction in precipitation in the dry season of about 16% for the case of replacing the entire forest by pasture, and 24% for replacing by soybean cropland. The Amazonian deforestation produces modifications in both Walker (mainly) and Hadley circulations. A pattern that is similar to El Niño conditions arise over the Eastern Equatorial Pacific with westerly wind anomalies, positive precipitation anomalies and enhanced vertical motion. The numerical results indicate that deforestation of Amazonia may affect the climate at mid and high latitudes, mainly when the deforested area in Amazonia is larger than 50%. In part II, the CPTEC-PVM was asynchronously coupled to the CPTEC AGCM. We found two biosphere-atmosphere equilibrium states for South America as in Oyama and Nobre (2003): 1) present-day potential biomes; 2) a new vegetation-climate equilibrium where

the eastern part of the Amazonia tropical forest are replaced by tropical savannas, and semi-desert and desert areas appear in Northeast of Brazil. In this study we found that 50% of total deforested area in Amazonia is the threshold for transition from present-day potential biomes to a new vegetation-climate equilibrium state in Amazonia.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	37
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	49
2.1 – Interação Biosfera-Atmosfera em Modelos Numéricos	49
2.1.1 – Interação Unidirecional entre a Biosfera e a Atmosfera.....	50
2.1.2 – Interação Bidirecional entre a Biosfera e a Atmosfera.....	51
2.2 – Experimentos Numéricos de Desflorestamento	63
2.3 – Mecanismos de Retroalimentação	73
2.4 – Impactos Remotos Associados aos Desflorestamentos	80
CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA E DADOS	83
3.1 – Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA)	83
3.2 – Nova Versão do MCGA CPTEC – Detecção de Erros e Correções	89
3.3 – Inclusão do Bioma Cerrado no SSiB do MCGA CPTEC 1.0	90
3.4 – Inclusão de Novos Tipos de Biomas no MCGA CPTEC: Pastagem Degradada e Soja	94
3.5 – Cenários de Desflorestamento – Casos “Realísticos”	98
3.6 – Cenários de Desflorestamento – Casos Aleatórios.....	103
3.7 – Experimentos Numéricos com o MCGA CPTEC 1.0.....	107
3.8 - PARTE II - Modelo de Vegetação Potencial (MVPot) e Experimentos Numéricos	109
3.9 – Análise Estatística dos Experimentos.....	118
3.9.1 – Teste <i>t de Student</i>	118
3.9.2 – Estatística Kappa	119
CAPÍTULO 4 - IMPACTOS REGIONAIS DOS DESFLORESTAMENTOS	123
4.1 – Impactos Regionais da Substituição da Floresta por Pastagem Degradada na Amazônia – Cenários “Realísticos”	123
4.1.1 – Balanço de água.....	137
4.1.2 – Balanço de radiação à superfície	143
4.1.3 – Balanço de energia à superfície	146
4.1.4 – Vento próximo à superfície	150
4.1.5 – Razão de Bowen	159
4.1.6 – Fluxo de Umidade	159
4.1.7 – Energia estática úmida.....	168
4.2 – Impactos Regionais da Substituição da Floresta por Pastagem Degradada na Amazônia – Cenários Aleatórios.....	172
4.2.1 – Balanço de água.....	185
4.2.2 – Balanço de radiação à superfície	188
4.2.3 – Balanço de Energia à Superfície.....	190
4.2.4 – Vento Próximo à Superfície	193

4.2.5 – Razão de Bowen	202
4.2.6 – Fluxo de umidade	202
4.2.7 – Energia Estática Úmida	209
4.3 - Impactos Regionais da Substituição da Floresta Amazônica por Soja – cenários realísticos	210
4.3.1 – Balanço de Água.....	224
4.3.2 – Balanço de Radiação à Superfície	227
4.3.3 – Balanço de Energia à Superfície.....	229
4.3.4 – Vento próximo à superfície	231
4.3.5 – Razão de Bowen	240
4.3.6 – Fluxo de umidade	240
4.3.7 – Energia Estática Úmida	247
4.4 – Impactos Regionais da Substituição da Floresta por Pastagem Degradada ou por Soja no Leste/Nordeste da Amazônia – Cenários Realísticos e Aleatórios	248
4.5 – Discussão.....	255
CAPÍTULO 5 - PERTURBAÇÕES DOS ESTADOS DE EQUILÍBRIO VEGETAÇÃO-CLIMA NA AMAZÔNIA	263
5.1 – Efeitos dos Desflorestamentos da Amazônia na Distribuição de Biomas.....	264
5.1.1 – Substituição da Floresta Amazônica por Pastagem Degradada – Cenários “Realísticos”	265
5.1.2 – Substituição da Floresta Amazônica por Pastagem Degradada – Cenários Aleatórios	269
5.1.3 – Substituição da Floresta Amazônica por Plantação de Soja – Cenários “Realísticos”	273
5.2 – Biomas dos Estados de Equilíbrio.....	277
5.3 – Clima do Novo Estado de Equilíbrio.....	287
5.4 – Discussão.....	315
CAPÍTULO 6 – IMPACTOS REMOTOS ASSOCIADOS AOS DESFLORESTAMENTOS	319
6.1 – Impactos Remotos dos Desflorestamentos – Substituição da Floresta Amazônica por Pastagem Degradada – Cenários “Realísticos”	319
6.2 – Impactos Remotos dos Desflorestamentos – Substituição da Floresta Amazônica por Pastagem Degradada – Cenários Aleatórios	343
6.3 – Impactos Remotos dos Desflorestamentos – Substituição da Floresta Amazônica por Plantação de Soja – Cenários “Realísticos”	360
6.4 – Discussão.....	376
CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES	379
7.1 – Trabalhos Futuros	391
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	393
ANEXO A – ARTIGO PUBLICADO	411

LISTA DE FIGURAS

1.1 – Relação hipotética entre a precipitação simulada e o desflorestamento na Amazônia. Fonte: Avissar et al. (2002).....	44
2.1 – Diagrama esquemático – impactos no clima associados com a remoção da vegetação de floresta tropical. Adaptado de Snyder et al. (2004).	73
3.1 - Mapa de vegetação sobre a América do Sul utilizado no experimento controle (vide Seção 3.7) de acordo com a classificação de Dorman e Sellers (1989). O tipo 14 refere-se ao bioma cerrado (vide Seção 3.3). O tipo 15 não aparece neste mapa, pois refere-se ao bioma pastagem degradada ou soja (vide Seção 3.4). Os principais biomas na América do Sul são representados de acordo com a legenda do mapa: (1) floresta tropical; (14) cerrado; (8) caatinga; (7) campos extratropicais; (2) floresta temperada; (3) floresta mista; (11) deserto; e (12) cultivos agrícolas. As quadrículas apresentadas nos mapas estão na resolução de 1,875° x 1,875° graus de latitude/longitude.....	87
3.2 – Erro médio quadrático da precipitação (mm/dia) anual para as simulações de 10 anos descritas na Tabela 3.3 e para as simulações longas do CPTEC (Rlonga 10 anos e Rlonga 50 anos) para três regiões: (a) Amazônia (10°S-2°N / 75°W-40°W); (b) Centro-Oeste do Brasil (20°S-10°S / 65°W-40°W); e (c) Sudeste do Brasil (25°S-15°S / 52,5°W-40°W).	93
3.3 – Mapas dos cenários de desflorestamento para a Amazônia com resolução de 2 km (áreas coloridas). (a) controle; (b) 20% de área desflorestada; (c) 40%; (d) 50%; (e) 60%; (f) 80% e (g) 100%. As cores indicam: verde = floresta tropical; vermelho = área desflorestada; amarelo = cerrado.	101
3.4 – Mapas dos cenários de desflorestamento para a Amazônia com resolução de 1,875° de latitude e longitude. (a) controle; (b) 20% de área desflorestada; (c) 40%; (d) 50%; (e) 60%; (f) 80% e (g) 100%. As cores indicam: verde = floresta tropical; vermelho = área desflorestada.	102
3.5 – Mapa de vegetação sobre a América do Sul (segundo a classificação de Dorman e Sellers) utilizado no experimento desflorestamento aleatório – taxa de 20% de desflorestamento. As áreas em vermelho na região da floresta amazônica foram convertidas em pastagem degradada (tipo 15). O tipo 14 refere-se ao bioma cerrado (vide Seção 3.3). Os principais biomas na América do Sul são representados de acordo com a legenda do mapa: (1) floresta tropical; (14) cerrado; (8) caatinga; (7) campos extratropicais; (2) floresta temperada; (3) floresta mista; (11) deserto; e (12) cultivos agrícolas. As quadrículas apresentadas nos mapas estão na resolução de 1,875° x 1,875° graus de latitude/longitude.....	104
3.6 – Idem a Figura 3.5, para a taxa de desflorestamento de 40%.	105
3.7 – Idem a Figura 3.5, para a taxa de desflorestamento 50%.	105
3.8 – Idem a Figura 3.5, para a taxa de desflorestamento 60%.	106
3.9 – Idem a Figura 3.5, para a taxa de desflorestamento 80%.	106
3.10 – Algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir das variáveis ambientais. Temperaturas são dadas em °C; tempo térmico acumulado (G_0 e G_5), em °C dia mês ⁻¹ . A letra S sobre (ou ao lado de) as setas significa sim; N, não. Fonte: Oyama (2002, pág. 43).....	112

- 4.1 – Anomalias de precipitação (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua). 125
- 4.2 - Anomalias de evapotranspiração (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua)..... 128
- 4.3 – Anomalias de umidade específica (g/kg) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua)..... 130
- 4.4 – Anomalias de convergência de umidade (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua)..... 133
- 4.5 – Anomalias de pressão atmosférica (hPa) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua). 135
- 4.6 –Anomalias do vento no nível de referência (m/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua)..... 151
- 4.7 – Anomalias do vento em 850 hPa (m/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua). 153
- 4.8 – Anomalias de divergência em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística

- pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua)..... 155
- 4.9 – Anomalias de movimento vertical integrado entre 850 hPa e 200 hPa (10^{-5} cbar/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua)..... 157
- 4.10 – Anomalias do fluxo de umidade integrada na vertical ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua)..... 162
- 4.11 – Fluxo de umidade integrada na vertical sobre a Bacia Amazônica (10^6 kg/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). Os valores para nas bordas da área são: média do experimento (valores superiores); controle (entre parênteses) e diferença: experimento-controle (valores inferiores). Os valores em preto no canto direito correspondem ao saldo do fluxo de umidade. Valores positivos (negativos) indicam fluxo de umidade para dentro (fora) da caixa. Os valores no centro da caixa indicam a convergência de umidade média para a caixa (mm/dia) para o experimento (valor superior) e controle (entre parênteses). (Continua)..... 166
- 4.12 – Perfil médio de energia estática úmida (a, b, c, d, e, f) e seca (g, h, i, j, k, l) sobre a Bacia Amazônica (a, b, c, g, h, i) e para o leste/nordeste da Amazônia (d, e, f, j, k, l) entre 1000 hPa e 500 hPa para os períodos: média anual (a, d, g, j); estação úmida (b, e, h, k); e seca (c, f, i, l), para o controle e experimentos, conforme legenda na figura. Valores em J/kg. (Continua)..... 170
- 4.13 – Anomalias de precipitação (mm/dia) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua)..... 174
- 4.14 - Anomalias de evapotranspiração (mm/dia) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua)..... 176
- 4.15 – Anomalias de umidade específica (g/kg) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de

Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	178
4.16 – Anomalias de convergência de umidade (mm/dia) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	181
4.17 - Anomalias de pressão atmosférica (hPa) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	183
4.18 – Anomalias do vento no nível de referência (m/s) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	194
4.19 – Anomalias do vento em 850 hPa (m/s) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	196
4.20 – Anomalias divergência atmosférica em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	198
4.21 – Anomalias de ω médio entre 850 e 200 hPa (10^{-5} cb/s) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	200
4.22 – Anomalias do fluxo de umidade integrada na vertical ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	204
4.23 – Fluxo de umidade integrada na vertical sobre a Bacia Amazônica (10^6 kg/s) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%,	

- para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). Os valores para nas bordas da área são: média do experimento (valores superiores); controle (entre parênteses) e diferença: experimento-controle (valores inferiores). Os valores em preto no canto direito correspondem ao saldo do fluxo de umidade. Valores positivos (negativos) indicam fluxo de umidade para dentro (fora) da caixa. Os valores no centro da caixa indicam a convergência de umidade média para a caixa (mm/dia) para o experimento (valor superior) e controle (entre parênteses). (Continua)..... 207
- 4.24 - Anomalias de precipitação (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua). 212
- 4.25 - Anomalias de evapotranspiração (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua). 215
- 4.26 – Anomalias de umidade específica (g/kg) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua). 217
- 4.27 – Anomalias de convergência de umidade (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua). 220
- 4.28 – Anomalias de pressão à superfície (hPa) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua). 222
- 4.29 – Anomalias do vento no nível de referência (m/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua). 232
- 4.30 – Anomalias do vento em 850 hPa (m/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores),

	estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	234
4.31	– Anomalias de divergência atmosférica em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	236
4.32	– Anomalias de ω médio entre 850 e 200 hPa (10^{-5} cb/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	238
4.33	– Anomalias do fluxo de umidade integrada na vertical ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).....	242
4.34	– Fluxo de umidade integrada na vertical sobre a Bacia Amazônica (10^6 kg/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). Os valores para nas bordas da área são: média do experimento (valores superiores); controle (entre parênteses) e diferença: experimento-controle (valores inferiores). Os valores em preto no canto direito correspondem ao saldo do fluxo de umidade. Valores positivos (negativos) indicam fluxo de umidade para dentro (fora) da caixa. Os valores no centro da caixa indicam a convergência de umidade média para a caixa (mm/dia) para o experimento (valor superior) e controle (entre parênteses). (Continua).....	245
4.35	– Evolução média sazonal e anual da precipitação em relação ao controle em função da taxa de desflorestamento (%) em toda a Amazônia; média anual e períodos úmido e seco: a) substituição por pastagem degradada utilizando os cenários “realísticos”; b) substituição por soja utilizando os cenários realísticos; e c) substituição por pastagem degradada utilizando os cenários aleatórios.....	260
4.36	- Evolução média anual da precipitação em relação ao controle em função da taxa de desflorestamento (%) no leste da Amazônia: a) substituição por pastagem degradada utilizando os cenários “realísticos”; b) substituição por soja utilizando os cenários realísticos; e c) substituição por pastagem degradada utilizando os cenários aleatórios.....	261
5.1	– Biomassas potenciais em equilíbrio com o clima: a) clima atual (distribuição de vegetação potencial); b) referente ao cenário de 20% de taxa de desflorestamento; c) 40%; d) 50%; e) 60%; f) 80% e g) 100%, utilizando os cenários “realísticos”. As	

cores referem-se aos tipos de biomas, conforme legenda no canto superior direito da figura.....	267
5.2 – Área média dos biomas floresta tropical (linha verde) e savana (linha laranja) no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N) em função da taxa de desflorestamento (cenários realísticos).....	268
5.3 – Biomas potenciais em equilíbrio com o clima: a) clima atual (distribuição de vegetação potencial); b) referente ao cenário de 20% de taxa de desflorestamento; c) 40%; d) 50%; e) 60%; f) 80% e g) 100%, utilizando os cenários aleatórios. As cores referem-se aos tipos de biomas, conforme legenda no canto superior direito.	271
5.4 - Área média dos biomas floresta tropical (linha verde) e savana (linha laranja) no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N) em função da taxa de desflorestamento (cenários aleatórios).	273
5.5 – Biomas potenciais em equilíbrio com o clima: a) com o clima atual (distribuição de vegetação potencial); b) referente ao cenário de 20% de taxa de desflorestamento – substituição da floresta Amazônica por soja; c) 50%; d) 80%; e e) 100%, utilizando os cenários “realísticos”. As cores referem-se aos tipos de biomas, conforme legenda no canto superior direito.....	275
5.6 - Área média dos biomas floresta tropical (linha verde) e savana (linha laranja) no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N) em função da taxa de desflorestamento (cenários realísticos).....	276
5.7 – Valores de κ global em função da iteração: (a) e (b) κ calculado em relação ao mapa de vegetação potencial, sendo (a) para os experimentos floresta, deserto, amzflo e amzdes, e (b) para todos os experimentos; (c) e (d) calculado comparando-se com o bioma da iteração anterior, sendo (c) para os experimentos floresta, deserto, amzflo e amzdes, e (d) para todos os experimentos.....	278
5.8 – Biomas da última iteração com condição inicial: (a) amzdes, (b) amzd20, (c) amzd40, (e) amzd50, (f) amzd60, (g) amzd80 e h) Floresta.	280
5.9 – Biomas da última iteração com condição inicial: (a) Deserto, (b) amzf80, (c) amzf60, (e) amzf50, (f) amzf40, (g) amzf20 e h) amzflo.....	281
5.10 – Mapas de vegetação da última iteração de cada experimento (painéis centrais). Os painéis superiores indicam a condição inicial da vegetação para cada experimento apresentados na segunda linha de painéis (da esquerda para a direita): amzdes, amzd20, amzd40, amzd50, amzd60, amzd80, floresta. Os painéis inferiores indicam a condição inicial da vegetação para cada experimento apresentados na terceira linha de painéis (da esquerda para a direita): deserto, amzf80, amzf60, amzf50, amzf40, amzf20, amzflo.	284
5.11 – Locais onde há diferenças (em cor cinza) entre a vegetação potencial e o bioma da última iteração com condição inicial de: (a) amzdes; (b) amzd20; (c) amzd40; (d) amzd50; (e) amzd60; (f) amzd80; (g) floresta; (h) deserto; (i) amzf80; (j) amzf60; (k) amzf50; (l) amzf40; (m) amzf20 e (n) amzflo.	285
5.12 – Área remanescente ($\times 10^6$ km ²) do bioma floresta tropical no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N; 90°W e 30°W) em função da taxa de desflorestamento (área de deserto na Amazônia na condição inicial de cada experimento).....	285

- 5.13 – Mapa da condição inicial da vegetação para o experimento floresta+cerrado (painel à esquerda) e mapa de vegetação da última iteração do experimento (painel à direita)..... 287
- 5.14 – Anomalia média anual de precipitação (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro). 290
- 5.15 – Anomalia média anual de precipitação (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro). 291
- 5.16 – Anomalia média anual de temperatura no nível de referência (Celsius) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro). 292
- 5.17 – Anomalia média anual de temperatura no nível de referência (Celsius) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro). 293
- 5.18 – Anomalia média anual de evapotranspiração (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro). 294
- 5.19 – Anomalia média anual de evapotranspiração (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro). 295
- 5.20 – Anomalia média anual de convergência de umidade (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro). 296
- 5.21 – Anomalia média anual de convergência de umidade (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro). 297
- 5.22 – Anomalia média anual de movimento vertical (ω) em 700 hPa – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a

	significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).	298
5.23	– Anomalia média anual de movimento vertical (ω) em 700 hPa – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).	299
5.24	– Anomalia média anual de movimento vertical (ω) em 500 hPa – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).	300
5.25	– Anomalia média anual de movimento vertical (ω) em 500 hPa – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).	301
5.26	– Anomalia média anual de divergência atmosférica em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).	302
5.27	– Anomalia média anual de divergência atmosférica em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).	303
5.28	– Anomalia média anual de divergência atmosférica em 500 hPa (10^{-6} s^{-1}) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).	304
5.29	– Anomalia média anual de divergência atmosférica em 500 hPa (10^{-6} s^{-1}) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).	305
5.30	– Evolução temporal (janeiro a dezembro) da precipitação utilizada pelo CPTEC-PVM em cada experimento, na região A adotada por Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003), entre 5°S e o Equador, 57°W-52°W: (a) entre os experimentos floresta e amzdes; e (b) entre os experimentos amzflo e deserto. Valores em mm/mês.	306
5.31	– Evolução temporal (janeiro a dezembro) da temperatura do ar utilizada pelo CPTEC-PVM em cada experimento, na região A adotada por Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003), entre 5°S e o Equador, 57°W-52°W: (a) entre os	

experimentos floresta e amzdes; e (b) entre os experimentos amzflo e deserto. Valores em °C.....	307
6.1 – Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da precipitação, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por pastagem degradada) para os cenários “realísticos” de 20% (a e g); 40% (b e h); 50% (c e i); 60% (d e j); 80% (e e k) e 100% (f e l). (Continua).....	321
6.2 – Ciclo anual da precipitação para 6 regiões: (a) oeste da Amazônia; (b) Pacífico Leste; (c) leste da Amazônia; (d) região da ZCIT no Atlântico; (e) Sudeste dos Estados Unidos da América; e (f) noroeste da África e sudoeste da Europa. A linha preta representa o controle, a verde o experimento onde 20% da floresta amazônica foi convertida em pastagem, azul escuro = 40%, azul claro = 50%, amarelo = 60%, vermelho escuro = 80% e vermelho = 100%.....	324
6.3 – Controle: Velocidade vertical (10^5 cbar/s) na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em média anual (a) e para a estação úmida (b).	326
6.4 – Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) em média anual na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. 327	
6.5 – Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.....	328
6.6 – Controle: Velocidade vertical (10^5 cbar/s) na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em média anual (a) e para a estação úmida (b).	330
6.7 – Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) em média anual na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. 331	
6.8 –Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.....	332
6.9 - Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da componente zonal do vento em 850 hPa, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por pastagem degradada) para os cenários “realísticos” de 20% (a e g); 40% (b e h); 50% (c e i); 60% (d e j); 80% (e e k) e 100% (f e l). (Continua).	334
6.10 – Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.....	338
6.11 - Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo	

teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.....	339
6.12 - Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.....	340
6.13 - Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.....	341
6.14 - Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da precipitação, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por pastagem degradada) para os cenários aleatórios de 20% (a e g); 40% (b e h); 50% (c e i); 60% (d e j); 80% (e e k) e 100% (f e l). (Continua).....	345
6.15 - Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) em média anual na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.	347
6.16 - Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.....	348
6.17 - Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) em média anual na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.	350
6.18 - Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.....	351
6.19 - Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da componente zonal do vento em 850 hPa, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por pastagem degradada) para os cenários “realísticos” de 20% (a e g); 40% (b e h); 50% (c e i); 60% (d e j); 80% (e e k) e 100% (f e l). (Continua).	353
6.20 - Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.....	356
6.21 - Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo	

teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.....	357
6.22 - Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.....	358
6.23 - Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.....	359
6.24 - Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da precipitação, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por plantação de soja) para os cenários “realísticos” de 20% (a e e); 50% (b e f); 80% (c e g) e 100% (d e h). (Continua).	361
6.25 – Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) em média anual na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%.....	363
6.26 – Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%.....	364
6.27 – Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) em média anual na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%.....	366
6.28 – Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%.....	367
6.29 – Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da componente zonal do vento em 850 hPa, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por plantação de soja) para os cenários “realísticos” de 20% (a e e); 50% (b e f); 80% (c e g); e 100% (d e h). (Continua).	369
6.30 – Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.	372
6.31 – Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.	373

- 6.32 – Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%..... 374
- 6.33 – Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%..... 375

LISTA DE TABELAS

- 3.1 – Classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989). A tradução das características de cada bioma, apresentadas em Dorman e Sellers, segue Francis (1994) e Oyama (2002)..... 86
- 3.2 – Diferenças entre os parâmetros dos biomas savana (bioma 6 da classificação de Dorman e Sellers) e cerrado (tipo 14). 91
- 3.4 – Parâmetros finais da pastagem degradada utilizados nas simulações com o MCGA CPTEC 1.0. Não estão apresentadas as variações sazonais e os coeficientes de resistência aerodinâmica (este último a partir de Rocha et al.,1996). 95
- 3.5 – Parâmetros finais da soja utilizados nas simulações com o MCGA CPTEC 1.0. Não são apresentadas as variações sazonais e os coeficientes de resistência aerodinâmica (este último a partir do bioma 12 da classificação de Dorman e Sellers)..... 96
- 3.6 – Parâmetros dos diversos tipos de vegetação utilizados no MCGA CPTEC para caracterizar a floresta tropical, pastagem degradada e soja na Bacia Amazônica.. 97
- 3.7 – Experimentos realizados com o MCGA CPTEC e cenários associados. A área desflorestada foi substituída pelo tipo 15: pastagem degradada (experimentos 1 a 12) ou por plantação de soja (experimentos 13 a 16)..... 108
- 3.8 – Descrição dos Experimentos Realizados com o CPTEC-PVM Acoplado Assincronamente com o MCGA CPTEC 1.0 e Mapas da Condição Inicial da Vegetação. As cores indicam: verde = floresta tropical; marrom = deserto; azul = gelo. 114
- 3.9 – Exemplo de contingência em sua forma genérica. Fontes: Hagen (2003) e Monserud e Leemans (1992). 120
- 3.10 – Concordância entre mapas de acordo com a estatística κ (Monserud e Leemans, 1992). Fonte: Oyama (2002). 121
- 4.1 – Balanço médio anual de água na Amazônia de 5 estudos (Zeng, 1999; Costa e Foley, 1999; Roads et al., 2002; Marengo, 2005; Rocha et al., 2004, e Rocha, 2001 – este último inclui também o balanço de água com reanálises do ECMWF, NCEP e dados observados) e do Controle deste estudo (média de cinco membros). Valores em mm/dia..... 138
- 4.2 – Impactos regionais (região = Amazônia) da substituição de floresta por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% utilizando cenários “realísticos”. P: precipitação (mm dia^{-1}); E: evapotranspiração (mm dia^{-1}); C: convergência de umidade (mm dia^{-1}); R: “*runoff*” (mm dia^{-1}); e W_1 , W_2 e W_3 : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente. 142
- 4.3 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por pastagem em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100%, utilizando cenários “realísticos”. $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); e os subscritos *sfc*, *atm* e *top*

- referem-se à superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente; T : temperatura (K); α : albedo; n : nebulosidade %..... 145
- 4.4 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100%, utilizando cenários “realísticos”. H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); p : pressão à superfície; T : temperatura do ar (K); UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); Bo : razão de Bowen (adimensional); os subscritos sfc e ref referem-se à superfície e ao nível de referência, respectivamente..... 148
- 4.5 – Impactos regionais (região = Amazônia) da substituição de floresta por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% utilizando cenários aleatórios. P : precipitação ($mm\ dia^{-1}$); E : evapotranspiração ($mm\ dia^{-1}$); C : convergência de umidade ($mm\ dia^{-1}$); R : “runoff” ($mm\ dia^{-1}$); e W_1 , W_2 e W_3 : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente. 187
- 4.6 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100%, utilizando cenários aleatórios. $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); e os subscritos sfc , atm e top referem-se à superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente; T : temperatura (K); α : albedo; n : nebulosidade %..... 189
- 4.7 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100%, utilizando cenários aleatórios. H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); p : pressão à superfície; T : temperatura do ar (K); UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); Bo : razão de Bowen (adimensional); os subscritos sfc e ref referem-se à superfície e ao nível de referência, respectivamente. 192
- 4.8 – Impactos regionais (região = Amazônia) da substituição de floresta por soja em 20%, 50%, 80% e 100% utilizando cenários realísticos. P : precipitação ($mm\ dia^{-1}$); E : evapotranspiração ($mm\ dia^{-1}$); C : convergência de umidade ($mm\ dia^{-1}$); R : “runoff” ($mm\ dia^{-1}$); e W_1 , W_2 e W_3 : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente..... 226
- 4.9 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por plantação de soja em 20%, 50%, 80% e 100%, utilizando cenários “realísticos”. $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); e os subscritos sfc , atm e top referem-se à superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente; T : temperatura (K); α : albedo; n : nebulosidade %..... 228
- 4.10 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por plantação de soja em 20%, 50%, 80% e 100%, utilizando cenários realísticos. H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); p : pressão à superfície; T : temperatura do ar (K); UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); Bo : razão de Bowen (adimensional); os subscritos sfc e ref referem-se à superfície e ao nível de referência, respectivamente. 230

- 4.11 – Impactos regionais (região = leste da Amazônia) da substituição de floresta por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% (cenários “realísticos” = Past. “real.”, ou cenários aleatórios = Aleatórios) ou por soja, em 20%, 50%, 80% e 100%, utilizando cenários “realísticos”. P: precipitação (mm dia^{-1}); E: evapotranspiração (mm dia^{-1}); C: convergência de umidade (mm dia^{-1}); R: “runoff” (mm dia^{-1}); e W_1 , W_2 e W_3 : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente; α : albedo; n : nebulosidade %; T : temperatura (K); $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); Bo : razão de Bowen (adimensional); p : pressão à superfície; UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); CAPE: energia potencial convectiva disponível (%); os subscritos *sfc*, *atm*, *top* e *ref* referem-se à superfície, atmosfera, topo da atmosfera, e nível de referência, respectivamente..... 253
- 5.1 – Impactos regionais (região A: 5°S e o Equador, 57°W-52°W) dos experimentos floresta, amzd80, amzd60, amzd50, amzd40, amzd20 e amzdes: P: precipitação (mm dia^{-1}); E: evapotranspiração (mm dia^{-1}); C: convergência de umidade (mm dia^{-1}); R: “runoff” (mm dia^{-1}); e W_1 , W_2 e W_3 : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente; α : albedo; n : nebulosidade %; T : temperatura (K); $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); os subscritos *sfc*, *atm*, *top* e *ref* referem-se à superfície, atmosfera, topo da atmosfera, e nível de referência, respectivamente. 310
- 5.2 – Impactos regionais (região A: 5°S e o Equador, 57°W-52°W) dos experimentos amzflo, amzf20, amzf40, amzf50, amzf60, amzf80 e deserto: P: precipitação (mm dia^{-1}); E: evapotranspiração (mm dia^{-1}); C: convergência de umidade (mm dia^{-1}); R: “runoff” (mm dia^{-1}); e W_1 , W_2 e W_3 : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente; α : albedo; n : nebulosidade %; T : temperatura (K); $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); os subscritos *sfc*, *atm*, *top* e *ref* referem-se à superfície, atmosfera, topo da atmosfera, e nível de referência, respectivamente. 313

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Um dos assuntos científicos de crescente interesse mundial trata das interconexões entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera. Uma das manifestações mais claras das interações da atmosfera com os ecossistemas é a relação entre o padrão global da cobertura vegetal e o clima. O clima é o fator que mais influencia na determinação da distribuição de vegetação e suas características num contexto global (PRENTICE, 1990). A localização de desertos, florestas tropicais, entre outras, é ditada pelas características do clima. Mudanças no clima afetam a distribuição geográfica da vegetação global. Por exemplo, mudanças climáticas ocorridas durante o final do Quaternário e o Holoceno levaram a mudanças de grande escala nas distribuições de biomas (PRENTICE et al., 1992). Todavia, os tipos bioclimáticos além de serem utilizados para classificação do clima, também podem servir para definir relações entre a vegetação e o clima.

Por outro lado, mudanças na distribuição e na estrutura da vegetação influenciam o clima. As características físicas da vegetação e dos solos têm grande influência nas trocas de energia, água e momentum entre a superfície terrestre e a atmosfera. Mudanças na vegetação implicam em mudanças das propriedades físicas da superfície, incluindo o albedo superficial, a rugosidade da superfície, o índice de área foliar, a profundidade das raízes, e a disponibilidade de umidade do solo (PRENTICE et al, 1992).

Atualmente, grande parte da superfície terrestre está sendo ocupada pela agricultura ou atividades humanas. Juntas, áreas cultivadas, pastagens e áreas urbanas cobrem cerca de 35% (cerca de 55 milhões de km²) das superfícies continentais. Para que haja contínua expansão da agricultura para produção de alimentos, fibras e biocombustíveis, áreas agricultáveis que podem ainda ser exploradas pelo homem, excluindo-se as regiões desérticas e polares, seriam

as florestas tropicais da América do Sul, África, e sudeste da Ásia, e as florestas boreais do Canadá e Rússia (FOLEY et al., 2003). Atualmente, grandes áreas das florestas tropicais já se encontram degradadas ou foram convertidas em áreas agrícolas (NEPSTAD et al., 2002).

Desde o final da década de 1980 diversos experimentos com modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) foram utilizados para avaliar os impactos dos desflorestamentos no clima global e regional. Estudos de sensibilidade utilizando modelos climáticos têm claramente estabelecido a importância das florestas tropicais em influenciar o clima da Terra. Como citado em Rocha (2001), inúmeros estudos, como os apresentados em Gash et al. (1996), apontam para o importante papel da superfície vegetada, notadamente a floresta tropical, como fator regulador do clima, ao manter um alto fluxo de vapor d'água para a atmosfera durante todo o ano, via evapotranspiração.

Uma das principais motivações que levaram à realização destes estudos foram as florestas tropicais da América do Sul, especialmente aquelas da Bacia Amazônica, com área total de aproximadamente sete milhões de quilômetros quadrados (cerca de 56% das florestas tropicais da Terra) e que abrange nove países sul-americanos. A floresta amazônica já foi desmatada em cerca de 17% (~700.000 km² - www.obt.inpe.br/prodes) e o desmatamento continua a uma taxa média de 12.600 km²/ano (média de 2006 e 2007). Entre agosto de 2006 e agosto de 2007 a taxa de desflorestamento foi de 11.224 km² (Projeto PRODES-INPE, 2008). Segundo Salati (2001) e Nobre et al. (2007), o atual equilíbrio dinâmico da atmosfera amazônica está sujeito a forças de transformação que levam às variações climáticas e podem ser estudadas sob três diferentes aspectos:

- 1) Variações climáticas na região podem ser devidas às variações climáticas globais, decorrentes de causas naturais. Essas mudanças estão relacionadas com variação da intensidade solar, variações da

inclinação do eixo de rotação da Terra, variações da excentricidade da órbita terrestre, variações das atividades vulcânicas e variações naturais da composição química da atmosfera entre outras. Existem registros bem documentados sobre as oscilações climáticas na Amazônia ocorridas durante as glaciações e também com variações mais recentes da temperatura local. Os efeitos do El Niño, como é um fenômeno natural, podem estar incluídos dentro desta categoria. O tempo de resposta às forças modificadoras pode ser anual, de décadas, milênios e até milhões de anos. Não há muita coisa que a sociedade possa fazer a respeito dessas tendências a não ser se preparar para minimizar seus efeitos quando tais flutuações forem científica e tecnicamente previsíveis como é o caso específico das variações climáticas decorrentes dos fenômenos El Niño e La Niña e também a variabilidade do Atlântico tropical.

- 2) Mudanças climáticas antrópicas, decorrentes de alterações do uso do solo dentro da própria região amazônica. Tais alterações estão ligadas diretamente ao desmatamento de sistemas florestais, convertendo-os em sistemas agrícolas ou pecuários (pastagem), com a expansão das áreas produtoras de soja desempenhando um importante papel nos últimos anos (MORTON et al., 2006; COSTA et al., 2007). Estatísticas oficiais do Governo brasileiro (www.conab.gov.br) indicam que a área plantada de soja nos estados da Amazônia expandiu a uma taxa de 14,1% ao ano entre 1990 e 2005. Esta expansão da área plantada na década de 1990 tinha taxa de 12,1% ao ano, enquanto que no período entre 2000 e 2005 a taxa de expansão da área plantada de soja foi de 16,8%. Diversos fatores têm contribuído para o aumento da área plantada de soja, que inclui desde melhoria na infra-estrutura para o escoamento da produção através de rodovias e portos, além da demanda por biocombustíveis, como o biodiesel que pode ser obtido a partir do óleo de soja (COSTA et al., 2007). Destaca-se, porém, que

pastagens para a crescente pecuarização da Amazônia continua sendo o mais comum uso da terra em seqüência ao desmatamento. Cerca de 80% de todas as áreas desmatadas foram convertidas em pastagens (BARRETO et al., 2006). A agricultura tem uma grande contribuição na economia brasileira, e o Brasil é um dos líderes mundiais de produção de carne, soja e biocombustíveis para o mercado internacional. Se esta tendência continuar no futuro, cerca de 40% da floresta Amazônica poderá desaparecer em 2050 (SOARES-FILHO et al., 2006).

- 3) Variações climáticas decorrentes do aquecimento global provocadas por ações antrópicas. Se as tendências de crescimento das emissões de gases de efeito estufa se mantiverem, os modelos climáticos indicam que poderá ocorrer aquecimento de até 7°C em algumas regiões do globo até o final do Século XXI. É provável que o aumento da temperatura média global durante o Século XXI esteja na faixa de 2,0°C a 4,5°C, com uma melhor estimativa de cerca de 3,0°C, e é muito improvável que seja inferior a 1,5°C. Valores substancialmente mais altos que 4,5°C não podem ser desconsiderados, mas a concordância dos modelos com as observações não é tão boa para esses valores (IPCC, 2007). Conclui-se que, mesmo no cenário de baixas emissões de gases do efeito estufa (cenário B1), as projeções dos diversos modelos do IPCC indicam aumento da temperatura.

O presente estudo aborda o segundo aspecto, ou seja, os impactos das alterações do uso da terra na Amazônia no clima regional e em regiões remotas. A exploração desordenada da Amazônia como nova fronteira agrícola, mineral e de energia hidrelétrica, que causa fortes alterações da cobertura superficial, modificando suas propriedades biofísicas, poderá provocar alterações climáticas. Resultados de experimentos com modelos de circulação geral da atmosfera, sobre os impactos no clima local e regional provocados pelo desflorestamento da Amazônia, onde a floresta é totalmente

substituída por pastagem, sugerem uma redução na precipitação de 5 a 20%, redução na evapotranspiração de 20 a 30%, uma redução no escoamento superficial de 10 a 20%, um aumento de temperatura entre 0,3 a 3°C, e um período seco mais prolongado (DICKINSON E HENDERSON-SELLERS, 1988; LEAN E WARRILOW, 1989; NOBRE, et al., 1991; DICKINSON E KENNEDY, 1992; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; LEAN E ROWNTREE, 1993; SUD et al., 1996; LEAN et al., 1996; MANZI , PLANTON, 1996; HAHMANN , DICKINSON, 1997; COSTA E FOLEY, 2000; ROCHA, 2001; WERTH , AVISSAR, 2002; VOLDOIRE , ROYER, 2004; CORREIA, 2005; BRANKOVIC et al., 2006; SCHNEIDER et al., 2006; COSTA et al., 2007). Ao substituir a floresta por pastagem há aumento do albedo, diminuição da rugosidade da superfície, e há redução do índice de área foliar (e associada interceptação do dossel) e da umidade do solo (principalmente porque a pastagem geralmente tem raízes menos profundas do que as árvores da floresta tropical) (GASH , NOBRE, 1997). Como consequência, o desflorestamento tropical diminui a habilidade da superfície de manter uma alta taxa de evapotranspiração por todo ano, levando a mudanças no fluxo de calor latente da camada limite atmosférica e na convecção tropical. Em geral, é esperado que estas mudanças na energia à superfície e no balanço de água levem à reduções significativas da precipitação e aumento da temperatura superficial (SUD et al., 1993; COSTA , FOLEY, 2000).

Todavia, nestes estudos de modelagem utilizando modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) foram assumidos graus extremos de desflorestamentos, no qual há uma completa conversão da floresta amazônica por pastagem, ou estudos onde o desflorestamento ocorre apenas numa porção da floresta. No presente trabalho, o objetivo geral é a realização de estudo de modelagem da interação biosfera-atmosfera na Amazônia e os efeitos no clima regional e global das alterações graduais dos usos da terra projetadas para o futuro. O presente estudo avalia como o clima local, regional e até de regiões remotas pode ser afetado a partir de desflorestamentos parciais e como o modelo de

circulação geral da atmosfera (MCGA) do CPTEC/INPE responde a estes padrões de desflorestamentos. Portanto, foi feito um estudo de sensibilidade do clima às mudanças de biomas. Os impactos das mudanças de biomas no clima foram avaliados através da comparação do clima simulado com a vegetação natural com o clima simulado com a vegetação modificada (pastagem degradada ou plantação de soja).

Esse estudo está dividido em duas partes: Parte I: nesta etapa estudou-se a sensibilidade do clima ao desflorestamento gradual da floresta amazônica, seguindo padrões de desflorestamentos baseados em projeções realísticas de desflorestamento para o futuro e padrões de desflorestamento aleatórios; e Parte II: estudou-se os efeitos do clima na distribuição da vegetação utilizando-se o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM.

Nesta primeira etapa da pesquisa foi utilizado o modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC com o tipo de vegetação mantido fixo, ou seja, durante cada integração do modelo os biomas foram mantidos fixos. Para tanto, foram avaliados os impactos da conversão gradual da floresta Amazônica para dois tipos de usos da terra: pastagem degradada e plantação de soja, utilizando-se cenários de desflorestamento chamados “realísticos” e cenários produzidos artificialmente, utilizando-se um gerador de números aleatórios. Os chamados cenários “realísticos” são projeções futuras de desflorestamento da Amazônia, provenientes de Soares-Filho et al. (2006) e Sampaio et al. (2007). Nestes, os padrões de desflorestamento futuros são baseados em cenários de usos da terra do tipo “business-as-usual”, os quais consideram que as tendências observadas de desflorestamentos recentes irão continuar no futuro, isto é, os planos de pavimentação e construção de rodovias na região serão cumpridos, haverá diminuição de áreas de reservas e a política de conservação de áreas protegidas não se mantêm com o tempo. Foram utilizados cenários onde a área original da floresta foi substituída em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% por pastagem degradada, e em 20%, 50%, 80% e 100% por plantação de soja

(neste último caso, somente cenários “realísticos” foram utilizados e não os cenários aleatórios). Cada cenário representa um experimento independente. O objetivo destes experimentos foi realizar um estudo de modelagem, utilizando um MCGA, para avaliar os impactos climáticos da alteração gradual da vegetação da Amazônia. Os experimentos foram realizados com o MCGA CPTEC 1.0, na resolução T062L42 (resolução horizontal de cerca de dois graus e 42 níveis na vertical).

Um dos principais objetivos da primeira parte do trabalho (Parte I) é verificar como é a relação entre o grau de desflorestamento da floresta Amazônica e a precipitação correspondente. Avissar et al. (2002) discutem o impacto do desflorestamento gradual na precipitação e propõem três possíveis padrões hipotéticos (Figura 1.1): 1) um decréscimo linear da precipitação em resposta ao aumento das áreas desflorestadas; 2) uma pronunciada redução da precipitação para uma relativamente pequena área desflorestada, com os desflorestamentos subseqüentes não tendo um impacto significativo; e 3) um possível aumento da precipitação para uma pequena taxa de desflorestamento em resposta às circulações de mesoescala, seguida por um grande decréscimo da precipitação após a taxa de desflorestamento atingir um determinado limite. Procura-se verificar também se existe alguma intersecção ou limiar entre a precipitação simulada com os cenários realista e artificial e o grau de desflorestamento.

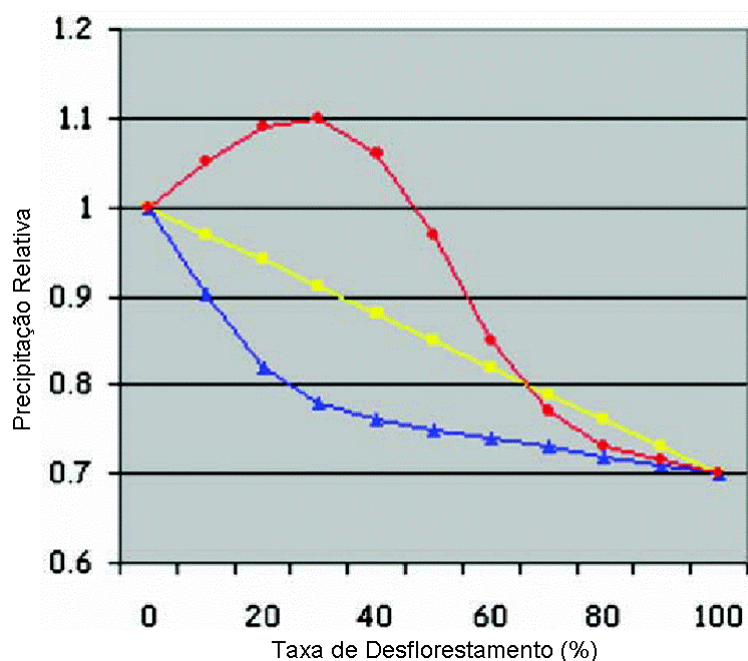


Figura 1.1 – Relação hipotética entre a precipitação simulada e o desflorestamento na Amazônia.

Fonte: Avissar et al. (2002).

Uma outra questão importante é que a região amazônica é uma importante fonte de calor e vapor d'água para a atmosfera e desempenha um papel significativo na circulação geral da atmosfera (GARSTANG , FITZJARRALD, 1999; HERDIES et al., 2002). A região amazônica é uma fonte de umidade para algumas regiões que estão fora da Amazônia (GARREAUD , WALLACE, 1998; LIEBMANN et al., 1999; MARENGO, 2000). Hoje há um maior reconhecimento sobre a importância do transporte de umidade da Amazônia para as latitudes extratropicais (Sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina – HERDIES et al., 2002), sendo que o Atlântico tropical é a grande fonte de umidade para a bacia Amazônica (MARENGO, 1992; COSTA , FOLEY, 1999). Alguns estudos (por exemplo: HENDERSON-SELLERS , GORNITZ, 1984; DICKINSON , HENDERSON-SELLERS, 1988; LEAN , WARRILOW, 1989; SHUKLA et al., 1990; NOBRE et al., 1991; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; NUMAGUTI, 1993; GEDNEY , VALDES, 2000; WERTH , AVISSAR, 2002; AVISSAR , WERTH, 2005; BRANKOVIC et al., 2006), demonstraram que

o desflorestamento da Amazônia pode ter efeitos no clima global. Como evidenciado em Nobre et al. (1991) e Henderson-Sellers et al. (1993), se ocorrer o desflorestamento de toda a Amazônia haveria uma redução na convergência de umidade integrada verticalmente sobre a região e isto implicaria numa conexão entre o desflorestamento e o escoamento atmosférico em larga escala.

Como as mudanças na estrutura da vegetação também podem ter influências significativas no clima, e considerando o atual ritmo de desflorestamento da floresta amazônica, este estudo (Parte II) também verificou a existência de um novo estado de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera. Um dos principais objetivos da Parte II é tentar determinar a partir de qual nível de degradação da floresta Amazônica poderia o estado de equilíbrio atual do sistema biosfera-atmosfera passar para o segundo estado de equilíbrio estável, que apresenta substituição de grande parte da floresta oriental da Amazônia por savana tropical, como preconizado por Oyama e Nobre (2003). Para estudar a existência de situações de equilíbrio, estável ou instável, é necessário que a vegetação seja dinâmica, ou seja, que os biomas possam ser modificados de acordo com as condições climáticas, isto é, interação biosfera-atmosfera bidirecional ou acoplada. Os modelos de vegetação dinâmica mais simples são os de vegetação potencial e os mais completos são os chamados de vegetação global dinâmica.

Os modelos de vegetação potencial diagnosticam o bioma em equilíbrio com um dado clima, e em grande escala reproduzem razoavelmente bem a correspondência entre os biomas potenciais e os naturais (OYAMA, 2002). Em grande escala, os modelos de vegetação potencial apresentam uma razoável correspondência entre os biomas potenciais e naturais, e é esse o motivo pelo qual tais modelos são utilizados em estudos climáticos. Devido à simplicidade destes modelos e a existência de regras empíricas globais entre a vegetação natural e o clima, estes modelos têm sido utilizados para a estimativa de

impactos das mudanças climáticas na cobertura vegetal (KING , NEILSON, 1992; CLAUSSEN , ESCH, 1994, NOBRE et al., 2005, SALAZAR et al., 2007) e para determinar situações de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera. Na literatura existem vários modelos de vegetação potencial, tais como: Prentice et al. (1992), Haxeltine e Prentice (1996a), Brovkin et al. (1997), etc. Diversos estudos de modelagem (por exemplo: CLAUSSEN, 1997; KUBATZKI , CLAUSSEN, 1998) envolvendo o uso de MCGA acoplado assincronamente a modelo de vegetação potencial (revisão em FOLEY et al., 2000) têm sido utilizados para determinar as situações de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera. O modelo de vegetação potencial do CPTEC-INPE, chamado de CPTEC-PVM (OYAMA, 2002; OYAMA , NOBRE, 2003; OYAMA , NOBRE, 2004), utiliza a classificação de Dorman e Sellers (1989) e cinco variáveis climáticas de entrada fornecidas pelo MCGA CPTEC. O CPTEC-PVM diagnostica, para cada ponto de grade, o bioma em equilíbrio com o dado clima, seguindo um algoritmo desenvolvido por Oyama (2002). O CPTEC-PVM foi utilizado neste estudo para investigar se, nas atuais condições climáticas, e em virtude dos desflorestamentos que vêm ocorrendo na Amazônia, a partir de qual nível de desflorestamento poderia o estado de equilíbrio atual do sistema biosfera-atmosfera passar para o estado de equilíbrio onde parte da Amazônia seria coberta por savana, ou seja, a savanização da Amazônia, como discutido em Nobre et al. (1991), Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003). Para estudar os efeitos do clima na distribuição da vegetação utilizou-se o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM acoplado assincronamente ao MCGA do CPTEC/INPE. Scheffer et al. (2001) fazem uma revisão sobre a existência de múltiplos estados de equilíbrio em sistemas ecológicos. No presente estudo, enfoca-se somente o equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera.

Esta tese está dividida em 7 capítulos. No Capítulo 2 apresenta-se a Revisão Bibliográfica. A descrição dos experimentos e dos modelos MCGA CPTEC e CPTEC-PVM é apresentada no Capítulo 3. No Capítulo 4, são apresentados os resultados das mudanças regionais no clima decorrentes das alterações de

vegetação na Amazônia. No Capítulo 5, são apresentados os resultados dos efeitos do clima na distribuição da vegetação. No Capítulo 6 são apresentados os resultados das mudanças de grande escala e remotas no clima decorrentes das alterações de vegetação na Amazônia. As conclusões são apresentadas no Capítulo 7.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – Interação Biosfera-Atmosfera em Modelos Numéricos

Em modelos atmosféricos, a interação biosfera-atmosfera pode ser representada de duas formas: unidirecional (ou desacoplado), no qual a vegetação é mantida fixa e força a atmosfera durante a integração do modelo; e bidirecional (ou acoplado), no qual a vegetação pode ser modificada de acordo com as condições climáticas simuladas durante a integração do modelo. Na interação biosfera-atmosfera unidirecional, realizam-se estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas; na bidirecional, procura-se determinar as situações de equilíbrio - instável ou estável - do sistema biosfera-atmosfera. Utiliza-se a interação unidirecional para estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas, ou seja, procura-se responder à seguinte questão: se a vegetação de certa região for alterada, por ação antrópica ou natural e essa alteração for mantida, quais seriam os impactos no clima? Avaliam-se os impactos através da comparação do clima gerado com a vegetação natural (controle), com o gerado com o novo tipo de vegetação. Na interação biosfera-atmosfera bidirecional, ou acoplada, procura-se estudar a existência de situações de equilíbrio, estável ou instável, e para isso é preciso que a vegetação seja dinâmica, ou seja, que os biomas possam ser modificados de acordo com as condições climáticas simuladas.

Importante ressaltar a importância de estudos observacionais da Amazônia para a validação e melhor entendimento da interação biosfera-atmosfera. Até o final dos anos 1970, esta interação na Amazônia era pouco entendida, principalmente devido à dificuldade de ser obter medidas meteorológicas em região de difícil acesso. A partir da década de 1980, face à evolução tecnológica e a necessidade de melhor entendimento desta interação, tiveram início diversos estudos observacionais, dos quais destacam-se: Experimento

Micrometeorológico Regional da Amazônia (Amazon Regional Micrometeorology Experiment - ARME), Experimento da camada Limite Amazônica (Amazon Boundary Layer Experiment - ABLE-2), Estudo Anglo-Brasileiro de Observação do Clima da Amazônia (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study - ABRACOS), Experimento da Camada Limite de Rondônia (Rondônia Boundary Layer Experiment - RBLE), e atualmente, o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (Large Scale Atmosphere- Biosphere Experiment in Amazônia - LBA).

2.1.1 – Interação Unidirecional entre a Biosfera e a Atmosfera

Até meados dos anos 1980, as propriedades superficiais que regulam os fluxos de radiação, momentum e calor com a atmosfera eram consideradas como parâmetros separados, os quais eram independentemente prescritos como condições de contorno nos modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA). Apesar desta aproximação não ser realista, era possível fazer alguns estudos simples de sensibilidade do sistema climático onde eram investigadas separadamente as influências do albedo (transferência radiativa), rugosidade da superfície (transferência de momentum) e a parametrização da hidrologia superficial. Por exemplo, Charney et al. (1977) mostraram que mudanças no albedo superficial podem produzir mudanças significativas em grande escala na circulação atmosférica e na precipitação. Outro problema é que na maior parte dos MCGA o albedo era simplesmente prescrito como campo fixo (SELLERS, 1992).

Os modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) requerem algumas especificações de fluxos de energia (incluindo fluxos radiativos e turbulentos), vapor d'água e momentum entre a baixa atmosfera e a superfície subjacente. Sobre o continente estes fluxos são determinados geralmente pelos processos biofísicos e fisiológicos que ocorrem entre o solo, dossel das plantas e a camada limite atmosférica. Praticamente todos os modelos de circulação geral da atmosfera incluem esquemas de parametrização de superfície para simular

os rápidos processos de troca da superfície com a atmosfera. Um grande número de modelos de superfície hoje são empregados em MCGA, tais como o SiB (Simple Biosphere Model - SELLERS et al., 1986), o SSiB (Simplified Simple Biosphere, XUE et al., 1991 - utilizado no MCGA CPTEC), o BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme – DICKINSON et al., 1993), IBIS (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000), entre outros.

Os primeiros modelos biofísicos (DICKINSON, 1984; SELLERS et al., 1986) foram tentativas de uma modelagem mais realista, ainda que aproximada, dos processos biofísicos para a parametrização da superfície, onde a ênfase está na modelagem da complexidade solo-vegetação e ligado a isso, especificamente, estão as características da superfície, tais como albedo, rugosidade e taxa de evapotranspiração, as quais são mutuamente consistentes com as propriedades superficiais. Por exemplo, o MCGA CPTEC utiliza o SSiB (Simplified Simple Biosphere), que foi desenvolvido por Xue et al. (1991). Uma revisão sobre o SSiB é feita no Capítulo 3. Outros exemplos de modelos biofísicos são o BATS (*Biosphere Atmosphere Transfer Scheme* - DICKINSON et al., 1986), o ISBA (*Intéractions Sol-Biosphère et Atmosphère* - NOILHAN , PLANTON, 1989) e o IBIS (*Integrated Biosphere Simulator* – FOLEY et al., 1996).

Resultados de experimentos com MCGA com a interação unidirecional entre a biosfera e a atmosfera são apresentados na Seção 2.2.

2.1.2 – Interação Bidirecional entre a Biosfera e a Atmosfera

Uma das manifestações mais óbvias das interações da atmosfera com os ecossistemas é a relação entre o padrão global da cobertura de vegetação e o clima. Como já mencionado na Introdução, o clima é o fator que mais influencia na determinação da distribuição de vegetação e suas características num contexto global (PRENTICE, 1990). A localização de desertos, florestas

tropicais, entre outras, por exemplo, é ditada principalmente pelas características do clima. Todavia, os tipos bioclimáticos além de serem utilizados para classificação do clima, também podem servir para definir relações entre a vegetação e o clima.

Prentice (1990) utilizou quatro esquemas bioclimáticos globais que utilizam o clima para determinar a distribuição da vegetação: 1) Holdridge, que se baseia nas observações de campo da vegetação tropical juntamente com análises de fatores climáticos previamente atribuídas para a vegetação. O esquema foi primeiro testado nos trópicos, alterado, e então expandido para o globo. São consideradas três variáveis climáticas que relacionam o clima à vegetação que são: a biotemperatura anual, a razão de evapotranspiração potencial anual (definida como a evapotranspiração potencial anual dividida pela precipitação total anual) e a precipitação total anual; 2) Thornthwaite que trata as plantas como mecanismos físicos pelos quais a umidade é retornada ao ar; 3) Köppen que é um esquema de classificação bioclimática no qual as divisões climáticas estão baseadas numa classificação fisiológica da vegetação. Dos cinco maiores bioclimas reconhecidos por Köppen, quatro são determinados termicamente; e 4) Troll e Paffen que determina os bioclimas pelas flutuações anuais da temperatura e pelas temperaturas dos meses mais quente e mais frio. Prentice (1990) encontrou que, em 38-40% dos pontos de grade, o modelo consegue diagnosticar corretamente o bioma. Prentice (1990) atribui esses baixos valores à definição inapropriada de classes climáticas relacionadas ao tipo de vegetação, e ao pouco número de regimes climáticos classificados. Com o aumento do número de regimes climáticos classificados, através do aumento da resolução dos dados climáticos e reagrupamento dos tipos de vegetação observadas, houve um aumento de 39% para 77% na representação correta do bioma. O trabalho de Prentice (1990) foi o primeiro acoplamento global da vegetação com o clima que pode ser quantitativamente avaliado.

Sellers et al. (1994) baseou-se em dados de satélite com resolução espacial de 1° x 1° grau de resolução para determinar parâmetros superficiais para serem utilizados em modelos de circulação geral da atmosfera. A melhor representação de parâmetros superficiais obtidos através de dados de satélite levou a significativos aumentos na representação do estado da biosfera terrestre nos modelos de circulação geral da atmosfera (Sellers et al., 1994). Uma vez que alguns parâmetros climáticos básicos são bem representados é possível uma previsão muito boa da distribuição geográfica de muitos tipos de plantas nas escalas global e continental. Seguindo esta lógica, vários modelos de padrão de vegetação global, baseados nas relações entre o clima e a vegetação, foram desenvolvidos, como por exemplo, BIOME de Prentice et al (1992), BIOME-3 de Haxeltine e Prentice (1996). A classificação de biomas feita por estes modelos pode auxiliar nos estudos de mudanças climáticas futuras, climas passados, entre outros estudos.

Como mencionado na Introdução, mudanças no clima afetam a distribuição geográfica da vegetação global, e por outro lado, mudanças na estrutura da vegetação também podem ter significativa influência no clima. Sendo assim, os modelos numéricos do sistema climático da Terra precisam considerar a atmosfera e a biosfera terrestre como um sistema acoplado, com os processos biogeofísicos e biogeoquímicos ocorrendo numa certa escala de tempo. Na escala de tempo de curto prazo, isto é, segundos a horas, o sistema acoplado é dominado pelos rápidos processos biofísicos e biogeoquímicos que trocam energia, água, dióxido de carbono e momentum entre a atmosfera e a superfície terrestre. Na escala de tempo intermediária, isto é, dias a meses, os processos incluem mudanças na quantidade de umidade do solo, mudanças na alocação de carbono, e fenologia da vegetação. Em escalas de tempo mais longas, isto é, estações, anos e décadas, pode ser fundamental as mudanças na estrutura da vegetação, através de distúrbios, usos do solo, interrupção no crescimento, entre outros. Para considerar todos os processos acoplados biosfera-atmosfera, é necessário que os modelos climáticos sejam capazes de

simular fenômenos ecológicos intermediários e de longo prazo (FOLEY et al., 2000).

A primeira tentativa de ligar modelos de vegetação com modelos climáticos para tratar de feedbacks físicos foi feita por Henderson-Sellers (1993) que utilizaram o modelo climático CCM1-Oz junto com o esquema bioclimático Holdridge. O esquema Holdridge utiliza simplesmente as delineações da temperatura e precipitação anuais para prever a distribuição geográfica dos tipos de vegetação relacionados ao clima. No trabalho de Henderson-Sellers o esquema Holdridge é aplicado ao final de cada ano e é atualizado o padrão geográfico dos tipos de vegetação no MCGA. Então, o procedimento de acoplamento itera entre os modelos de clima e vegetação, onde um simples ano de simulação climática é utilizado para prever mudanças no equilíbrio da cobertura vegetal. Então, as mudanças na cobertura vegetal são utilizadas pelo MCGA para simular o próximo ano do clima. Este acoplamento, chamado de assíncrono, é repetido até que os resultados dos modelos (climático e de vegetação) estejam em equilíbrio. Henderson-Sellers encontrou que a distribuição global da vegetação prevista a partir do desflorestamento é muito similar àquela prevista a partir do experimento de controle, onde as maiores diferenças ocorrem somente nas áreas que foram prescritas com desflorestamento que são na América do Sul e Sudeste da Ásia e em pequenas áreas. Todavia, há grandes diferenças na escala regional, como por exemplo, há diferenças de mais ou menos 10°C na temperatura em um ano individual e há grandes diferenças em parâmetros hidrológicos incluindo o runoff.

Um esquema mais elaborado da interação biosfera-atmosfera foi feito por Claussen (1994) que acoplou o modelo climático ECHAM com o modelo de vegetação potencial BIOME (Prentice et al, 1992). Ao invés de anos individuais, Claussen (1994) utilizou as médias de vários anos da simulação do modelo climático para levar a mudanças na vegetação. Este acoplamento foi utilizado

para estudar a sensibilidade do clima e da vegetação na escolha de condições iniciais. Especificamente foi examinado como mudanças na distribuição inicial de desertos e florestas tropicais levariam a diferentes estados de equilíbrio. Em geral, Claussen (1994) encontrou boa concordância entre o padrão global de biomas computados a partir das observações com os simulados, todavia com discrepâncias na Austrália, no deserto do Kalahari e no meio oeste da América do Norte. Estas discrepâncias podem estar associadas a falhas na precipitação simulada ou nas temperaturas simuladas no inverno e verão. Padrões globais de biomas computados 18.000 anos atrás mostraram que há poucas diferenças em relação ao clima atual na cobertura das florestas tropicais.

Os modelos de vegetação dinâmica mais simples são os de vegetação potencial. Os modelos de vegetação potencial (MVPot) diagnosticam o bioma em equilíbrio com um dado clima. Por exemplo, dados os valores de precipitação e temperatura (médias anuais), pode-se obter o bioma em equilíbrio com esses valores (desertos corresponderiam a baixos valores de precipitação; florestas tropicais, a altos valores de precipitação e temperatura). Obviamente, podem existir diferenças entre os biomas potenciais e os naturais (sem a influência do homem), pois o clima não é o único fator que determina o tipo de vegetação. Outros fatores, tais como a topografia, edáficos, a ocorrência de queimadas, entre outros, também influenciam a distribuição de vegetação (por exemplo, na Amazônia, há ilhas de cerrados decorrentes de solos arenosos, que possuem baixa retenção de água, ou camadas impermeáveis, que dificultam o desenvolvimento do sistema radicular; OYAMA, 2002). No entanto, em grande escala, existe uma razoável correspondência entre os biomas potenciais e naturais; e esse é o motivo pelo qual os modelos de vegetação potencial são utilizados em estudos climáticos. Na literatura, existem vários modelos de vegetação potencial; como exemplos recentes, podem-se citar Prentice et al. (1992), Haxeltine e Prentice (1996), Brovkin et al. (1997), Oyama e Nobre (2004 – CPTEC-PVM), etc.

Prentice et al. (1992) apresentaram os resultados de um modelo de vegetação potencial para prever os padrões globais do aspecto da vegetação que foi desenvolvido a partir de considerações fisiológicas influenciando as distribuições dos diferentes tipos funcionais de plantas. Eles apresentaram um modelo para a vegetação potencial natural que é baseado num pequeno número de tipos funcionais de plantas, onde o ambiente limite de cada planta é definido com referência a parâmetros fisiológicos que respondem a variáveis climáticas do tipo tolerância ao frio, temperatura média do mês mais frio, número de dias com temperatura maior do que 5°C, índice de seca, sazonalidade da precipitação e capacidade de armazenamento de água no solo. O modelo produziu um total de dezessete combinações de tipos de plantas ou biomas. Os resultados das previsões dos padrões de vegetação global estiveram concordantes com a distribuição dos ecossistemas, inclusive melhor representados do que o esquema de Holdridge, exceto onde há intensa atividade agrícola.

Brovkin et al. (1997) sugerem um esquema simples de classificação da vegetação baseado nos dois principais tipos funcionais de plantas: árvores e gramíneas. Foi então implementada uma equação empírica que descreve uma fração de árvores como uma função do clima (temperatura média anual e precipitação). Os resultados foram bastante satisfatórios, com exceção da área entre 30° e 45° de latitude norte por causa das grandes mudanças antropogênicas ocorridas nesta área.

Outros estudos de modelagem (por exemplo, CLAUSSEN, 1997; KUBATZKI , CLAUSSEN, 1998), envolvendo o uso de MCGAs acoplados assincronamente a modelos de vegetação potencial têm sido utilizados para determinar as situações de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera. Claussen (1997) estudou os processos biogeofísicos na África e na região monçônica da Índia, encontrando duas soluções, sendo a primeira levando à distribuição atual da vegetação e desertos e a segunda mostrando um espalhamento para o norte

da ordem de 600 km de savana e arbustos xerófitos, particularmente no sudoeste do Saara. Kubatzki e Claussen (1998) analisaram as interações durante o último máximo glacial e encontraram duas soluções estáveis para a vegetação sendo uma partindo de uma situação de deserto levando a uma maior extensão dos desertos subtropicais e partindo de uma cobertura global com floresta, estepe e deserto negro resultou num espalhamento para o norte da vegetação em torno de 1000 km principalmente no oeste do Saara. Esses estudos têm encontrado, para algumas regiões (por exemplo, o Sahel), mesmo sob as forçantes atuais (parâmetros orbitais, concentração de gases, temperatura da superfície do mar, etc.), duas soluções de equilíbrio, uma delas correspondendo ao estado encontrado atualmente. Essas situações de equilíbrio podem ser interpretadas como a intersecção da relação bioma-clima oriunda de modelos de vegetação potencial com a gerada por estudos de sensibilidade (BROVKIN et al., 1998).

Estes estudos também são úteis para estudar o paleoclima. Por exemplo, Brovkin et al. (1998) concluíram que no médio Holoceno a região do oeste do Saara/Sahel tinha o que chamaram de equilíbrio verde com moderada precipitação e cobertura vegetal permanente. Mostraram também que para as condições do clima atual o equilíbrio verde para o oeste do Saara/Sahel é menos provável do que a existência do deserto, e isto explica a existência do deserto do Saara como é hoje. Brovkin et al (1998) concluíram também que o papel da rugosidade da superfície na interação clima-vegetação é de importância secundária em comparação com o albedo. Além disso, na região do Saara/Sahel, para o alto albedo, a precipitação aumenta com aumento da rugosidade, enquanto que para o baixo albedo o oposto é encontrado.

Oyama e Nobre (2003) utilizou o MCGA do CPTEC/COLA, que tinha somente vegetação estática. Para que o MCGA do CPTEC/COLA tenha uma vegetação dinâmica, fez o acoplamento assíncrono com um modelo de vegetação potencial (MVPot). Para tanto, elaborou-se um MVPot, chamado de CPTEC-

PVM, que utiliza a classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989), que é a utilizada pelo modelo de processos de superfície do MCGA do CPTEC/COLA, o SSiB. Ou seja, para um dado clima, o MVPot gera, como saída, um bioma pertencente à classificação de Dorman e Sellers (1989). Foram realizados três experimentos: controle, deserto e floresta. No controle, integrou-se o MCGA por 10 anos utilizando o mapa de biomas potenciais. Os biomas foram mantidos fixos. Com isso, obteve-se a climatologia do modelo forçado pelos biomas potenciais, chamada de climatologia potencial. Nos experimentos chamados de deserto e floresta, os biomas (exceto gelo) foram convertidos em deserto e floresta tropical, respectivamente, e daí se iniciou a integração. Realizou-se um acoplamento assíncrono a cada 3 anos entre o MCGA e o MVPot. Enquanto Claussen (1997) utilizou um acoplamento assíncrono a cada 6 anos (o primeiro ano foi considerado de “spin-up”, e por isso foi descartado), Henderson-Sellers (1993) rodou o MVPot ao final de cada ano. Segundo Claussen, não há muita diferença entre as iterações a partir da primeira. Oyama e Nobre (2003) adotou o valor de 3 anos, intermediário entre o adotado por Claussen e Henderson-Sellers, segundo o autor, por razões de tempo computacional. Para permitir que informações do tipo evapotranspiração sempre estejam disponíveis no MVPot foi elaborado um modelo de balanço hídrico como parte do MVPot. As informações sobre o balanço hídrico foram utilizadas como entrada do MVPot. Este modelo foi baseado em Willmott et al. (1985).

O desempenho de um MVPot pode se referir a duas escalas diferentes. Em escala global, um bom desempenho significa reproduzir as características principais da distribuição global de biomas. Esse desempenho tem sido atingido pelos MVPot atualmente utilizados (por exemplo, BIOME: PRENTICE et al., 1992). Em escala regional, no entanto, esses MVPot apresentam algumas deficiências. Por exemplo, na América do Sul, o BIOME, que tem sido amplamente utilizado em estudos climáticos (por exemplo, CLAUSSEN, 1997), não reproduz os campos nos Pampas e subestima a área de caatinga no

Nordeste brasileiro. Nos Pampas, devido ao seu clima úmido, os campos são substituídos por florestas. No Nordeste brasileiro, exceto em sua zona mais árida, a caatinga é substituída por savana. Esses dois problemas podem ocorrer em qualquer MVPot (não somente no BIOME). O MVPot CPTEC-PVM representa bem o padrão global dos principais biomas. Na América do Sul, o modelo consegue representar, além da Amazônia, a Mata Atlântica, o cerrado brasileiro, a caatinga no Nordeste brasileiro e na região do Chaco, os Pampas e o semideserto da Patagônia (OYAMA , NOBRE, 2004). Em cerca de 62% dos pontos de grade o modelo conseguiu diagnosticar corretamente o bioma. Analisando-se para cada bioma, o desempenho foi muito bom para floresta tropical e desertos, bom para floresta de coníferas, de lariços, savanas, semi-desertos e tundra, regular para floresta temperada, campos extratropicais e caatinga e ruim para floresta mista.

Oyama e Nobre (2003) estudaram a existência de múltiplos equilíbrios clima-vegetação na América do Sul Tropical utilizando o MCGA CPTEC/COLA acoplado ao MVPot. Foram encontrados dois estados de equilíbrio, sendo um correspondente a distribuição do bioma atual e um segundo como sendo um novo estado de equilíbrio: leste da floresta Amazônica foi substituída por savanas e áreas de semi-desertos aparecem na porção mais seca do Nordeste do Brasil. Foram feitos experimentos iniciando-se com todos os continentes cobertos por floresta e por deserto por 15 anos cada um, ou seja, 5 iterações (uma a cada 3 anos). Conclui-se que 5 iterações são suficientes para atingir um estado de equilíbrio do sistema clima-vegetação. A distribuição da vegetação e o clima da última iteração de cada simulação (deserto e floresta) atingiu o estado de equilíbrio do sistema clima-vegetação. A simulação com floresta levou à distribuição atual dos biomas potenciais. A simulação iniciando-se com deserto, entretanto, levou a uma distribuição de vegetação diferente, particularmente na América do Sul Tropical: o leste da floresta Amazônica foi substituído por savanas e uma região semi-desértica aparece na área mais seca do Nordeste do Brasil. Como evidenciado em Sternberg (2001), fatores

que podem induzir mudanças entre floresta e savana, e vice-versa, podem estar relacionados com o clima, fogo e manipulações edáficas e antropogênicas. Todavia, dentre tais fatores, o clima é o que mais distingue estas mudanças, especialmente pela sazonalidade da precipitação. As savanas tropicais podem ter estação tão chuvosa quanto em regiões de floresta tropical, mas o período seco encontrado em savanas é muito extremo para que haja a permanência de uma floresta tropical (STERNBERG, 2001).

Os modelos de vegetação potencial podem ser usados para avaliar os efeitos de mudanças climáticas na distribuição de vegetação. Por um lado, atualmente, há um grande interesse em estimar os impactos de mudanças climáticas globais decorrentes das emissões antropogênicas de gases de efeito estufa. Os impactos climáticos seriam capazes de alterar a distribuição, por exemplo, da vegetação no Brasil? Nesse caso, o modelo de vegetação potencial poderia diagnosticar os biomas em equilíbrio com o clima futuro predito pelos modelos climáticos mais avançados (por exemplo, IPCC, 2007); e, pela comparação com os biomas potenciais atuais, poder-se-ia ter uma estimativa do impacto das mudanças climáticas globais, por exemplo, nos ecossistemas brasileiros. Cox et al. (2000) apresentou a aceleração do aquecimento global devido aos feedbacks do ciclo de carbono num modelo climático acoplado. Neste estudo, eles mostraram que a crescente emissão antropogênica de CO₂ poderia levar a um desbalanço entre emissão e fixação de carbono especialmente na Amazônia. O aumento da concentração de CO₂ atmosférico, por um lado, favorece o aumento de biomassa; por outro lado, o aquecimento decorrente do aumento da concentração de CO₂ atmosférico aumenta a respiração do solo e das plantas, ou seja, o consumo de biomassa e a emissão de CO₂. Do ponto de vista atmosférico, o aumento da fixação de CO₂ pelas plantas é um mecanismo de feedback negativo (CO₂ aumenta, fixação aumenta, CO₂ tende a diminuir); o aumento de temperatura e, conseqüentemente, de emissão de CO₂, de feedback positivo (CO₂ aumenta, temperatura aumenta, emissão aumenta, CO₂ tende a aumentar ainda mais). Com a crescente emissão

antropogênica de CO₂, em um dado momento, a taxa de fotossíntese atingiria o seu limitante superior; a partir daí, o aumento de temperatura levaria a emissão ser maior que a fixação; conseqüentemente, a biomassa da floresta diminuiria, e a concentração de CO₂ atmosférico aumentaria ainda mais. Por volta de 2050, haveria um total decaimento de biomassa de floresta na Amazônia; como conseqüência, os ecossistemas terrestres passariam de sumidouro para fonte de CO₂ (lembrando que, atualmente, mais da metade da emissão antropogênica é absorvida pelos ecossistemas terrestres e oceânicos). Por volta de 2100, a emissão dos ecossistemas terrestres seria compensada pela absorção oceânica, o que faria toda a emissão antropogênica ser acumulada na atmosfera. Em média global, o aumento de temperatura seria em torno de 5,5 K, valor bem superior aos 3-4 K preditos sem considerar os feedbacks entre CO₂ e vegetação (COX et al., 2000).

Scheffer et al. (2001) fazem uma revisão sobre a existência de múltiplos estados de equilíbrio em ecossistemas, como em lagos, corais, regiões com arvoredos, desertos e oceanos. Por exemplo, analisa-se uma região que passou por um processo de desertificação antropogênica e, por isso, teve redução de precipitação. Essa redução poderia impedir o desenvolvimento da vegetação, o que sustentaria o deserto. Quando há a perda de vegetação, há aumento do escoamento superficial e a água entra no solo rapidamente desaparecendo e indo para camadas profundas onde não há mais acesso de plantas. Portanto, o novo clima não procuraria restituir o bioma original da região, ou seja, haveria uma irreversibilidade climática ao processo de desertificação, o que seria claramente catastrófico para a região. Na verdade, passou-se de um estado de equilíbrio para outro, mais seco.

Nobre et al. (2005) e Salazar et al. (2007) estudaram as conseqüências das mudanças climáticas projetadas na distribuição dos biomas na América do Sul no Século XXI, através da integração do CPTEC-PVM e cenários climáticos de 15 modelos globais para dois cenários de mudança climática (A2 e B1). As

análises foram feitas para os biomas savana e floresta tropical, que são os biomas predominantes na América do Sul. Em ambos os cenários os resultados indicaram redução da área de floresta tropical e expansão da savana. Esta redução aumenta com o tempo no século XXI, principalmente no sudeste da Amazônia. A diminuição da área de floresta para o período 2090-2099 para o cenário de emissões A2 é de 18%, e é devida principalmente à diminuição da umidade do solo e/ou aumento da estação seca (SALAZAR et al., 2007).

A discussão acima evidencia que os modelos climáticos precisam considerar a cobertura vegetal como sendo uma fronteira superficial interativa, a qual pode mudar em resposta às mudanças no clima. Atualmente, existem diversas classes de modelos de superfície que têm como objetivo representar a distribuição de vegetação global, tais como modelos biogeográficos de equilíbrio ou de vegetação potencial (p.ex., CPTEC–PVM, OYAMA, 2002 e OYAMA , NOBRE, 2004; BIOME3 – HAXELTINE , PRENTICE, 1996a) e os DGVMs (em inglês, *Dynamic Global Vegetation Model*) que, ao contrário da abordagem dos primeiros, são desenvolvidos para projetarem respostas transientes dos ecossistemas terrestres, sob condições de mudanças climáticas abruptas, e são capazes de representar processos que contribuem para a dinâmica da estrutura e da composição da vegetação de uma forma mais detalhada, e por isso com um maior número de variáveis e parametrizações de processos eco-fisiológicos e eco-climáticos, envolvendo maior complexidade (p.ex., modelo IBIS – FOLEY et al., 1996; modelo LPJ – HAXELTINE , PRENTICE, 1996b). Ambos os tipos de modelos já foram aplicados em um contexto global e apresentam, de uma forma geral, bons resultados na representação de características dos biomas predominantes. Entretanto, a partir de um *zoom* regional, a representação desses biomas torna-se deficiente, particularmente na região da América do Sul tropical, uma vez que esses modelos são calibrados com parâmetros coletados em apenas um sítio que contenha espécies de um determinado bioma e, não

necessariamente, esse bioma apresenta parâmetros iguais em todas as regiões em que ocorre no planeta (p.ex., o cerrado brasileiro é, em geral, representado através de parâmetros obtidos a partir da savana africana ou australiana) (IMBUZEIRO, 2005). Esforços têm sido feitos para melhorar os parâmetros destes modelos para a América do Sul, por exemplo, para a região Amazônica com o modelo IBIS (p. ex. IMBUZEIRO, 2005), mas ainda restam deficiências para outros biomas tropicais da América do Sul.

2.2 – Experimentos Numéricos de Desflorestamento

Os efeitos do desflorestamento tropical (substituição de floresta por pastagem ou áreas agrícolas) nos processos climáticos globais foram analisados em muitos estudos durante as últimas duas décadas. Tais estudos utilizaram MCGA para avaliar a sensibilidade do sistema climático para uma completa conversão, por exemplo, da floresta amazônica para pastagem (DICKINSON E HENDERSON-SELLERS, 1988; LEAN , WARRILOW, 1989; NOBRE, et al., 1991; DICKINSON , KENNEDY, 1992; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; LEAN , ROWNTREE, 1993; SUD et al., 1996; LEAN et al., 1996; MANZI , PLANTON, 1996; HAHMANN , DICKINSON, 1997; COSTA , FOLEY, 2000; ROCHA, 2001; WERTH , AVISSAR, 2002; VOLDOIRE , ROYER, 2004; CORREIA, 2005; BRANKOVIC et al., 2006; SCHNEIDER et al., 2006; COSTA et al., 2007).

O primeiro estudo de desflorestamento tropical com um MCGA foi feito por Henderson-Sellers e Gornitz (1984), e foi utilizado o MCGA de diferenças finitas GISS (Goddard Institute for Space Studies), com resolução horizontal de 10 graus de longitude por 8 graus de latitude, acoplado ao esquema de superfície BATS (Biosphere-Atmosphere-Transfer-Scheme; DICKINSON et al., 1986), com esquema de nuvens dinâmico. O modelo foi integrado por 10 anos e somente os últimos 5 anos foram analisados. Os resultados indicaram que sobre as áreas desflorestadas não houve mudanças na temperatura, mas

houve redução da precipitação (-0,6 mm/dia), diminuição da evaporação (-0,5 mm/dia), da nebulosidade e da umidade do solo e aumento do albedo superficial.

Em Dickinson e Henderson-Sellers (1988) foi utilizado o modelo NCAR CCM (National Center for Atmospheric Research Community Climate Model) acoplado ao BATS, na resolução horizontal de 7,5 graus de longitude e 4,5 graus de latitude para estudar os efeitos do desflorestamento da Amazônia. Os resultados para a substituição da floresta amazônica por pastagem degradada indicaram aumento da temperatura à superfície de 3 a 5°C e diminuição da evapotranspiração em toda a região. O aumento da temperatura foi atribuído principalmente à diminuição do comprimento de rugosidade e diminuição da evapotranspiração, que foi principalmente devido à menor absorção da radiação solar pela pastagem em virtude de seu alto albedo.

No estudo de Lean e Warrilow (1989), foi utilizado o modelo do United Kingdom Meteorological Office (UKMO) com resolução horizontal de 3,75 graus de longitude e 2,5 graus de latitude e toda a vegetação ao norte de 30°S na América do Sul foi substituída por pastagem. Embora a área total na qual a vegetação foi substituída ter sido cerca de duas vezes maior do que a área utilizada em Dickinson e Henderson-Sellers (1988), os resultados foram similares: aumento da temperatura à superfície de 2,5°C e diminuição da evapotranspiração. Adicionalmente, foi encontrada diminuição da precipitação sobre a Amazônia. Como em Dickinson e Henderson-Sellers (1988) o aumento da temperatura foi atribuído ao decréscimo do comprimento de rugosidade. As reduções na precipitação e na evapotranspiração foram ocasionadas principalmente pelas mudanças na rugosidade da superfície e albedo: diminuição da rugosidade dominou a redução na evaporação (e o aumento da temperatura), enquanto que o aumento do albedo foi a principal causa para o decréscimo da convergência do fluxo de umidade (medido como a diferença

entre a precipitação e a evaporação) contribuindo para o decréscimo na precipitação.

Em Nobre et al. (1991) foi utilizado um MCGA com resolução de 3,75 graus de longitude e 2,5 graus de latitude para analisar o impacto da conversão da floresta Amazônica por pastagem degradada. Os resultados indicaram aumento de cerca de 2,5°C da temperatura da superfície na área desflorestada, diminuição de cerca de 30% da evapotranspiração (-1,36 mm/dia) e de 25% na precipitação (-1,76 mm/dia). Os resultados indicaram que a maior redução da precipitação ocorre no período seco. Também encontraram que a redução da precipitação foi maior do que a diminuição da evapotranspiração, indicando uma redução na convergência de umidade na região. O estudo enfatiza que, em virtude do desflorestamento, houve aumento do comprimento da estação seca na parte sul da bacia Amazônica, o que poderia ter sérias implicações para o re-estabelecimento da floresta tropical após o desflorestamento, uma vez que esta somente ocorre onde a estação seca é muito curta ou não existe.

Em Dickinson e Kennedy (1992), utilizando o modelo de circulação geral do NCAR Community Climate Model, realizaram simulações numéricas com o objetivo de avaliar os impactos no clima em virtude do desflorestamento de grande escala na Amazônia. O modelo, acoplado ao esquema de superfície BATS (DICKINSON et al., 1986), foi integrado para um período de três anos. Segundo os autores, a precipitação reduziu aproximadamente 25% (-1,4 mm/dia), enquanto que a evapotranspiração e o escoamento superficial tiveram redução de 0,7 mm/dia. As modificações no balanço de energia devido às mudanças no albedo e na rugosidade são afetadas pelo mecanismo de “*feedback*” negativo de nuvem (aumento na radiação solar incidente devido a redução na cobertura de nuvem) atenuando os efeitos do desflorestamento no saldo de radiação. No estudo realizado por Henderson-Sellers et al. (1993), as florestas tropicais da Amazônia e do sudeste da Ásia foram substituídas por

gramíneas na versão do MCGA-CCM1 acoplado ao BATS. Os autores encontraram um pequeno aumento da temperatura da superfície em ambas as regiões (+0,6°C na Amazônia), uma redução no escoamento da superfície (“*runoff*”), e na convergência de umidade em baixos níveis o que induziu diminuição da precipitação (-1,61 mm/dia).

No experimento de desflorestamento de Lean e Rowntree (1993) foi utilizado o modelo climático UKMO com a mesma resolução do estudo de Lean e Warrilow (1989). O modelo foi integrado por três anos e os resultados indicaram aumento na temperatura (+2,1°C) e diminuição da evapotranspiração (-0,55 mm/dia) e da precipitação (-0,81 mm/dia). O modelo utilizado teve diversos desenvolvimentos para melhoria do realismo do clima simulado pelo modelo, a partir de medidas do ARME (SHUTTLEWORTH, 1988).

Em Sud et al. (1996) foi utilizado o modelo GLA (Goddard Laboratory for Atmospheres) acoplado ao esquema de superfície SSiB (XUE et al., 1991) para avaliar os impactos no clima em virtude da substituição das florestas tropicais por pastagem. Os principais resultados encontrados foram: redução da evapotranspiração (-1,22 mm/dia) e aumento da radiação de onda longa da superfície e do fluxo de calor sensível, o que conduziu a um secamento e aquecimento da camada limite planetária, respectivamente. Segundo os autores, isso acontece em decorrência da redução da radiação solar absorvida devido ao maior albedo superficial após o desflorestamento. O desflorestamento, além de ter induzido mudanças significativas em escala local, tais como redução da precipitação (-1,48 mm/dia) e no aquecimento diabático, também produziu efeito de grande escala com o enfraquecimento da circulação de Hadley.

No estudo feito por Lean et al. (1996) foi utilizado o MCGA do Hadley Centre (Jones et al., 1995) para avaliar o impacto da substituição da floresta Amazônica por pastagem. As características da floresta Amazônica e da

pastagem foram obtidas a partir dos dados do Projeto ABRACOS (GASH et al., 1996). A completa substituição da floresta Amazônica por pastagem produziu as seguintes modificações médias: redução da evaporação (-0,81 mm/dia) e na precipitação (-0,43 mm/dia), e aumento da temperatura (2,3°C). Os resultados indicaram aumento na convergência de umidade que compensa, parcialmente, a redução de evaporação. Concluiu-se que o clima é muito dependente de variações discretas de alguns parâmetros (rugosidade, albedo e infiltração máximo do solo) e é fortemente influenciado pela interação não linear destas variações.

Manzi e Planton (1996) utilizaram o MCGA EMERAUDE (Météo-France spectral model) acoplado ao esquema de superfície ISBA (Interações entre Solo, Biosfera e Atmosfera; Noilhan e Planton, 1989) para avaliar o impacto do desflorestamento de grande escala na Amazônia (substituição por pastagem). Os resultados indicaram enfraquecimento do ciclo hidrológico, como redução da precipitação (-0,4 mm/dia) e da evapotranspiração (-0,31 mm/dia) e amplificação do ciclo diurno da temperatura de superfície, apesar de na média anual os resultados indicarem redução de -0,5 da temperatura à superfície.

No estudo de Lean e Rowntree (1997) foi utilizado o MCGA do Hadley Centre, que foi integrado por 10 anos, para avaliar o impacto da substituição da floresta Amazônica por pastagem. Os resultados indicaram redução da evaporação (-0,76 mm/dia), da precipitação (-0,27 mm/dia; diminuição em praticamente toda a Amazônia e aumento próximo dos Andes) e aumento da temperatura de 2,3°C. Entretanto, houve aumento da convergência de umidade na região. A resposta do desflorestamento no clima é avaliada através da mudança do albedo e da rugosidade da superfície. O aumento do albedo induziu diminuição da precipitação devido à menor convergência de umidade e movimento ascendente. A resposta à redução da rugosidade é mais complexa e é devida ao aumento da velocidade do vento em baixos níveis da atmosfera resultando no decréscimo da convergência de umidade e da precipitação.

Hahmann e Dickinson (1997) utilizaram o MCGA CCM2 acoplado ao esquema de superfície BATS para estudar a resposta local e regional do desflorestamento tropical sobre a Amazônia. Os resultados indicaram aumento da temperatura superficial (1,0°C), redução da precipitação (-0,99 mm/dia) e da evapotranspiração (-0,41 mm/dia). Simulações adicionais foram realizadas para avaliar as mudanças, separadamente, do albedo e da rugosidade no clima regional. O aumento do albedo superficial gerou redução do saldo de radiação solar e, conseqüentemente, houve redução do saldo de radiação e do fluxo de calor latente. A redução do comprimento de rugosidade induziu a diminuição do fluxo de calor latente através da redução do coeficiente de arrasto da superfície.

No estudo de Costa e Foley (2000), considera-se a conversão da floresta por pastagem e também o aumento da concentração do CO₂ na atmosfera. Foi utilizado o MCGA GENESIS (THOMPSON , POLLAND, 1995 a,b; POLLAND ,THOMPSON, 1995) acoplado ao IBIS (Integrated Biosphere Simulation; FOLEY et al., 1996), e os resultados indicaram redução da precipitação (-0,73 mm/dia), como uma conseqüência da redução do movimento vertical sobre a área desflorestada. O efeito da duplicação da concentração de CO₂ na Amazônia implicou em aumento da precipitação (0,28 mm/dia). Os efeitos combinados do desflorestamento e da duplicação da concentração de CO₂ indicaram uma diminuição da precipitação (-0,42 mm/dia). Em todos os experimentos houve aumento da temperatura, principalmente porque há diminuição da evapotranspiração e por causa do efeito radiativo do CO₂.

Werth e Avissar (2002) relacionaram os efeitos das mudanças da cobertura superficial da Amazônia com o clima em escala global. Os autores sugeriram que mudanças na região amazônica podem alterar a circulação de Hadley e afetar, por exemplo, o transporte de umidade na região tropical do Hemisfério Norte.

No estudo de Voldoire e Royer (2004) foi utilizado do MCGA ARPEGE (DÉQUÉ, 1999) acoplado ao esquema ISBA, para avaliar os efeitos no clima do desflorestamento nos trópicos. As simulações foram feitas com temperatura da superfície do mar observada, e assim a variabilidade interanual dos oceanos foi representada nas simulações. A resposta local do desflorestamento sobre a Amazônia e África foi relativamente fraca quando comparada a outros estudos de desflorestamento. Entretanto, observou-se um grande aumento da temperatura máxima diária na estação seca quando há estresse de água no solo. Em relação à precipitação diária observou-se um enfraquecimento da atividade convectiva e as condições para o início da convecção são menos freqüentes, particularmente sobre o sul da Amazônia e no oeste da África equatorial. A redução da precipitação em média na Amazônia foi de -0,4 mm/dia. Em relação à evapotranspiração, também houve redução (-0,4 mm/dia). A variabilidade interanual também é aumentada. Por exemplo, eventos de El Niño geralmente induzem grande secamento no norte da Amazônia, o que foi bem reproduzido na simulação controle. No experimento de desflorestamento, um mecanismo de retroalimentação positivo leva a uma grande intensificação deste secamento e um subsequente aumento na temperatura à superfície.

Brankovic et al. (2006) utilizaram o MCGA do ECMWF acoplado ao modelo de superfície TESSEL (Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land; VAN DEN HURK et al., 2000), com resolução $T_L159L40$, para avaliar o efeito no clima local, regional e global da substituição da floresta amazônica por pastagem. Assim como em Voldoire e Royer (2004) foi utilizada temperatura da superfície do mar observada. Os resultados na região da Amazônia indicaram redução da precipitação, da evaporação e aumento da temperatura à superfície. Estas modificações no clima local foram mais intensas no período seco (julho a setembro) do que no período úmido (janeiro a março), e estão

relacionadas à diminuição da evaporação e do fluxo de calor latente (em virtude da substituição da floresta por pastagem).

Em Schneider et al. (2006), foi utilizado o MCGA acoplado oceano-atmosfera do COLA (Kirtman et al., 2002) para avaliar os efeitos do desflorestamento da Amazônia no clima regional e global. O modelo de superfície é uma versão modificada do SSiB (XUE et al., 1991; 1996; DIRMEYER, ZENG, 1999). Os resultados indicaram que na região desflorestada houve redução da precipitação (-0,3 mm/dia) e aumento da temperatura à superfície (1,8°C). Os autores discutem que o aumento da temperatura conduz a mudanças no padrão de vento próximo à superfície, e que esta modificação se estende até o Pacífico, afetando o arrasto do vento médio anual sobre o oceano, com anomalias de oeste no Pacífico equatorial leste, o que conduz ao aumento da temperatura da superfície do mar na região, provavelmente devido à redução da ressurgência. Estas mudanças levariam ao aumento da variabilidade do El Niño-Oscilação Sul. Nobre et al. (2008; comunicação pessoal) utilizou o MCGA CPTEC acoplado oceano-atmosfera para avaliar os impactos da conversão da floresta amazônica por savana. Seus resultados também sugerem um padrão de variabilidade que é semelhante ao do fenômeno El Niño no Pacífico Equatorial leste, que ocorre principalmente em virtude do enfraquecimento do vento próximo à superfície nesta região.

No estudo de Costa et al. (2007), foi utilizado o MCGA CCM3 (Kiehl et al., 1998) com o esquema de superfície IBIS para avaliar a mudança no clima da Amazônia devido a expansão da plantação de soja e também devido à expansão da pastagem. Nos experimentos, a substituição da floresta foi feita em 25%, 50% e 75% da área original. Para caracterizar a soja, foram utilizados dados de um experimento micrometeorológico na Amazônia. Os resultados indicaram que a diminuição da precipitação quando há substituição por soja é maior do que quando é feita a substituição por pastagem, e isto é em virtude do alto albedo da soja. As mudanças na precipitação para os desflorestamento de

25%, 50% e 75%, foram de -123, -230 e -312 mm/ano, respectivamente, quando houve a substituição da floresta por soja, e de +27, -16 e -77 mm/ano quando foi feita a substituição por pastagem. Os autores discutem que o desflorestamento é caracterizado por um aumento do albedo, um decréscimo na turbulência atmosférica (pequeno z_0), diminuição do índice de área foliar (IAF) e também da profundidade de raízes (z_R). Inicialmente, considerando somente os efeitos não radiativos do desflorestamento (o que é equivalente a assumir nenhuma mudança no albedo), há diminuição do z_0 , LAI e z_R e todos contribuem para o decréscimo do fluxo de calor latente, e aumento da temperatura superficial, do fluxo de calor sensível, da instabilidade atmosférica, da nebulosidade e da precipitação. Como a radiação refletida aumenta (devido ao aumento do albedo superficial e ao feedback radiativo de nuvem), os fluxos de calor latente e sensível diminuem devido à redução da radiação absorvida pela superfície, resultando num resfriamento da coluna atmosférica, o que induz uma circulação termicamente dirigida que resulta em subsidência, com subsequente redução na convecção, nebulosidade e precipitação. O feedback radiativo de nuvem é um importante componente de todo o processo, como modulador da quantidade de radiação solar incidente na superfície.

O primeiro estudo utilizando o MCGA CPTEC/COLA com experimentos de substituição da floresta amazônica por outro bioma foi feito por Rocha (2001) que substituiu a floresta por pastagem e por caatinga. Os resultados indicaram uma redução da precipitação na Amazônia de 14% para o caso com pastagem e uma redução de 16% para o caso com caatinga.

Correia et al. (2006) utilizou o MCGA CPTEC/COLA e o modelo ETA CPTEC para avaliar as conseqüências climáticas decorrentes de alterações da vegetação na Amazônia Legal. Para tanto, considerou três diferentes cenários de desflorestamento, sendo um gerado a partir do projeto PROVEG do CPTEC/INPE, outro para o ano de 2033 (SOARES-FILHO et al., 2004) e um último para uma total conversão da floresta amazônica em pastagem. Os

resultados obtidos com o MCGA mostraram que as mudanças na cobertura vegetal decorrentes dos três cenários de desflorestamento afetam significativamente os balanços de radiação, de energia, de água, a estrutura dinâmica da atmosfera e, conseqüentemente, a convergência de umidade e de massa em baixos níveis, principalmente na estação seca, quando os impactos foram mais significativos. Com o modelo ETA também os impactos mais significativos ocorreram no período seco da região. Em relação à precipitação anual, as simulações de Correia (2005) apresentaram uma redução média de 12%, utilizando o modelo ETA, e de menos de 10% com o MCGA.

Como discutido em Correia (2005), o aquecimento diferencial da camada limite planetária (CLP) devido à heterogeneidade da superfície pode gerar circulações atmosféricas em diferentes escalas espaciais e temporais. Em mesoescala, brisas de mar e de lago produzidas pelo gradiente térmico entre o continente e corpos d'água adjacentes são exemplos interessantes desse tipo de circulação. Heterogeneidades naturais ou causadas pelo homem existentes na superfície em forma de parcelas ("*patches*"), cujas propriedades térmicas e radiativas diferem daquelas ao seu redor, podem também produzir gradientes horizontais de temperatura e de pressão intensos o suficiente para gerar e manter circulações de mesoescala de maneira similar (SEGAL E ARRIT, 1992). Estudos numéricos com modelos de mesoescala (regionais) têm mostrado que as heterogeneidades nos fluxos turbulentos de calor sensível e de calor latente podem produzir fortes circulações de mesoescala (SILVA DIAS , REGNIER, 1996; AVISSAR , LIU, 1996; AVISSAR , SCHMIDT, 1998; WANG et al., 1996, 1998). Essas circulações afetam de maneira significativa a estrutura da CLP, os fluxos de calor e de umidade (LI E AVISSAR, 1994; LYNN et al., 1995; DALU et al., 1996; CHEN E AVISSAR, 1994a), e a organização de nuvens e precipitação (CHEN , AVISSAR, 1994b; WETZEL et al., 1996; WANG et al., 2000, SILVA DIAS et al., 2002 a,b).

2.3 – Mecanismos de Retroalimentação

Diferentes mecanismos têm sido propostos para explicar de que forma o clima, particularmente a precipitação e a temperatura, podem ser afetados pelo desflorestamento. Tais mecanismos são importantes na interpretação de resultados obtidos a partir de experimentos numéricos com modelo de circulação da atmosfera. Os mecanismos de retroalimentação (“*feedback*”) são apresentados a seguir, seguindo como base as revisões de Sellers (1992); Sud et al. (1993), Foley et al. (2000), Oyama (2002), Foley et al. (2003), Pitman (2003), Snyder et al. (2004), Correia (2005), Costa (2005) e Costa e Yanagi (2006). Todos os trabalhos utilizaram MCGAs. A Figura 2.1 apresenta um diagrama esquemático, que é uma adaptação de uma Figura citada em Snyder et al. (2004), sobre os diferentes mecanismos atuantes quando há o desflorestamento de grande escala.

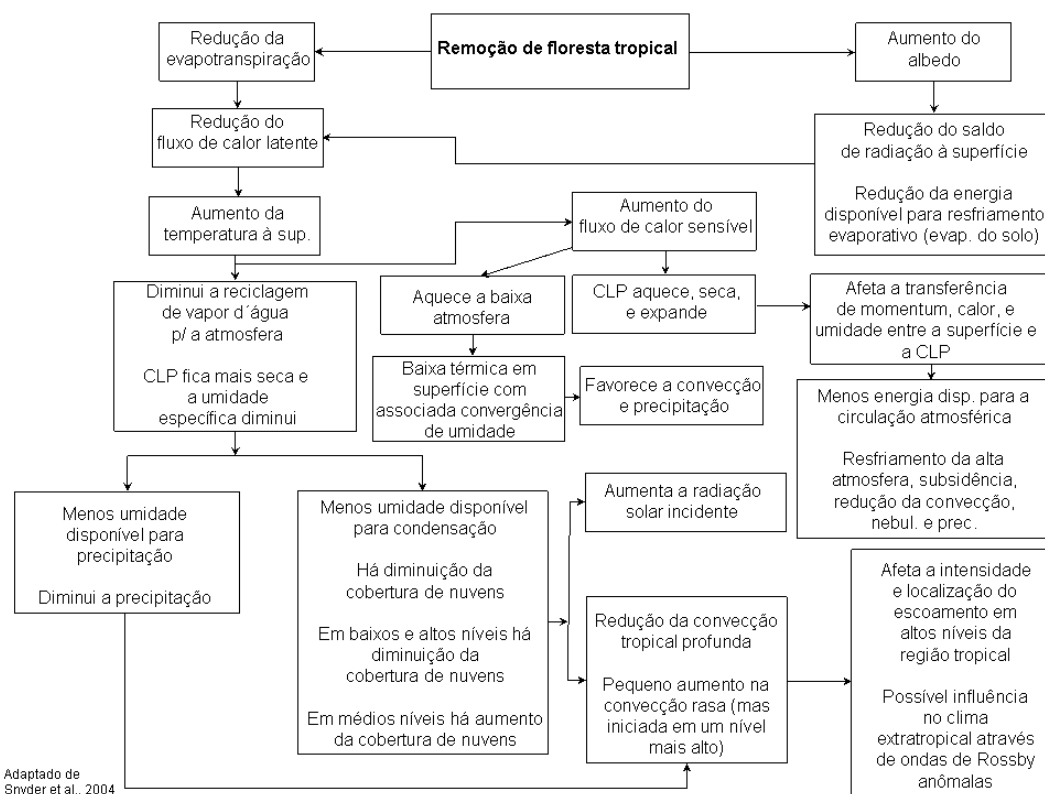


Figura 2.1 – Diagrama esquemático – impactos no clima associados com a remoção da vegetação de floresta tropical.

Adaptado de Snyder et al. (2004)

Os estudos discutidos na Seção anterior, em geral discutem que substituindo a floresta tropical por pastagem há aumento do albedo superficial, diminuição da rugosidade da superfície, redução do índice de área foliar (e a associada interceptação do dossel) e redução da umidade disponível no solo (principalmente porque as plantas de pastagem geralmente têm raízes mais rasas do que as árvores da floresta).

A remoção da floresta implica na redução da fração de cobertura vegetal e aumento do albedo. Então, o saldo de radiação de onda curta seria reduzido – considerando não haver alteração da radiação solar incidente. Desprezando possíveis alterações na radiação de onda longa, a radiação líquida disponível à superfície para os processos de condução, convecção e mudança de fase também seria reduzida. A redução do saldo de radiação leva a uma redução da energia estática úmida na Camada Limite Planetária (CLP), inibindo a convecção profunda (SUD et al., 1993). Por outro lado, a redução do saldo de radiação pode conduzir à diminuição do fluxo de calor sensível para a troposfera, de forma que a coluna atmosférica estaria submetida a um resfriamento e o aquecimento diabático diminuiria. Para manter o balanço de energia atmosférico, esse resfriamento seria compensado por um aquecimento adiabático decorrente de movimento subsidente em atmosfera estaticamente estável; a subsidência, por sua vez, inibiria a precipitação (CHARNEY, 1975). A redução da precipitação em ambos os processos está associada ao aumento do albedo. Tais processos, doravante são chamados de **mecanismo de albedo**. Simulações com MCGAs têm mostrado a atuação do mecanismo de albedo na redução da precipitação (CHARNEY et al, 1977; SUD , FENNESSY, 1982; CARSON , SANGESTER, 1982; HENDERSON-SELLERS , GORNITZ, 1984; LAVAL E PICON, 1986; DIRMEYER , SHUKLA, 1994; ZENG , NEELIN, 1999; BERBET , COSTA, 2003; COSTA et al., 2007).

As árvores de uma floresta como a Amazônia conseguem extrair água de camadas mais profundas do solo do que, por exemplo, gramíneas, mantendo a transpiração mesmo quando a superfície do solo está seca (ou seja, a evaporação pela superfície do solo é desprezível). O desflorestamento diminui a fração de cobertura vegetal, a espessura do dossel e a profundidade das raízes no solo. Então, a transpiração e a evaporação através do dossel, proveniente da redução da água interceptada através do dossel, seriam reduzidas. A redução das duas componentes conduziria, supondo outros fatores sendo iguais, a uma redução da evapotranspiração total, deixando a baixa troposfera mais seca, de forma que no desenvolvimento de sistemas convectivos sobre a região, por um lado, uma menor quantidade de vapor estará disponível para ser transportada verticalmente e gerar precipitação. Por outro lado, em uma CLP mais seca, o nível de condensação por levantamento encontra-se em níveis mais altos, inibindo a convecção profunda (Sud et al., 1993). Logo, em ambos os processos a precipitação diminui. Essa redução da precipitação, por sua vez, leva a uma redução da umidade do solo, o que tende a diminuir ainda mais a evapotranspiração. O “*feedback*” positivo entre a precipitação e a evapotranspiração é chamado de **mecanismo de evapotranspiração** e tem sido discutido em experimentos com MCGAs (SHUKLA , MINTZ. 1982; SUD , FENNESSY, 1984; DIRMEYER , SHUKLA, 1996; OYAMA , NOBRE, 2004).

Dentre os parâmetros associados à estrutura da vegetação, o comprimento de rugosidade (z_0) e a profundidade de raízes, são modificados consideravelmente quando há substituição de floresta por pastagem. Áreas continentais cobertas com vegetação possuem comprimento de rugosidade maior que regiões desflorestadas. Por exemplo, nas áreas de pastagem degradada na Amazônia, o z_0 é da ordem de 0,022 m (Rocha et al., 1996), enquanto na floresta o z_0 é da ordem de 2,65 m (NOBRE et al., 1991). O desflorestamento diminui a área vegetada; logo, z_0 diminui o que reduz a fricção mecânica na CLP. Isso leva, outros fatores sendo iguais, ao enfraquecimento da convergência de massa (ou

umidade) ao redor de núcleos de baixa pressão à superfície, inibindo a precipitação. Experimentos numéricos com MCGA (SUD E SMITH, 1985; SUD et al., 1988) têm mostrado que esse mecanismo – doravante chamado de **mecanismo de rugosidade** – altera o padrão de convergência de umidade atmosférica em baixos níveis, podendo influenciar a precipitação. Como salientou Oyama (2002), as alterações no comprimento de rugosidade também podem afetar os fluxos turbulentos. A redução (aumento) de z_0 está associada (o) a menor (maior) intensidade das trocas turbulentas, ou seja, tende a diminuir (aumentar) os fluxos de calor sensível e latente. Devido à relação entre z_0 e o fluxo de calor latente, pode-se dizer que mudanças de z_0 levariam, além do mecanismo de rugosidade, a um mecanismo semelhante ao de evapotranspiração (por exemplo, menor z_0 levando a menor evapotranspiração, e isso levando a menor precipitação).

Com relação à profundidade de raízes, a vegetação, particularmente as florestas tropicais, tem a capacidade de extrair água de camadas profundas do solo, mesmo quando o solo encontra-se seco. Isso se deve à maior profundidade das raízes. Com o desflorestamento e a substituição por uma vegetação de pequeno porte (por exemplo: pastagem) a profundidade das raízes diminui; logo, a capacidade de extrair água do solo também diminui. Isso conduz, outros fatores inalterados, a uma redução da evapotranspiração e do vapor d'água para a atmosfera (estação seca), fazendo com que a baixa troposfera fique mais seca. Isso faz com que uma menor quantidade de vapor seja transportada verticalmente, reduzindo a formação de nuvens convectivas e a precipitação. Essa redução de precipitação, por sua vez, leva a uma redução da umidade do solo, o que tende a diminuir ainda mais a área vegetada e sua capacidade de extrair água do solo (GASH et al., 1996; WRIGHT, et al., 1996). Esse mecanismo - doravante chamado de **mecanismo de raízes** – tem a capacidade de influenciar a precipitação (PITMAN, 2003).

Os mecanismos de albedo, de evapotranspiração, de rugosidade e de raízes operam concomitantemente, procurando diminuir a precipitação. No entanto, por outro lado, como citado em Oyama (2002), existem mecanismos restauradores que procurariam inibir essa redução da precipitação. Por exemplo, redução de precipitação pode estar associada, por um lado, a menor nebulosidade, o que aumentaria a radiação solar incidente. Conseqüentemente, o saldo de radiação aumentaria, se outros fatores fossem mantidos iguais. Isto inibiria o mecanismo de albedo, favorecendo a ocorrência de precipitação. Por outro lado, a redução da precipitação poderia estar associada à menor evapotranspiração. No entanto, ao invés de acionar o mecanismo de evapotranspiração, poderia ocorrer aumento da temperatura à superfície e do fluxo de calor sensível, o que aqueceria a baixa troposfera. Isso geraria uma baixa térmica em superfície relativamente às suas vizinhanças. Associada à baixa, surgiria uma convergência de umidade em baixos níveis, favorecendo a ocorrência de precipitação. Essa cadeia de processos foi proposta por Sud e Fennessy (1984), e parece surgir em reduções extremas de evapotranspiração. Além disso, o aquecimento da baixa troposfera (devido ao aumento do fluxo de calor sensível) tornaria o perfil vertical mais instável, favorecendo a convecção.

Recentemente Costa (2005) propôs outro mecanismo de retroalimentação na interação solo-vegetação-atmosfera dentro da camada limite planetária. Segundo o autor, quando a evapotranspiração diminui, a camada limite planetária torna-se mais seca, aumentando assim o déficit de pressão de vapor d'água, que por sua vez, conduz a um aumento na evapotranspiração. Embora tal mecanismo não possa ser estimado por uma simples parametrização da evapotranspiração (PRIESTLEY, TAYLOR, 1972), esquemas de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT) podem representar esse processo mais realisticamente. Nesse mesmo estudo, Costa (2005) avaliou os mecanismos de retroalimentação relacionados aos impactos hidrológicos decorrentes da conversão da floresta tropical em pastagem em grande escala. O autor utilizou

o esquema de superfície (IBIS) numa versão “*off-line*”, e posteriormente repetiu o experimento com uma versão acoplada ao modelo atmosférico. No primeiro caso, nenhuma mudança na precipitação foi observada, enquanto que na versão acoplada, onde os mecanismos de retroalimentação estão presentes, o desflorestamento conduziu a uma redução na precipitação local, que induziu a um solo mais seco e novas reduções na evapotranspiração.

Zeng (1998) desenvolveu um método analítico a fim de melhor entender os principais processos e mecanismo de retroalimentação relacionados às mudanças da cobertura vegetal nos trópicos. Os autores encontraram alta sensibilidade da precipitação às mudanças das forçantes radiativas, que estaria relacionada a dois mecanismos de retroalimentação: o mecanismo de convergência de umidade e de evaporação. No primeiro caso, o aumento na precipitação libera calor latente que governa o movimento ascendente de grande escala, conduzindo a mais precipitação. No mecanismo de evaporação, mais precipitação conduz a uma superfície mais úmida e mais evaporação, que por sua vez, contribui para gerar mais precipitação.

Eltahir (1996) e Zeng e Neelin (1999) propuseram que o decréscimo da precipitação simulada é uma consequência da diminuição do movimento vertical na atmosfera sobre a região desflorestada. Segundo Eltahir (1996), a redução na radiação líquida à superfície após o desflorestamento resfria a atmosfera superior sobre a área desflorestada, induzindo a uma circulação convergente termicamente dirigida em altos níveis da atmosfera que resulta em subsidência, menor nebulosidade e redução da precipitação.

Nobre et al. (2004) discutem os impactos na convecção em função de mudanças dos parâmetros de superfície. Na região tropical, a convecção pode ser vista como uma máquina termodinâmica que leva energia recebida da superfície, da convergência de larga escala, da entalpia e da energia latente e da radiação absorvida, para ser transformada em energia potencial. Os autores

discutem que as variações da energia potencial, que são proporcionais à ocorrência de precipitação, são devidas à evaporação local, e que o decréscimo de precipitação está associado com a redução do número de eventos convectivos intensos. Numa situação de subsidência e enfraquecimento da atividade convectiva, a taxa de reciclagem de água é reduzida como uma consequência direta da redução da evaporação ocasionada pelo desflorestamento.

O aumento do albedo, ou a diminuição da evapotranspiração, ou a diminuição de z_0 , ou a diminuição das raízes iniciam uma cadeia de processos que tendem a diminuir a precipitação. Por outro lado, existem também mecanismos restauradores que procuram inibir a redução de precipitação, favorecendo a sua ocorrência. Estudos com MCGAs indicam que todos os mecanismos apresentados podem ocorrer, porém a importância dos mecanismos não é uniforme, e varia conforme a região.

Ressalta-se também que existem mecanismos de retroalimentação de mesoescala. Um deles é o chamado mecanismo de brisa florestal ou **mecanismo de vegetação** (BAIDYA ROY, AVISSAR, 2002; AVISSAR et al., 2002). Tal mecanismo estaria associado ao surgimento de brisa florestal induzida por desflorestamentos de pequena escala em áreas de floresta. A ocorrência da brisa se deve à diminuição da pressão atmosférica na região desflorestada em relação às regiões de floresta remanescentes. Isto induziria uma circulação do ar úmido da floresta em direção à região desfloresta, e então ocorreria convergência de massa e de umidade, movimento ascendente, formação de nuvens e precipitação. Os MCGA não conseguem simular tal mecanismo.

2.4 – Impactos Remotos Associados aos Desflorestamentos

Alguns estudos (por exemplo: HENDERSON-SELLERS , GORNITZ, 1984; DICKINSON , HENDERSON-SELLERS, 1988; LEAN , WARRILOW, 1989; SHUKLA et al., 1990; NOBRE et al., 1991; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; NUMAGUTI, 1993; GEDNEY , VALDES, 2000; WERTH , AVISSAR, 2002; AVISSAR , WERTH, 2005), demonstraram que o desflorestamento da Amazônia pode ter efeitos no clima global. Como evidenciado em Nobre et al. (1991) e Henderson-Sellers et al. (1993), se ocorrer o desflorestamento de toda a Amazônia haveria uma redução na convergência de umidade integrada verticalmente sobre a região e isto implicaria numa conexão entre o desflorestamento e o escoamento atmosférico em larga escala. Em tais estudos, os modelos indicaram uma redução em larga escala do movimento vertical ascendente sobre a Amazônia em resposta ao desflorestamento (~10 mb/s). Kousky (1985) notou um aumento na intensidade do jato subtropical sobre a América do Norte que coincidiu com um período de intensas precipitações na Amazônia, e um estudo de modelagem feito por Hou (1998 – citado em WERTH , AVISSAR – 2002), revelou que uma intensificação artificial da célula de Hadley poderia induzir maior baroclinicidade em médias latitudes. Gedney e Valdes (2000) mostraram que um completo desflorestamento da Amazônia poderia resultar em mudanças na precipitação de inverno sobre o nordeste do Atlântico e estendendo-se em direção ao oeste da Europa, o que está associado com mudanças no padrão de circulação de grande escala em latitudes médias e altas. Werth e Avissar (2002) relacionaram os efeitos das mudanças da cobertura superficial da Amazônia com o clima em escala global. Os autores sugeriram que mudanças na região amazônica podem alterar a circulação de Hadley e afetar, por exemplo, o transporte de umidade na região tropical do Hemisfério Norte. Também identificaram uma clara relação entre desflorestamento da Amazônia e redução da precipitação na América do Norte.

Numaguti (1993) definiu o importante papel da evapotranspiração na dinâmica das circulações de Hadley e Walker. Segundo o autor, uma pequena mudança na evapotranspiração conduz a uma mudança no suprimento de energia para a atmosfera o que resulta em uma modificação na estrutura meridional da célula de Hadley. Dessa forma, com redução da evapotranspiração sobre a área modificada, pode haver mudanças na circulação regional e também na circulação de grande escala na atmosfera. Com a redução da evapotranspiração, devido à redução no comprimento de rugosidade e da profundidade das raízes após o desflorestamento, haveria menos água disponível no solo para transpiração, o que poderia reduzir o movimento vertical ascendente sobre a região desflorestada (HENDERSON-SELLERS, GORNITZ, 1984; SUD, SMITH, 1985; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; MCGUFFIE et al., 1995; ZHANG et al., 1996; SUD et al., 1996; ELTAHIR, 1996).

Adicionalmente, como citado em Correia (2005), o aumento do albedo à superfície, decorrente do desflorestamento, conduz a uma redução da energia para a coluna atmosférica, e assim pode promover subsidência e diminuição da umidade do ar na atmosfera adjacente, seguindo o mesmo mecanismo do albedo para a área de deserto proposto por Charney (1975). Tais modificações poderiam então modificar a circulação de grande escala na atmosfera, sobretudo as regiões de movimento ascendente e subsidência nos trópicos (células de Walker e Hadley), o que conduziria a um aquecimento da atmosfera nos trópicos (MCGUFFIE et al., 1995; ZHANG et al., 1996). Além disso, modificações nos padrões de aquecimento da atmosfera tropical poderiam modificar a geração de ondas planetárias (ondas de Rossby) as quais se propagam dos trópicos para as latitudes médias (HOSKINS, KAROLY, 1981). Simultaneamente, a redução prescrita do comprimento de rugosidade sobre a área desflorestada age no sentido de reduzir os fluxos turbulentos de calor sensível, de calor latente e de momentum entre a superfície e a atmosfera. Essa redução nos fluxos também reduz a energia para a coluna atmosférica.

Nos trópicos, onde as forças de Coriolis e de gradiente de pressão são pequenas, a redução do arrasto superficial (menor rugosidade) conduz a um aumento na velocidade do vento próximo à superfície, diminuindo assim o movimento ascendente devido à redução na convergência de umidade (MCGUFFIE et al., 1995).

Por continuidade de massa, a redução no movimento ascendente acima da região desflorestada provavelmente causará mudanças além da área perturbada, com intensificação da circulação em algumas regiões e reduções em outras. Logo, é possível que o desflorestamento conduza a mudanças em alguns aspectos da circulação geral, especialmente nas células de Walker e de Hadley. McGuffie et al. (1995) encontraram mudanças significativas na circulação de grande escala, com reduções no movimento ascendente sobre as regiões desflorestadas nos trópicos e um deslocamento para leste dos ramos ascendente da circulação de Walker no sudeste da Ásia e sobre a África. Quanto ao movimento meridional, os autores encontraram reduções no movimento descendente sobre o norte e sul do Oceano Pacífico, e reduções na convergência de massa sobre a área desflorestada devido ao aumento no movimento descendente.

CAPÍTULO 3

METODOLOGIA E DADOS

3.1 – Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA)

O modelo climático utilizado é o MCGA do CPTEC-INPE, chamado de MCGA CPTEC 1.0, que é a versão do modelo CPTEC/COLA totalmente reescrita em programação paralela para melhor eficiência no supercomputador NEC SX-6 do CPTEC-INPE. A física e a dinâmica do MCGA não foram alteradas. Kinter et al. (1997) descrevem as suas principais características, e Bonatti (1996) introduziu as modificações em relação ao MCGA original do COLA. A versão utilizada é a T062L42, com 42 níveis na vertical e truncamento triangular na onda zonal de número 62, o que gera uma resolução horizontal de aproximadamente dois graus de latitude e longitude.

As leis físicas que governam os movimentos atmosféricos utilizados pelo MCGA são: as equações de continuidade de massa para o ar seco e vapor d'água, a primeira lei da termodinâmica e as equações do movimento.

O modelo é formulado com uma discretização espectral na horizontal e um esquema de diferenças finitas na vertical e no tempo. As equações do movimento horizontal são transformadas nas equações da vorticidade e da divergência, facilitando o tratamento espectral e a implementação do método semi-implícito na integração no tempo. A coordenada vertical é a sigma ($\sigma = p/p_s$), que permite a introdução da topografia de forma simplificada, a qual tem valor constante igual a 1 acompanhando a superfície da Terra. As principais variáveis prognósticas do modelo são: logaritmo da pressão atmosférica, vorticidade, divergência, temperatura virtual e a umidade específica.

No modelo, a precipitação é gerada por condensação de grande escala ou por convecção profunda. A condensação de grande escala é tratada de forma simples. Quando a umidade relativa em um nível excede o seu valor de saturação (isto é, umidade relativa superior a 100%), o excesso de vapor passa para a fase líquida e se precipita. O cálculo é feito do nível mais alto do modelo para o mais baixo, incluindo a possibilidade da fase líquida evaporar nos níveis intermediários. O esquema de convecção profunda do modelo é o de Kuo (1974), modificado por Anthes (1977). No esquema de Kuo, ocorre convecção profunda quando, em uma coluna atmosférica instável, a soma entre convergência de umidade e evapotranspiração é positiva; e essa soma é dividida em umedecimento da coluna e precipitação. Essa partição é feita a partir de um parâmetro, chamado de B. O modelo utiliza a modificação de Anthes, na qual o parâmetro B é uma função da umidade relativa.

O modelo biofísico do MCGA do CPTEC/COLA é o SSiB (Simplified Simple Biosphere Model), que foi desenvolvido por Xue et al. (1991). O SSiB é um “big leaf model” que calcula os balanços de energia e água à superfície, e é uma simplificação do SiB (Simple Biosphere model, Sellers et al., 1986). As principais simplificações incluem: i) a parametrização do ciclo diurno do albedo foi simplificada, substituindo a metodologia “*two-stream*” por uma aproximação de dependência quadrática com o ângulo zenital e com cobertura de neve; ii) simplificação da dependência da resistência estomática em relação à umidade do solo na zona de raízes; iii) os fluxos de calor, umidade e momentum entre o dossel e a atmosfera foram parametrizados com base em uma linearização derivada a partir da teoria de similaridade de Monin-Obukhov; iv) o número de camadas de vegetação foi reduzido de duas para uma. Após estas simplificações, houve uma redução computacional de cerca de 55% (Xue et al., 1991). Os experimentos de Xue et al. (1991) mostram, tanto em experimentos off-line, quanto acoplados com MCGA, que os resultados utilizando o SSiB e o SiB são semelhantes. Uma das virtudes dos modelos biofísicos, além da representação mais detalhada dos processos de superfície, é realizar uma

partição de energia mais realista (por exemplo, SATO et al., 1989). São considerados no SSiB os seguintes processos físicos:

- 1) Absorção seletiva da radiação fotossinteticamente ativa (PAR);
- 2) Resistência estomática e das raízes aos fluxos de vapor d'água entre o solo e a atmosfera;
- 3) Armazenamento, drenagem e evaporação da precipitação e do orvalho interceptados pela superfície das folhas;
- 4) Escoamento do excesso de precipitação e drenagem sub-superficial da água;
- 5) Efeitos radiativos e térmicos da cobertura de neve no solo e do dossel da vegetação;
- 6) Influência das diferenças morfológicas das plantas no comprimento de rugosidade e na transferência de momentum, calor e umidade entre a superfície e a atmosfera.

Em regiões continentais, para cada ponto de grade, um bioma é especificado. Cada bioma possui um conjunto de parâmetros físicos, morfológicos e fisiológicos associados o que torna a representação mais realista. A classificação de biomas segue Dorman e Sellers (1989 – Tabela 3.1).

O mapa de biomas utilizado pelo modelo SSiB no MCGA CPTEC 1.0 é derivado do esquema de classificação fisionômica de Kuchler (1983), em que alguns tipos de vegetação, que são consideradas como sendo homogêneas em relação aos valores de seus parâmetros, são agregados (MUELLER-DOMBOIS, ELLENBERG, 1974; WILSON, HENDERSON-SELLERS, 1985; SELLERS et al., 1986; DORMAN, SELLERS, 1989). O mapa utilizado pelo SSiB é uma forma generalista do esquema de Kuchler, totalizando 12 classes de cobertura do terreno (com exceção do gelo perpétuo, que seria o tipo 13; 0 é determinado para corpos d'água: drenagem e oceano), incluindo drenagem e solo exposto. Dorman e Sellers (1989) discutem a metodologia utilizada na determinação dos

12 tipos de bioma, e apresentam a climatologia global do albedo, comprimento de rugosidade e resistência do dossel geradas pelo modelo SiB original. Na versão simplificada (o SSiB), o número de parâmetros foi reduzido de 40 para 23. A Figura 3.1 apresenta o mapa de vegetação utilizado pelo MCGA CPTEC 1.0. Este mapa foi utilizado para gerar o controle dos experimentos.

TABELA 3.1 – Classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989). A tradução das características de cada bioma, apresentadas em Dorman e Sellers, segue Francis (1994) e Oyama (2002).

Bioma	Características	Nome usado por Oyama (2002) adotado neste trabalho
1	Árvores perenifólias com folhas largas	Floresta tropical
2	Árvores caducifólias com folhas largas	Floresta temperada
3	Árvores com folhas aciculadas e arvores com folhas aciculadas	Floresta mista
4	Árvores perenifólias com folhas aciculadas	Floresta boreal
5	Árvores caducifólias com folhas aciculadas	Floresta de lariços
6	Árvores de folhas largas e gramíneas	Savana (cerrado)
7	Somente gramíneas (perene)	Campos extratropicais (campos, pradarias, estepes)
8	Arbustos com folhas largas e gramíneas perenes	Caatinga
9	Arbustos com folhas largas e solo nu	Semi-deserto
10	Arbustos e árvores anãs com musgos, líquens, gramíneas e ervas baixas	Tundra
11	Solo nu	Deserto
12	Trigo de inverno e árvores caducifólias com folhas largas	Cultivos agrícolas
13	Gelo perpétuo	Gelo

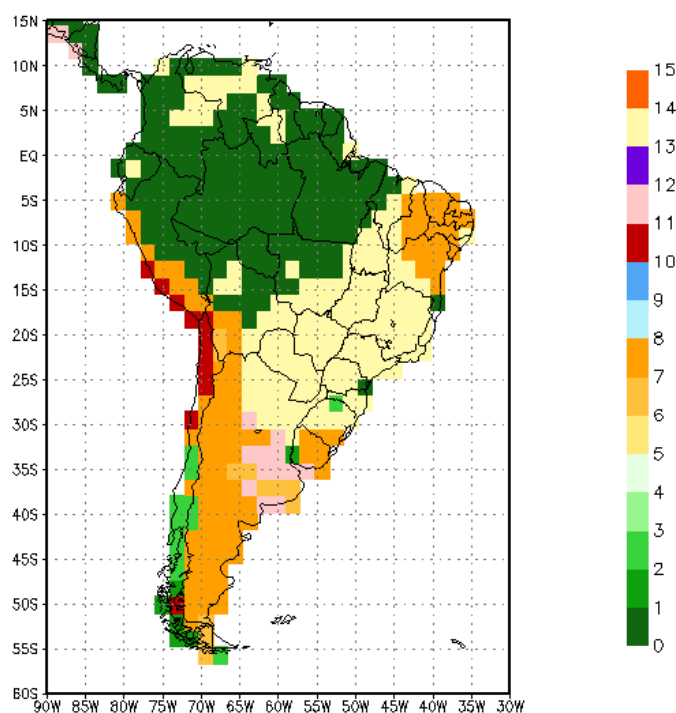


Figura 3.1 - Mapa de vegetação sobre a América do Sul utilizado no experimento controle (vide Seção 3.7) de acordo com a classificação de Dorman e Sellers (1989). O tipo 14 refere-se ao bioma cerrado (vide Seção 3.3). O tipo 15 não aparece neste mapa, pois refere-se ao bioma pastagem degradada ou soja (vide Seção 3.4). Os principais biomas na América do Sul são representados de acordo com a legenda do mapa: (1) floresta tropical; (14) cerrado; (8) caatinga; (7) campos extratropicais; (2) floresta temperada; (3) floresta mista; (11) deserto; e (12) cultivos agrícolas. As quadrículas apresentadas nos mapas estão na resolução de 1,875° x 1,875° graus de latitude/longitude.

Recentemente, validou-se o MCGA do CPTEC/COLA para a escala climática. Realizaram-se integrações de 10 anos - de 1982 a 1991, utilizando-se TSM observada - para 9 membros, cada membro correspondendo a uma condição inicial diferente. As características climatológicas da rodada longa foram estudadas por Cavalcanti et al. (2002). Os autores concluíram que o modelo consegue, em geral, representar as principais características climatológicas de grande escala (por exemplo, balanço de energia global, circulação média zonal, zonas de convergência, etc.). Regionalmente, no entanto, há erros

sistemáticos. Na Amazônia, subestima-se a precipitação. Os erros sistemáticos são mencionados em Cavalcanti et al. (2002), e os erros sistemáticos na Amazônia são detalhadamente discutidos em Rocha (2001). Apesar da existência desses erros, o modelo consegue representar bem a variabilidade inter-anual da Amazônia (CAVALCANTI, 1996; CAVALCANTI et al., 1998; MARENGO et al., 2003).

Como discutido em Oyama (2002), a incorreta representação da climatologia de precipitação da Amazônia parece ser uma característica comum dos atuais MCGAs, principalmente os espectrais. Ainda não se sabe, exatamente, as causas deste erro. Uma possibilidade seria melhorar o esquema de convecção profunda para atenuar o erro (como citado em OYAMA (2002), por exemplo: FIGUEROA, 1997; ROCHA, 2001; MOTA, 2004). Uma das fontes de alterar a distribuição de precipitação, atenuando o erro sistemático do MCGA do CPTEC/COLA, consiste em alterar o parâmetro B do esquema de convecção profunda. Várias propostas têm sido feitas (FIGUEROA, 1997; ROCHA, 2001). Outra possibilidade seria utilizar um outro tipo de parametrização de convecção profunda, que não o Kuo (por exemplo: Arakawa-Shubert, Grell). Ainda sobre erros sistemáticos, os MCGA são capazes de representar as principais características climatológicas de grande escala. No entanto, em escala regional, podem-se identificar erros sistemáticos de grande magnitude, como por exemplo, na Amazônia. Para poder eliminar os erros sistemáticos do modelo de subestimativa da precipitação na região amazônica, existe a hipótese discutida em Oyama (2002) de que as diferenças entre simulação (aqui referida como experimento) e o controle, ou seja, as anomalias independem da climatologia obtida no controle. Sob essa hipótese, os erros sistemáticos foram filtrados ao subtrair o controle da simulação, e é esta metodologia que foi empregada para a avaliação dos resultados.

3.2 – Nova Versão do MCGA CPTEC – Detecção de Erros e Correções

Como discutido no item 3.1, o modelo climático utilizado é o MCGA do CPTEC-INPE, chamado de MCGA CPTEC 1.0, que é a versão do modelo CPTEC/COLA totalmente reescrita em programação paralela para melhor eficiência no supercomputador NEC SX-6 do CPTEC-INPE. A física e a dinâmica do MCGA não foram alteradas.

O MCGA CPTEC/COLA (CAVALCANTI et al., 2002) é utilizado no CPTEC desde o início de 1995, quando o CPTEC tornou suas previsões operacionais. Adaptou-se o MCGA de previsão de tempo para a realização de previsões climáticas, todavia algumas inconsistências não foram corrigidas ao longo de todos estes anos. Sendo assim, durante o desenvolvimento deste trabalho foram feitas algumas detecções de erros de código e correções, uma vez que a escala das simulações efetuadas neste estudo é a climática. As principais correções foram:

- 1) Gelo sobre o mar: a espessura da camada de gelo sobre o mar estava errada, pois o valor era de apenas 5 cm. Com isso, nas regiões onde há gelo sobre o mar as variações diárias de temperatura eram da ordem de 30°C. Este tipo de erro gerava impactos nos resultados do modelo, inclusive na região tropical (constatado a partir de alguns meses de simulações). Adotou-se então o valor utilizado no MCGA do Centro Europeu (ECMWF) que é de 3 m.

- 2) Deslocamento do plano zero para a floresta tropical: nas regiões de florestas tropicais (bioma 1 da classificação de Dorman e Sellers) o deslocamento do plano zero estava sendo calculado de maneira errada. Nas simulações iniciais foi constatado que o deslocamento do plano zero para a floresta tropical era de 18 metros, enquanto

que o valor especificado é de aproximadamente 27 metros. Foi feita correção no código para o valor de 27 metros.

- 3) Comprimento de rugosidade para a floresta tropical: o mapa final estava com valores errôneos para as regiões de floresta tropical. Foi feita a correção no código do modelo.

3.3 – Inclusão do Bioma Cerrado no SSiB do MCGA CPTEC 1.0

Quando o SSiB foi concebido, o bioma savana foi especificado a partir das savanas africanas. O problema é que o SSiB (XUE et al., 1991) herdou do SiB apenas a vegetação superior e com isto, por exemplo, entre outras inconsistências ou representações não muito realistas, as savanas no Brasil tinham fração de cobertura vegetal de apenas 30% (ou seja, 70% de solo nu) constante durante todo o ano. Através de consultas ao Dr. Humberto Rocha do IAG/USP e o Dr. Jair Maia da Universidade de Brasília (UnB) e os parâmetros referentes ao bioma savana (cerrado) sobre o Brasil foram revistos. Foi então criado um novo tipo de bioma (tipo 14) que foi adicionado ao código do MCGA CPTEC, chamado cerrado. Para a criação deste novo tipo de bioma, foram utilizados os valores de vegetação inferior estabelecidos no SiB, dos seguintes parâmetros: fração de cobertura vegetal, fração de folhas verdes, índice de área foliar, comprimento de rugosidade e coeficientes de resistência aerodinâmica (r_b e r_d – segundo Xue et al., 1991). A Tabela 3.2 apresenta as diferenças entre os biomas savana (bioma 6 da classificação de Dorman e Sellers) e cerrado (tipo 14).

Tabela 3.2 – Diferenças entre os parâmetros dos biomas savana (bioma 6 da classificação de Dorman e Sellers) e cerrado (tipo 14).

Parâmetro	Cerrado	Savana
Índice de área foliar (IAF) (m ² m ⁻²) - média anual	2,4	2,5
Índice de área foliar (IAF) (m ² m ⁻²) - variação intra-anual	1,4-4,8	1,2-5,2
Fração de folhas verdes – média anual	0,50	0,68
Fração de folhas verdes – variação intra-anual	0,38-0,73	0,51-0,87
Fração de cobertura vegetal – média anual	0,86	0,30
Fração de cobertura vegetal – variação intra-anual	0,74-0,99	0,30-0,30
Comprimento de rugosidade (m)	0,86	0,86
Deslocamento do plano zero (m)	14,0	14,0
Coeficiente de resistência aerodinâmica “rb” – média anual	28,3	25,9
Coeficiente de resistência aerodinâmica “rd” – média anual	316,9	241,0

Para avaliar o impacto da inclusão do bioma 14, foram feitas seis simulações com o MCGA CPTEC 1.0, conforme a Tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Simulações realizadas com o MCGA CPTEC 1.0.

Experimento	Níveis na vertical	Passo de tempo (“Time step”)	Bioma savana sobre o Brasil (versão original)	Bioma cerrado sobre o Brasil (tipo 14)
1	42	600 s	Sim	Não
2	28	600 s	Sim	Não
3	28	1200 s	Sim	Não
4	42	600 s	Não	Sim
5	28	600 s	Não	Sim
6	28	1200 s	Não	Sim

As simulações foram feitas entre o período de novembro de 1981 e dezembro de 1991. Cada simulação é composta por um conjunto de 3 membros, que são 3 análises do NCEP das 12Z (14 a 16 de novembro de 1981). A necessidade de simulação por conjunto provém da natureza caótica da atmosfera. Os primeiros 45 dias das simulações são ignorados devido ao ajustamento da umidade do solo e os resultados são analisados entre o período de janeiro de 1982 a dezembro de 1991. Em todas as simulações foi utilizada temperatura da superfície do mar observada. As demais condições de contorno são climatológicas. O objetivo foi verificar as diferentes configurações de resolução na vertical e “time step” e testar o desempenho da nova versão do MCGA CPTEC 1.0, e comparar os resultados com as simulações feitas com a versão antiga do MCGA, chamada de CPTEC/COLA.

A Figura 3.2 apresenta o erro médio quadrático da precipitação de cada uma das simulações para três regiões: Amazônia, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Optou-se por avaliar estas regiões, pois praticamente todo o cerrado sobre o Brasil encontra-se sobre estas 3 regiões. A comparação é feita com dados observados entre janeiro de 1982 e dezembro de 1991 provenientes do “Climate Prediction Center” (CPC) “Merged Analysis Precipitation” (CMAP) (XIE E ARKIN, 1997). No caso da Amazônia observa-se que a simulação com resolução T062L42 e com “time step” (passo de tempo) de 600s, com o novo bioma (cerrado), tem menor erro médio quadrático (RMSE, sigla em inglês). Nota-se que o RMSE é inclusive menor do que as simulações longas feitas pelo CPTEC/INPE (CAVALCANTI et al., 2002; Marengo et al., 2003). A diminuição do RMSE da versão T062L42 com passo de tempo de 600 s e com o novo bioma cerrado em relação à versão operacional (T062L28, passo de tempo de 1200 s, com savana) é de cerca de 12%. Para a Região Centro-Oeste do Brasil observa-se que o menor erro médio quadrático ocorre nas simulações longas do CPTEC e na versão T062L42 com “time step” de 600s e com o novo bioma cerrado. Na Região Sudeste do Brasil, observa-se que o menor RMSE ocorre na simulação longa de 50 anos do CPTEC e nas versões

T062L42 e T062L28 com passo de tempo de 600 s e com o novo bioma (cerrado). Sendo assim, como em geral o erro médio quadrático foi menor na versão T062L42 com passo de tempo (“time step”) de 600 segundos e com a nova versão de cerrado sobre o Brasil, adotou-se esta versão para as simulações do presente estudo, descritas nas Seções 3.7 e 3.8.

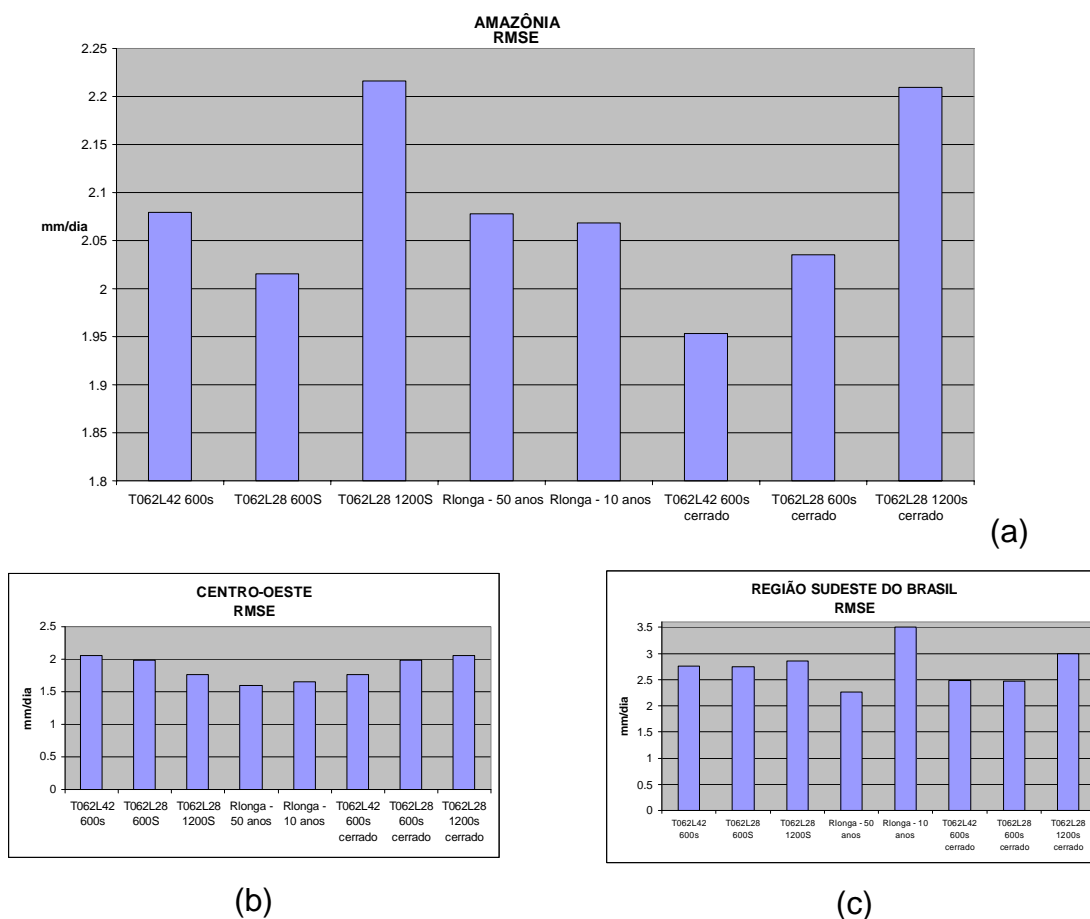


Figura 3.2 – Erro médio quadrático da precipitação (mm/dia) anual para as simulações de 10 anos descritas na Tabela 3.3 e para as simulações longas do CPTEC (Rlonga 10 anos e Rlonga 50 anos) para três regiões: (a) Amazônia (10°S-2°N / 75°W-40°W); (b) Centro-Oeste do Brasil (20°S-10°S / 65°W-40°W); e (c) Sudeste do Brasil (25°S-15°S / 52,5°W-40°W).

3.4 – Inclusão de Novos Tipos de Biomas no MCGA CPTEC: Pastagem Degradada e Soja

A classificação de Dorman e Sellers (1989) não inclui os biomas pastagem degradada e soja. Por isso, foi necessária a criação destes novos tipos de biomas (tipo 15). Nos experimentos descritos na Seção 3.7, a floresta Amazônica foi substituída por pastagem degradada ou por plantação de soja.

A especificação do bioma pastagem degradada foi feita baseando-se nos parâmetros físicos, morfológicos e fisiológicos para pastagem degradada especificados por Nobre et al., (1991), Xue et al., (1996), experimento ABRACOS (Gash et al., 1996; Wright et al., 1996 – em Gash et al., 1996; Manzi e Planton, 1996 – em Gash et al., 1996), Rocha et al., (1996) e Correia (2005). A pastagem degradada especificada se assemelha às pastagens das Fazendas Dimona (Manaus) e Nossa Senhora Aparecida (Rondônia) descritas em Wright et al. (1996). A Tabela 3.4 apresenta os parâmetros especificados neste estudo para pastagem degradada.

A especificação do bioma soja (plantação de soja) foi feita baseando-se em Costa et al. (2007). Este novo tipo de cobertura vegetal é baseado na fisiologia de uma planta C3, e as parametrizações são baseadas nos dados coletados num experimento micrometeorológico para a soja que foi iniciado no final de 2005 em Paragominas, no leste da Amazônia (COSTA et al., 2007). A soja foi plantada em 4 de fevereiro de 2006 e foi colhida em 15 de junho de 2006, e durante o restante do ano o solo ficou sem cobertura vegetal, ou seja, solo nu com pequenos arbustos que não chegam a ser uma pastagem. A Tabela 3.5 apresenta os parâmetros especificados neste estudo para a soja. Assim como em Costa et al. (2007), neste estudo as datas de plantio e colheita da soja foram modificadas em 1 mês, ou seja, o plantio ocorre em janeiro e a colheita em maio.

TABELA 3.4 – Parâmetros finais da pastagem degradada utilizados nas simulações com o MCGA CPTEC 1.0. Não estão apresentadas as variações sazonais e os coeficientes de resistência aerodinâmica (este último a partir de ROCHA et al.,1996).

Parâmetro	Valor
Coeficiente de resistência estomática da folha a radiação PAR ($J m^{-3}$)	11591,4
Coeficiente de resistência estomática da folha a radiação PAR ($W m^{-2}$)	2,9
Coeficiente de resistência estomática da folha a radiação PAR ($s m^{-1}$)	107,9
Fator de distribuição angular da folha	-0,3
Temperatura ótima de funcionamento dos estômatos (K)	308,0
Limite inferior de temperatura para o funcionamento dos estômatos (K)	276,0
Limite superior de temperatura para o funcionamento dos estômatos (K)	327,0
Parâmetro de resposta estomática ao déficit de pressão de vapor d'água (hPa^{-1})	0,0191
Potencial de água no solo quando os estômatos iniciam o fechamento (ph1)	1,85
Potencial de água no solo quando os estômatos iniciam o fechamento (ph2)	5,78
Profundidade das raízes (m)	0,6
Expoente de curva de retenção (B-factor)	6,9
Potencial de água no solo a saturação	-0,035
Condutividade hidráulica do solo a saturação ($m s^{-1}$)	$2,0 \cdot 10^{-6}$
Porosidade do solo	0,42
Profundidade da primeira camada de solo (m)	0,02
Profundidade da segunda camada de solo (m)	0,57
Profundidade da terceira camada de solo (m)	1,00
Índice de área foliar (IAF) ($m^2 m^{-2}$)	
IAF – janeiro	2,15
IAF – fevereiro	2,15
IAF – março	2,15
IAF – abril	2,15
IAF – maio	1,75
IAF – junho	1,35
IAF – julho	1,15
IAF – agosto	1,15
IAF – setembro	1,35
IAF – outubro	1,95
IAF – novembro	2,15
IAF – dezembro	2,15
Fração de folhas verdes	0,86
Altura do topo do dossel (m)	0,6
Altura da base do dossel (m)	0,01
Fração de cobertura vegetal	0,7
Comprimento de rugosidade (m)	0,076
Deslocamento do plano zero (m)	0,25

TABELA 3.5 – Parâmetros finais da soja utilizados nas simulações com o MCGA CPTEC 1.0. Não são apresentadas as variações sazonais e os coeficientes de resistência aerodinâmica (este último a partir do bioma 12 da classificação de Dorman e Sellers).

Parâmetro	Valor
Coeficiente de resistência estomática da folha a radiação PAR ($J m^{-3}$)	9802,23
Coeficiente de resistência estomática da folha a radiação PAR ($W m^{-2}$)	10,6
Coeficiente de resistência estomática da folha a radiação PAR ($s m^{-1}$)	180,0
Fator de distribuição angular da folha	0,25
Temperatura ótima de funcionamento dos estômatos (K)	300,0
Limite inferior de temperatura para o funcionamento dos estômatos (K)	273,0
Limite superior de temperatura para o funcionamento dos estômatos (K)	318,0
Parâmetro de resposta estomática ao déficit de pressão de vapor d'água (hPa^{-1})	0,0357
Potencial de água no solo quando os estômatos iniciam o fechamento (ph1)	9,54
Potencial de água no solo quando os estômatos iniciam o fechamento (ph2)	4,11
Profundidade das raízes (m)	0,5
Expoente de curva de retenção (B-factor)	7,8
Potencial de água no solo a saturação	-0,198
Condutividade hidráulica do solo a saturação ($m s^{-1}$)	$3,5 \cdot 10^{-6}$
Porosidade do solo	0,46
Profundidade da primeira camada de solo (m)	0,02
Profundidade da segunda camada de solo (m)	0,47
Profundidade da terceira camada de solo (m)	1,0
Índice de área foliar (IAF) ($m^2 m^{-2}$)	
IAF – janeiro	1,13
IAF – fevereiro	2,50
IAF – março	5,90
IAF – abril	3,00
IAF – maio	1,13
IAF – junho	0,13
IAF – julho	0,13
IAF – agosto	0,13
IAF – setembro	0,13
IAF – outubro	0,13
IAF – novembro	0,13
IAF – dezembro	0,13
Fração de folhas verdes	0,13
Altura do topo do dossel (m)	0,40
Altura da base do dossel (m)	0,15
Fração de cobertura vegetal	0,32
Comprimento de rugosidade (m)	0,016
Deslocamento do plano zero (m)	0,10

A Tabela 3.6 apresenta os parâmetros especificados para a pastagem degradada, soja e floresta tropical. O albedo especificado é um dos parâmetros

mais importantes para explicar as mudanças na precipitação em virtude da substituição da floresta por pastagem ou por soja (BERBET , COSTA, 2003; COSTA et al., 2007, SAMPAIO et al., 2007). Para a floresta tropical e pastagem os valores de albedo são próximos aos descritos por Wright et al. (1996). Outras diferenças importantes entre os tipos de vegetação são: índice de área foliar, profundidade de raízes, fração de cobertura vegetal e comprimento de rugosidade. As principais diferenças entre a pastagem e a soja são devidas ao tipo de manejo, pois a soja cresce e é colhida no primeiro semestre do ano e no restante do ano o solo fica nu, com pequenos arbustos, enquanto que a pastagem permanece durante todo o ano. Este tipo de manejo agrícola é uma prática realística na Amazônia. Entretanto, é importante lembrar que é comum em certas regiões produtoras de soja, no Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, uma segunda safra, em geral com milho ou sorgo, o que manteria o albedo em níveis elevados por longos períodos (COSTA et al., 2007).

TABELA 3.6 – Parâmetros dos diversos tipos de vegetação utilizados no MCGA CPTEC para caracterizar a floresta tropical, pastagem degradada e soja na Bacia Amazônica.

Parâmetro	Floresta	Pastagem	Soja
Albedo	0,13	0,19	0,18
Albedo [#]	0,12-0,13	0,17-0,21	0,16-0,25
Índice de área foliar [#]	5,0-5,0	1,2-2,2	0,13-5,9
Fração de cobertura vegetal [#]	0,98-0,98	0,50-0,90	0,0-0,90
Comprimento de rugosidade (m) [*]	2,65	0,08	0,02
Altura do topo do dossel (m)	35,0	0,6	0,4

* - média anual

- variação intra-anual

3.5 – Cenários de Desflorestamento – Casos “Realísticos”

A substituição da floresta Amazônica por pastagem degradada ou por soja ocorre gradualmente. Para tanto, foram utilizados dois métodos: 1) chamado de “**realístico**”, que se baseia nos cenários projetados de desmatamento da Amazônia descritos em (SOARES-FILHO et al, 2006 ; SAMPAIO et al., 2007); e 2) aleatório, descrito na Seção 3.6.

A substituição da floresta é feita utilizando-se cenários futuros de desflorestamento da Amazônia, onde a área da floresta é substituída por pastagem degradada em: 20% (em relação ao controle), 40%, 50%, 60%, 80% e 100% (neste último, substituição de toda a floresta amazônica por pastagem degradada), ou por plantação de soja em: 20%, 50%, 80% e 100% (neste último, substituição de toda a floresta amazônica por plantação de soja). A cobertura original de floresta é apresentada na Seção 3.1 (mapa do experimento controle).

Os cenários futuros de desflorestamento da Amazônia com área menor ou igual a 40% são provenientes de Soares-Filho et al. (2006), onde os padrões de desflorestamento futuros são baseados em cenários “business-as-usual”, os quais consideram que as tendências observadas de desflorestamentos recentes irão continuar no futuro, os planos de pavimentação e construção de rodovias na região serão cumpridos, haverá diminuição de áreas de reservas e a política de conservação de áreas protegidas torna-se menos efetiva com o tempo. Para elaborar tais cenários, Soares-Filho et al. (2006) utilizou um modelo de dinâmica da paisagem, denominado “DINÂMICA”, que é um modelo de simulação espacial do tipo autômato celular, que usa como entrada um conjunto de mapas, ou seja, um mapa de paisagem inicial – por exemplo, um mapa de uso e cobertura da terra, obtido a partir da classificação de imagens de satélites; um mapa de tempo de permanência de cada célula no seu estado atual; e um conjunto de variáveis cartográficas, que se dividem em dois tipos:

estáticas e dinâmicas, sendo as últimas recalculadas em cada iteração do programa. As variáveis cartográficas, por exemplo, solo, vegetação, distância às estradas, altitude, declividade, etc., são combinadas, através da definição de seus pesos de evidência, para gerar os mapas de probabilidades de transição. Após cada iteração, o modelo DINÂMICA produz um novo mapa de paisagem, os mapas de probabilidades de transição e mapas de variáveis dinâmicas. Seu modelo de transição pode ser acoplado a um modelo construtor de estradas, que passa ao programa mapas dinâmicos da rede viária, e a um gerador de cenários, que produz matrizes de transição dinâmicas e as passa ao DINÂMICA, usando-se de sua ligação com o software de modelagem. (<http://www.csr.ufmg.br/simamazonia/>).

O modelo DINÂMICA foi desenvolvido como um instrumento de investigação de trajetórias de paisagem e de dinâmicas espaciais. Por ser um modelo genérico de mudanças, o DINÂMICA tem sido aplicado para modelar vários fenômenos dinâmicos, como desflorestamento (SOARES-FILHO et al., 2002) e dinâmica urbana (ALMEIDA et al., 2003). Recentes avanços no seu desenvolvimento permitiram também a sua aplicação para modelagem de extensas regiões geográficas, como no exemplo de uma faixa de centenas de quilômetros de largura e de extensão, ao longo da BR-163, conhecida como corredor Cuiabá-Santarém (SOARES-FILHO et al., 2004) e na sua última versão para toda a Amazônia (SOARES-FILHO et al., 2006). Nesta última versão, tal modelo produz mapas anuais de desflorestamentos futuros para a Amazônia, através de cenários de pavimentação de rodovias, rede de áreas protegidas, eficácia das áreas protegidas, taxas de desflorestamento e áreas onde já teve início o processo de desflorestamento.

Os cenários futuros de mudanças da cobertura vegetal sobre Amazônia com áreas desflorestadas maiores do que 40% foram obtidos utilizando a mesma metodologia descrita em Soares-Filho et al. (2006), porém estendendo tais projeções para o futuro, até a taxa de 80% de desflorestamento, sob cenários

“business-as-usual”. Importante ressaltar, que tais cenários foram elaborados especialmente para este estudo e para o artigo constante do Anexo A: Sampaio et al. (2007). O cenário de 100% de desflorestamento, apesar de extremo é importante para avaliar o impacto no clima se houvesse o completo desflorestamento da Amazônia. A Amazônia está entrando numa nova era com grande crescimento da pecuária e da soja o que induz ao aumento do desflorestamento e a expansão de redes de rodovias para o centro da região (SOARES-FILHO et al., 2006). De acordo com Nepstad et al. (2006, e referências citadas), o Brasil é o líder mundial de exportação de aves, carne bovina, laranja e açúcar, e se tornará o maior exportador de algodão, soja e biocombustíveis. Grandes áreas da Amazônia têm solo, clima e topografia adequados com enorme potencial para a agricultura mecanizada de larga escala (MORTON et al., 2006). Mais recentemente, a possível expansão da produção de biocombustíveis é outra ameaça para as florestas tropicais da Amazônia.

Os cenários originais produzidos com resolução espacial de 2 km foram degradados para a resolução de 1,875 graus de latitude/longitude que é a resolução dos dados de entrada das condições de contorno do MCGA. Para tanto, considerou-se que em cada ponto de grade do modelo, se a área desflorestada fosse maior do que 50%, então aquele ponto de grade seria considerado como área desflorestada. A Figura 3.3 mostra os cenários originais com resolução de 2 km, e a Figura 3.4 mostra os mesmos cenários na resolução horizontal utilizada no MCGA.

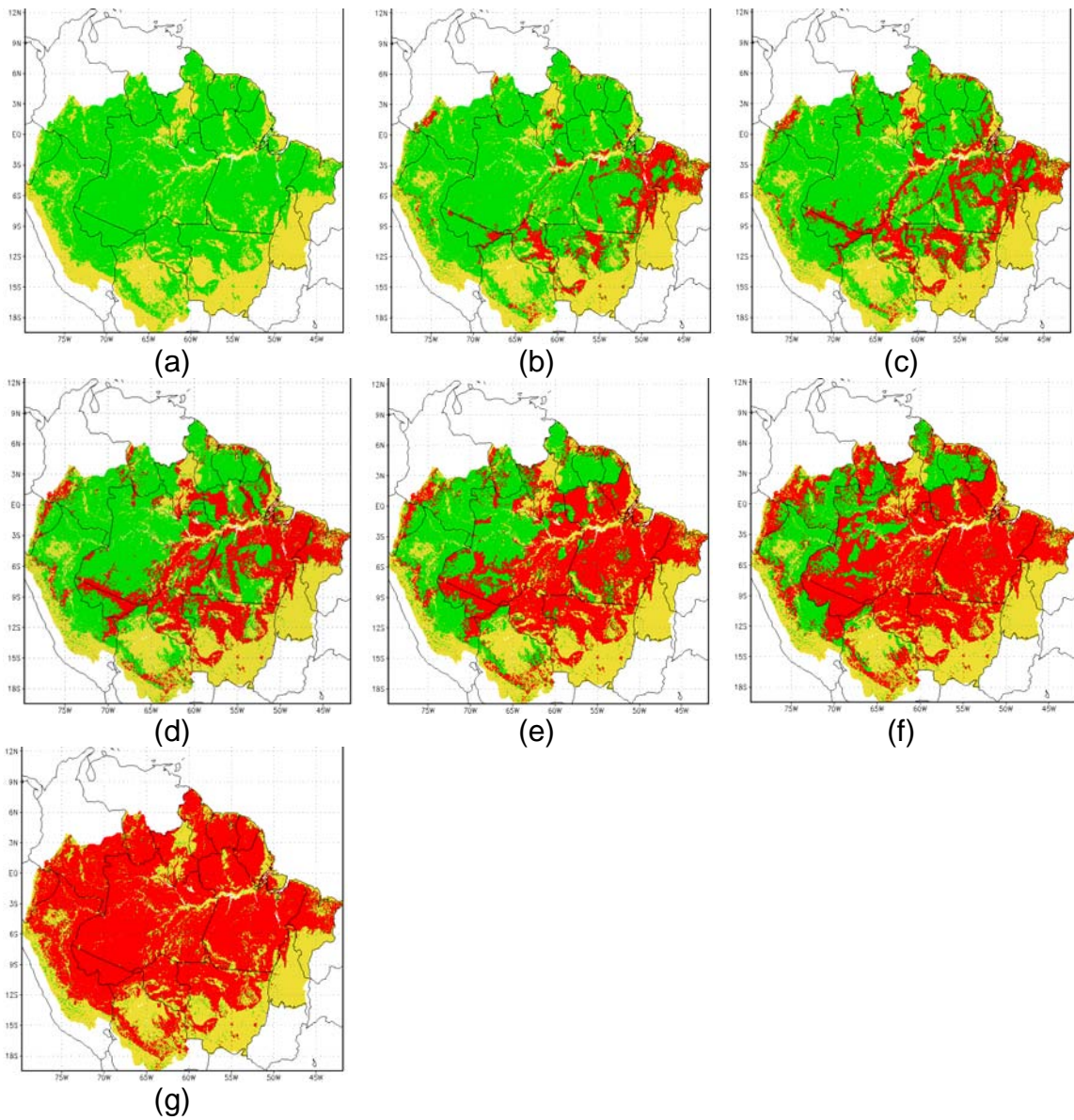


Figura 3.3 – Mapas dos cenários de desflorestamento para a Amazônia com resolução de 2 km (áreas coloridas). (a) controle; (b) 20% de área desflorestada; (c) 40%; (d) 50%; (e) 60%; (f) 80% e (g) 100%. As cores indicam: verde = floresta tropical; vermelho = área desflorestada; amarelo = cerrado.

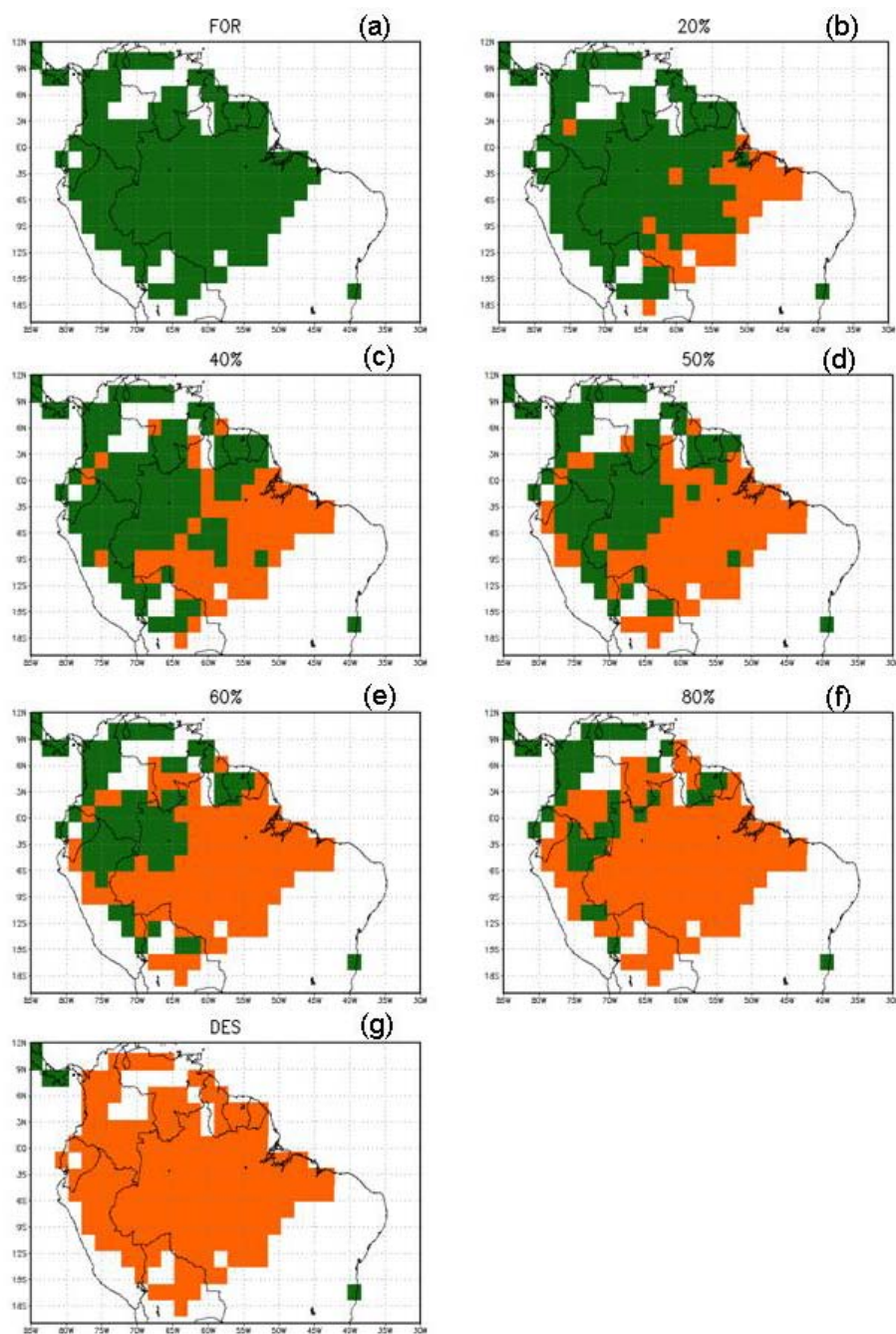


Figura 3.4 – Mapas dos cenários de desflorestamento para a Amazônia com resolução de $1,875^\circ$ de latitude e longitude. (a) controle; (b) 20% de área desflorestada; (c) 40%; (d) 50%; (e) 60%; (f) 80% e (g) 100%. As cores indicam: verde = floresta tropical; vermelho = área desflorestada.

3.6 – Cenários de Desflorestamento – Casos Aleatórios

Os cenários chamados aleatórios foram gerados utilizando-se um gerador de números aleatórios. Cada ponto de grade da floresta Amazônica foi identificado pela latitude e longitude central da grade, e então, aleatoriamente, foram substituídos por pastagem degradada de acordo com a taxa de desflorestamento. Para cada taxa de desflorestamento (20%, 40%, 50%, 60%, e 80% de desflorestamento em relação ao controle) foram gerados 5 grupos de cenários aleatórios. A análise dos resultados foi feita a partir da média de cada grupo de cenários (com sua respectiva taxa de desflorestamento) em relação ao controle (vide Capítulo 4). As Figuras 3.5 a 3.9 mostram os cenários aleatórios de desflorestamento da floresta amazônica. Para cada um dos cenários, foram realizadas simulações com o MCGA CPTEC 1.0, onde a floresta foi substituída por pastagem degradada.

O objetivo de se realizar experimentos com o MCGA com os cenários aleatórios é o de verificar se existe alguma intersecção ou limiar com o clima simulado com os cenários “realísticos” e o grau de desflorestamento. Outro objetivo para se utilizar os cenários aleatórios é o de estudar se o padrão “realístico” de desflorestamento ao longo de rodovias gera alguma mudança climática particular e numa certa direção.

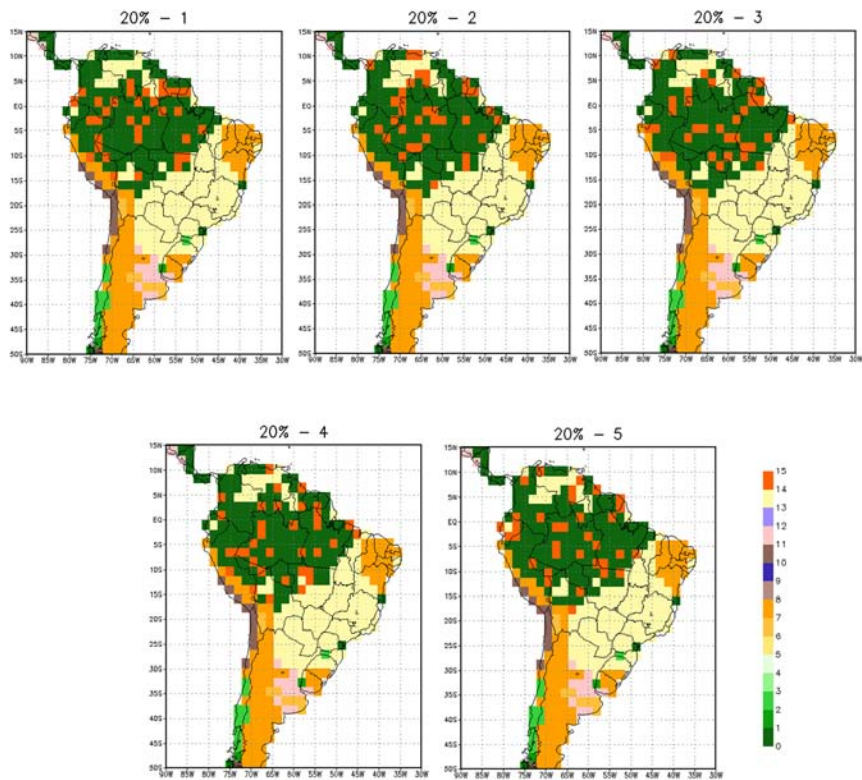


Figura 3.5 – Mapa de vegetação sobre a América do Sul (segundo a classificação de Dorman e Sellers) utilizado no experimento desflorestamento aleatório – taxa de 20% de desflorestamento. As áreas em vermelho na região da floresta amazônica foram convertidas em pastagem degradada (tipo 15). O tipo 14 refere-se ao bioma cerrado (vide Seção 3.3). Os principais biomas na América do Sul são representados de acordo com a legenda do mapa: (1) floresta tropical; (14) cerrado; (8) caatinga; (7) campos extratropicais; (2) floresta temperada; (3) floresta mista; (11) deserto; e (12) cultivos agrícolas. As quadrículas apresentadas nos mapas estão na resolução de $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ graus de latitude/longitude.

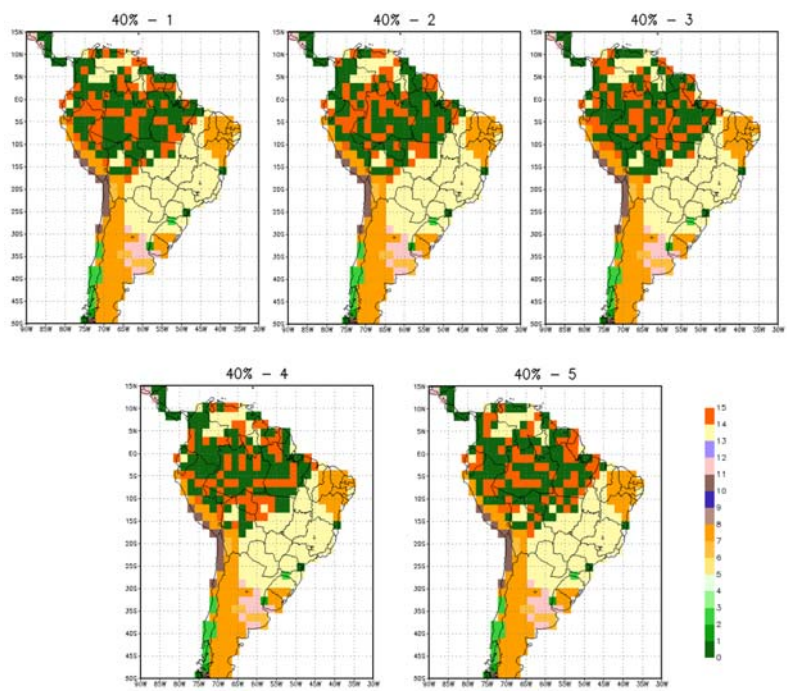


Figura 3.6 – Idem a Figura 3.5, para a taxa de desflorestamento de 40%.

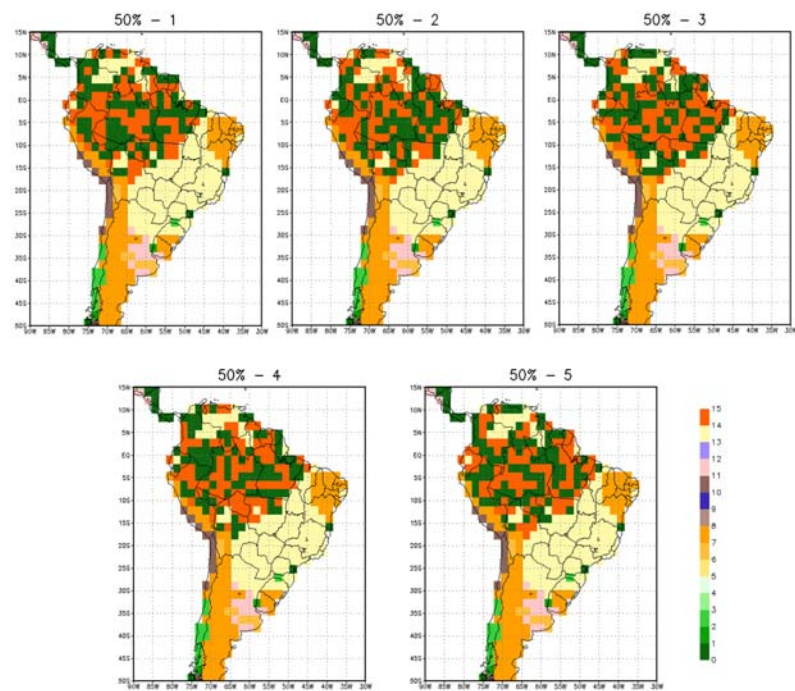


Figura 3.7 – Idem a Figura 3.5, para a taxa de desflorestamento 50%.

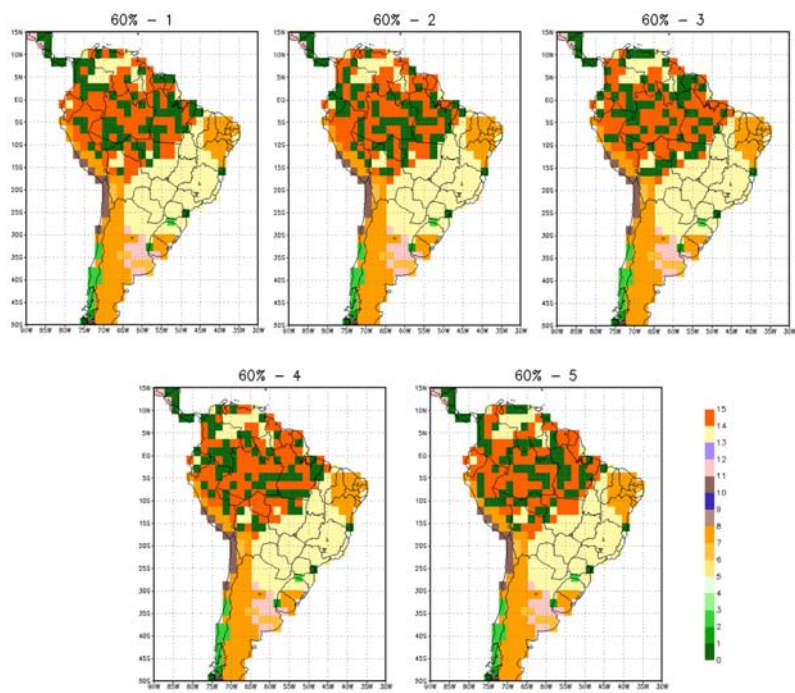


Figura 3.8 – Idem a Figura 3.5, para a taxa de desflorestamento 60%.

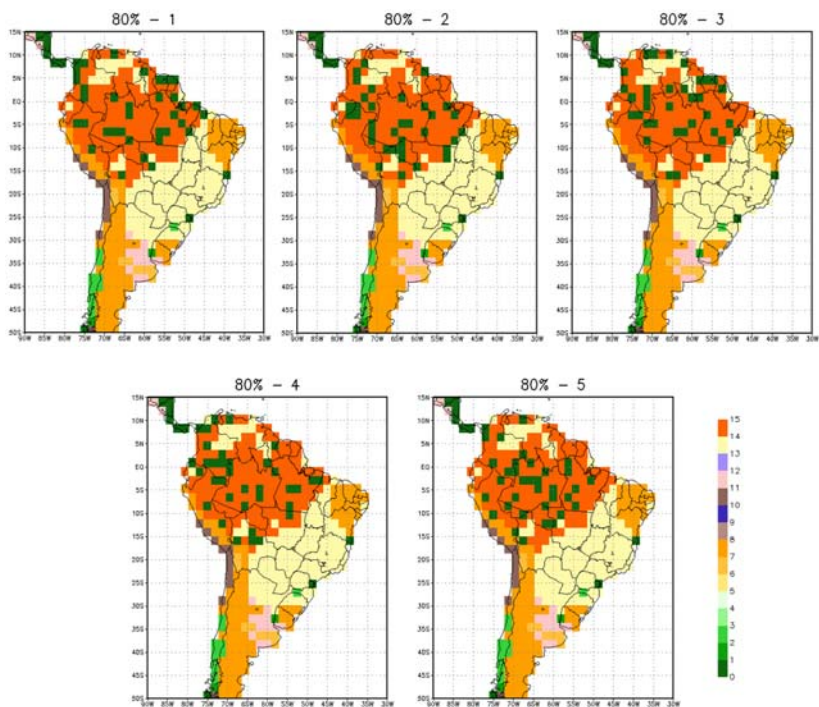


Figura 3.9 – Idem a Figura 3.5, para a taxa de desflorestamento 80%.

3.7 – Experimentos Numéricos com o MCGA CPTEC 1.0

Este estudo é dividido em duas partes. A parte I refere-se aos experimentos com o MCGA onde a floresta foi substituída por pastagem degradada ou por soja utilizando cenários realísticos (Seção 3.5) e por pastagem degradada utilizando os cenários aleatórios (Seção 3.6). A parte II refere-se aos experimentos com o modelo CPTEC-PVM acoplado ao MCGA CPTEC 1.0. Nesta Seção, são descritos os experimentos da parte I.

Foram realizados 16 experimentos numéricos com o MCGA CPTEC 1.0, conforme descrição na Tabela 3.7. O modelo global foi integrado na resolução espectral T062L42: 42 níveis na vertical e truncamento triangular na onda zonal de número 62, o que gera uma resolução horizontal de 1,875 graus de latitude e longitude, conforme descrito na Seção (3.3). Em todos os experimentos (com exceção do controle) a floresta amazônica foi substituída pastagem degradada ou por soja. No experimento controle utiliza-se o mapa de vegetação natural disponível no MCGA CPTEC 1.0. Para o controle e para cada um dos experimentos de desflorestamento, o MCGA foi integrado por 87 meses, com cinco condições iniciais diferentes (com exceção dos experimentos com cenários aleatórios), que são derivadas de cinco dias consecutivos de análises do NCEP (14 a 18 de outubro de 2002). Para as integrações com os cenários aleatórios, foi utilizada a análise do NCEP de 15 de outubro de 2002 e analisou-se a média das 5 integrações (5 padrões de desflorestamento para cada taxa de desflorestamento). A necessidade de simulação por conjunto provém da natureza caótica da atmosfera. As condições de contorno, incluindo a temperatura da superfície do mar (proveniente do NCEP – Reynolds e Smith, 1994), são climatológicas, tanto para os experimentos, como para o controle. Em todas as simulações, a concentração de dióxido de carbono atmosférico é de 370 ppmv. Para cada experimento, foram analisadas as médias dos últimos 60 meses de simulação de cada experimento. Os primeiros 27 meses das integrações do modelo foram ignorados devido ao ajustamento da umidade do

solo. Segundo Oyama et al. (2000), o tempo de “spin-up” da zona de raízes vai de 1 a 10 meses e na camada de drenagem de 10 a 100 meses.

TABELA 3.7 – Experimentos realizados com o MCGA CPTEC e cenários associados.

A área desflorestada foi substituída pelo tipo 15: pastagem degradada (experimentos 1 a 12) ou por plantação de soja (experimentos 13 a 16).

Experimento	Cenário	Área Desflorestada	Número de Cenários	Número de Condições Iniciais
1	Realístico	0%	1 (Controle)	5
2	Realístico	20%	1*	5
3	Realístico	40%	1*	5
4	Realístico	50%	1&	5
5	Realístico	60%	1&	5
6	Realístico	80%	1&	5
7	Total	100%	1&	5
8	Aleatório	20%	5#	1
9	Aleatório	40%	5#	1
10	Aleatório	50%	5#	1
11	Aleatório	60%	5#	1
12	Aleatório	80%	5#	1
13	Realístico	20%	1(soja)*	5
14	Realístico	50%	1(soja)&	5
15	Realístico	80%	1(soja)&	5
16	Total	100%	1(soja)&	5

* - Fonte do cenário: Soares-Filho et al., 2006.

& - Fonte do cenário: Soares-Filho et al., 2006 e Sampaio et al., 2007.

- Cenários aleatórios.

Apenas por curiosidade, no presente estudo, os experimentos que compõem as Partes I e II somam ao todo 1.190 anos e 10 meses de simulações com o MCGA CPTEC no supercomputador SX-6 do CPTEC-INPE.

3.8 - PARTE II - Modelo de Vegetação Potencial (MVPot) e Experimentos Numéricos

O modelo de vegetação potencial (MVPot) utilizado nos estudos de sensibilidade é o CPTEC-PVM (OYAMA, NOBRE, 2004), que utiliza a mesma classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989). O modelo utiliza como variáveis de entrada o tempo térmico acumulado (G , em $^{\circ}\text{C dia mês}^{-1}$, G_0 : temperatura basal de 0°C , G_5 : temperatura basal de 5°C), a temperatura do mês mais frio (T_c , em $^{\circ}\text{C}$), um índice hídrico (H , que permite diferenciar entre climas úmidos e secos) e um índice de seca (D , que representa a sazonalidade da umidade do solo). Como saída, o modelo gera um bioma que pertence à classificação de Dorman e Sellers.

Conforme citado em Oyama (2002), as variáveis de entrada são:

$$T_c = \min\{T_i\}, i = 1 \dots 12 \quad (3.8.1)$$

$$G_0 = \sum_{i=1}^{12} n_i F[T_i - 0] \quad (3.8.2)$$

$$G_5 = \sum_{i=1}^{12} n_i F[T_i - 5] \quad (3.8.3)$$

$$H = \frac{\sum_{i=1}^{12} g_i E_i}{\sum_{i=1}^{12} g_i E_{\max,i}} \quad (3.8.4)$$

$$D = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{12} F[0,5 - w_i]}{6} \quad (3.8.5)$$

$$F[x] = \begin{cases} x, & x \geq 0 \\ 0, & x < 0 \end{cases}; \quad g = \begin{cases} 1, & \text{solo sem congelamento} \\ 0, & \text{solo congelado} \end{cases}$$

Onde, T é a temperatura média mensal ($^{\circ}\text{C}$); n , é o número de dias do mês; E , a evapotranspiração real; E_{\max} , a evapotranspiração máxima; e o subscrito i refere-se ao mês (de 1 a 12). Como descrito em Oyama (2002), a escolha das

variáveis G_0 , G_5 , T_c e H baseia-se em Prentice et al. (1992), e a variável D representa, explicitamente, a sazonalidade de água do solo, e é acrescentada para que a duração da estação seca possa ser considerada na escolha dos biomas potenciais (H leva em conta a sazonalidade implicitamente).

O CPTEC-PVM, para cada ponto de grade (localidade), a partir da climatologia mensal de precipitação e temperatura (Oyama e Nobre, 2004), utiliza a climatologia mensal de precipitação e temperatura do ar de Willmott e Matsuura (1998). Os dados foram degradados da resolução original, 0,5 grau de latitude e longitude, para a resolução dos mapas de biomas (T062, ou seja, cerca de 2° de latitude e longitude), e então roda-se o modelo de balanço hídrico. Este modelo de balanço hídrico é baseado em Willmott et al. (1985), com modificações introduzidas por Oyama e Nobre (2004):

- inclui-se a possibilidade de congelamento do solo;
- utiliza-se a formulação de evapotranspiração de Penman-Monteith ao invés da de Thornthwaite;

As informações sobre o balanço hídrico são utilizadas como entrada do MVPot CPTEC-PVM. Como descreve Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2004), o modelo de balanço hídrico utiliza as climatologias mensais de precipitação e temperatura geradas pelo MCGA para calcular o armazenamento de água do solo e os termos do balanço de água à superfície. Como os MCGA também realizam esses cálculos, as saídas do MCGA poderiam alimentar diretamente o MVPot, sem a necessidade de um modelo de balanço hídrico. No entanto, essa abordagem demandaria, como entrada, informações sobre evapotranspiração, que nem sempre são disponíveis e podem conter o efeito das concentrações de CO_2 . Com isso, como discute Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2004), é possível um maior leque de aplicações do MVPot.

De posse dos resultados produzidos pelo modelo de balanço hídrico, calculam-se as variáveis de entrada do MVPot (G_0 , G_5 , T_c , H e D), doravante chamadas

de variáveis ambientais. A partir do conjunto de variáveis ambientais, o MVPot diagnostica o bioma em equilíbrio com o dado clima, seguindo o algoritmo apresentado em Oyama (2002) (Figura 3.10).

Para a realização dos experimentos, foram utilizados o mapa de vegetação natural e a climatologia observada descritos em Oyama e Nobre (2004).

Foram realizados 14 experimentos, conforme Tabela 3.8. No controle o MCGA CPTEC foi integrado por 20 anos utilizando o mapa de biomas potenciais produzido por Oyama (2002), com cinco condições iniciais diferentes, que são derivadas de cinco dias consecutivos de análises do NCEP (15 a 19 de novembro de 1981). Os biomas são mantidos fixos. Com isso, foi obtida a climatologia do modelo forçado pelos biomas potenciais, doravante chamada de climatologia potencial. As condições de contorno, incluindo a temperatura da superfície do mar (proveniente do NCEP – REYNOLDS E SMITH, 1994), são climatológicas, tanto para os experimentos, como para o controle. Em todas as simulações, a concentração de dióxido de carbono atmosférico é de 370 ppmv.

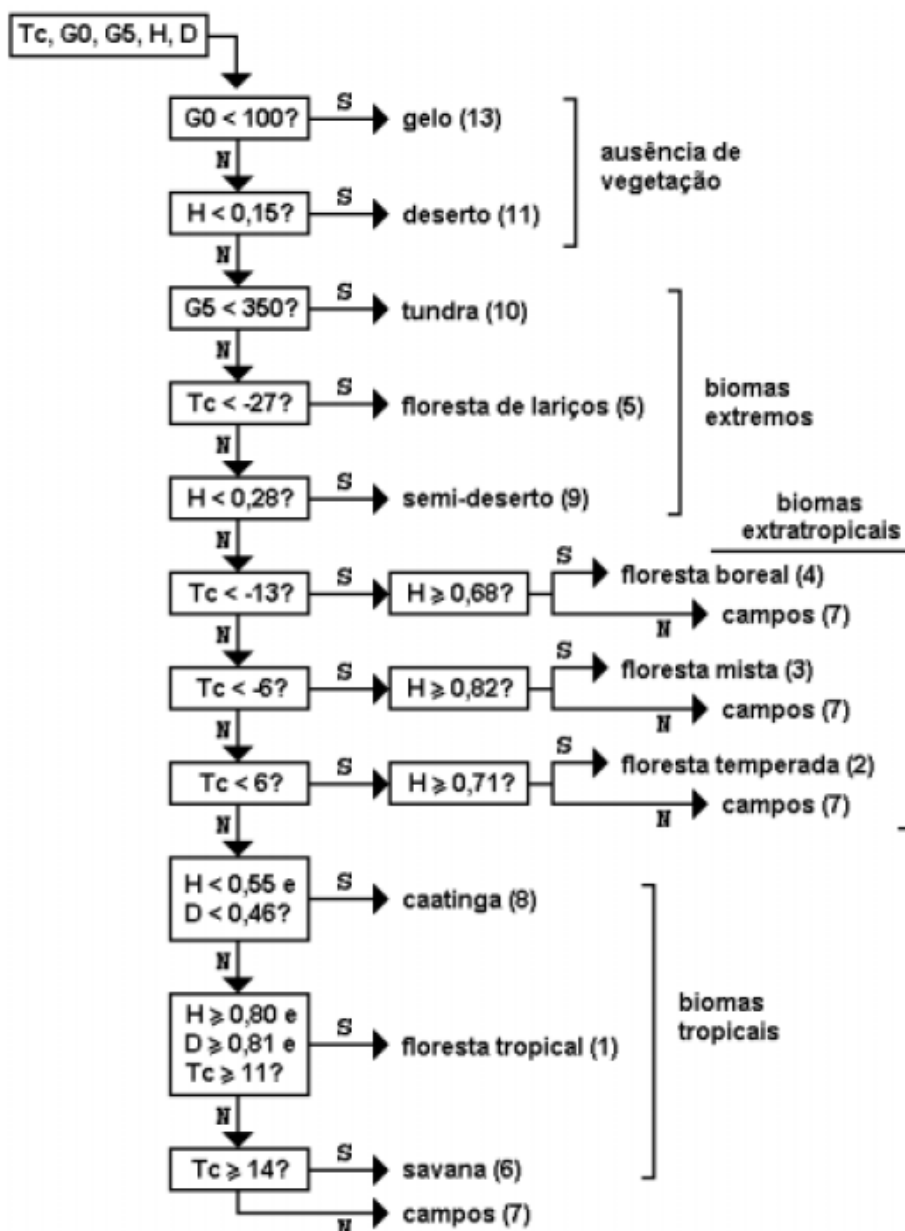


Figura 3.10 – Algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir das variáveis ambientais. Temperaturas são dadas em °C; tempo térmico acumulado (G_0 e G_5), em °C dia mês⁻¹. A letra S sobre (ou ao lado de) as setas significa sim; N, não.

Fonte: Oyama (2002, pág. 43).

Nos experimentos chamados de floresta e deserto, os biomas (exceto gelo) são convertidos em floresta tropical e deserto, respectivamente, e daí tem início as integrações. Nos demais experimentos, utilizam-se os padrões de

desflorestamento “realísticos” para a obtenção de cenários de condição inicial da vegetação [deserto (floresta) na Amazônia e floresta (deserto) no restante do globo], e daí se iniciam as integrações. Diferente da metodologia seguida por Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003), neste estudo foi feito o acoplamento assíncrono a cada 6 anos entre o MCGA e o CPTEC-PVM. O acoplamento foi feito da seguinte forma:

- 1) mantendo-se os biomas fixos, integra-se o MCGA CPTEC por 6 anos;
- 2) obtém-se a climatologia com os valores obtidos no item 1 (climatologia simulada);
- 3) com a climatologia simulada, atualizam-se os biomas utilizando o MVPot;
- 4) os biomas atualizados são repassados para o MCGA;
- 5) volta ao passo 1.

No passo 3 de cada iteração, a climatologia simulada, assim como em Oyama (2002), não foi utilizada diretamente no cálculo das variáveis de entrada do CPTEC-PVM. Para cancelar o erro sistemático do MCGA, foi feita a seguinte correção (Cf. Kutzbach et al., 1998, p.477 e Oyama, 2002):

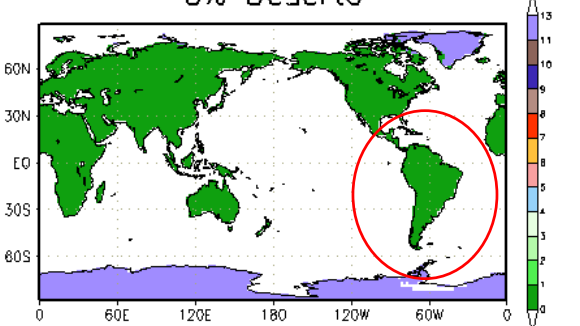
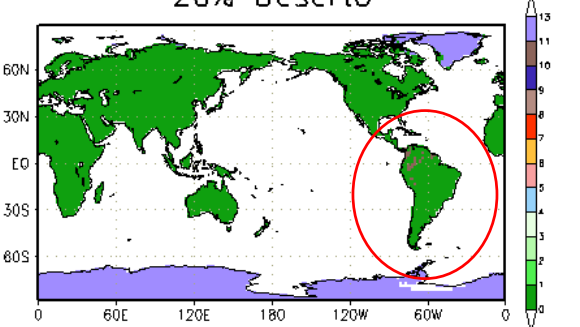
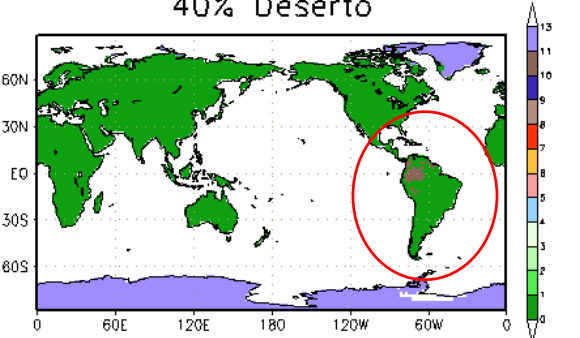
$$f_2 = f_c + (f_1 - f_0) \quad (3.8.6)$$

onde f_2 é o valor utilizado pelo MVPot (climatologia corrigida); f_1 , o valor da climatologia simulada; f_0 , da climatologia potencial; e f_c , da climatologia observada. Logo, considera-se que o erro sistemático é filtrado quando se subtrai a climatologia potencial da simulada. Essa correção, realizada no acoplamento entre bioma e clima, é análoga à correção de fluxos (flux correction) em modelos acoplados atmosfera-oceano (OYAMA, 2002).

A iteração que engloba os passos 1 a 5 é feita até que os mapas de biomas, entre iterações sucessivas, sejam suficientemente semelhantes. Para comparar a semelhança entre os mapas de biomas, foram utilizados dois métodos,

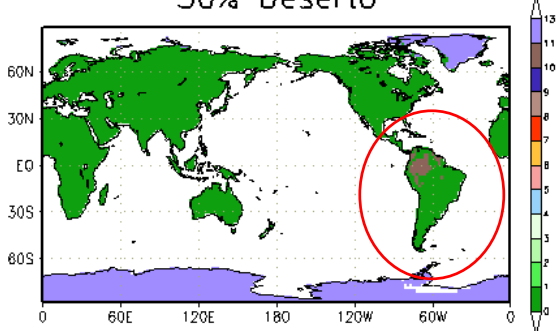
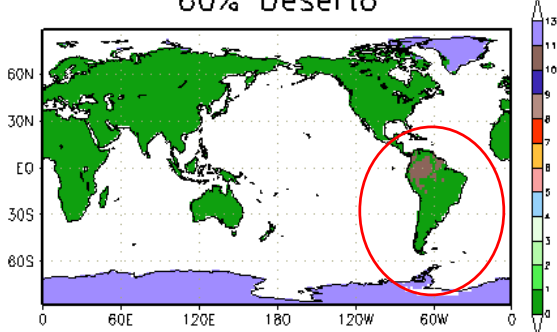
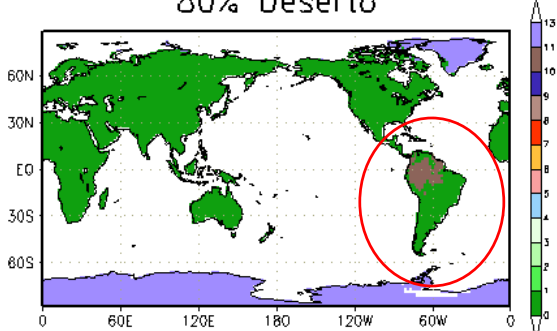
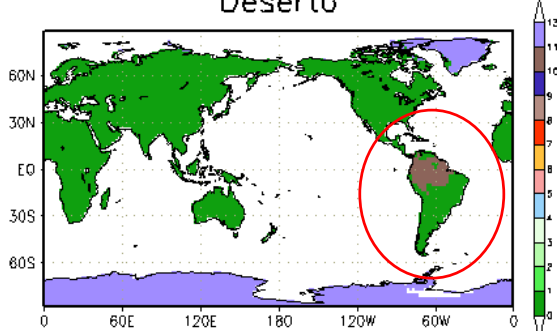
descritos em Oyama (2002) e no item 3.9. No primeiro, obtém-se a fração de pontos de grade (localidades) onde há concordância entre os mapas (índice de acerto, em %). No segundo, calcula-se a estatística κ (vide seção 3.9.2), conforme Monserud e Leemans (1992).

TABELA 3.8 – Descrição dos Experimentos Realizados com o CPTEC-PVM Acoplado Assincronamente com o MCGA CPTEC 1.0 e Mapas da Condição Inicial da Vegetação. As cores indicam: verde = floresta tropical; marrom = deserto; azul = gelo.

Experimento	Mapa da Condição Inicial da Vegetação Utilizado no MCGA CPTEC
<p>Floresta: 100% de floresta na Amazônia 100% de floresta em todo o globo</p>	<p>0% Deserto</p> 
<p>AMZD80: 80% de floresta na Amazônia 20% de deserto na Amazônia 100% de floresta em todo o globo</p>	<p>20% Deserto</p> 
<p>AMZD60: 60% de floresta na Amazônia 40% de deserto na Amazônia 100% de floresta em todo o globo</p>	<p>40% Deserto</p> 

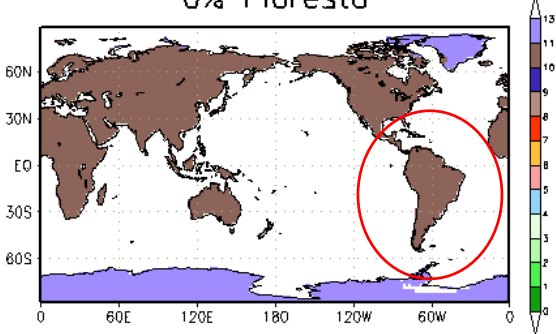
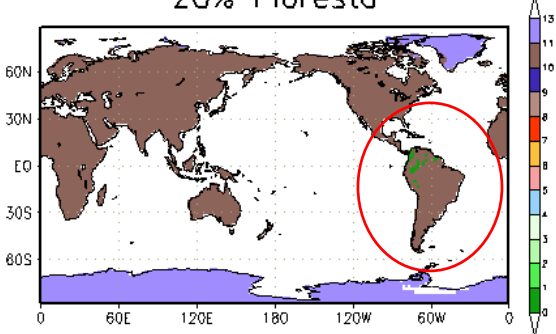
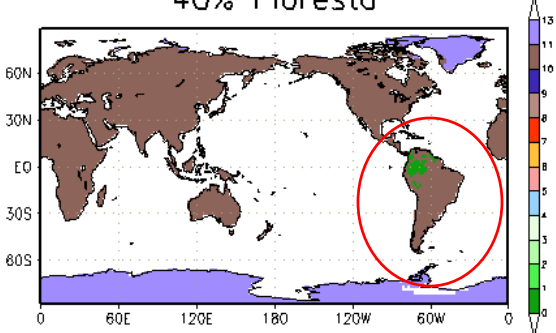
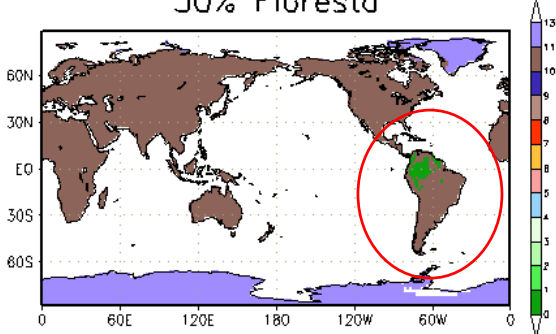
(Continua)

TABELA 3.8 – Continuação.

<p>AMZD50: 50% de floresta na Amazônia 50% de deserto na Amazônia 100% de floresta em todo o globo</p>	<p>50% Deserto</p> 
<p>AMZD40: 40% de floresta na Amazônia 60% de deserto na Amazônia 100% de floresta em todo o globo</p>	<p>60% Deserto</p> 
<p>AMZD20: 20% de floresta na Amazônia 80% de deserto na Amazônia 100% de floresta em todo o globo</p>	<p>80% Deserto</p> 
<p>AMZDES: 0% de floresta na Amazônia 100% de deserto na Amazônia 100% de floresta em todo o globo</p>	<p>Deserto</p> 

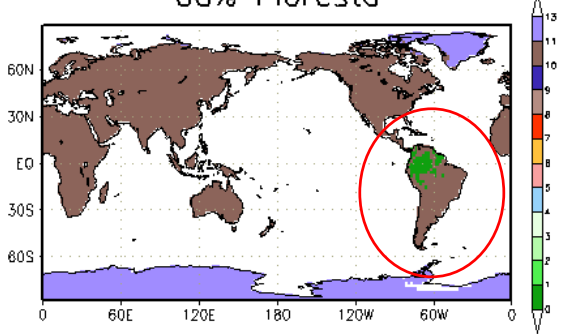
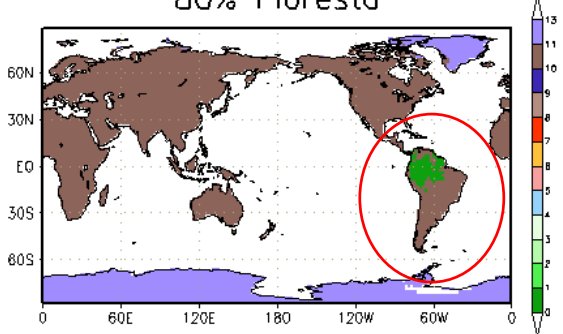
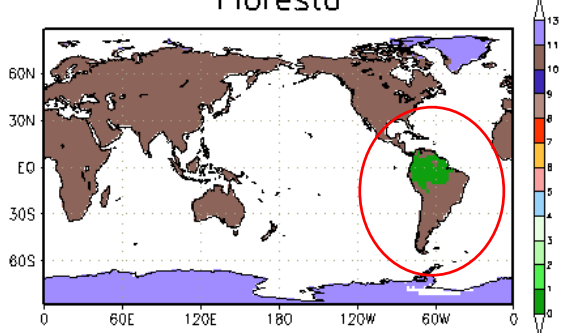
(Continua)

TABELA 3.8 – Continuação.

<p>DESERTO: 0% de floresta na Amazônia 100% de deserto na Amazônia 100% de deserto em todo o globo</p>	<p style="text-align: center;">0% Floresta</p> 
<p>AMZF80: 20% de floresta na Amazônia 80% de deserto na Amazônia 100% de deserto em todo o globo</p>	<p style="text-align: center;">20% Floresta</p> 
<p>AMZF60: 40% de floresta na Amazônia 60% de deserto na Amazônia 100% de deserto em todo o globo</p>	<p style="text-align: center;">40% Floresta</p> 
<p>AMZF50: 50% de floresta na Amazônia 50% de deserto na Amazônia 100% de deserto em todo o globo</p>	<p style="text-align: center;">50% Floresta</p> 

(Continua)

TABELA 3.8 – Conclusão.

<p>AMZF40: 60% de floresta na Amazônia 40% de deserto na Amazônia 100% de deserto em todo o globo</p>	<p>60% Floresta</p> 
<p>AMZF20: 80% de floresta na Amazônia 20% de deserto na Amazônia 100% de deserto em todo o globo</p>	<p>80% Floresta</p> 
<p>AMZFLO: 100% de floresta na Amazônia 0% de deserto na Amazônia 100% de deserto em todo o globo</p>	<p>Floresta</p> 

O CPTEC-PVM teve alguns avanços nos últimos anos. Cardoso et al. (2008) introduziu o efeito natural do fogo na determinação de biomas. Lapola et al. (2008a) introduziu um novo tipo de vegetação (floresta tropical estacional), e Lapola et al. (2008b) introduziu um sub-modelo de carbono para estudos com concentrações variáveis de CO₂. Entretanto, a versão utilizada neste estudo é a original, e o motivo é para melhor comparação dos resultados com os estudos de Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003).

3.9 – Análise Estatística dos Experimentos

A significância estatística das anomalias foi avaliada seguindo-se a mesma metodologia utilizada por Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2004), ou seja, com dois testes: *t de Student* e do sinal da anomalia. Outros estudos, como o descrito por Werth e Avissar (2002) e Avissar e Werth (2005), também utilizam o teste *t de Student*.

Foi utilizada ainda, na parte II, a estatística Kappa (κ) para computar para cada tipo de vegetação individualmente e qualitativamente o grau de concordância entre a vegetação simulada no controle e os experimentos. Esta estatística quantifica a concordância entre mapas. Quanto mais próximo de 1, maior é a concordância (seção 3.9.2).

3.9.1 – Teste *t de Student*

O teste *t de Student* é tradicionalmente utilizado em estudos de sensibilidade climática. A estatística *t* (para pequenas amostras) é dada por (por exemplo, Spiegel, 1972, p.313):

$$t = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\sigma \sqrt{1/N_1 + 1/N_2}} \quad (3.9.1)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{N_1 s_1^2 + N_2 s_2^2}{N_1 + N_2 - 2}} \quad (3.9.2)$$

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \mu)^2}{N - 1}} \quad (3.9.3)$$

onde N é o tamanho da amostra; μ , a média; e X são as realizações. Nos experimentos da parte I ($N_1 = N_2 = 5$), os valores de t para níveis de teste de 1, 5 e 10% são, para testes bilaterais, 3,36, 2,31 e 1,86, respectivamente ($N_1 + N_2 - 2 = 8$ graus de liberdade); nos experimentos da parte II ($N_1 = 20$ e $N_2 = 2$),

2,85, 2,10 e 1,72 ($N_1 + N_2 - 2 = 20$ graus de liberdade). O teste *t de Student* foi aplicado para avaliar as anomalias (desflorestamento menos controle) dos diversos experimentos descritos nos itens 3.7 e 3.8.

Para análise dos impactos remotos dos desflorestamentos, também foi utilizado o teste *t de Student*. Neste caso, seguiu-se a mesma metodologia de Avissar e Werth (2005), onde são analisadas as regiões onde a precipitação e a componente zonal do vento em 850 hPa, em cada ponto de grade do modelo, diminuiu ou aumentou durante pelo menos 3 meses do ano como um resultado do desflorestamento da Amazônia. É formulada a hipótese de que as possíveis mudanças detectadas para cada mês do ano numa região particular (isto é, para cada ponto de grade) foram ocasionadas pelo desflorestamento da Amazônia. Para testar tal hipótese utiliza-se o teste *t de Student*, que é calculado utilizando-se a média e o desvio padrão dos últimos 5 anos (60 meses) de cada um dos experimentos e do controle, ou seja, são 118 graus de liberdade $[(2 \times 60) - 2]$. O valor de *t* para testes bilaterais (aumento e diminuição são considerados separadamente) neste caso é de 1,98, para o nível de significância de 95%. Da mesma forma que em Avissar e Werth (2005), para reforçar a confiança estatística de que o impacto observado foi de fato significativo, foi subjetivamente ignorado qualquer aumento ou diminuição da precipitação e do vento em 850 hPa menor do que 3 meses em um ano. Os resultados dos impactos remotos dos desflorestamentos são apresentados no Capítulo 6.

3.9.2 – Estatística Kappa

A estatística Kappa (κ - MONSERUD E LEEMANS, 1992) é muito utilizada para determinar a similaridade entre resultados observados e previstos. O cálculo de κ é baseado em uma tabela de contingência (algumas vezes também citada como “matriz de confusão” – “confusion matrix”). A tabela detalha como a distribuição de categorias no mapa A se relaciona com a

mesma categoria no mapa B. As células contêm um valor o qual é a fração de células no mapa, o qual é capturado no mapa A pela categoria especificada na matriz linha, e no mapa B pela categoria especificada na matriz coluna. Por exemplo, o valor de 0,25 para p_{12} indicaria que 25% da área mapeada é da categoria 1 no mapa A e categoria 2 no mapa B (HAGEN, 2003).

A última linha e coluna indicam os totais da coluna e da linha. Cada total da linha representa a fração total de células da categoria relacionada no mapa A. Similarmente cada coluna total representa a fração total de células da categoria relacionada no mapa B. Todas as frações juntas compõem o mapa total, e conseqüentemente a soma total é igual a 1 (HAGEN, 2003).

TABELA 3.9 – Exemplo de tabela de contingência em sua forma genérica.

		Mapa B – categorias				Total
		1	2	...	C	
Mapa A - categorias	1	P_{11}	P_{12}	...	P_{1C}	P_{1T}
	2	P_{21}	P_{22}	...	P_{2C}	P_{2T}
	[]	[]	[]	[]	[]	[]
	C	p_{C1}	p_{C2}	...	p_{CC}	p_{CT}
Total		p_{T1}	p_{T2}	...	p_{TC}	1

Fontes: HAGEN (2003) ; MONSERUD, LEEMANS (1992).

A essência da estatística Kappa (κ) é que a fração de concordância (chamada aqui de $P(A)$) é corrigida para a fração de concordância estatisticamente esperada a partir da realocação randômica de todas a células no mapa. Deste modo, esta concordância esperada é a fração de acerto que é esperada se a classificação fosse construída aleatoriamente (chamada aqui de $P(E)$). A estatística Kappa é definida por:

$$\kappa = \frac{P(A) - P(E)}{1 - P(E)} \quad (3.9.4)$$

onde:

$$P(A) = \sum_{i=1}^c p_{ii} \quad (3.9.5)$$

$$P(E) = \sum_{i=1}^c p_{iT} * p_{Ti} \quad (3.9.6)$$

A concordância entre os mapas de acordo com a estatística κ pode ser classificada de acordo com a Tabela 3.10.

TABELA 3.10 – Concordância entre mapas de acordo com a estatística κ (MONSERUD E LEEMANS, 1992).

κ	Concordância
< 0,05	Inexistente
0,05 – 0,20	Muito ruim
0,20 – 0,40	Ruim
0,40 – 0,55	Regular
0,55 – 0,70	Boa
0,70 – 0,85	Muito boa
0,85 – 0,99	Excelente
> 0,99	Perfeita

Fonte: OYAMA (2002).

CAPÍTULO 4

IMPACTOS REGIONAIS DOS DESFLORESTAMENTOS

Os resultados são apresentados para duas regiões: 1) toda a Amazônia e 2) leste/nordeste da Amazônia.

4.1 – Impactos Regionais da Substituição da Floresta por Pastagem Degradada na Amazônia – Cenários “Realísticos”

As mudanças no clima regional ocorrem à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, com alterações mais significativas para taxas extremas de desflorestamento, sobretudo no período seco e menos na estação úmida, como também observado em outros estudos de desflorestamentos extremos, tais como: Nobre et al. (1991), Lean e Ronwtree (1993), Kleidon e Heimann (2000), Voldoire e Royer (2004) e Correia (2005). Na conversão de floresta para pastagem, em média anual, observa-se que as mudanças mais significativas da precipitação ocorrem a partir da taxa de desflorestamento de 40%, com diminuição da precipitação no leste/nordeste (desde a Venezuela até o norte da Região Nordeste do Brasil, e também na região da Zona de Convergência Intertropical) e aumento em parte do centro-oeste da Amazônia (sobretudo no estado do Amazonas). Observa-se aumento da precipitação, em média anual e no período úmido, no Estado do Mato Grosso e em partes dos Estados de Goiás e Tocantins que pode estar associado a uma maior intensificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) nesta região. Nota-se que este sinal de aumento da precipitação não ocorre no período seco. Estas diferenças nestas regiões apresentam alta significância estatística (99%), pelo teste t de Student (Figura 4.1). Estes aumentos e reduções da precipitação em diferentes locais da América do Sul podem indicar que o desflorestamento de grande escala na Amazônia contribui para modificar a circulação regional, provavelmente devido ao aquecimento da superfície e diminuição da pressão atmosférica em virtude das mudanças das características da cobertura vegetal

(Figura 4.1). A precipitação média anual em toda a bacia Amazônica não foi alterada, pois a diminuição da precipitação no leste/nordeste da Amazônia foi compensada pelo aumento no oeste. Quando se analisam os períodos seco e chuvoso (Figura 4.1) observa-se que as diferenças da precipitação ocorrem principalmente no leste/nordeste da Amazônia (com diminuição da precipitação) e no Estado do Amazonas (com aumento da precipitação), também sobretudo a partir do cenário de 40% de taxa de desflorestamento, com aumento gradativo em área à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, com alta significância estatística pelo teste t de Student (maior do que 95%). Em média em toda a Amazônia, há diminuição da precipitação (em relação ao controle) no trimestre seco ($-0,6 \text{ mm/dia} = \sim 16,0\%$, para o cenário extremo de desflorestamento) e aumento no trimestre chuvoso ($0,3 \text{ mm/dia} = \sim 4,0\%$, para o cenário extremo de desflorestamento). É importante ressaltar que desflorestamentos de pequena escala, irregulares e heterogêneos podem, em princípio, induzir circulações de mesoescala as quais podem aumentar a precipitação em áreas desflorestadas, como sugerido por Baidya Roy e Avissar (2002). Entretanto, quando o desflorestamento ocorre em largas escalas com coberturas da superfície mais homogêneas, então os processos de larga escala da superfície com a atmosfera são dominantes.

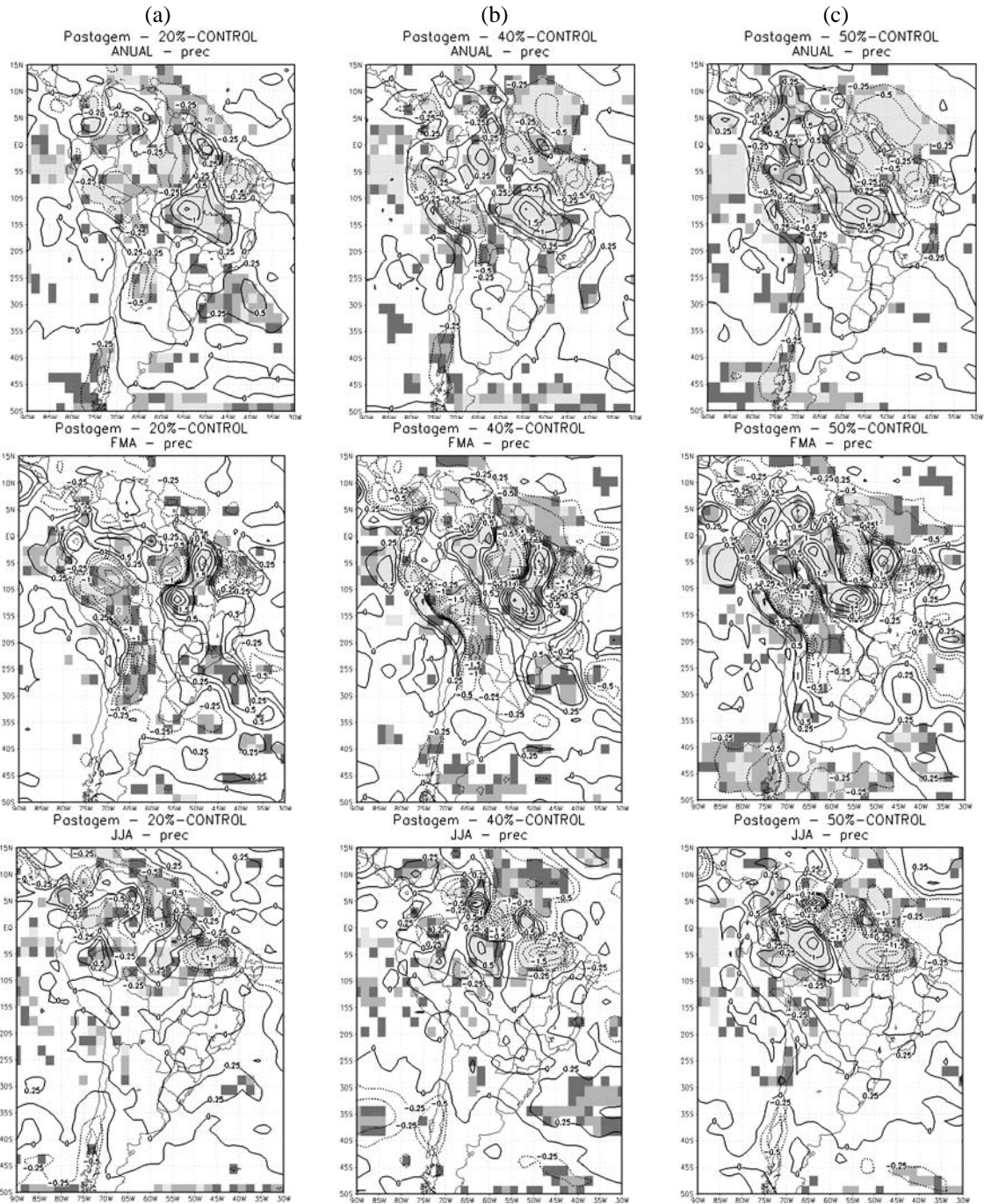


Figura 4.1 – Anomalias de precipitação (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

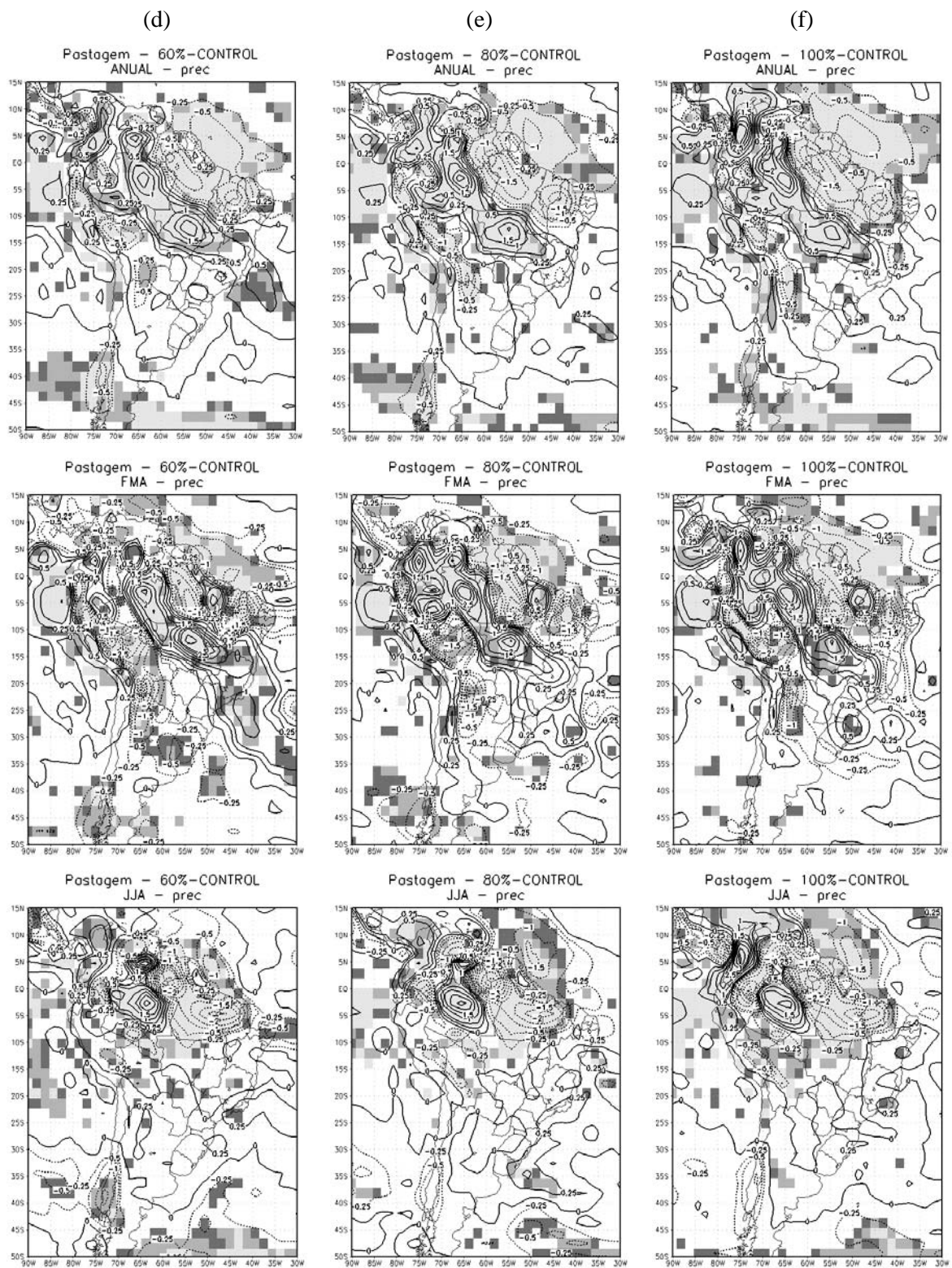


Figura 4.1 – Conclusão.

O mecanismo básico para as mudanças na precipitação simulada está ligado à redução da evapotranspiração com a associada diminuição do índice de área foliar, diminuição da profundidade de raízes, e redução da rugosidade, a qual, por outro lado, diminui o fluxo de calor latente através da diminuição do coeficiente de arrasto (HAHMANN , DICKINSON, 1997; COSTA et al., 2007). Pela redução da evapotranspiração (Figura 4.2), há diminuição do “bombeamento” de vapor d’água da superfície para a atmosfera, o que contribui para a redução de precipitação e da umidade do ar na região (Figuras 4.3). A redução da evapotranspiração e da umidade do ar ocorre em todas as regiões que foram substituídas por pastagem degradada, desde o cenário com 20% de desflorestamento principalmente no leste da Amazônia, com alta significância estatística (acima de 95%). Nota-se que a partir de 40% de desflorestamento há redução de evapotranspiração em praticamente toda a Amazônia, principalmente no período seco (-26,1% no cenário com 100% de taxa de desflorestamento). Esta redução da evapotranspiração média em toda a Amazônia é praticamente linear com o aumento da taxa de desflorestamento, com diminuição de 4,5% no cenário com 20% de desflorestamento e redução de 19,4% no cenário extremo (100% de área desflorestada). Ressalta-se que a maior redução, tanto da evapotranspiração quanto da umidade do ar ocorre no leste/nordeste da Amazônia, com alta significância estatística (99%) pelo teste t de Student.

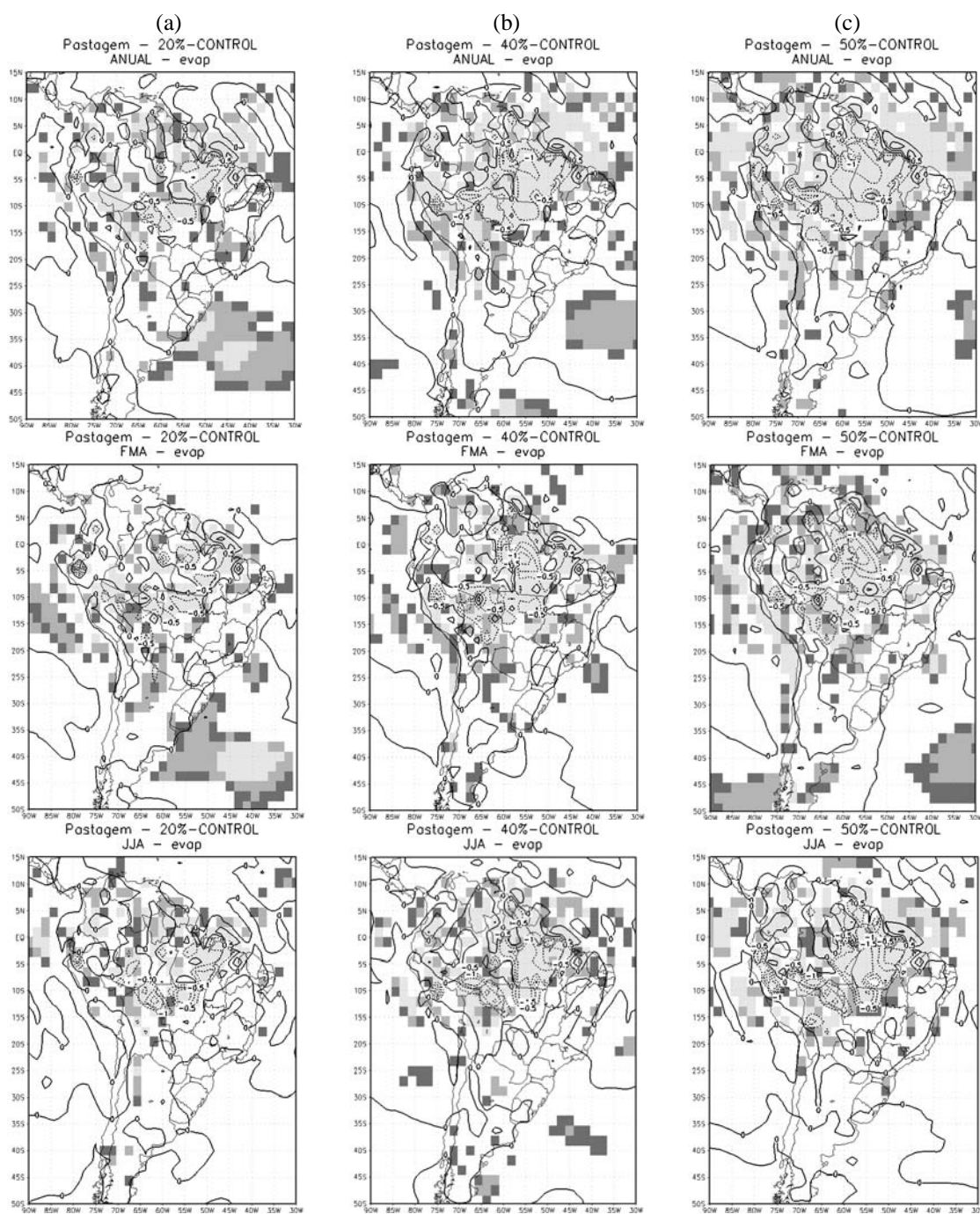


Figura 4.2 - Anomalias de evapotranspiração (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

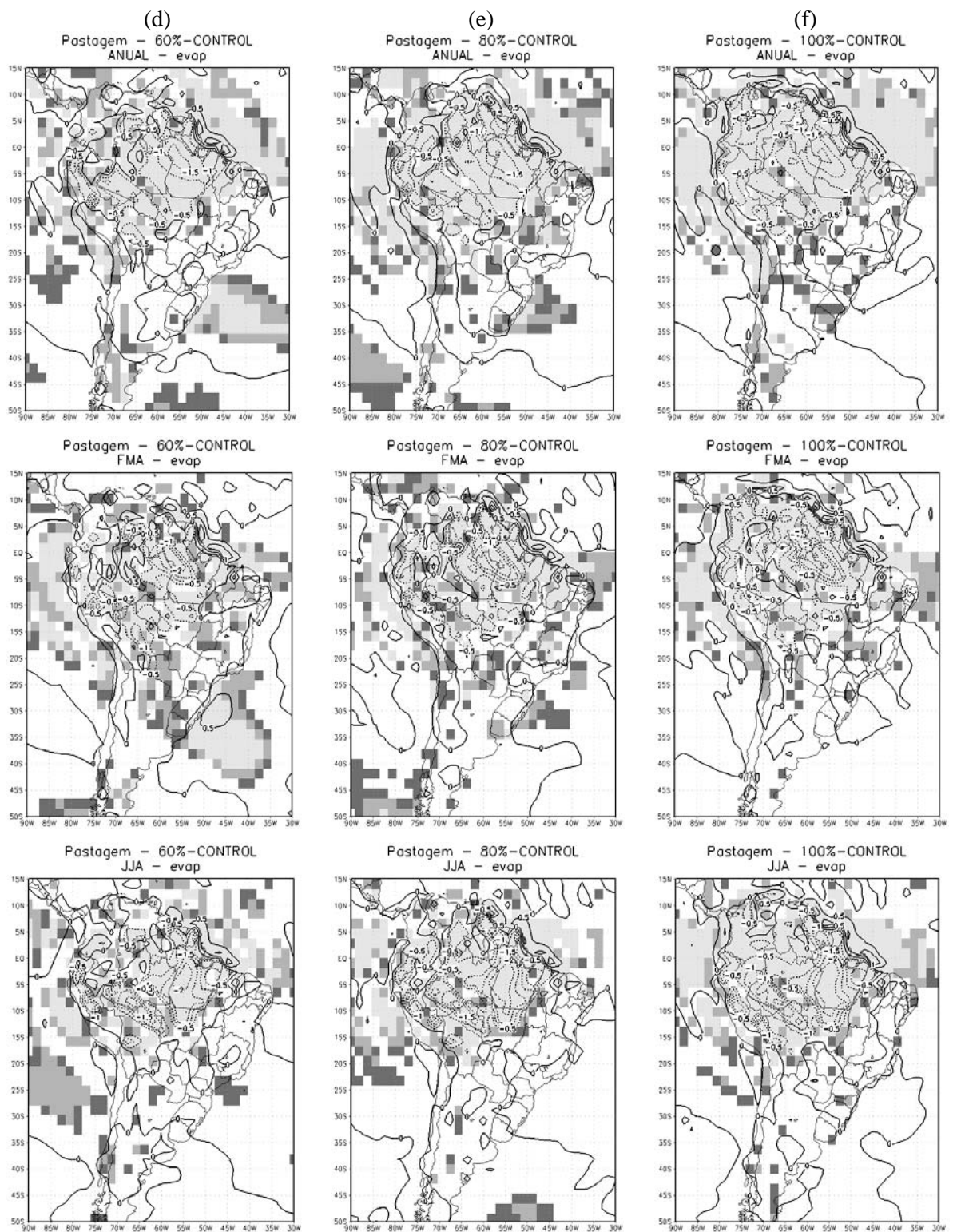


Figura 4.2 – Conclusão.

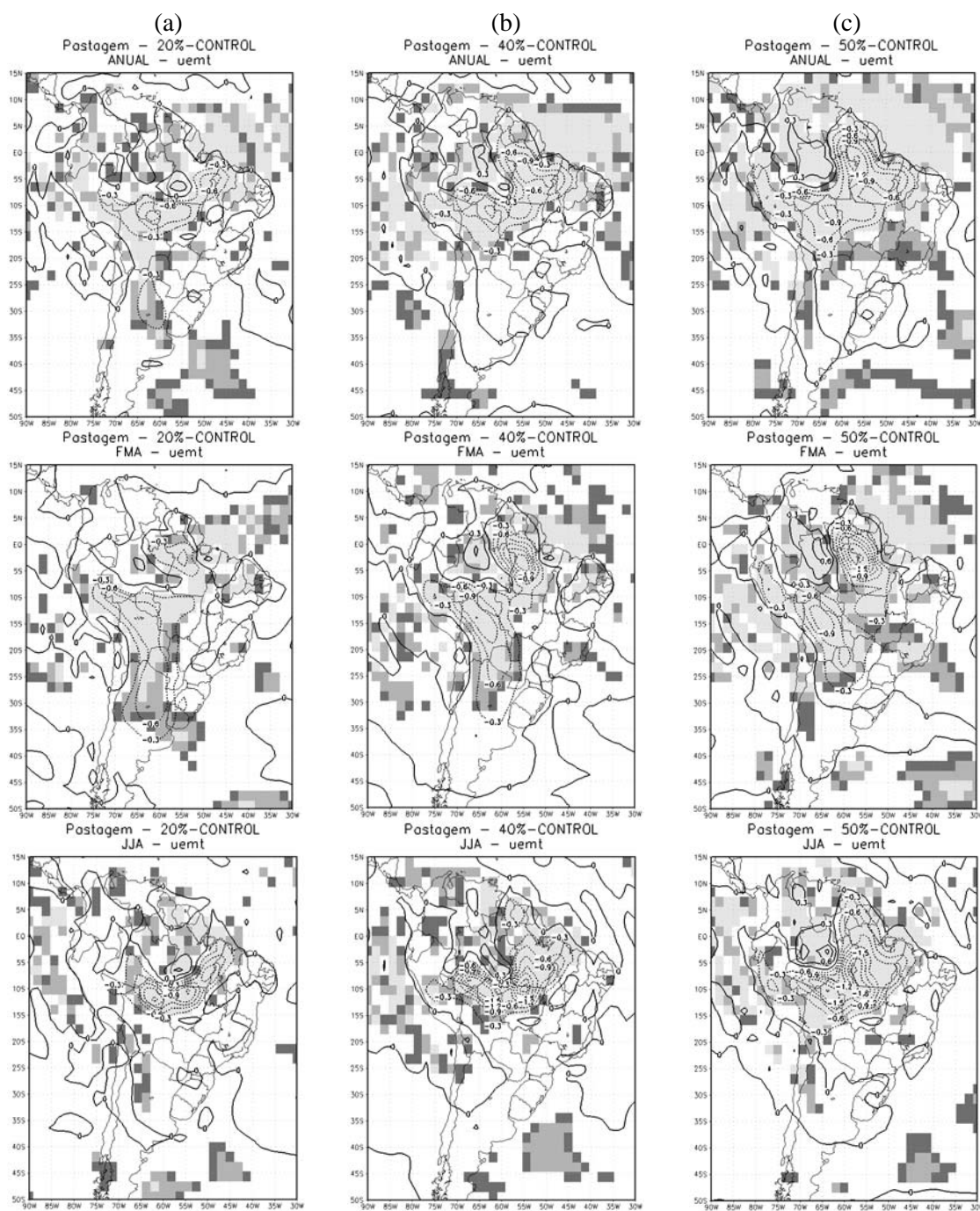


Figura 4.3 – Anomalias de umidade específica (g/kg) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

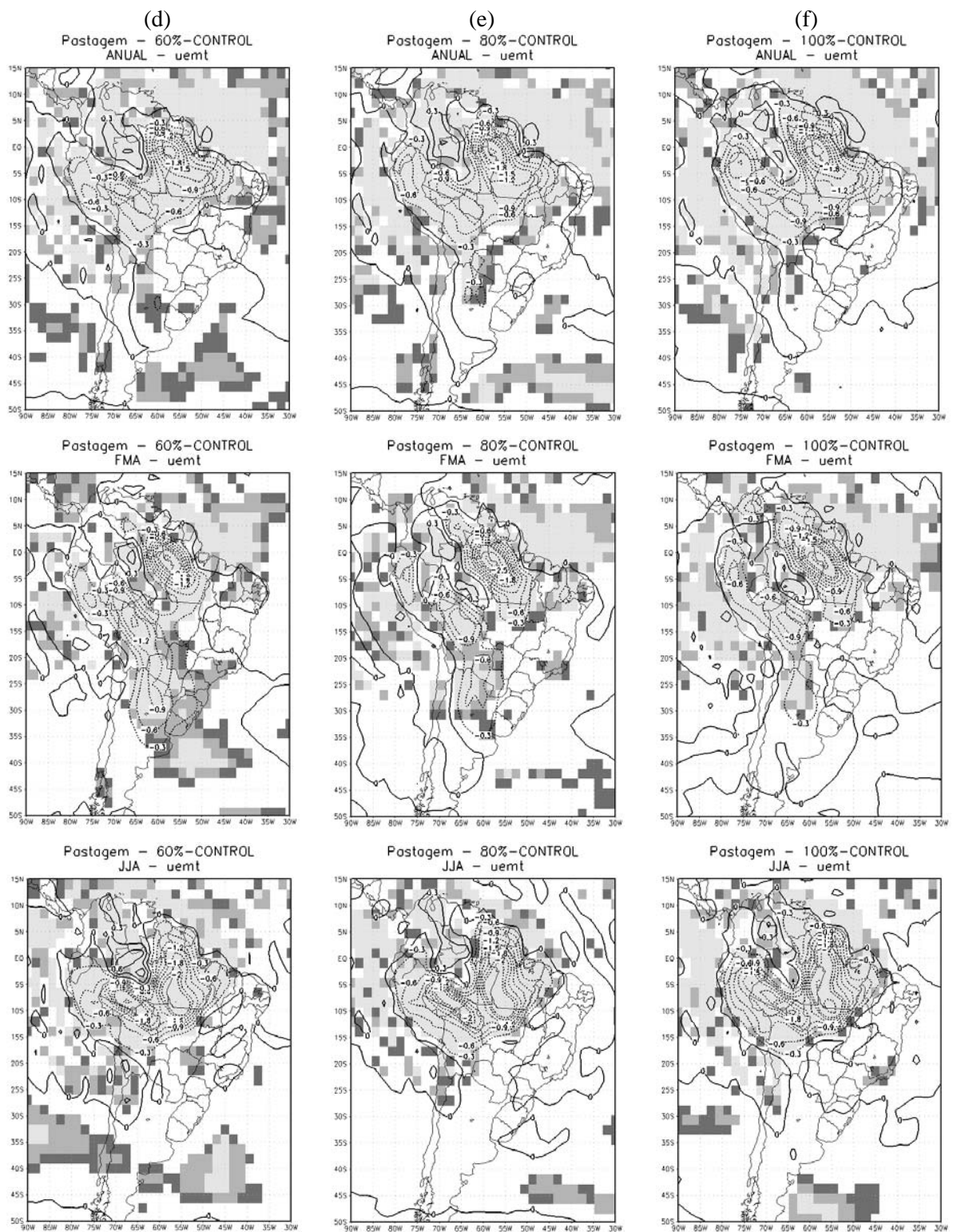


Figura 4.3 – Conclusão.

Comparando os diferentes cenários de desflorestamento, observou-se que a mudança na cobertura vegetal conduziu a mudanças na estrutura dinâmica da atmosfera em baixos níveis (CLP) e, conseqüentemente, na convergência de umidade. O aumento do aquecimento na CLP, causada pelo aumento no fluxo de calor sensível e pela diminuição da evapotranspiração sobre as áreas desflorestadas, induziu convergência termicamente forçada. Na região com maior redução da precipitação, nota-se que houve diminuição da convergência de umidade (Figura 4.4). Por outro lado, em parte do centro-oeste da Amazônia (sobretudo no estado do Amazonas), há aumento da convergência de umidade, o que coincide com o padrão de mudanças da precipitação. A convergência de umidade diminui progressivamente com o aumento da taxa de desflorestamento no leste/nordeste e no oeste da Amazônia, em média anual, nos períodos úmido e seco. Entretanto, em toda a Amazônia, em média anual e na estação úmida, há aumento da convergência de umidade, e na estação seca há diminuição. Em geral, nas regiões onde há aumento e diminuição da convergência de umidade na Amazônia, desde o cenário com 20% de desflorestamento, há alta significância estatística (acima de 95% em ambas as estações e em média anual pelo teste t de Student).

Houve aumento da temperatura próximo à superfície em todas as regiões desflorestadas em todos os cenários, o que induziu uma diminuição da pressão atmosférica na região (Figura 4.5). A diminuição da pressão ocorre principalmente no leste/nordeste da Amazônia, em todas as estações do ano, com maior redução no período seco, justamente onde ocorre maior diminuição da precipitação e da convergência de umidade, sobretudo a partir de 40% de desflorestamento, com alta significância estatística (99%) pelo teste t de Student.

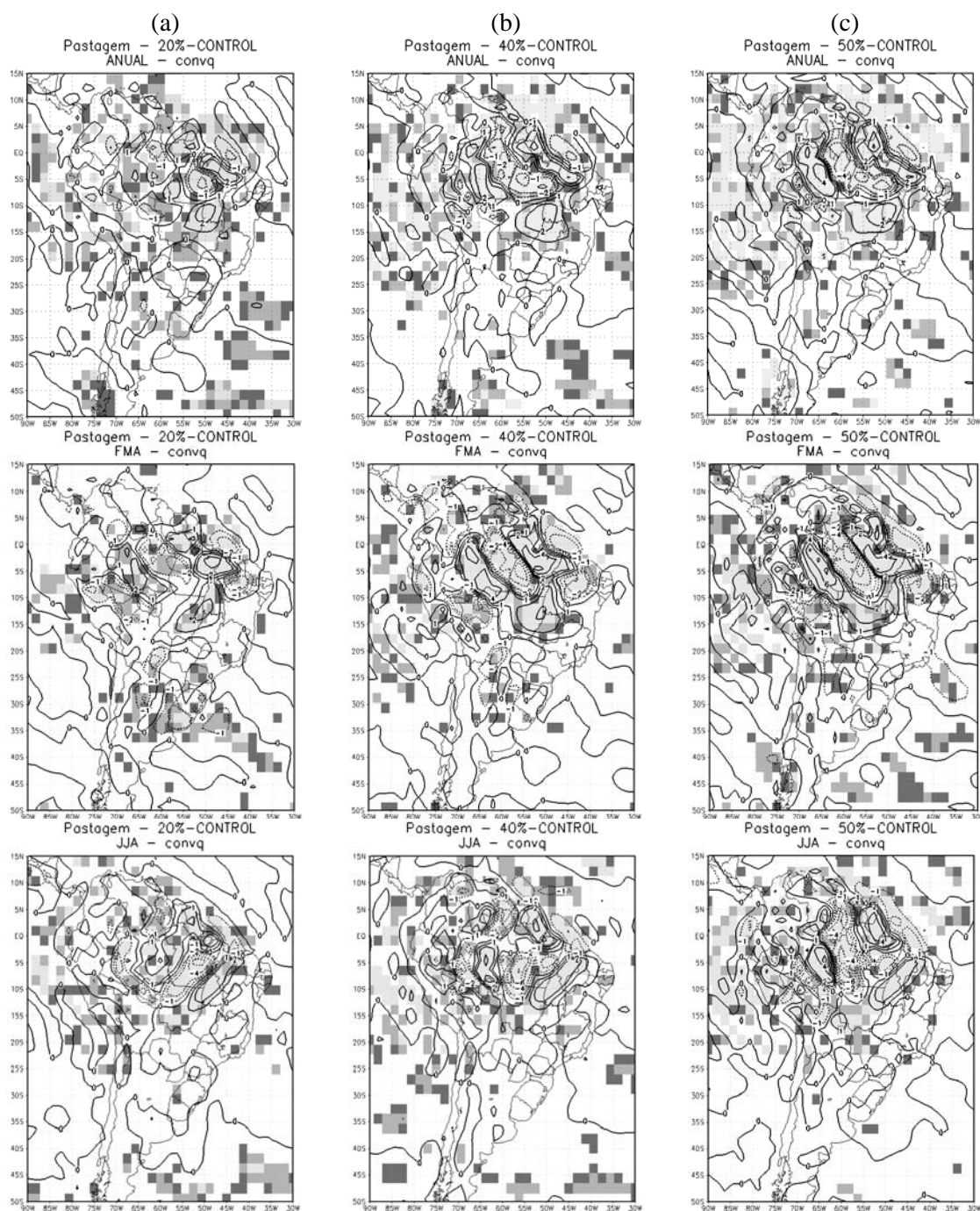


Figura 4.4 – Anomalias de convergência de umidade (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

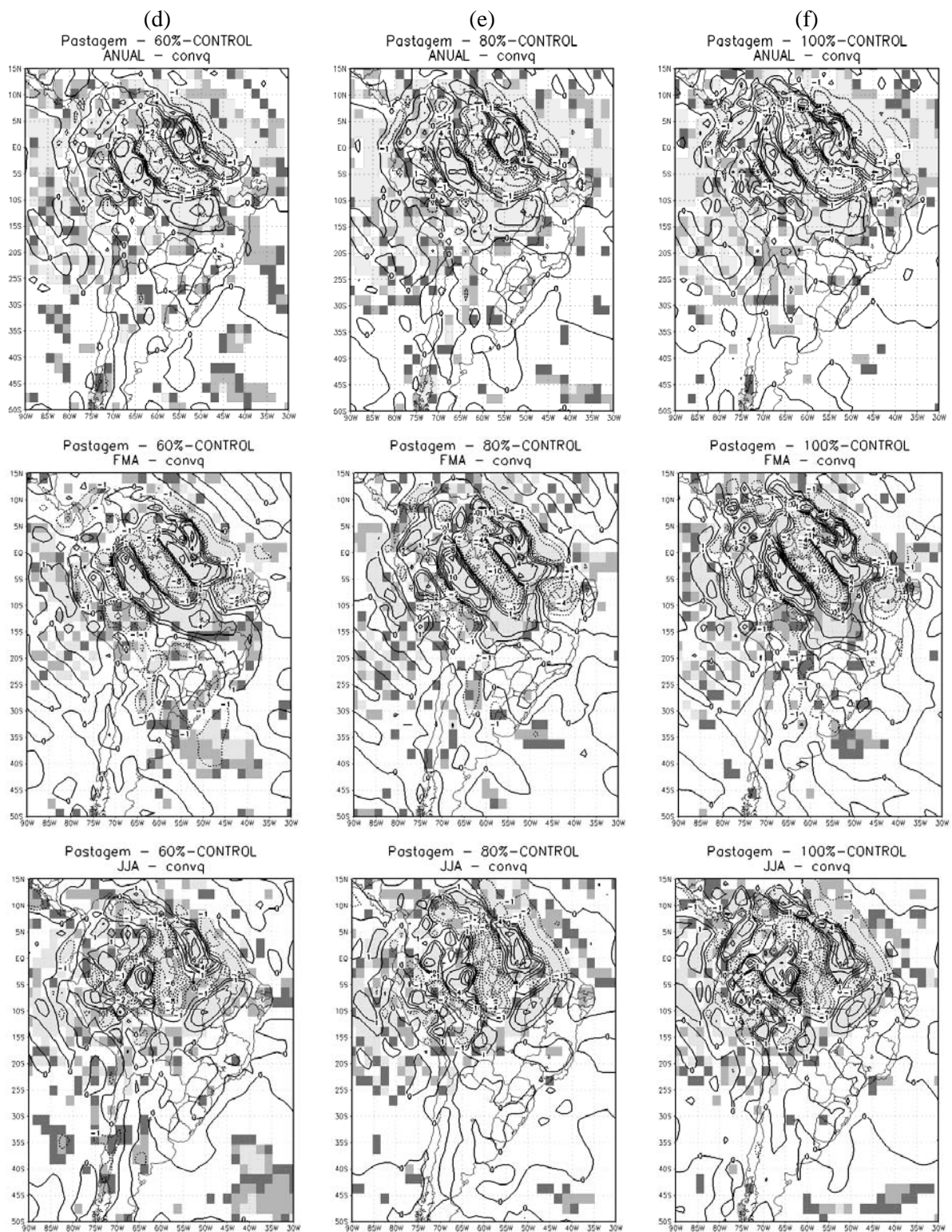


Figura 4.4 – Conclusão.

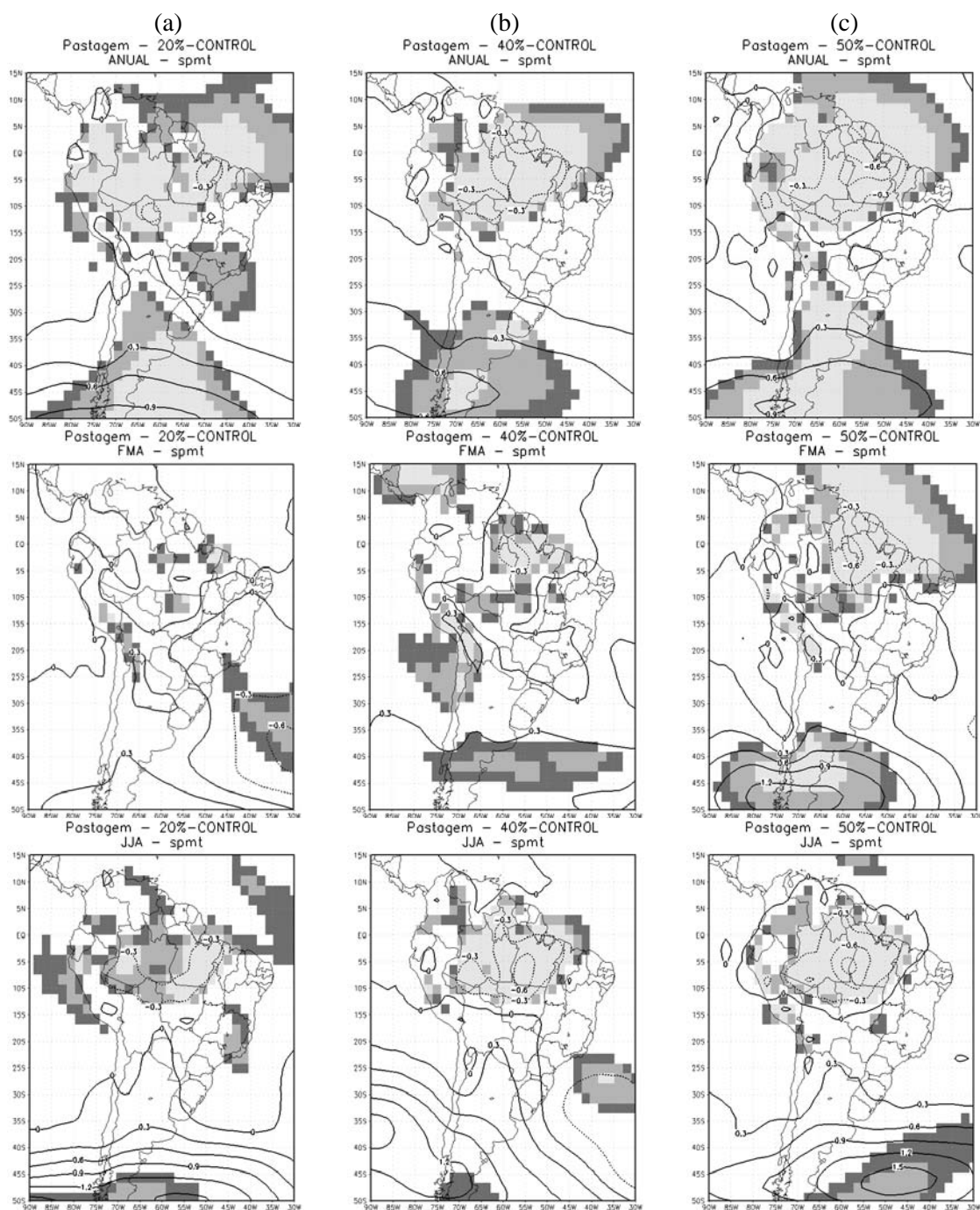


Figura 4.5 – Anomalias de pressão atmosférica (hPa) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

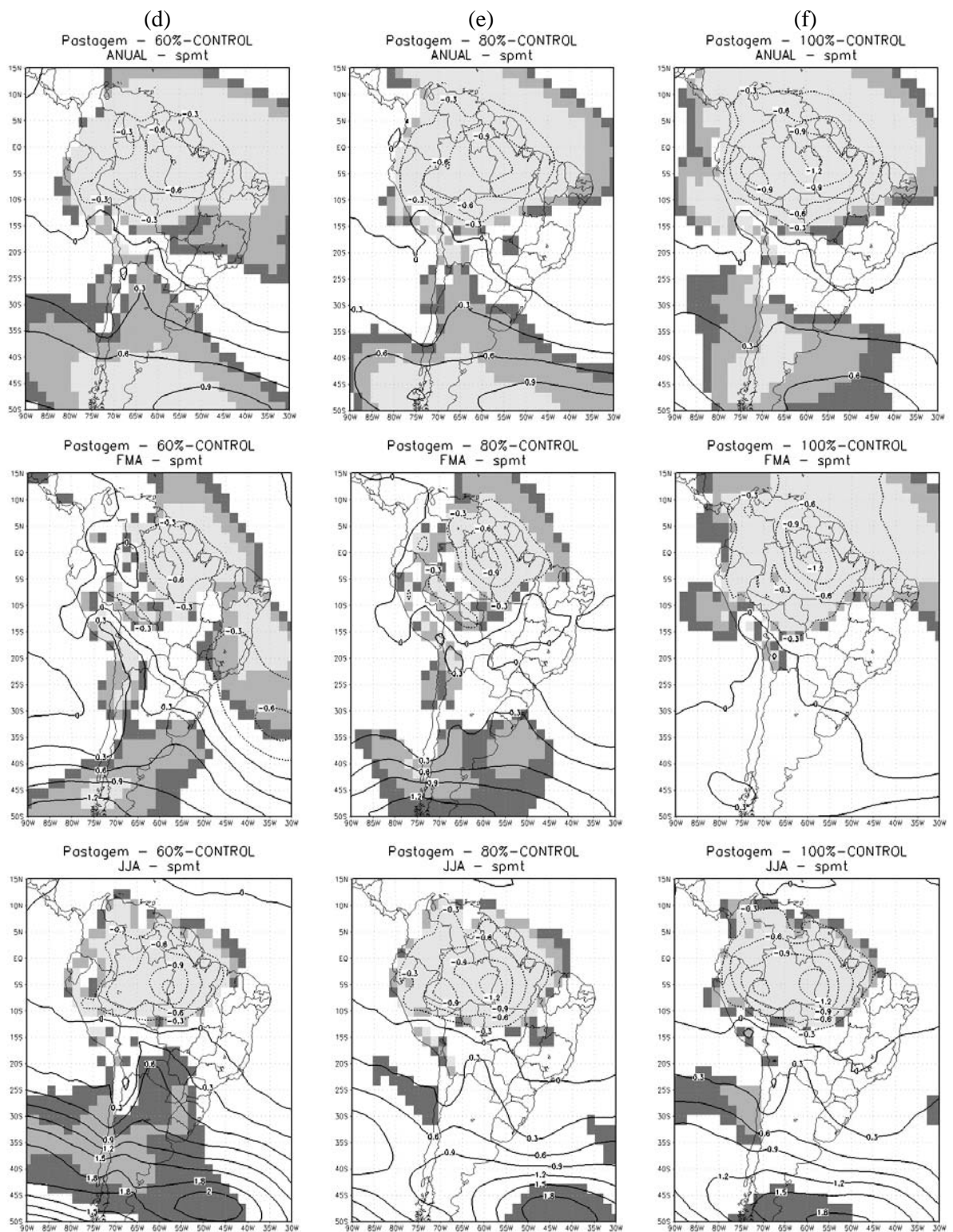


Figura 4.5 – Conclusão.

4.1.1 – Balanço de água

Marengo (2006) resumiu o balanço médio anual de água na Amazônia de 4 estudos: (a) Zeng (1999), para o período de 1985-93 que utilizou estimativas de precipitação (P), evapotranspiração (ET) e convergência de umidade (C) derivadas das reanálises da NASA-GEOS, e “runoff” (R) a partir de observações no rio Amazonas provenientes da estação de Óbidos; (b) Costa e Foley (1999), para o período de 1976-96 utilizando estimativas de P, ET, C e R a partir das reanálises do NCEP; (c) Roads et al. (2002), para 1988-99 utilizando estimativas de ET e C de reanálises do NCEP, P a partir do GPCP (observações de precipitação em pontos de grade) e R a partir das observações do GRDC; (d) Marengo (2005), para 1970-99 utilizando estimativas de ET e C a partir das reanálises do NCEP, R a partir de observações do rio Amazonas na estação de Óbidos, e P a partir de dados de estações meteorológicas. Rocha (2001) apresentou o balanço de umidade para a Amazônia a partir de reanálises do ECMWF, NCEP, modelo CPTEC/COLA e dados observados entre 1979 e 1993. Rocha et al. (2004) apresentou medidas de fluxos de calor sensível, latente, vapor d’água e CO₂ para floresta no leste da Amazônia entre julho de 2000 e julho de 2001. Os resultados destes estudos e a média do controle realizado neste estudo são apresentados na Tabela 4.1.

Uma análise da Tabela 4.1 mostra que o modelo subestima a precipitação na Amazônia, como apontado por Marengo et al. (2003). Em relação à evapotranspiração, o valor médio do controle se assemelha à maioria dos estudos. Já para a convergência de umidade e “runoff”, nota-se que são menores do que os valores apresentados neste estudo (com exceção da convergência de umidade no estudo de ZENG, 1999). Quando é analisado o balanço de água, deve-se levar em conta que o modelo subestima a precipitação, a convergência de umidade e o “runoff”.

Tabela 4.1 – Balanço médio anual de água na Amazônia de 5 estudos (ZENG, 1999; COSTA E FOLEY, 1999; ROADS et al., 2002; MARENGO, 2005; ROCHA et al., 2004, e ROCHA, 2001 – este último inclui também o balanço de água com reanálises do ECMWF, NCEP e dados observados) e do Controle deste estudo (média de cinco membros).

Valores em mm/dia.

Estudo	P	ET	C	R
Zeng (1999)	5,6	4,6	0,8	3,0
Costa e Foley 1999	6,4	3,8	2,5	2,6
Roads et al. (2002)	5,1	3,9	1,7	3,2
Marengo (2005)	5,8	4,3	1,4	2,9
ECMWF apud Rocha (2001)	7,2	4,0	3,2	-
NCEP apud Rocha (2001)	7,3	3,7	3,6	-
CPTEC/COLA apud Rocha (2001)	5,6	4,0	1,6	-
Rocha (2001) – observações	5,6	4,0	1,6	-
Rocha et al. (2004) – observações	5,9	3,5	-	-
Controle	5,0	3,8	1,0	1,2

Ao substituir a floresta Amazônica por pastagem degradada há um enfraquecimento do ciclo hidrológico (Tabela 4.2). A diminuição da precipitação média em toda a Amazônia é pequena (-0,1 mm/dia), principalmente porque há compensação entre a redução da precipitação no leste/nordeste da Amazônia e o aumento no centro-oeste. A redução da precipitação é maior na estação seca, principalmente a partir da taxa de 50% de desflorestamento até o cenário extremo de desflorestamento com redução de -0,6 mm/dia (-16,0%). Por outro lado, no período úmido houve aumento gradativo da precipitação. Em todos os experimentos, as mudanças de precipitação possuem alta significância estatística (acima de 95% em média anual pelo teste t de Student) a partir da taxa de 20% de desflorestamento no leste da Amazônia. Para toda a Amazônia, as mudanças de precipitação possuem alta significância estatística a partir das taxas de 40% e 50% de desflorestamento (Figura 4.1). Nas

estações úmida e seca pode-se verificar que há regiões com alta significância estatística (acima de 95% em ambas as estações pelo teste t de Student), sobretudo a partir da taxa de 40% de desflorestamento. A redução da precipitação média anual na Amazônia foi pequena se comparada com outros estudos de modelagem de desflorestamento de grande escala na Amazônia, como por exemplo: Lean e Warrilow (1989), que indicaram redução de -1,43 mm/dia; Nobre et al. (1991), com redução de -1,76 mm/dia; Hahmann e Dickinson (1997), com redução de -1,5 mm/dia; Costa e Foley (2000), com redução de -0,7 mm/dia. Já Correia (2005), utilizando também o MCGA CPTEC/COLA, porém em outra versão, encontrou redução de -0,19 mm/dia (média anual) quando substituiu toda a floresta amazônica por pastagem degradada, o que é semelhante ao encontrado neste estudo. O primeiro estudo de desflorestamento da Amazônia feito com o MCGA CPTEC/COLA (ROCHA, 2001) indicou diminuição de -0,8 mm/dia quando a floresta foi substituída por pastagem. Entretanto, a área utilizada para computar esta média não inclui toda a região da floresta: 10°S-7°N-50°W-70°W.

A diminuição da evapotranspiração é gradativa à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, com as maiores diminuições no período seco. Em todos os experimentos as mudanças de evapotranspiração possuem alta significância estatística (acima de 95% em média anual e em ambas as estações pelo teste t de Student), como pode ser observado na Figura 4.2. Em relação à convergência de umidade, nota-se que houve aumento, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, sobretudo no período úmido. Além disso, grande parte da redução da evapotranspiração é compensada pelo aumento da convergência de umidade, ou seja, agem em sentidos opostos, o que também explica o aumento da precipitação no período úmido. Em todos os experimentos, as mudanças na convergência de umidade (Figura 4.4) possuem alta significância estatística (acima de 95% em média anual e ambas as estações pelo teste t de Student). Como citado em Correia (2005), a evapotranspiração da floresta tropical é uma das mais importantes fontes de

vapor d'água para a precipitação na Amazônia, e uma redução poderia conduzir a uma diminuição da precipitação. Entretanto, nota-se que está praticamente compensada pelo aumento de convergência de umidade, que pode estar relacionado a um relativo aumento de temperatura e queda de pressão atmosférica à superfície sobre a área desflorestada, como sugerido por Sud e Fennessy (1984). Desta forma, observa-se que a atmosfera agiu no sentido de minimizar o efeito da redução na evapotranspiração, transportando mais umidade para a região desflorestada. Além do mecanismo proposto por Sud e Fennessy (1984), outro mecanismo, o de evapotranspiração (ver Capítulo 2), tem papel decisivo, pois a redução da evapotranspiração está associada com a diminuição do índice de área foliar, diminuição da profundidade de raízes e redução da rugosidade da superfície. Com isso, o transporte de vapor d'água do solo para a atmosfera diminuiu, o que contribuiu para a redução da precipitação e da umidade relativa do ar. Além disso, o desflorestamento diminuiu a interceptação, ou seja, a evaporação da água interceptada diminuiu. Sendo assim, a baixa atmosfera fica mais seca e, no desenvolvimento de sistemas convectivos sobre a região, uma menor quantidade de vapor d'água estará disponível para ser transportada verticalmente e gerar precipitação.

O escoamento (*"runoff"*), diferente do encontrado em alguns estudos de desflorestamento descritos na literatura, aumentou sobre a área desflorestada, como mostrado (Tabela 4.2). Esse aumento médio na região foi devido ao aumento da convergência de umidade, sobretudo no centro-oeste da região, que induziu aumento de precipitação. As mudanças das propriedades físicas do solo nas áreas desflorestadas (pastagem degradada), que resultam em redução da condutividade hidráulica do solo (vide Capítulo 3), implicam num aumento do escoamento na pastagem, principalmente após intensas tempestades (Nobre et al., 1991). Contudo, neste estudo, o principal fator que contribuiu para o aumento do escoamento foi a distribuição e intensidade da precipitação na área desflorestada, sobretudo no centro-oeste da Amazônia, onde há aumento da precipitação (Figura 4.1). Nota-se também que quando

ocorre diminuição da precipitação (período seco), também ocorre redução do escoamento, ainda que pequeno.

Como citado em Correia (2005) e em Nobre et al. (1991), diferentes experimentos de desflorestamento têm estabelecido que o solo apresenta uma textura mais fina quando se substitui a floresta por pastagem ou savana. Quando isso acontece dois mecanismos agem em sentido contrário: a capacidade de campo aumenta e, assim, permite que mais água permaneça no solo, enquanto que a condutividade hidráulica à saturação diminui, e desta forma, permite que menos água seja infiltrada e conseqüentemente aumente o escoamento superficial. Isso faz com que não seja fácil prever o impacto do escoamento nos experimentos de desflorestamento (Warrilow et al., 1986). Sud et al. (1996b) observaram aumentos de 0,23 mm/dia e de 0,14 mm/dia da água no solo e no escoamento, respectivamente, quando analisaram as conseqüências climáticas devido à substituição de todas as florestas tropicais por gramínea. Segundo os autores, o aumento de convergência foi o principal responsável pelo aumento no escoamento da superfície. Em relação ao grau de saturação do solo, há aumento progressivo tanto na zona de raízes, quanto na zona superficial. Este aumento médio na região é em virtude do aumento da precipitação no centro-oeste da Amazônia. Já na camada de drenagem, ocorre diminuição, sobretudo no período seco, refletindo o padrão de precipitação e convergência de umidade.

Na conversão de floresta em pastagem degradada, ocorre um erro no balanço de água atmosférico. Em média anual, espera-se que a precipitação (P) seja igual à soma de convergência de umidade (C) com a evapotranspiração (E). A diferença entre P e a soma de C e E corresponde ao erro de fechamento do balanço de água. Isso é também válido para as anomalias. Como discutido em Oyama (2002), tal erro pode estar relacionado ao efeito Gibbs induzido pelos Andes.

Tabela 4.2 – Impactos regionais (região = Amazônia) da substituição de floresta por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% utilizando cenários “realísticos”. P: precipitação (mm dia⁻¹); E: evapotranspiração (mm dia⁻¹); C: convergência de umidade (mm dia⁻¹); R: “runoff” (mm dia⁻¹); e W₁, W₂ e W₃: grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente.

Variável	Período	Taxa de desflorestamento					
		20%	40%	50%	60%	80%	100%
P	Anual	-0,1	0,0	0,0	-0,1	-0,1	-0,1
	Úmida	-0,1	0,0	0,2	0,1	0,2	0,3
	Seca	-0,1	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,7
E	Anual	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,6	-0,7
	Úmida	-0,1	-0,3	-0,3	-0,4	-0,5	-0,6
	Seca	-0,2	-0,4	-0,5	-0,6	-0,8	-0,9
C	Anual	0,0	0,1	0,3	0,3	0,4	0,4
	Úmida	0,1	0,3	0,5	0,5	0,7	0,8
	Seca	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,1
R	Anual	0,1	0,3	0,5	0,6	0,7	0,8
	Úmida	0,2	0,5	0,8	0,9	1,2	1,3
	Seca	-0,1	0,0	0,0	0,0	-0,1	-0,1
W ₁	Anual	-1,0	0,2	1,0	0,4	0,9	0,9
	Úmida	-0,3	1,4	3,9	3,2	5,1	5,9
	Seca	-0,3	0,3	-0,4	-1,9	-1,1	-1,4
W ₂	Anual	-0,6	1,0	2,0	1,7	2,6	3,0
	Úmida	0,3	2,5	5,6	4,8	6,7	8,1
	Seca	0,0	1,3	0,9	0,0	1,1	1,4
W ₃	Anual	-0,9	0,0	2,6	0,3	0,1	-0,9
	Úmida	-0,6	0,2	3,6	1,7	1,5	0,7
	Seca	-1,1	-0,4	1,6	-1,3	-1,8	-2,6

4.1.2 – Balanço de radiação à superfície

Ao analisar o balanço de radiação à superfície, deve-se levar em conta que na conversão de floresta para pastagem degradada: 1) há aumento gradativo do albedo superficial com o aumento da taxa de desflorestamento (até 5,7% no cenário de 100% de desflorestamento – Tabela 4.3); 2) a temperatura à superfície aumenta gradativamente (entre 0,6°C e 2,9°C); e 3) a nebulosidade diminui gradativamente (-1,7% na estação úmida com taxa de 20% de desflorestamento e -5,7% na mesma estação com taxa de 100% de desflorestamento). Estas modificações nestas três variáveis levaram à redução gradativa do saldo de radiação (-1,5 W/m² na estação úmida com taxa de 20% de desflorestamento até -17,7 W/m² na estação seca com taxa de 100% de desflorestamento - Tabela 4.3).

No balanço de radiação de onda curta, o aumento de radiação incidente, decorrente da diminuição de nebulosidade, compensa somente parte do aumento de radiação refletida, decorrente do aumento do albedo. Sendo assim, o saldo de onda curta diminui (na média anual, gradativamente à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, e na estação úmida há diminuição, porém ocorre principalmente entre as taxas de desflorestamento de 50% e 80%). Já na estação seca, o saldo de radiação de onda curta aumentou entre 0,4 W m⁻² e 1.8 W m⁻² (com exceção do cenário com taxa de 40% de desflorestamento) o que indica que o aumento da radiação incidente foi mais significativo que o aumento na radiação refletida (“*feedback* de nuvem”). No balanço de radiação de onda longa houve diminuição gradativa, pois o aumento gradativo com a taxa de desflorestamento da onda longa emergente teve papel dominante na redução do saldo de radiação de onda longa, tanto na média anual, quando em ambas as estações úmida e seca. Ocorre diminuição da radiação de onda longa incidente na estação seca em todos os cenários de desflorestamento. O aumento da radiação de onda longa incidente que ocorre na média anual e na estação úmida e a diminuição na estação seca estão relacionados às reduções

da nebulosidade e da umidade nas camadas mais baixas da atmosfera. Em todos os cenários de desflorestamento, os saldos de radiação de onda curta e longa contribuíram para a redução do saldo de radiação à superfície. A redução do saldo de radiação possui alta significância estatística (acima de 99% em média anual e em ambas as estações). A diminuição do balanço de radiação no topo da atmosfera na média anual e na estação seca é dominada por mudanças na radiação de onda longa emergente, com aumentos gradativos à medida que aumenta a taxa de desflorestamento. Esta diminuição do balanço de radiação no topo está relacionada principalmente à diminuição de nebulosidade.

Em Von Randow et al. (2004), foi observada grande variação da radiação de onda curta refletida, com aumento de 55% no sítio de pastagem em relação a floresta. Além disso, um aumento de $4,7 \text{ W m}^{-2}$ na perda de radiação de onda longa conduziu a uma redução de 13,3% no saldo de radiação. No presente estudo, para o cenário extremo de desflorestamento, foram observadas reduções de cerca de 18% do saldo de radiação e aumento de 51% da radiação refletida, valores estes próximos dos encontrados por Von Randow et al. (2004).

Os resultados apresentados para o cenário de 100% de desflorestamento concordam com outros estudos realizados com MCGA, com maior redução do saldo de radiação no período mais seco, quando se observam mudanças significativas em decorrência do déficit de água no solo (NOBRE et al, 1991; PITMAN et al., 1993; LEAN E ROWNTREE, 1993; SUD et al., 1996a; LEAN E ROWNTREE, 1997; HAHMANN E DICKINSON, 1997; CORREIA, 2005). Ressalta-se que esta redução do saldo de radiação é gradativa com o aumento da taxa de desflorestamento.

Tabela 4.3 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por pastagem em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100%, utilizando cenários

“realísticos”. $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); e os subscritos *sfc*, *atm* e *top* referem-se à superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente; T : temperatura (K); α : albedo; n : nebulosidade %.

Variável		20%	40%	50%	60%	80%	100%
$SW \downarrow_{sfc}$	Anual	4,4	6,1	7,5	9,7	12,8	15,0
	Úmida	5,3	6,9	6,9	9,1	11,2	12,6
	Seca	3,7	6,2	8,6	12,0	14,6	17,0
$SW \uparrow_{sfc}$	Anual	3,4	6,3	8,2	10,4	13,2	15,2
	Úmida	3,5	6,4	8,1	10,3	13,0	14,8
	Seca	3,3	6,3	8,2	10,5	13,2	15,2
ΔSW_{sfc}	Anual	1,0	-0,2	-0,7	-0,7	-0,4	-0,2
	Úmida	1,8	0,5	-1,2	-1,2	-1,8	-2,2
	Seca	0,4	-0,1	0,4	1,5	1,4	1,8
$LW \downarrow_{sfc}$	Anual	0,2	0,7	0,7	1,0	1,5	1,8
	Úmida	0,3	1,2	1,6	1,6	2,6	2,7
	Seca	-0,4	-0,6	-0,8	-1,8	-1,3	-0,9
$LW \uparrow_{sfc}$	Anual	4,6	8,2	10,6	13,0	16,7	19,0
	Úmida	3,6	6,9	8,6	10,7	14,0	15,7
	Seca	5,0	8,3	10,8	13,1	16,3	18,6
ΔLW_{sfc}	Anual	-4,4	-7,5	-9,9	-12,0	-15,2	-17,1
	Úmida	-3,3	-5,8	-7,0	-9,1	-11,4	-13,0
	Seca	-5,4	-8,9	-11,7	-14,8	-17,6	-19,5
Rn_{sfc}	Anual	-3,3	-7,8	-10,6	-12,6	-15,6	-17,3
	Úmida	-1,5	-5,3	-8,3	-10,3	-13,2	-15,2
	Seca	-5,0	-8,9	-11,3	-13,3	-16,2	-17,7
$SW \uparrow_{top}$	Anual	-1,0	0,1	0,5	0,3	0,0	-0,3
	Úmida	-1,9	-0,8	0,8	0,7	1,1	1,4
	Seca	-0,4	0,0	-0,4	-1,5	-1,4	-1,9
$LW \uparrow_{top}$	Anual	1,3	1,0	1,1	1,6	2,2	2,9
	Úmida	1,6	0,9	0,1	0,6	0,4	0,7
	Seca	1,7	2,4	3,2	4,5	5,1	6,0
Rn_{top}	Anual	-0,3	-1,1	-1,6	-1,9	-2,2	-2,6
	Úmida	0,3	-0,1	-0,9	-1,3	-1,5	-2,1
	Seca	-1,3	-2,3	-2,8	-3,0	-3,6	-4,1

(Continua)

Tabela 4.3 – Conclusão.

Rn_{atm}	Anual	3,0	6,7	9,0	10,7	13,4	14,7
	Úmida	1,8	5,1	7,4	9,0	11,7	13,1
	Seca	3,7	6,6	8,5	10,3	12,6	13,6
T_{sfc}	Anual	0,7	1,3	1,7	2,0	2,6	2,9
	Úmida	0,6	1,1	1,4	1,7	2,2	2,4
	Seca	0,8	1,3	1,7	2,1	2,6	2,9
α	Anual	1,2	2,4	3,1	3,9	4,9	5,6
	Úmida	1,3	2,4	3,2	4,0	5,0	5,7
	Seca	1,3	2,4	3,2	3,9	4,9	5,6
n	Anual	-2,7	-4,2	-5,6	-6,9	-8,6	-10,1
	Úmida	-1,7	-2,5	-2,7	-3,5	-4,5	-5,4
	Seca	-4,6	-7,0	-9,6	-12,5	-14,4	-16,4

4.1.3 – Balanço de energia à superfície

O MCGA CPTEC superestima os fluxos de calor sensível e latente na região da floresta Amazônica. Os resultados de Rocha et al. (2004) indicaram que os fluxos de calor sensível e latente (médias anuais) são de 18,1 W/m² e 101,4 W/m², respectivamente. No controle deste estudo os fluxos de calor sensível e latente são de 46,2 W/m² e 160,6 W/m².

A Tabela 4.4 apresenta os impactos no balanço de energia à superfície. Na substituição de floresta por pastagem degradada há aumento em todos os cenários de desflorestamento do fluxo de calor sensível, sobretudo no período seco, principalmente a partir de taxas de desflorestamento superiores a 50%. Nota-se que no cenário de 20% de desflorestamento as anomalias de H são maiores do que nos cenários de 40% e 50%. Entretanto, tais anomalias somente apresentam alta significância estatística (maior de 95% pelo teste t de Student) a partir do cenário com 40% de desflorestamento. Em relação ao fluxo de calor latente há redução, que é gradual com o aumento da taxa de desflorestamento, com as maiores reduções no período seco no cenário de 100% de desflorestamento (-25,6 W/m²). Em todos os cenários, a redução do fluxo de calor latente tem alta significância estatística (acima de 99%). Além

disso, em todas as estações, a redução do saldo de radiação (Tabela 4.3) é quase igualmente dividida entre os dois fluxos turbulentos.

Em todos os cenários de desflorestamento há aumento gradual de temperatura à superfície, a medida que aumenta a taxa de desflorestamento, o que conduziu a um aumento de onda longa emergente. Assim sendo, a quantidade de energia disponível à superfície para o particionamento em calor latente e sensível foi consideravelmente menor, sobretudo nos cenários com altas taxas de desflorestamento. Somando-se a isso, o menor índice de área foliar e a reduzida capacidade de armazenagem de umidade no solo das áreas desflorestadas têm o efeito de reduzir o fluxo de calor latente e a transpiração. A redução do fluxo de calor latente faz com que grande porção da energia disponível seja particionada em fluxo de calor para aquecer a atmosfera (sensível) sobre a área desflorestada, conduzindo, assim, a um aumento na razão de Bowen, como mostrado na seção 4.1.5. Além disso, o menor índice de área foliar ($1,8 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ na pastagem degradada e $\sim 5,0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ na floresta), e a reduzida capacidade de armazenar umidade do solo na pastagem degradada, têm o efeito de reduzir a taxa de transpiração; também, na área desflorestada, menos precipitação é interceptada e re-evaporada quando o comprimento de rugosidade é relativamente menor.

Tabela 4.4 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100%, utilizando cenários “realísticos”. *H*: fluxo de calor sensível (W/m^2); *LE*: fluxo de calor latente (W/m^2); *p*: pressão à superfície; *T*: temperatura do ar (K); *UR*: umidade relativa (%); *u*: vento zonal (m/s); *v*: vento meridional (m/s); *Bo*: razão de Bowen (adimensional); os subscritos *sfc* e *ref*¹ referem-se à superfície e ao nível de referência, respectivamente.

Variável	Período	Taxa de desflorestamento					
		20%	40%	50%	60%	80%	100%
H	Anual	1,9	1,0	1,0	2,3	3,4	4,5
	Úmida	2,6	2,5	0,8	2,1	2,2	2,6
	Seca	1,7	1,3	2,8	5,4	6,3	7,8
LE	Anual	-4,9	-8,4	-11,1	-14,4	-18,4	-21,2
	Úmida	-3,9	-7,6	-8,7	-11,9	-14,7	-17,1
	Seca	-6,5	-10,2	-14,0	-18,6	-22,5	-25,6
p_{sfc}	Anual	-0,1	-0,2	-0,3	-0,5	-0,6	-0,7
	Úmida	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,4	-0,6
	Seca	-0,2	-0,2	-0,3	-0,5	-0,6	-0,7
T_{sfc}	Anual	0,7	1,3	1,7	2,0	2,6	2,9
	Úmida	0,6	1,1	1,4	1,7	2,2	2,4
	Seca	0,8	1,3	1,7	2,1	2,6	2,9
UR_{ref}	Anual	-2,3	-3,5	-4,6	-5,9	-7,5	-8,9
	Úmida	-2,0	-3,1	-3,3	-4,7	-5,6	-6,5
	Seca	-2,8	-4,4	-6,0	-8,0	-9,4	-11,0
u_{ref}	Anual	-0,3	-0,5	-0,7	-0,8	-1,1	-1,3
	Úmida	-0,1	-0,3	-0,5	-0,5	-0,8	-1,0
	Seca	-0,5	-0,8	-1,1	-1,4	-1,7	-1,9
v_{ref}	Anual	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3
	Úmida	-0,2	-0,5	-0,5	-0,6	-0,6	-0,6
	Seca	0,0	0,1	0,1	0,3	0,3	0,5
Bo	Anual	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
	Úmida	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
	Seca	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3

¹ Nível de referência é o nível do MCGA mais próximo à superfície. Encontra-se a algumas dezenas de metros acima da superfície, onde ocorre o acoplamento entre os modelos de superfície e atmosférico.

A redução do fluxo turbulento de calor latente conduziu a um secamento gradual da atmosfera próxima à superfície à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, principalmente na estação seca em todos os cenários de desflorestamento, com as maiores reduções de umidade no cenário de 100% de desflorestamento (-11,0%), bem como há um aquecimento da camada próxima à superfície, o que é consistente com a redução do comprimento de rugosidade, uma vez que este parâmetro tem papel fundamental na modulação dos fluxos turbulentos de calor e umidade entre a superfície e a atmosfera. A redução do comprimento de rugosidade, de 2,65 m na floresta, para 0,08 m na pastagem degradada, reduz a transferência turbulenta de energia. Desta forma, é necessário que haja um aumento de temperatura para remover o excesso de energia contido na superfície. A redução da umidade do ar próximo à superfície tem alta significância estatística (99% pelo teste t de Student) em todos os cenários de desflorestamento; o mesmo ocorre com o aumento de temperatura.

Com o gradual aumento da temperatura e diminuição da evapotranspiração há uma gradual diminuição da pressão atmosférica, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, principalmente nos cenários extremos de desflorestamento (Figura 4.5). Esta redução da pressão à superfície tem alta significância estatística (99% pelo teste t de Student) para os cenários de desflorestamento superiores a 40% nas estações seca e úmida e em média anual. Esta gradual redução da pressão atmosférica, possivelmente induziu ao aumento de convergência de umidade sobre a área desflorestada, tanto que a região com máxima redução de pressão atmosférica ocorre na interface entre a região mais seca e mais chuvosa, sobretudo nos cenários de desflorestamento extremo, o que confirma o mecanismo de retroalimentação negativo proposto por Sud e Fennessy (1984), no qual a redução da evapotranspiração leva a um aumento da temperatura à superfície, gerando assim uma baixa térmica e induzindo movimento ascendente, e, conseqüentemente a ocorrência de convergência de umidade.

4.1.4 – Vento próximo à superfície

Com a substituição da floresta por pastagem degradada há diminuição do comprimento de rugosidade de 2,65 m para 0,08 m, além de redução dos coeficientes de arrasto aerodinâmicos. Adicionalmente, conforme discutido nos itens anteriores, há diminuição da pressão atmosférica com o aumento da taxa de desflorestamento, em virtude da diminuição da evapotranspiração e aumento da temperatura. Estes fatores induziram um aumento gradativo (com a taxa de desflorestamento) do vento de nordeste na Amazônia (Tabela 4.1.4 e Figuras 4.6 e 4.7), sobretudo em virtude do padrão de desflorestamento que inicialmente se concentra mais no leste/nordeste e sul/sudeste da região amazônica. A aceleração do vento zonal de leste ocorre em todas as estações, porém com maior aumento na estação seca (entre -0,5 m/s e -1,9 m/s). Em relação à componente meridional do vento, há uma aceleração do vento de norte a partir dos cenários com taxa igual ou superior a 40% na média anual e na estação úmida. No período seco, em virtude do deslocamento para o norte do máximo de convecção, há uma aceleração da componente de sul do vento meridional, sobretudo para taxas de desflorestamento superiores a 50%. As modificações nos campos de vento têm alta significância estatística (99% pelo teste t de Student. Os campos de diferença de vento (experimentos – controle; Figura 4.4) indicam, a partir do cenário de 40% de taxa de desflorestamento, uma região de convergência do vento principalmente no Estado do Amazonas, coincidente com a região de máxima convergência de umidade e mínimo de pressão atmosférica. É nesta região que se localiza a interface entre as zonas seca (à leste) e mais chuvosa (à oeste), ou seja, a convergência do vento (Figura 4.8) leva à convergência de umidade, com aumento do movimento ascendente na região de convergência (Figura 4.9) que, conseqüentemente, induz aumento de precipitação local. Este padrão, com ventos anormalmente fortes sobre o nordeste do Pará ocasiona divergência à leste e convergência à oeste. Assim, a precipitação diminui no leste da Amazônia e aumenta no oeste.

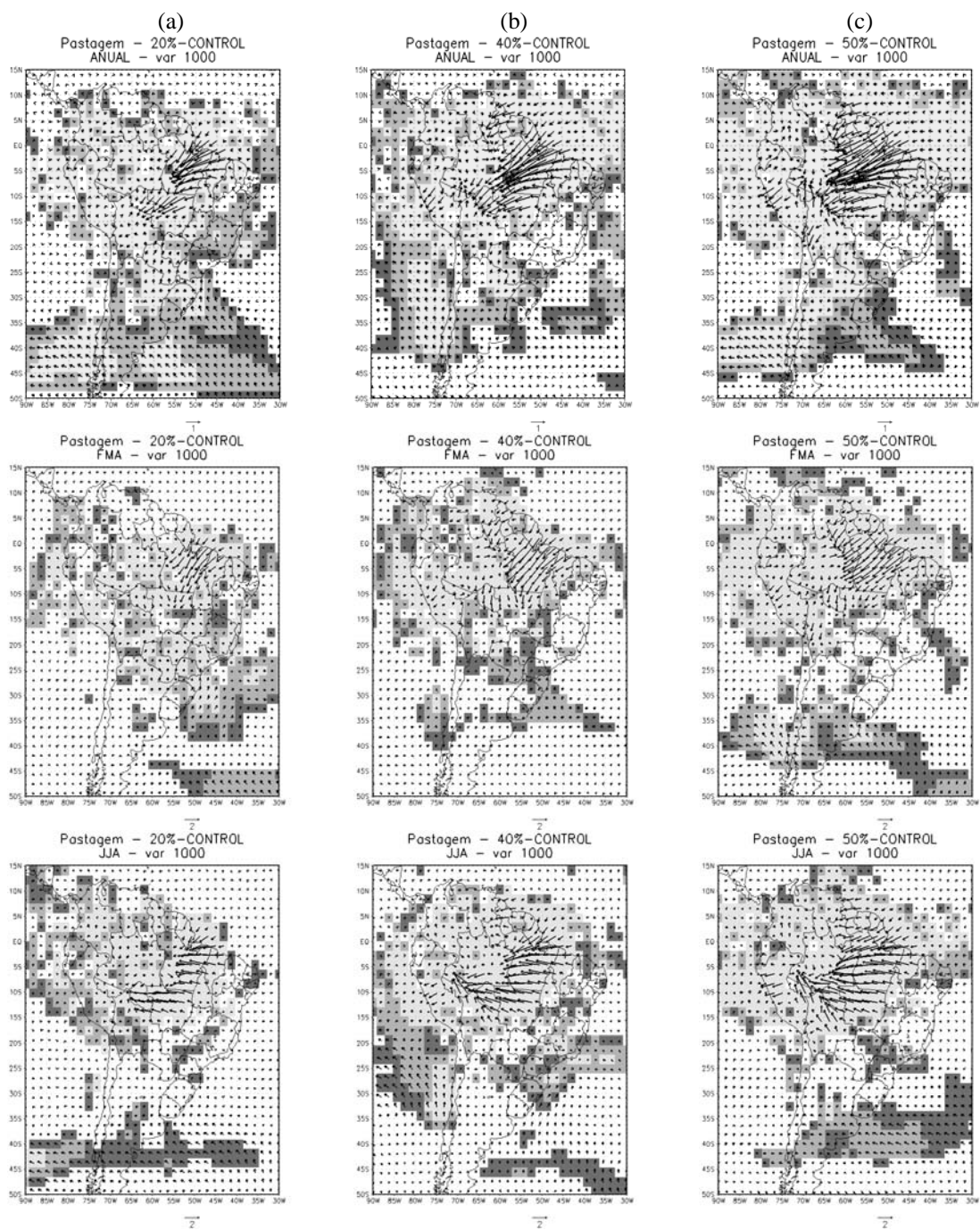


Figura 4.6 –Anomalias do vento no nível de referência (m/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

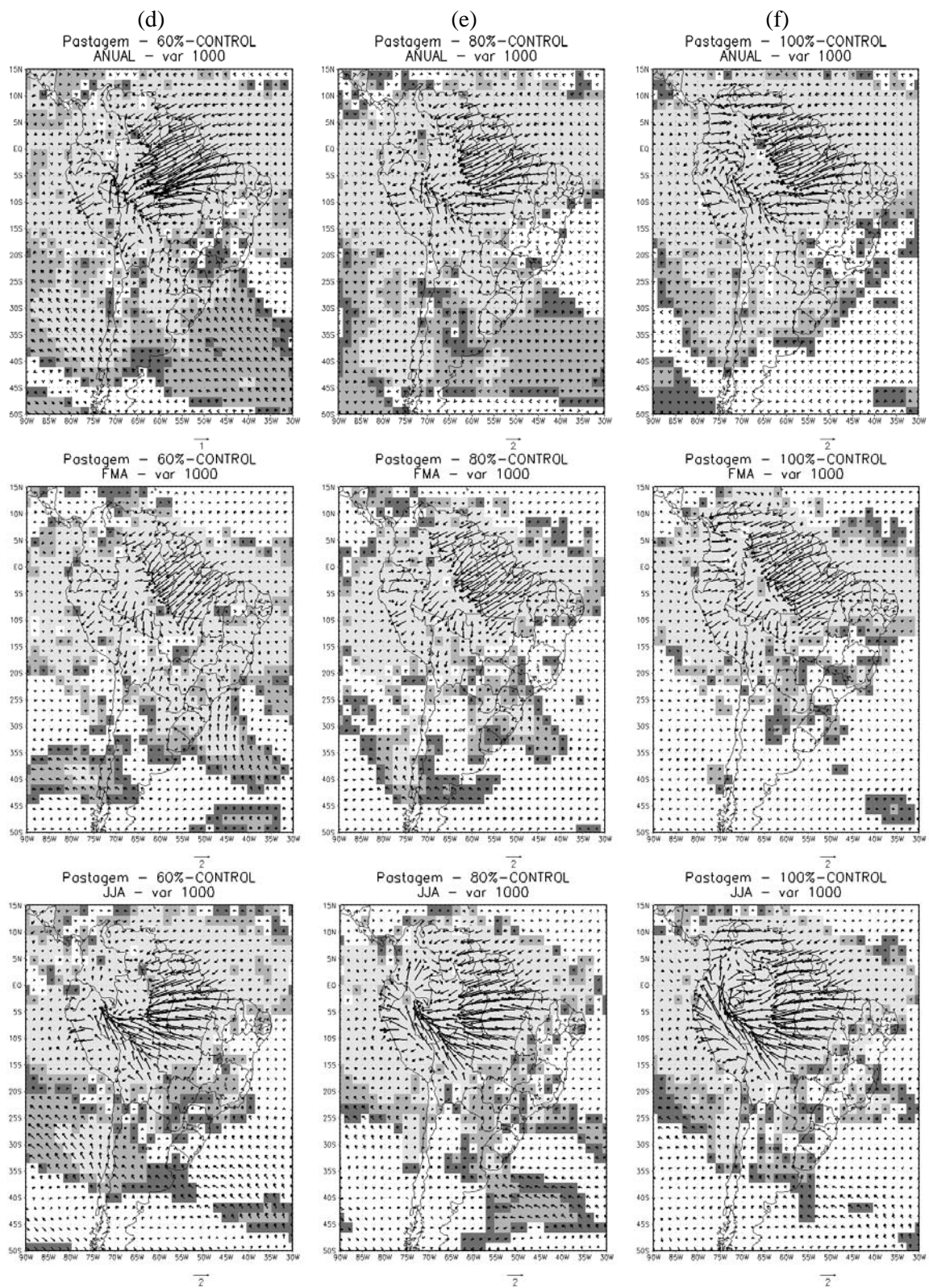


Figura 4.6 – Conclusão.

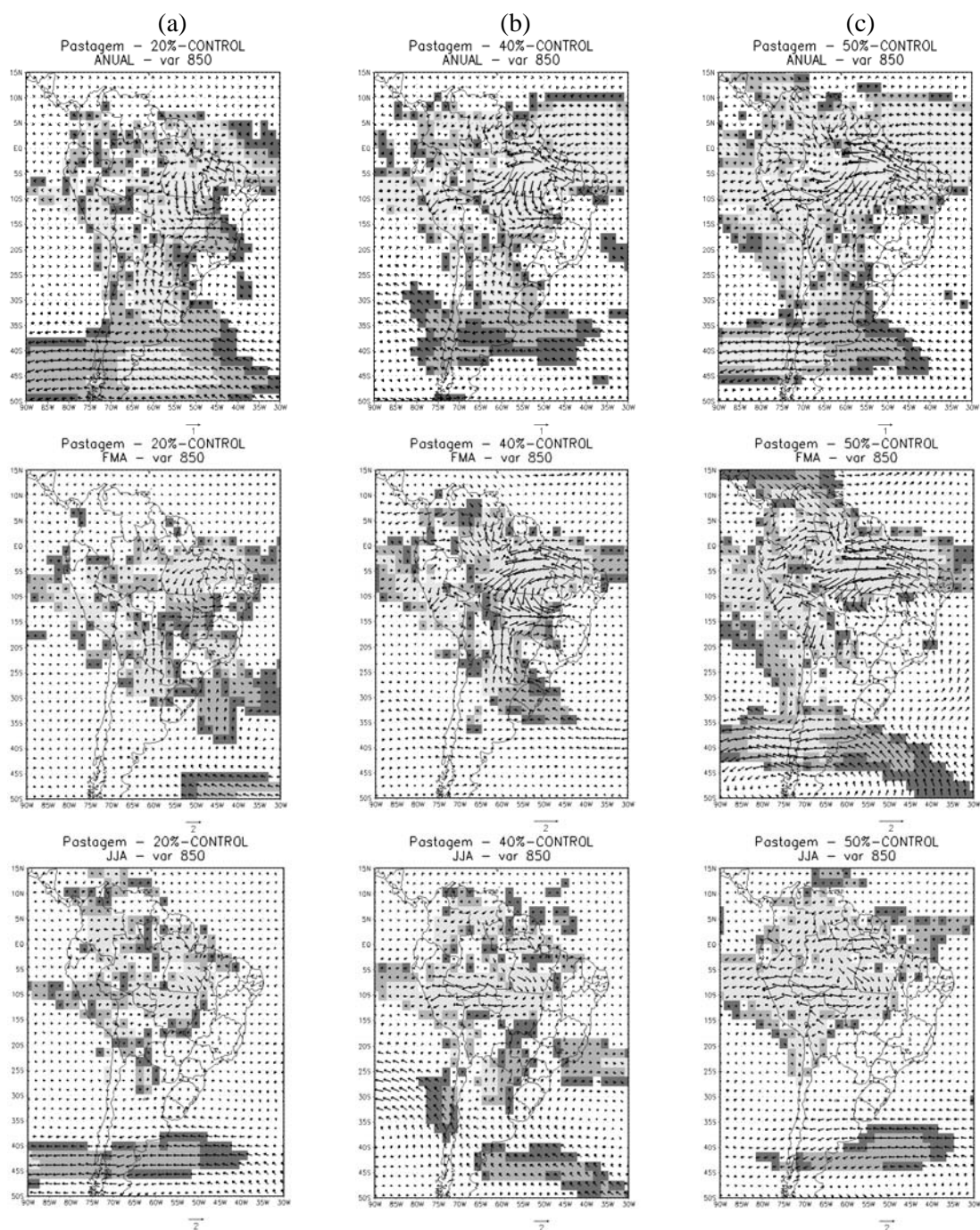


Figura 4.7 – Anomalias do vento em 850 hPa (m/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

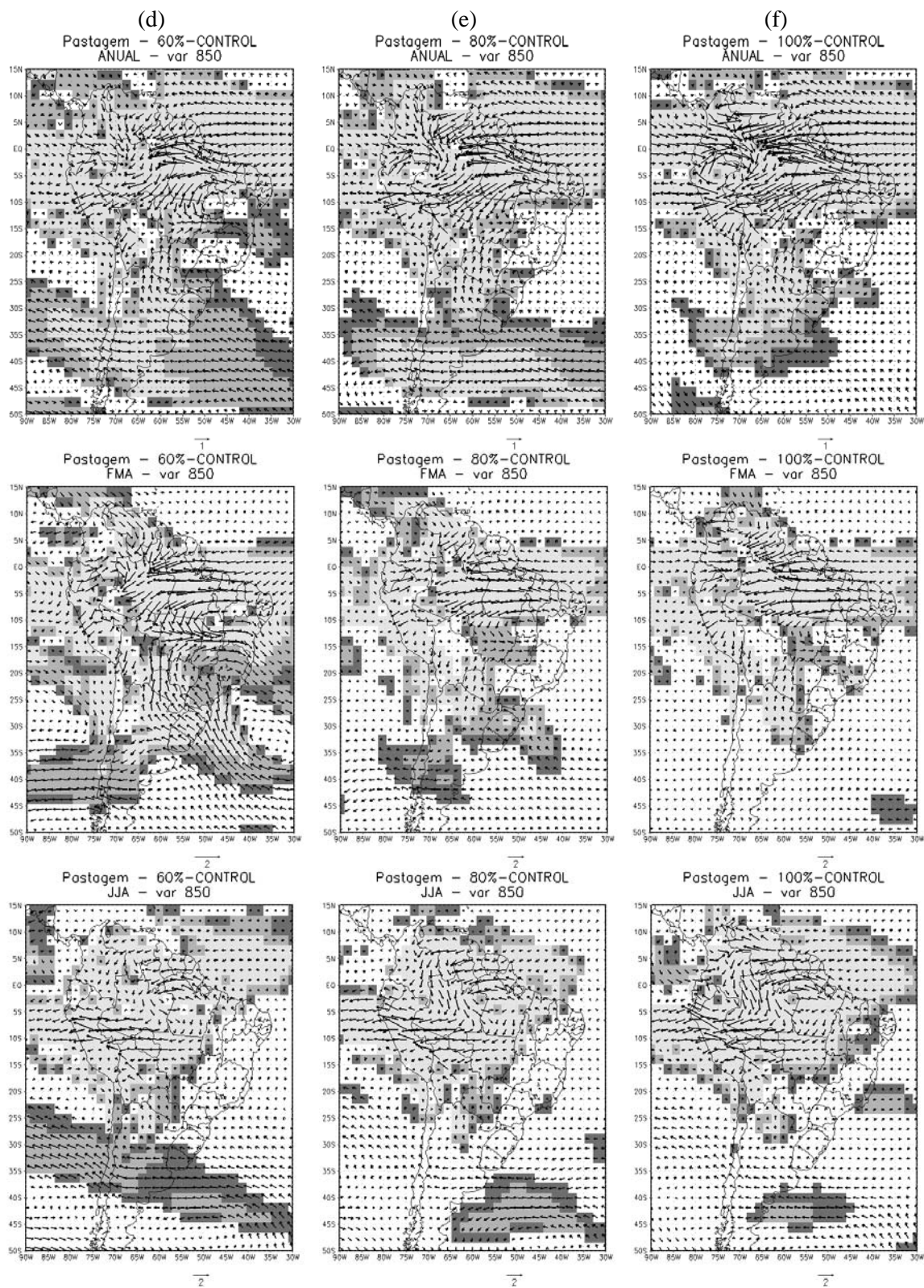


Figura 4.7 – Conclusão.

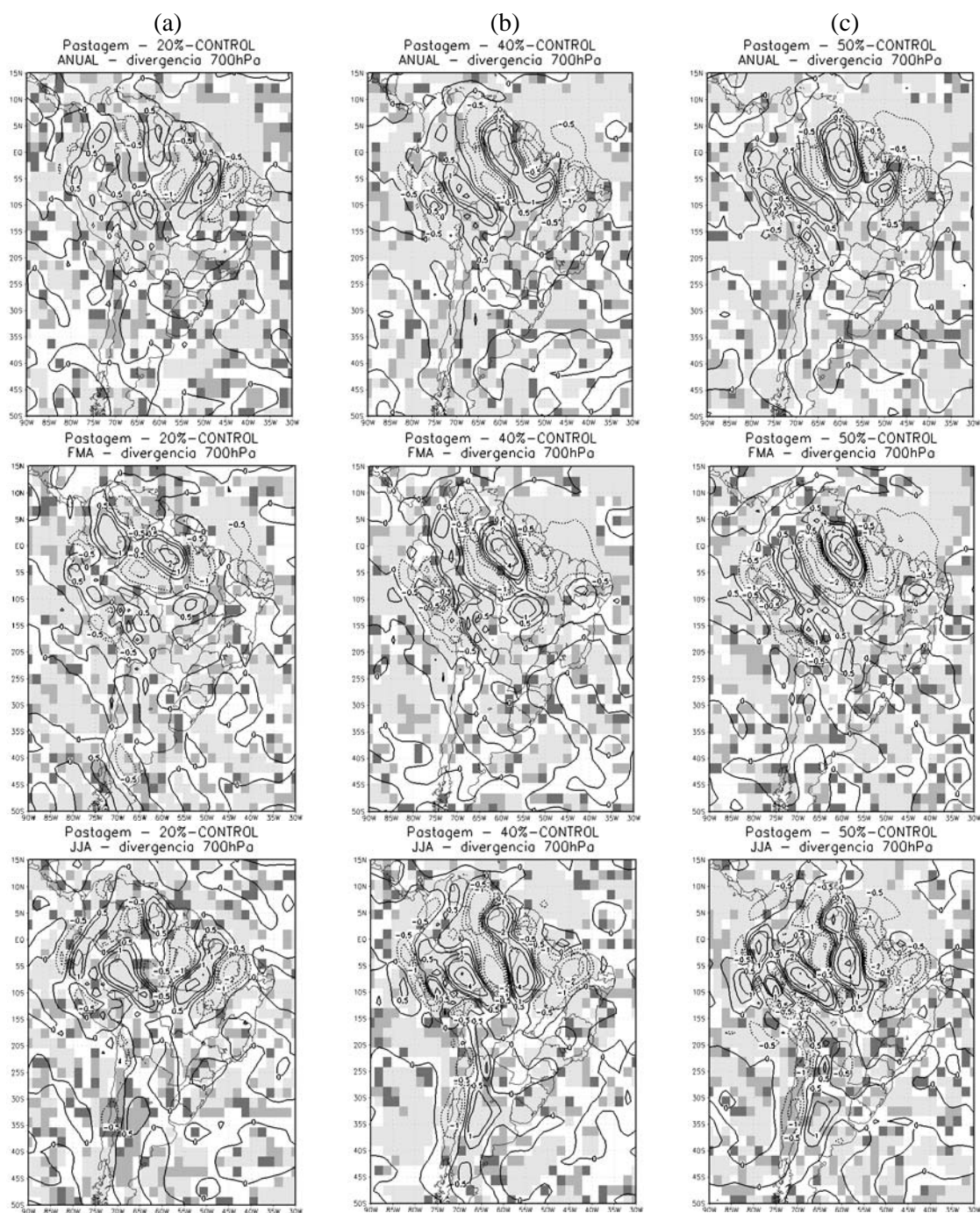


Figura 4.8 – Anomalias de divergência em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

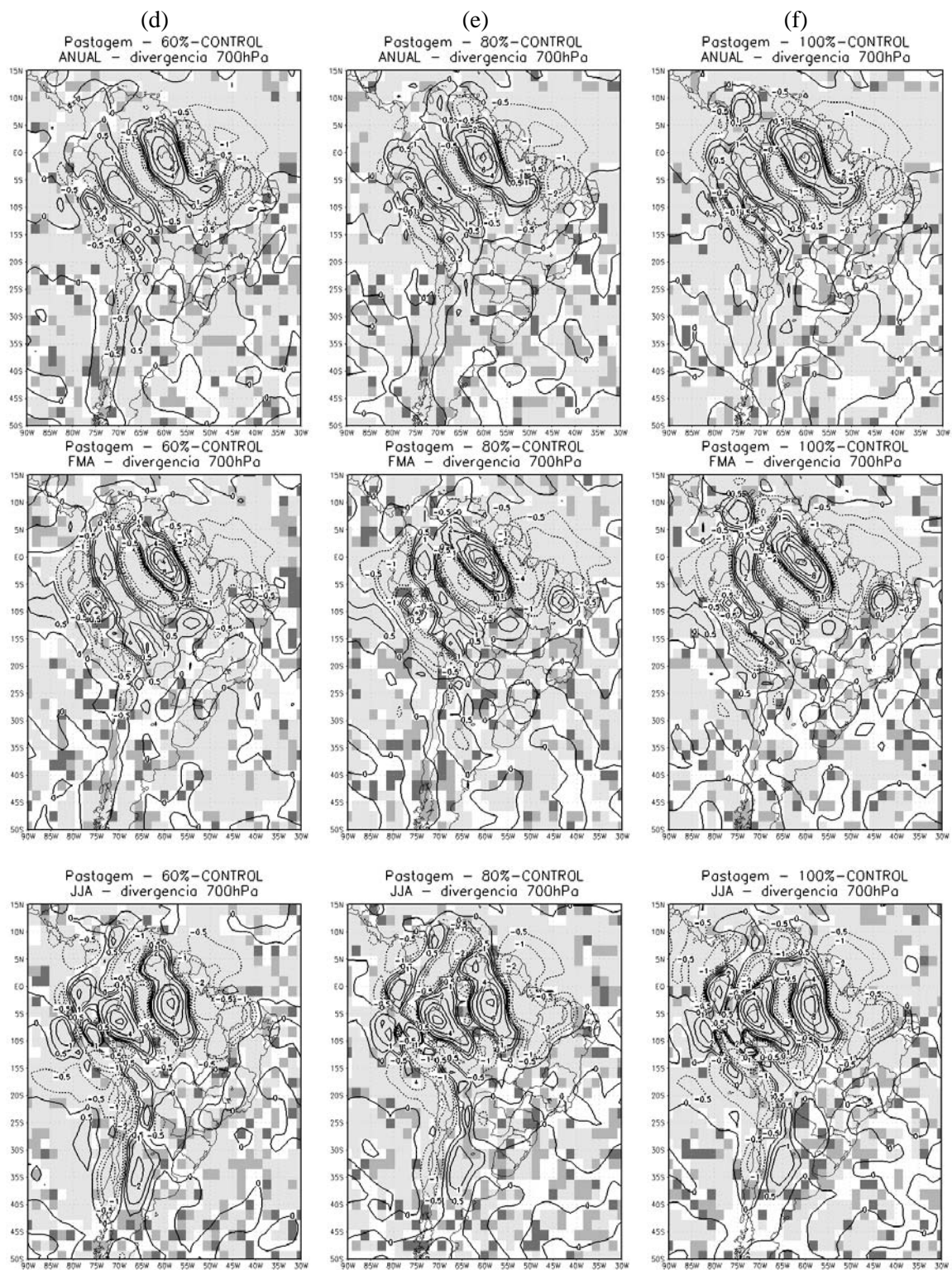


Figura 4.8 – Conclusão.

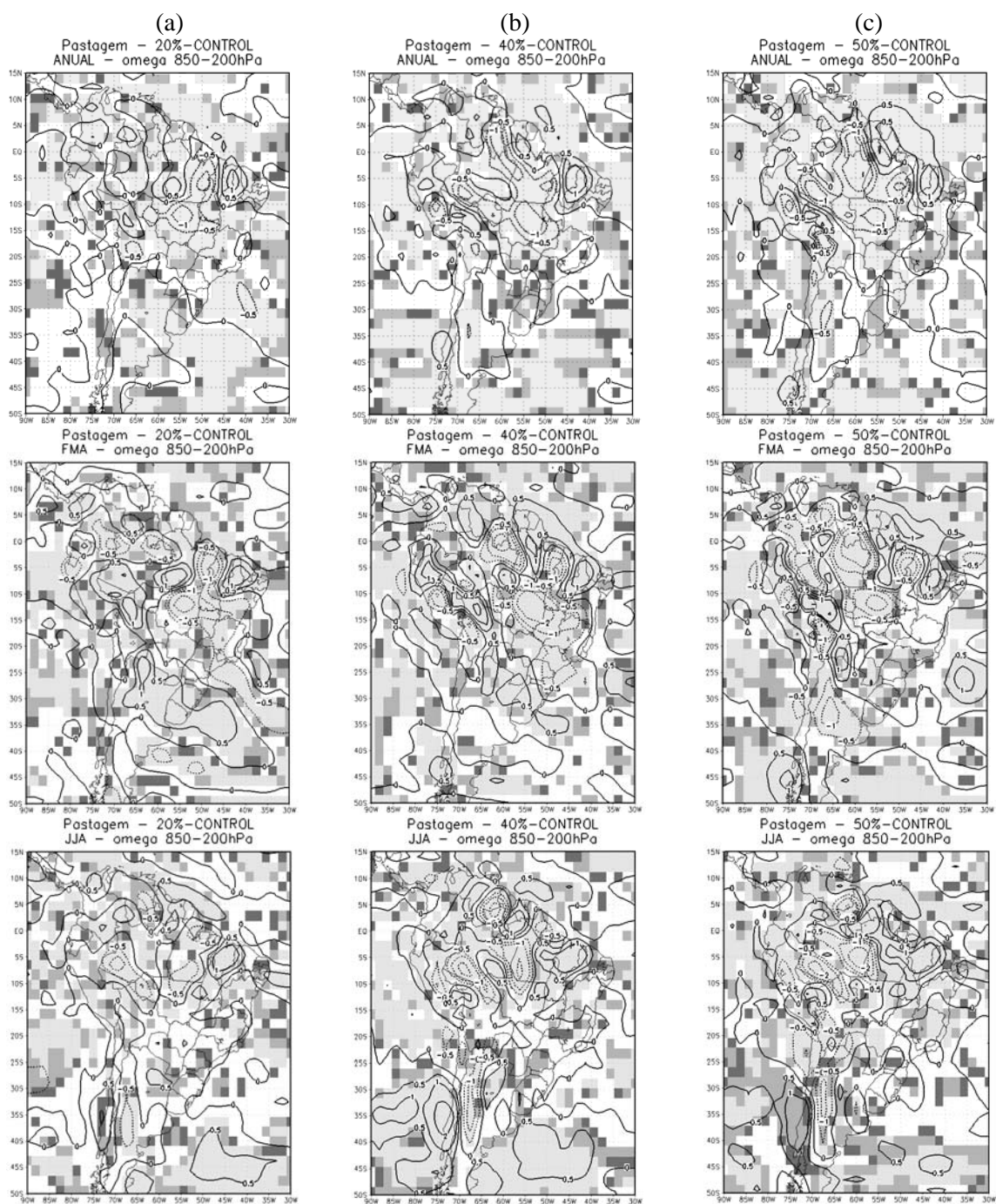


Figura 4.9 – Anomalias de movimento vertical integrado entre 850 hPa e 200 hPa (10^{-5} cbar/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

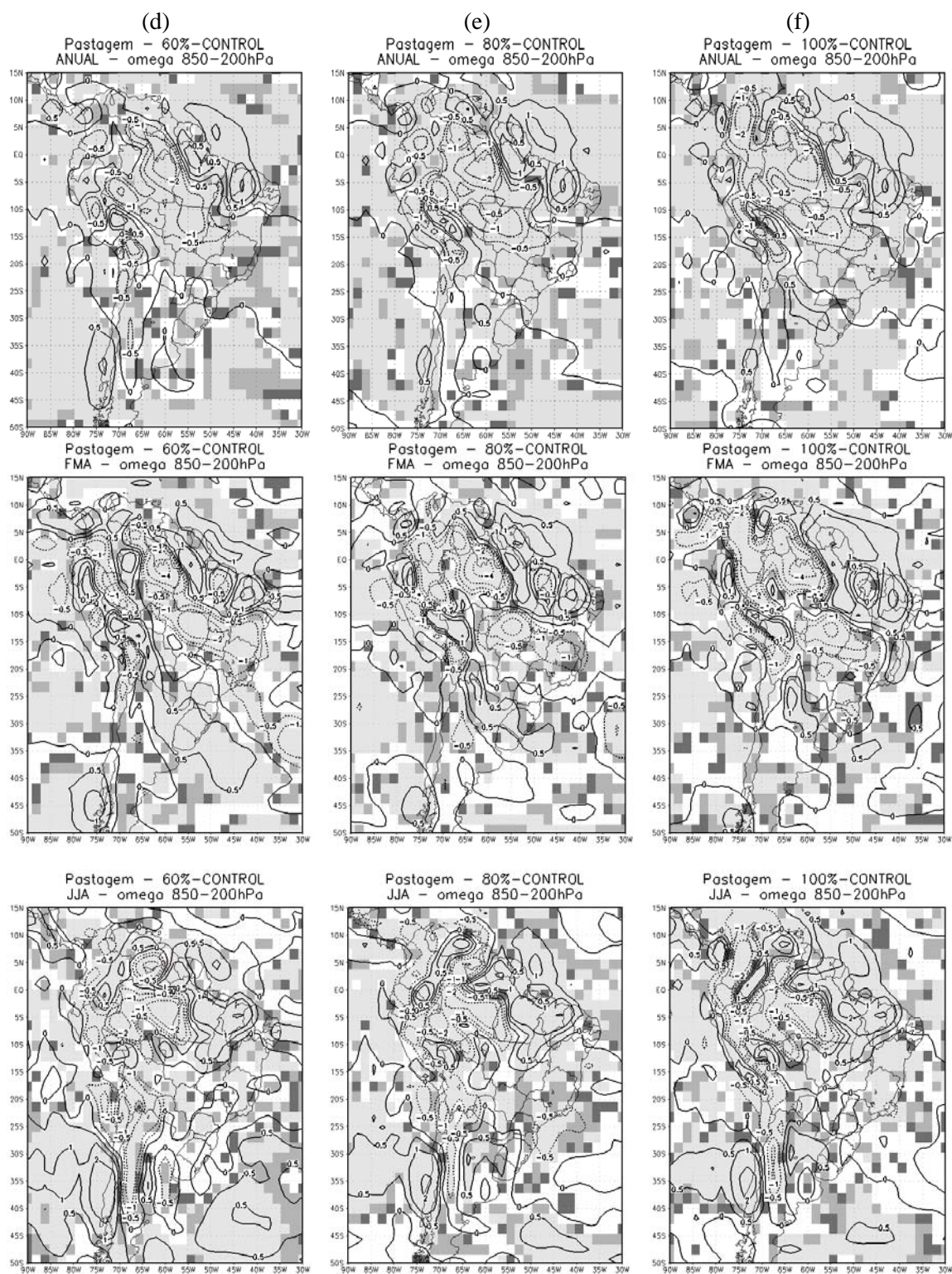


Figura 4.9 – Conclusão.

Destaca-se que há diminuição da intensidade do vento em parte do norte/noroeste da bacia do Prata em todos os cenários, no período úmido e em média anual. Esta diminuição tende a diminuir o transporte de vapor d'água para a região, o que é consistente com a diminuição da umidade do ar (Figura 4.3), e da precipitação na região (Figuras 4.1).

4.1.5 – Razão de Bowen

Na simulação controle, a razão de Bowen (Bo) média anual na região da floresta amazônica é de 0,48, ou seja, maior do que a observada (VON RANDOW et al., 2004): 0,3 a 0,4 para floresta. Nas estações seca e úmida a razão de Bowen na simulação controle é de 0,49 e 0,38 respectivamente. Já para pastagem, a razão de Bowen média anual na região é de 0,66, na seca: 0,77 e na úmida: 0,47, ou seja, dentro dos limites observados por Von Randow et al., 2004: entre 0,6 e 0,8 na estação seca. Tal aumento, ocorre sobretudo no cenário de desflorestamento extremo (100%).

Na conversão de floresta em pastagem degradada é esperado um aumento da razão de Bowen, pois quanto menos vegetada é a superfície, maior será a contribuição do fluxo de calor sensível no saldo de radiação e menor será a evapotranspiração, levando ao aumento da razão de Bowen. Entretanto, o aumento não foi tão significativo porque houve uma compensação entre a redução do fluxo de calor latente e o aumento do fluxo de calor sensível.

4.1.6 – Fluxo de Umidade

Na região tropical as regiões com maior quantidade de precipitação, estão associadas à convergência do fluxo de vapor d'água. Desta forma, é importante avaliar as características do fluxo de umidade sobre a América do Sul e as modificações em virtude dos diferentes cenários de desflorestamento.

O fluxo de umidade integrado verticalmente (Q) é dado por:

$$\bar{Q} = \frac{1}{g} \int_p^{p_0} q \bar{V} dp \quad (4.1)$$

Onde g é a aceleração da gravidade (m/s^2); q a umidade específica (g/kg); V é o vento horizontal (m/s); p é a pressão (foi utilizado 250hPa, apesar de reconhecer que acima de 500 hPa a contribuição é muito pequena); p_0 é a pressão à superfície. Para calcular o fluxo de umidade integrado verticalmente foram utilizados os seguintes níveis de pressão atmosférica: 1000, 850, 700, 500 e 250 hPa.

O fluxo de umidade integrado verticalmente, média anual, nas estações úmida e seca (média do controle) e as respectivas mudanças em relação ao controle, para cada um dos cenários de desflorestamento, são apresentadas na Figura 4.10. Observa-se na média anual que nas regiões desflorestadas no leste/nordeste da Amazônia ocorre um maior fluxo de umidade de leste com alta significância estatística, já a partir do cenário com 20% de taxa de desflorestamento. A partir do cenário com 40% de taxa de desflorestamento nota-se maior fluxo de umidade para o oeste da Amazônia (Estado do Amazonas), que coincide com o aumento de precipitação nesta região. Já no extremo oeste da Amazônia não observam-se mudanças significativas no fluxo de umidade integrado verticalmente. Na média anual observou-se que em todos o cenários de desflorestamento houve mudanças no fluxo de umidade sobretudo nas regiões desflorestadas, com alta significância estatística a partir da taxa de 20% de desflorestamento. Ressalta-se que, na média anual, em todos os cenários houve mudanças significativas do fluxo de umidade integrado verticalmente ao sul da bacia amazônica, principalmente na Região Centro-Oeste do Brasil e no norte da Bacia do Prata (Figura 4.10).

Durante a estação úmida há intensificação do fluxo de umidade integrado verticalmente sobre as regiões desflorestadas, com alta significância estatística

mesmo no cenário com taxa de 20% de desflorestamento. Neste período, nota-se que há diminuição do fluxo de umidade integrado verticalmente principalmente no norte da Argentina, Paraguai e parte da Bolívia, com alta significância estatística (99%) pelo teste t de Student, a partir de 20% de desflorestamento. Por outro lado, há aumento do fluxo de umidade do norte para as regiões central e Sudeste do Brasil, com menor significância estatística nos cenários de 20% e 40% de desflorestamento e maior nos cenários com taxas de desflorestamento maiores do que 60%, o que conduziu a um aumento de precipitação na região (Figura 4.1). No período seco, observa-se que as maiores modificações no fluxo de umidade integrado verticalmente ocorrem principalmente sobre a região amazônica, com diminuição do fluxo de umidade no leste da Amazônia, sobretudo no Pará e aumento no oeste, sobretudo a partir de 40% de desflorestamento, que conduziu a diminuição de precipitação nesta região. Por outro lado, no oeste da Amazônia houve aumento do fluxo de umidade, que conduziu a aumento de precipitação sobretudo no Estado do Amazonas.

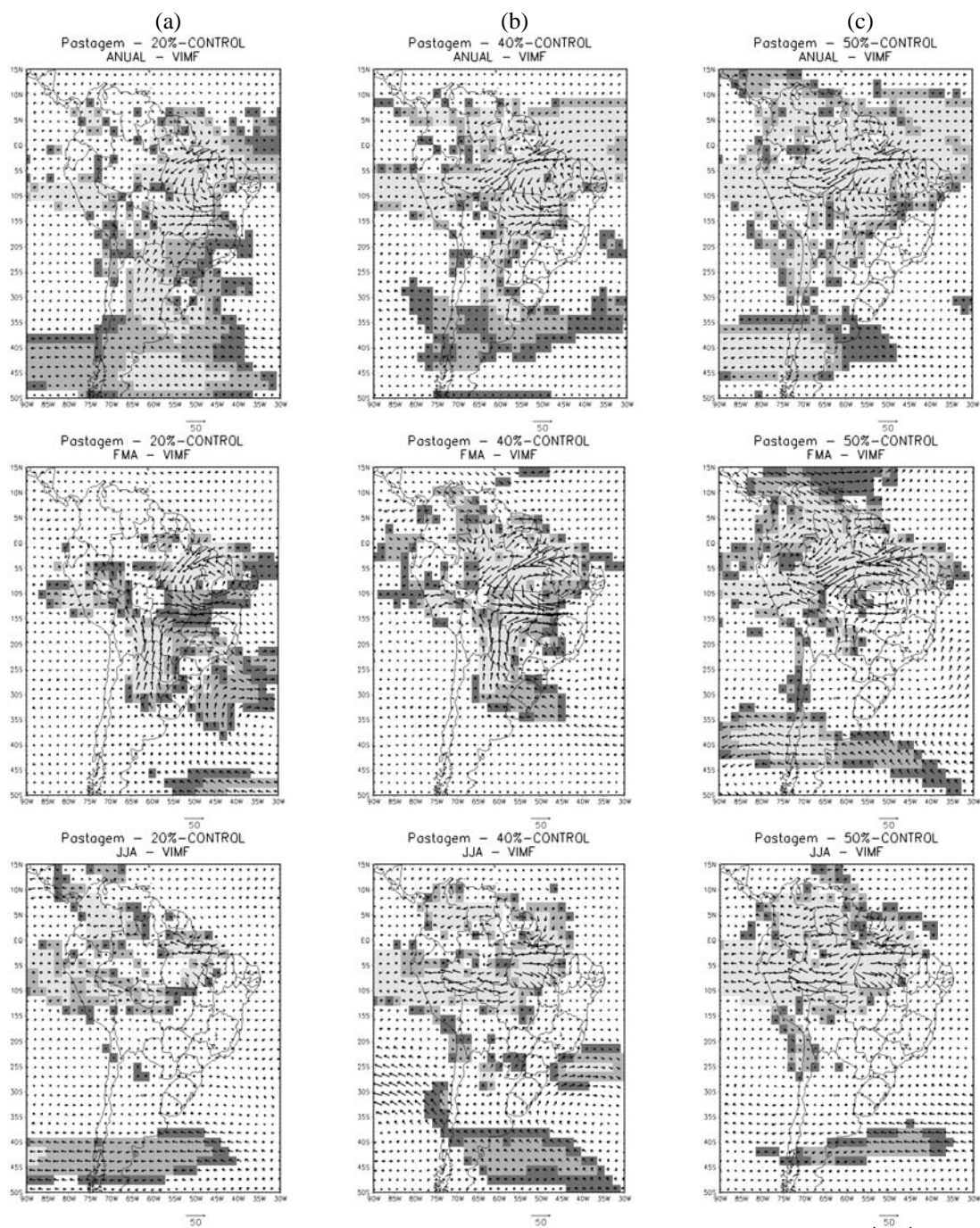


Figura 4.10 – Anomalias do fluxo de umidade integrada na vertical ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

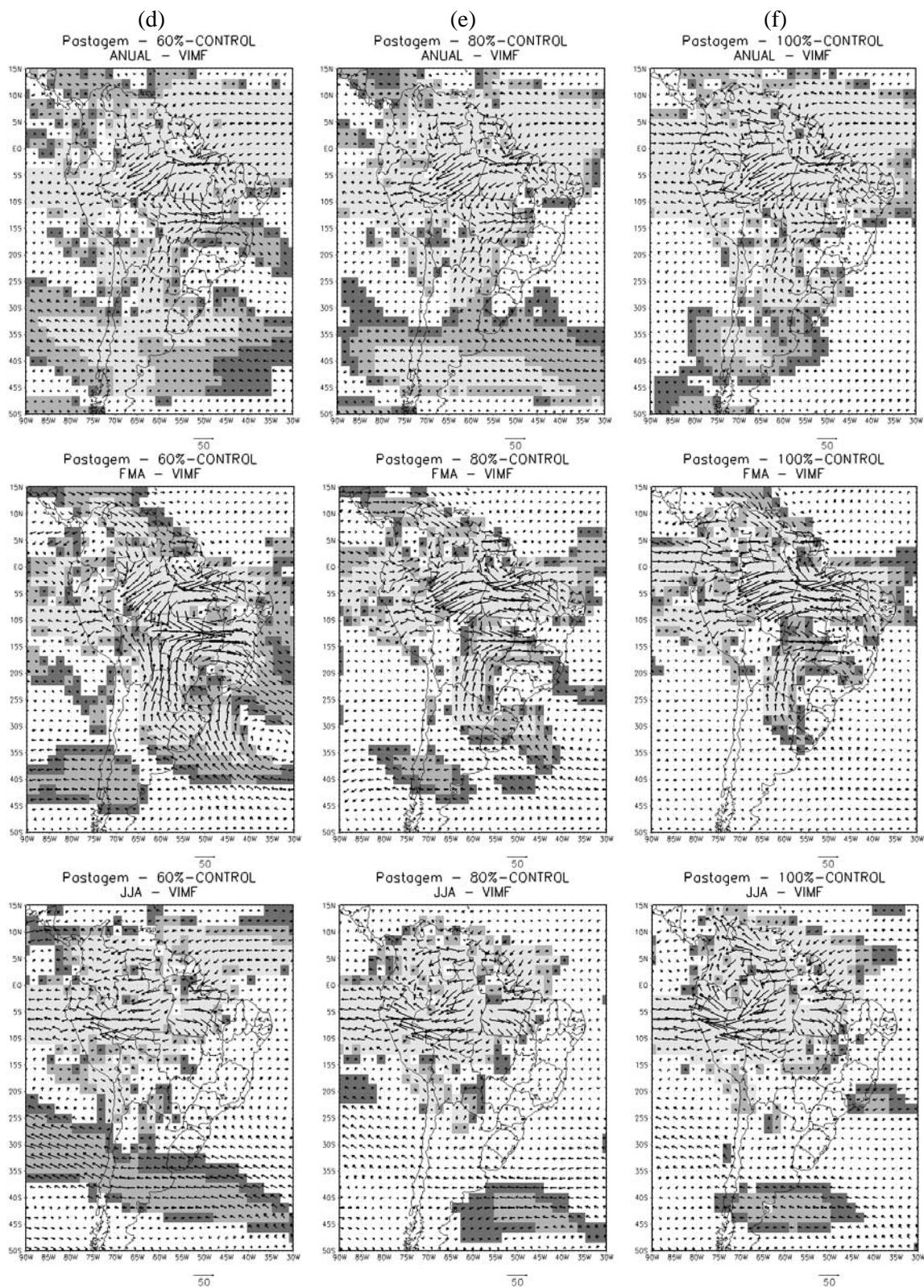


Figura 4.10 – Conclusão.

A fim de quantificar como os cenários de desflorestamento da Amazônia afetaram o transporte de umidade, foi calculado o fluxo de umidade médio nas fronteiras de toda a bacia amazônica, nas estações úmida e seca e em média anual. O transporte de umidade da circulação atmosférica regional sobre uma região específica pode ser calculado por:

$$F_q = \int_0^Z [\oint (\rho q v_n) ds] dz = - \int_{p_0}^p [\oint (q v_n) ds] \frac{dp}{g} \quad (4.2)$$

Sendo ds e dz os elementos diferenciais nas direções horizontal e vertical, respectivamente; v_n a componente normal do vento à fronteira correspondente, e ρ e q a massa específica do ar e a umidade específica, respectivamente. Na equação, p_0 é a pressão à superfície e dp é o elemento diferencial de pressão. O fluxo de umidade horizontal sobre a região específica pode ser calculado como a soma de quatro integrais ao longo de quatro lados da área retangular, pela seguinte expressão:

$$\oint (q v_n) ds = - \int_{x_0}^{x_L} (qv)_N dl + \int_{x_0}^{x_L} (qv)_S dl + \int_{y_S}^{y_N} (qu)_L dl - \int_{y_S}^{y_N} (qu)_O dl \quad (4.3)$$

em que a região específica é localizada entre x_0 e x_L longitudinalmente e entre y_S e y_N latitudinalmente; u e v são as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente.

A Figura 4.11 apresenta as mudanças no transporte de umidade nas fronteiras da bacia amazônica decorrentes dos cenários de desflorestamentos. Durante todo o ano e para todos os cenários de desflorestamento, o transporte de umidade do Oceano Atlântico para a bacia amazônica foi a maior fonte externa de umidade, o que concorda com os resultados de Salati e Vose (1984), Salati e Nobre (1991) e Correia (2005). Nota-se, na média anual (Figura 4.11), que há aumento gradativo do transporte de umidade na borda leste com o aumento da

taxa de desflorestamento. O mesmo ocorre nos períodos úmido (com exceção do cenário com 60% de taxa de desflorestamento) e seco (com exceção do cenário com 80% de taxa de desflorestamento). Com isso, houve aumento progressivo da convergência de umidade na média anual, na estação úmida e na seca (com exceção do cenário com desflorestamento extremo) com o aumento de taxa de desflorestamento. Na fronteira oeste da bacia, os ventos alísios transportam umidade para fora da bacia, resultando em uma perda de vapor d'água nos baixos níveis da atmosfera. Em geral, com o aumento da taxa de desflorestamento, houve redução do arrasto superficial e conseqüentemente aumento do vento próximo da superfície o que contribuiu para que mais umidade fosse transportada para fora da região, sobretudo no período seco. Na média anual isto também ocorreu, com exceção do cenário de desflorestamento extremo. Já no período chuvoso, com exceção dos cenários com 80% e 100% de desflorestamento, mais umidade foi transportada para fora da região. Na fronteira norte, com exceção da média anual e do período seco para o cenário extremo de desflorestamento, o transporte de umidade foi na direção da bacia, com variações sazonais em virtude da ZCIT, o que também contribuiu para o aumento de convergência de umidade na bacia.

Na fronteira sul há diminuição do transporte de umidade para o sul, ou seja, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento há menos transporte de umidade da região da bacia amazônica em direção ao sul (com exceção do período seco para as taxas de 40% e 50%), principalmente com taxa de 60% de desflorestamento para todas as estações e para a média anual. Comparando as mudanças em todas as fronteiras, os resultados mostraram que o forte escoamento de umidade que entra na bacia pela fronteira leste é a maior razão para o aumento da convergência de umidade na bacia amazônica em todas as estações. A convergência de umidade na bacia aumentou durante todo o ano, principalmente na estação úmida. Correia (2005) apresentou resultados semelhantes aos discutidos aqui, com exceção do transporte de umidade na fronteira sul que tem sentido oposto ao encontrado neste estudo.

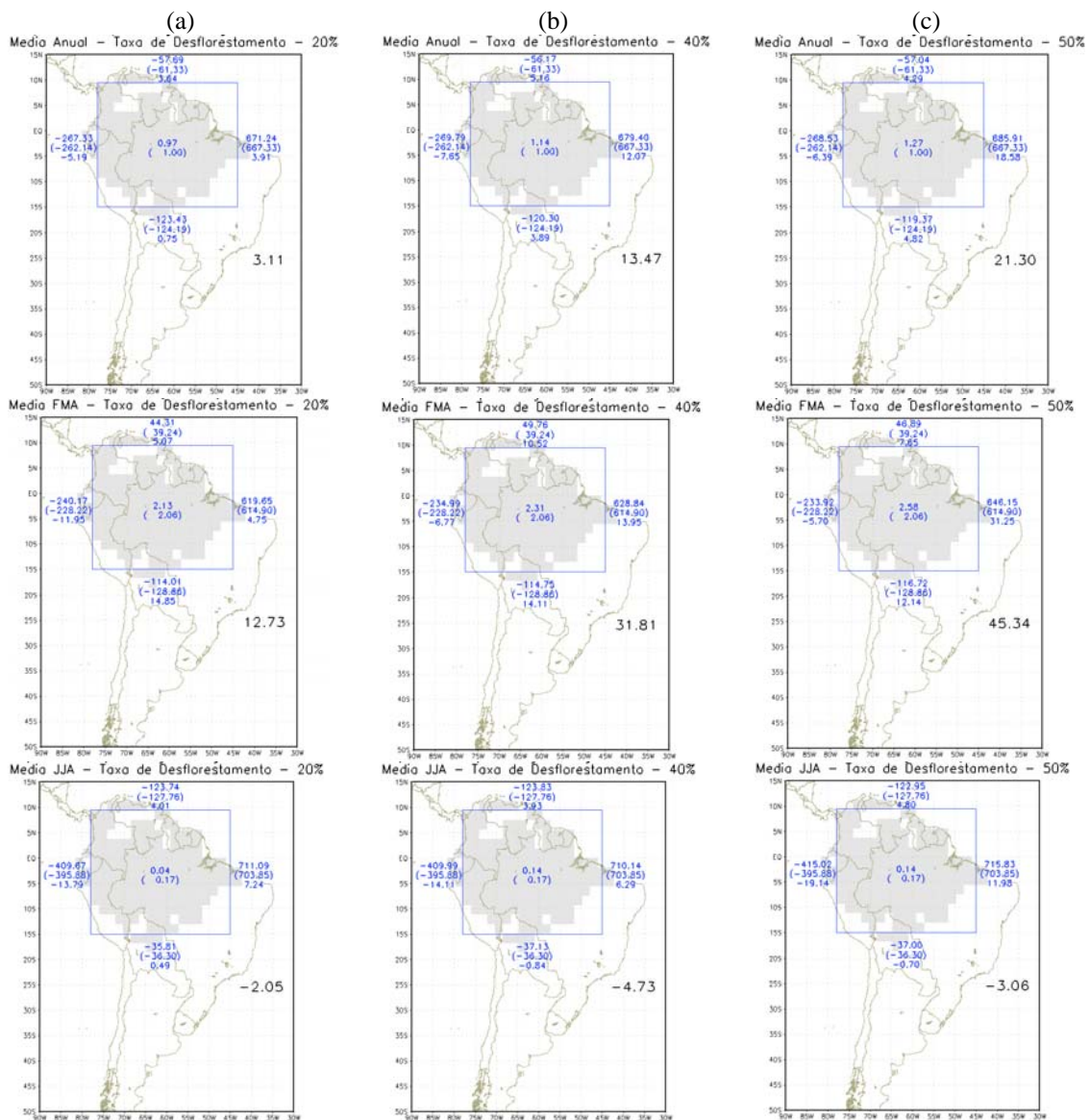


Figura 4.11 – Fluxo de umidade integrada na vertical na Bacia Amazônica (10^6 kg/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). Os valores nas bordas da área são: média do experimento (valores superiores); controle (entre parênteses) e diferença: experimento-controle (valores inferiores). Os valores em preto no canto direito correspondem ao saldo do fluxo de umidade. Valores positivos (negativos) indicam fluxo de umidade para dentro (fora) da caixa. Os valores no centro da caixa indicam a convergência de umidade média para a caixa (mm/dia) para o experimento (valor superior) e controle (entre parênteses). (Continua).

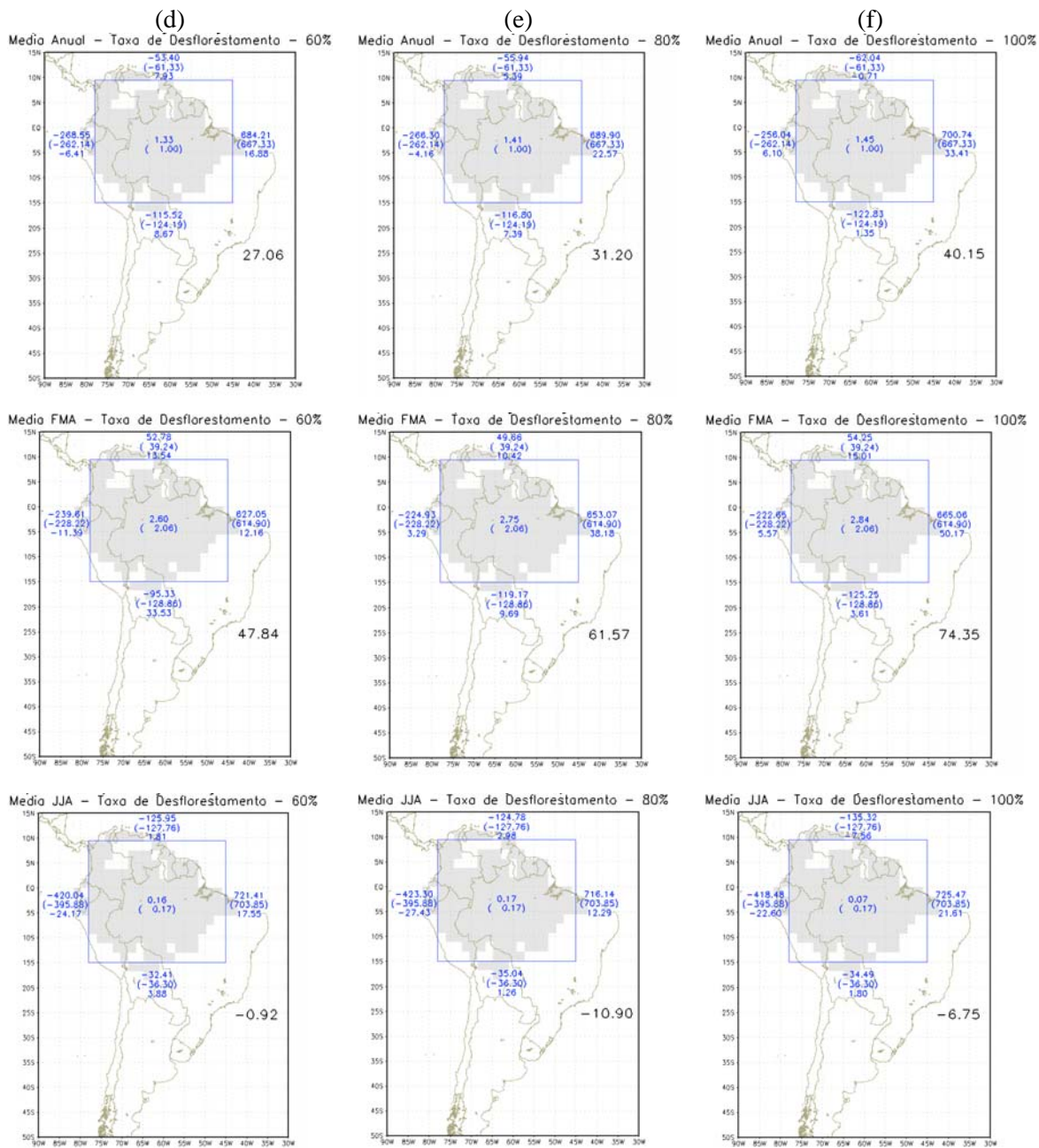


Figura 4.11 - Conclusão

4.1.7 – Energia estática úmida

Como citado em Correia (2005), nas regiões tropicais, a precipitação é originada por sistemas convectivos, e o efeito local da superfície e a modificação da convergência de umidade determinam a estabilidade local. Além disso, as mudanças na cobertura vegetal decorrentes do desflorestamento podem alterar o perfil vertical de energia estática úmida e, portanto, a estabilidade atmosférica. Sendo assim, apresenta-se nesta seção a estabilidade atmosférica média sobre a bacia Amazônica. A estabilidade estática é definida pela energia estática úmida, que é:

$$h = s + Lq \quad (4.4)$$

onde: L é o calor latente de vaporização, q é a umidade específica e s é a energia estática seca, que é:

$$s = c_p T + gZ \quad (4.5)$$

onde: c_p é o calor específico à pressão constante, T a temperatura do ar, g a aceleração da gravidade e Z a altura geopotencial. Na equação (4.4) o segundo termo do lado direito representa a energia latente. O primeiro termo da equação (4.5) representa a energia interna de uma parcela de ar e o segundo a energia potencial.

Como discutido anteriormente, as mudanças da cobertura vegetal decorrentes dos cenários de desflorestamento estão associadas com a redução do saldo de radiação à superfície. Em longa escala de tempo, este saldo é balanceado pelos fluxos de calor sensível e latente. Segundo a Equação (4.4), a variação na entropia à superfície é causada principalmente pela modificação do fluxo total de calor. Portanto, a variação na entropia da camada limite planetária (CLP) foi determinada pela variação do saldo de radiação à superfície.

A atmosfera é considerada potencialmente instável se o gradiente vertical de energia estática úmida é negativo. Entretanto, isso não significa o início direto da convecção, haja visto que esta é a quantidade de energia disponível para que haja convecção se esta ocorrer. A Figura 4.12 apresentam os perfis verticais de h e s . Observa-se que para todas as taxas de desflorestamento o perfil de energia estática úmida é instável abaixo de 700hPa, com pequena diminuição da energia estática úmida em todos os períodos (média anual, úmido e chuvoso) à medida que aumenta a taxa de desflorestamento. Esta pequena diminuição se deve ao padrão de precipitação, com aumento no oeste e diminuição no leste. Quando analisamos somente a região leste/nordeste da Amazônia (Figura 4.12, c, d, e) observamos que à medida que aumenta a taxa de desflorestamento há uma maior redução da energia estática úmida, principalmente no período seco, o que está de acordo com a redução da precipitação nesta região, ou seja, no leste/nordeste da Amazônia a diminuição da energia estática úmida em decorrência do desflorestamento está de acordo com a redução da precipitação, uma vez que a frequência dos eventos convectivos tende a diminuir através do aumento da estabilidade. O perfil de energia é o resultado de efeitos competitivos dos gradientes de temperatura e de umidade seguindo o desflorestamento. As mudanças na cobertura vegetal decorrentes do desflorestamento tendem a alterar o perfil vertical de energia estática úmida e, portanto, a estabilidade da atmosfera.

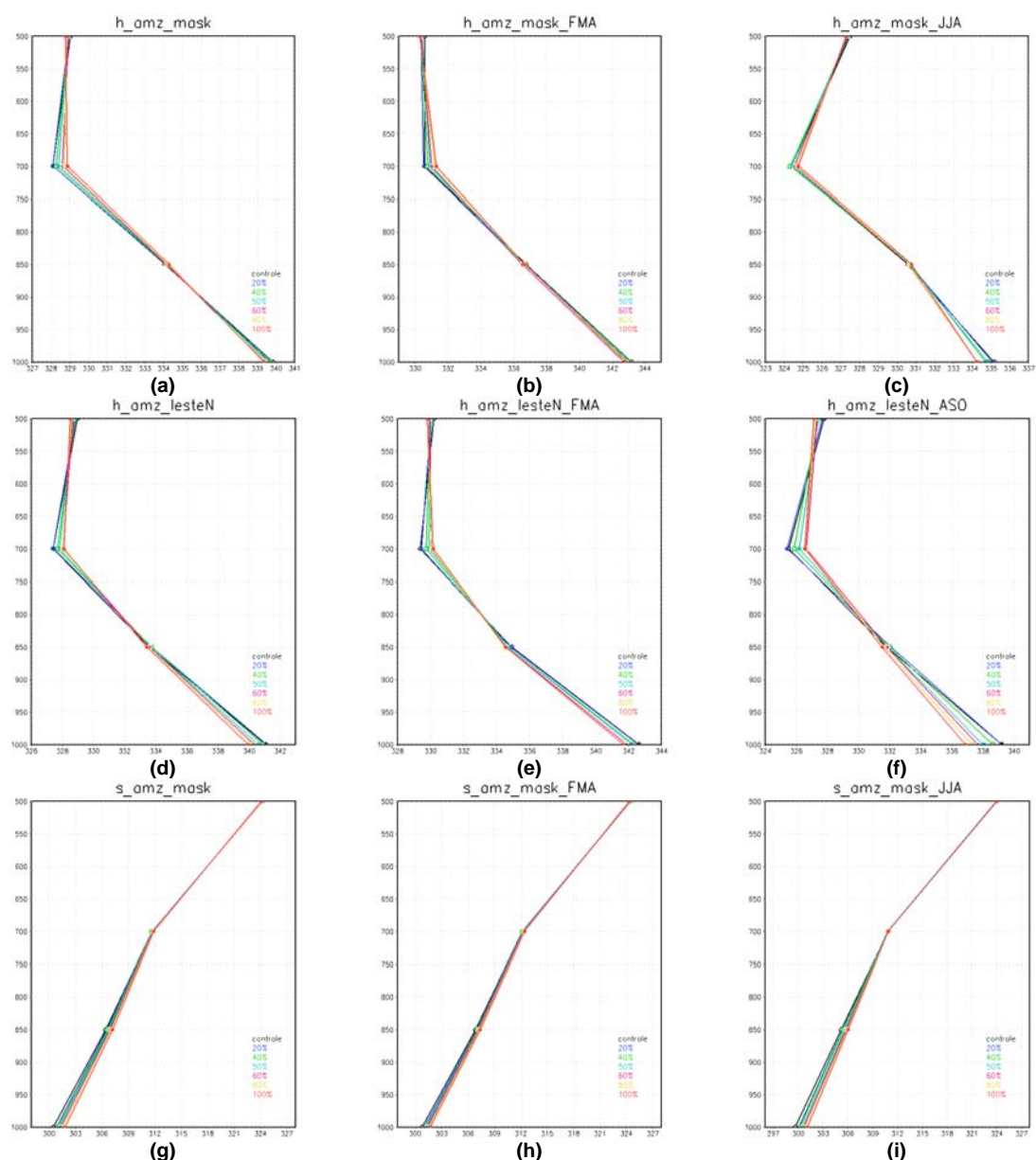


Figura 4.12 – Perfil médio de energia estática úmida (a, b, c, d, e, f) e seca (g, h, i, j, k, l) sobre a Bacia Amazônica (a, b, c, g, h, i) e para o leste/nordeste da Amazônia (d, e, f, j, k, l) entre 1000 hPa e 500 hPa para os períodos: média anual (a, d, g, j); estação úmida (b, e, h, k); e seca (c, f, i, l), para o controle e experimentos, conforme legenda na figura. Valores em J/kg. (Continua).

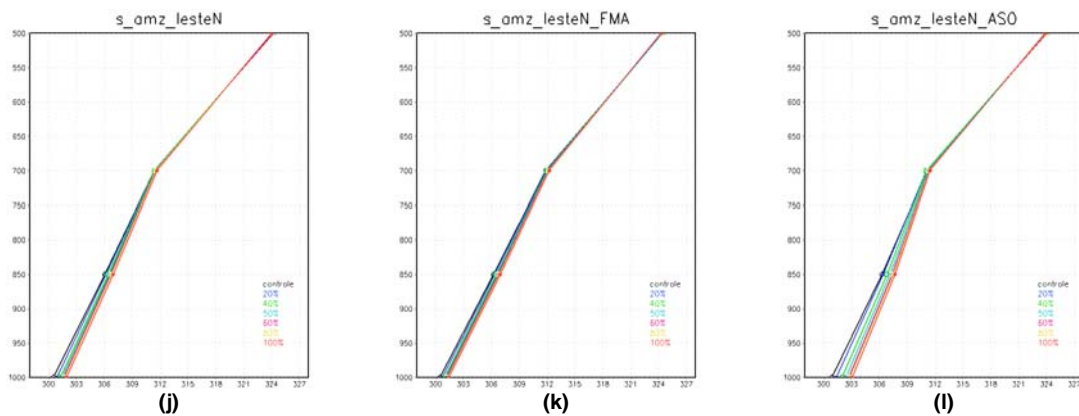


Figura 4.12 – Conclusão.

Em relação à energia estática seca, observa-se que o gradiente vertical foi positivo, com aumento da energia estática seca nos baixos níveis à medida que aumenta a taxa de desflorestamento. Assim como para a energia estática úmida, em média na Amazônia o aumento é pequeno e ocorre principalmente nos níveis mais baixos da atmosfera (abaixo de 700 hPa). Quando se analisa a energia estática seca no leste da Amazônia observa-se um maior aumento, principalmente no período seco.

A redução da energia estática úmida ocorre com o aumento da taxa de desflorestamento na CLP, sobretudo na região mais à leste da Amazônia. Esta redução progressiva contribuiu para a redução da energia potencial disponível para a convecção (CAPE), conforme discutido na seção 4.4. Com isso, os desflorestamentos induzem à redução da convecção no leste da Amazônia.

4.2 – Impactos Regionais da Substituição da Floresta por Pastagem Degradada na Amazônia – Cenários Aleatórios

No caso dos experimentos com cenários “realísticos”, como o padrão de desflorestamento se inicia principalmente pelo leste e sul da Amazônia, os impactos para taxas de desflorestamento inferiores a 40% ocorrem principalmente nesta região. Todavia, nos cenários aleatórios, como não há padrão espacial característico de desflorestamento, os impactos no leste/nordeste da Amazônia para taxas inferiores a 40% de desflorestamento são menores do que no caso com cenários “realísticos”. Ainda assim, nos resultados com os cenários aleatórios, constatou-se que é nesta região e na região central da Amazônia que ocorrem as principais mudanças no clima regional à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, com alterações mais significativas para taxas extremas de desflorestamento, sobretudo no período seco.

Em relação à precipitação, da mesma forma que nos cenários “realísticos”, em média anual, observa-se que as mudanças mais significativas ocorrem a partir da taxa de desflorestamento de 40%, com diminuição da precipitação no leste/nordeste da Amazônia (com significância estatística igual ou maior do que 95% pelo teste t de Student), no extremo oeste da Amazônia e norte da Região Nordeste do Brasil e na região da Zona de Convergência Intertropical, e aumento da precipitação em parte do centro-oeste da Amazônia (estado do Amazonas), também com alta significância estatística (maior ou igual a 95%) pelo teste t de Student (Figura 4.13). Observa-se também aumento da precipitação no Estado do Mato Grosso e em parte da Região Sudeste do Brasil na média anual e no período úmido, que pode estar relacionado intensificação da ZCAS. A precipitação média em toda a bacia Amazônica sofreu pequena diminuição (média anual), pois também a diminuição desta no leste/nordeste foi compensada pelo aumento no oeste. Tanto no período úmido, quanto no período seco, a distribuição espacial das mudanças da

precipitação se assemelha aos resultados obtidos com os cenários “realísticos”. Também nestes casos, a diminuição da precipitação no leste tem alta significância estatística a partir do cenário com 40% de taxa de desflorestamento.

O padrão espacial das mudanças na evapotranspiração segue o mesmo padrão dos experimentos com cenários “realísticos”, com redução aproximadamente linear à medida que aumenta a taxa de desflorestamento (Figura 4.14). Nota-se que os impactos no leste/nordeste da Amazônia são maiores que no restante da região, com alta significância estatística (99%) pelo teste t de Student. Da mesma forma, ocorre redução da umidade do ar, sobretudo a partir do cenário com 40% de taxa de desflorestamento, com alta significância estatística (maior ou igual a 95%) (Figura 4.15).

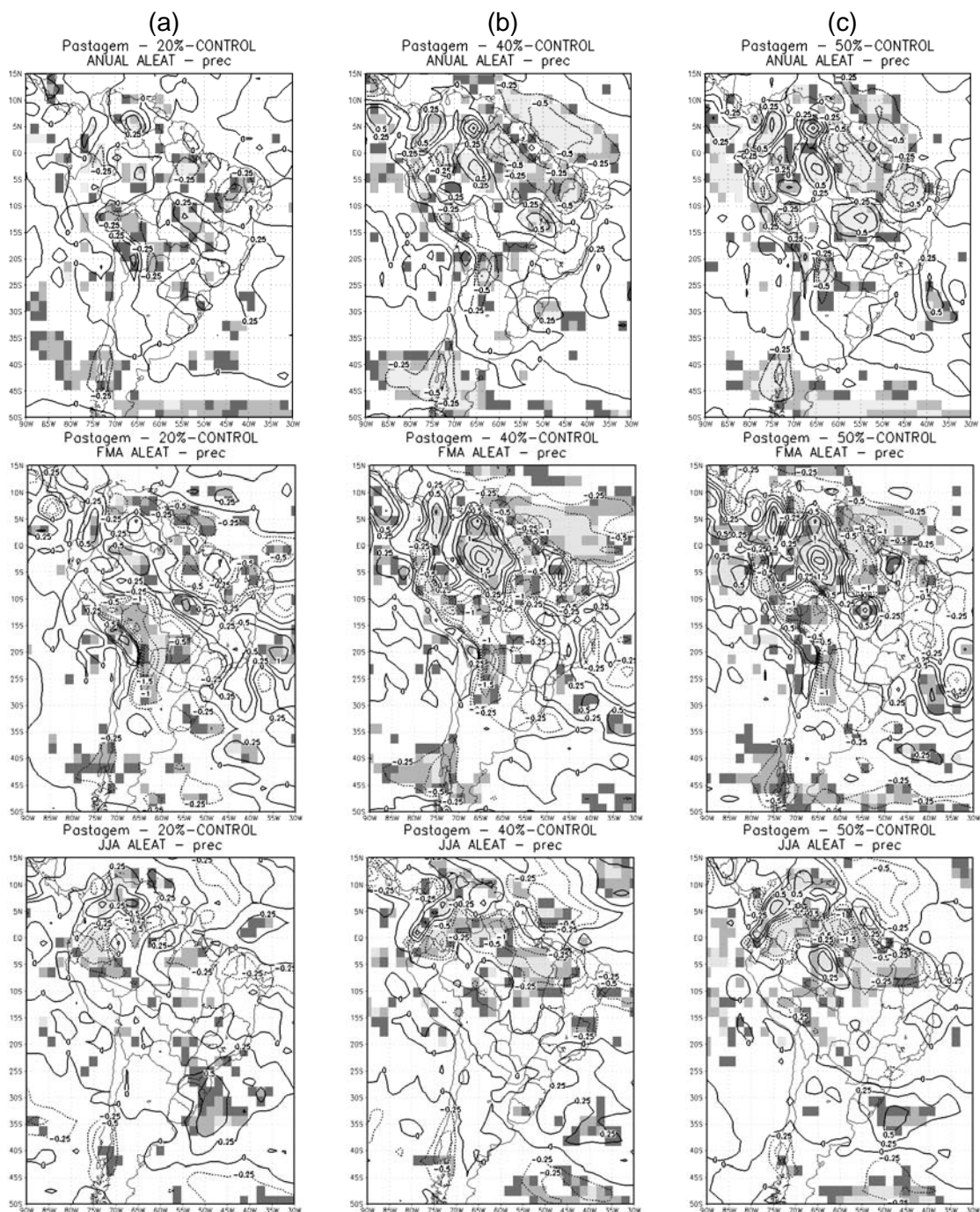


Figura 4.13 – Anomalias de precipitação (mm/dia) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

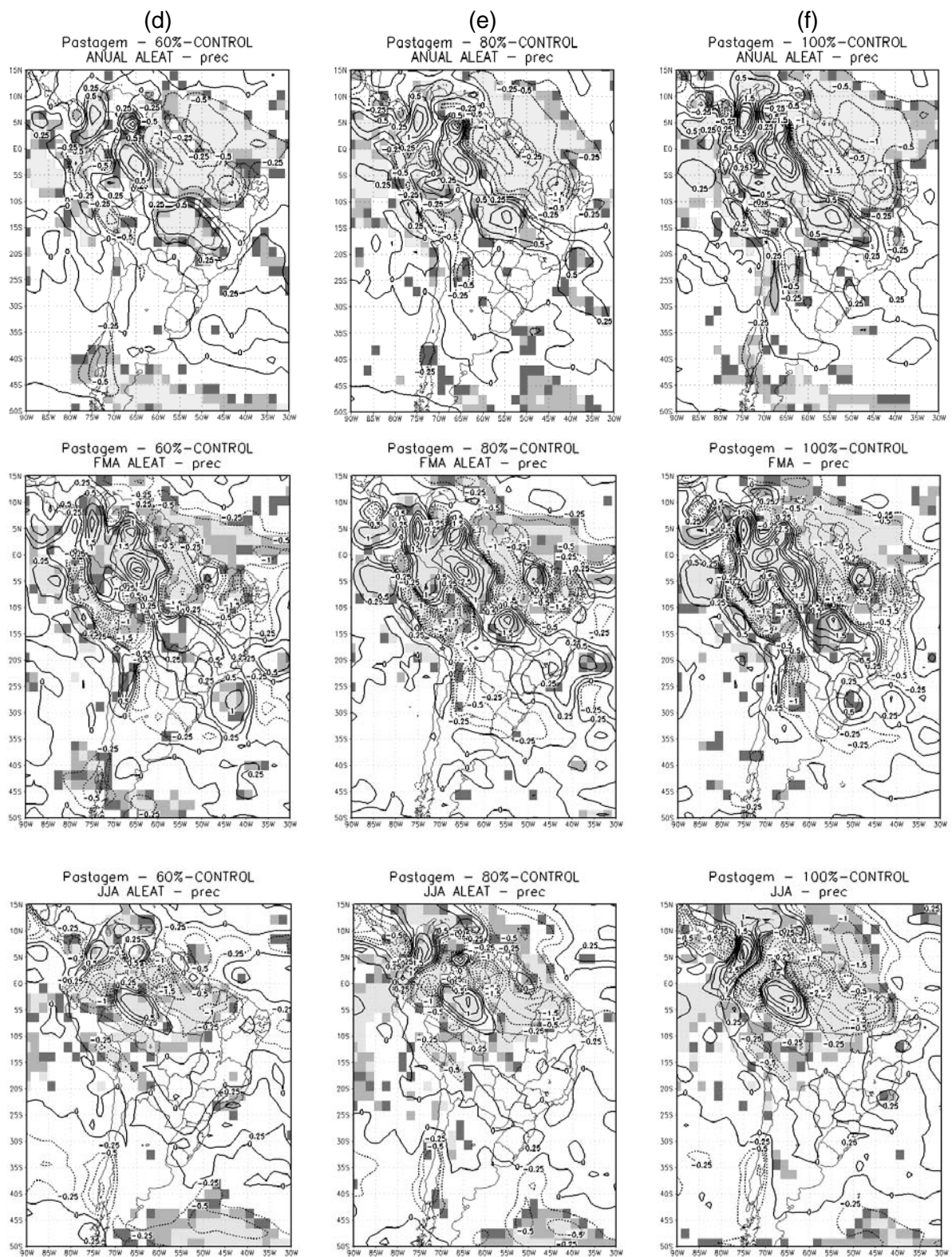


Figura 4.13 – Conclusão.

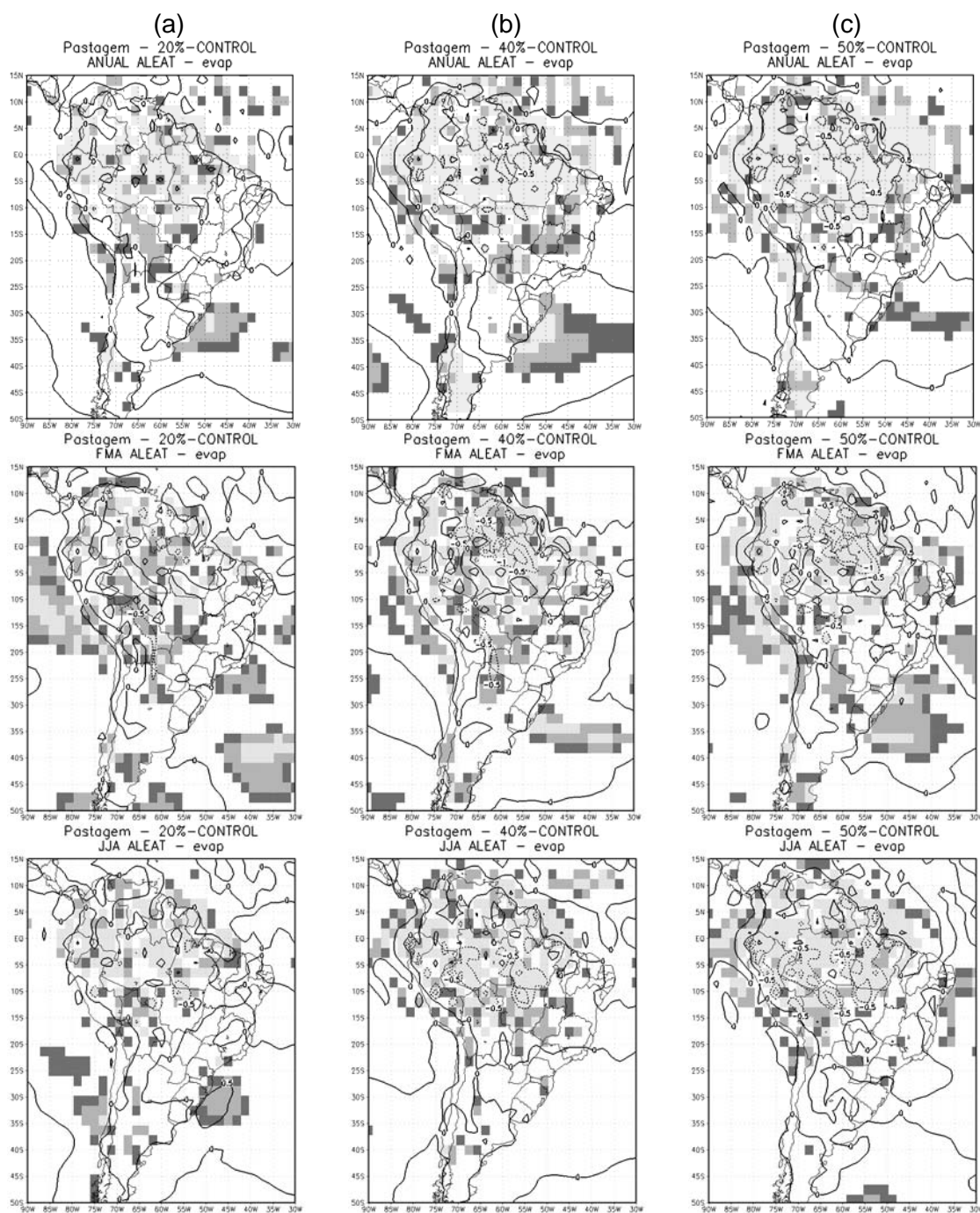


Figura 4.14 - Anomalias de evapotranspiração (mm/dia) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

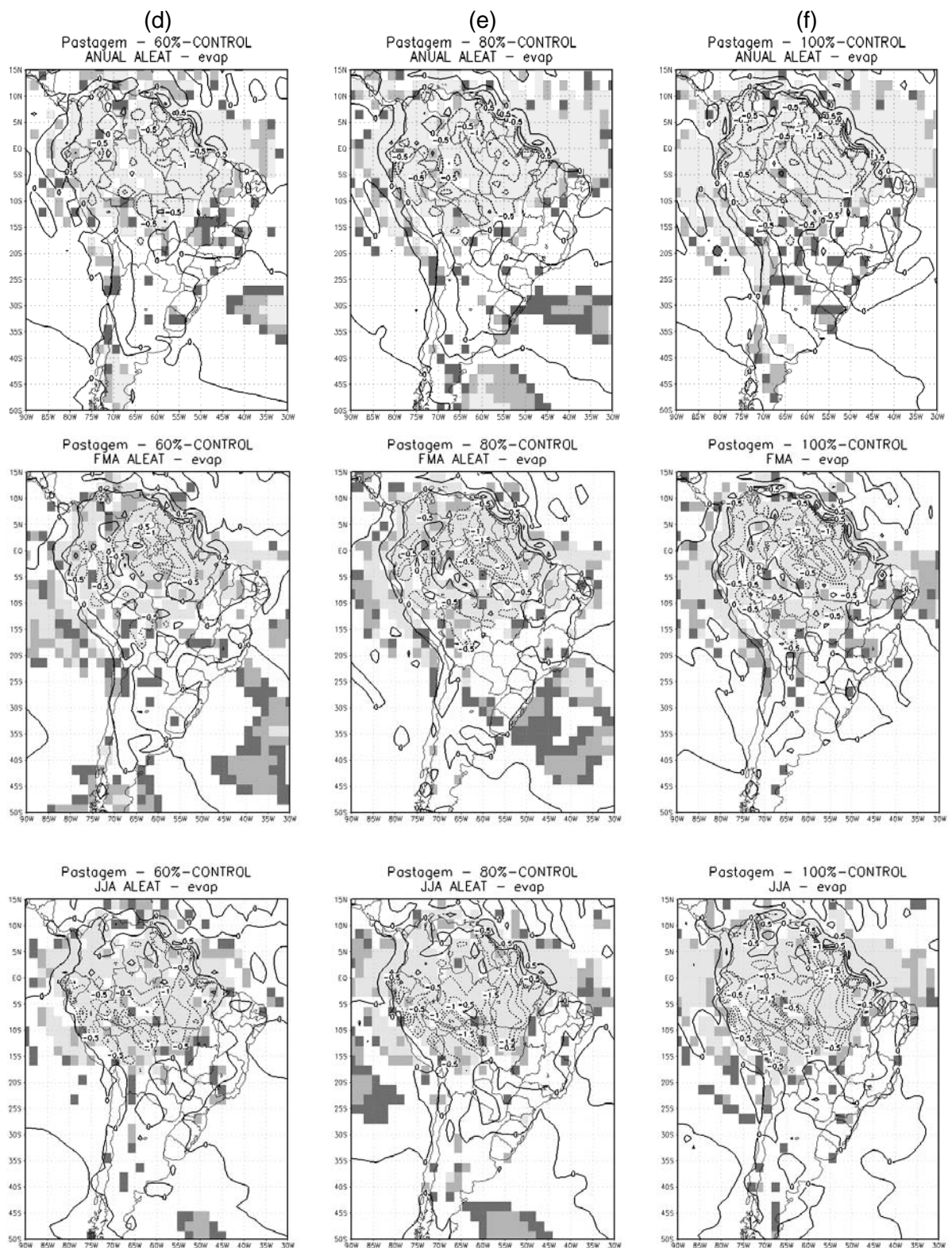


Figura 4.14 – Conclusão.

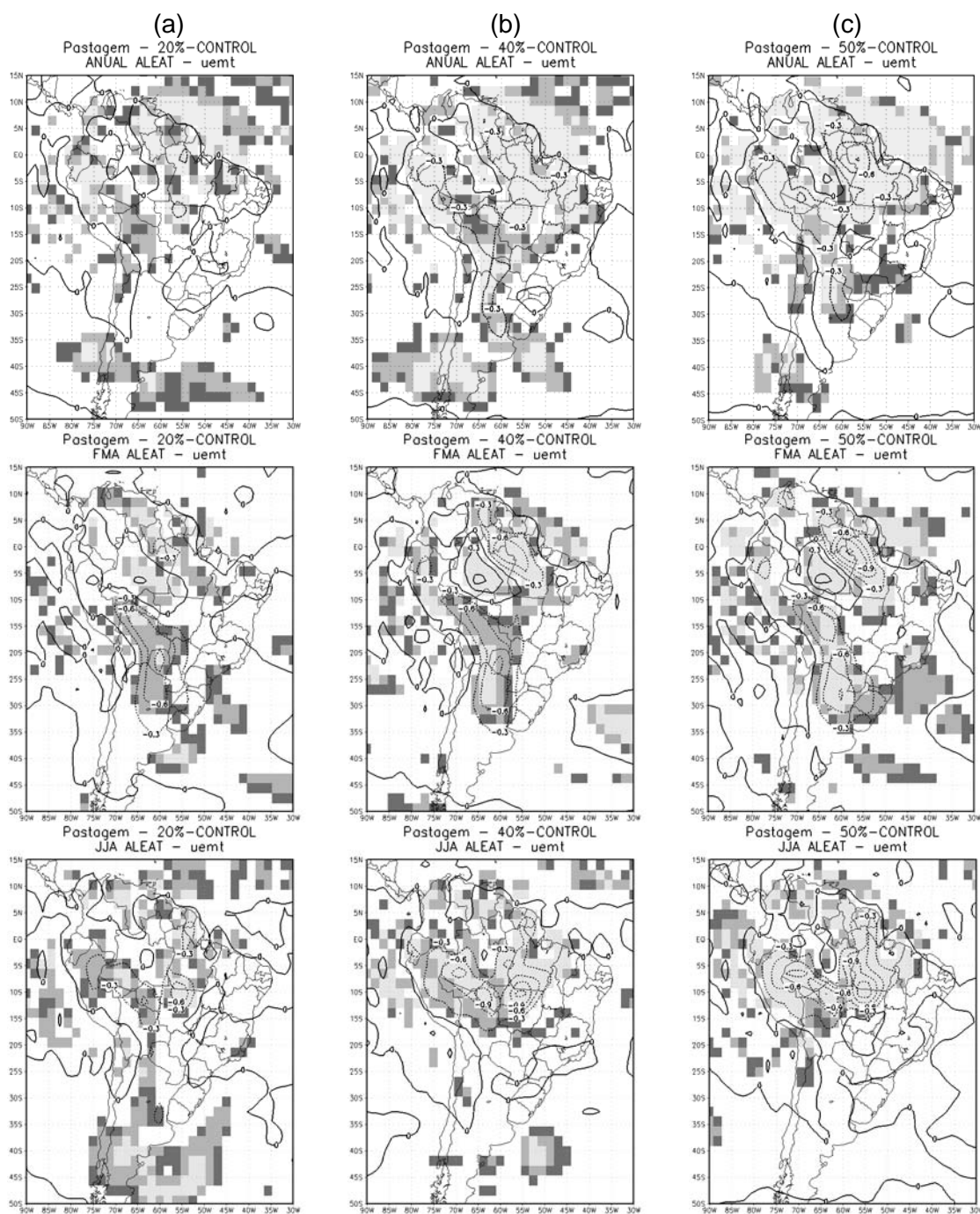


Figura 4.15 – Anomalias de umidade específica (g/kg) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

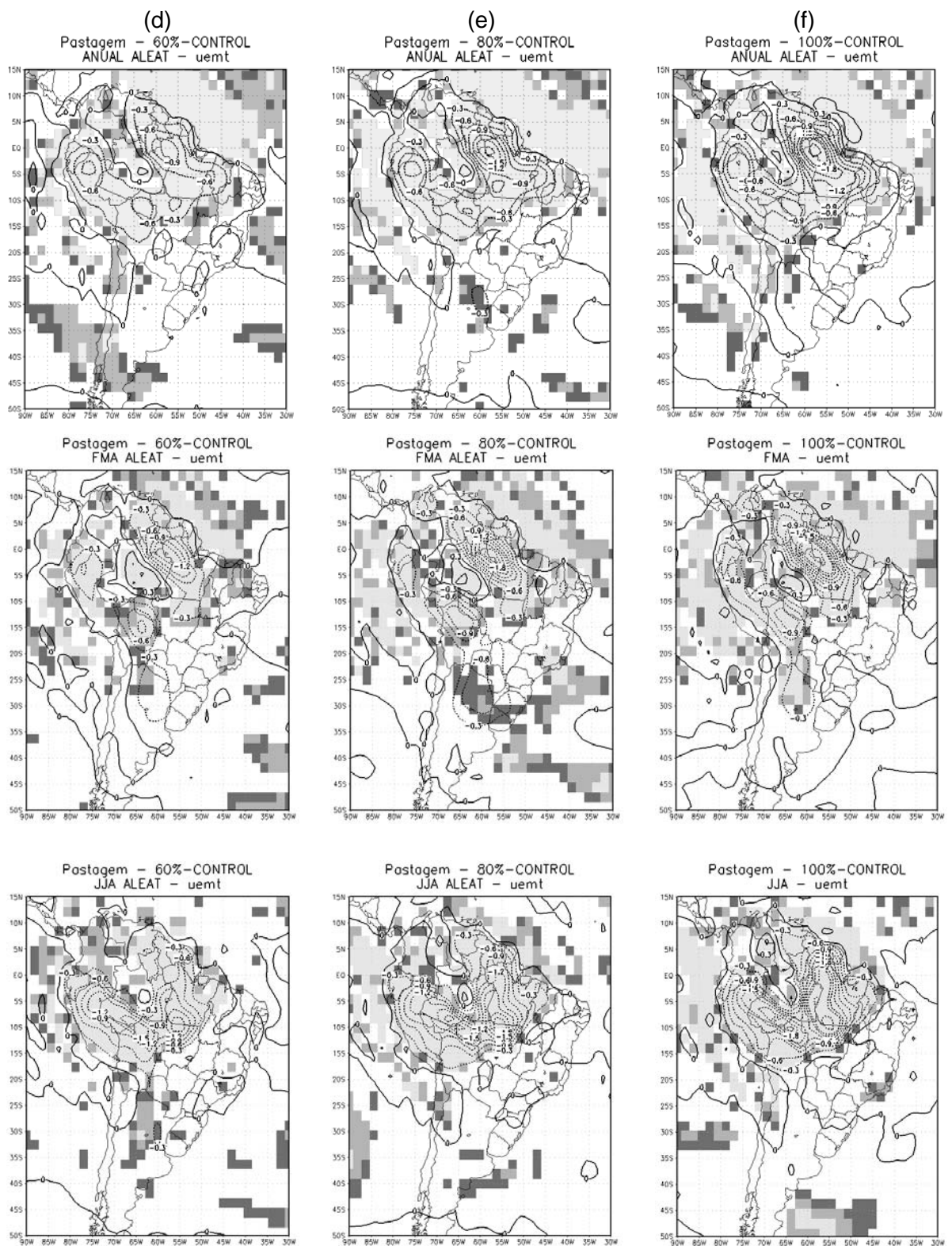


Figura 4.15 – Conclusão.

Em relação à convergência de umidade, com exceção da intensidade que é ligeiramente menor, a distribuição espacial é muito semelhante aos resultados obtidos com as simulações com cenários “realísticos”. Na região com maior redução da precipitação, nota-se que houve diminuição da convergência de umidade (Figura 4.16). Por outro lado, em parte do centro-oeste da Amazônia (sobretudo no estado do Amazonas), há aumento da convergência de umidade, o que coincide com o padrão de mudanças da precipitação. A convergência de umidade diminui progressivamente com o aumento da taxa de desflorestamento no leste/nordeste e no oeste da Amazônia, em média anual, no período úmido e seco. Entretanto, em toda a Amazônia, em média anual e na estação úmida, há aumento da convergência de umidade, e na estação seca há diminuição. Em geral, nas regiões onde há aumento e diminuição da convergência de umidade na Amazônia, desde o cenário com 20% de desflorestamento, há alta significância estatística (acima de 95% em ambas as estações pelo teste t de Student).

Houve aumento da temperatura próxima à superfície em todas as regiões desflorestadas em todos os cenários, o que induziu uma diminuição da pressão atmosférica na região (Figura 4.17). Neste caso, a diminuição da pressão atmosférica é ligeiramente maior do que nos experimentos com cenários “realísticos”, tanto na média anual, quanto nas estações úmida e seca. A diminuição da pressão ocorre principalmente no leste/nordeste da Amazônia, em todas as estações do ano, com maior redução no período seco, justamente onde ocorre maior diminuição da precipitação e da convergência de umidade, sobretudo a partir de 40% de desflorestamento, com alta significância estatística (99%).

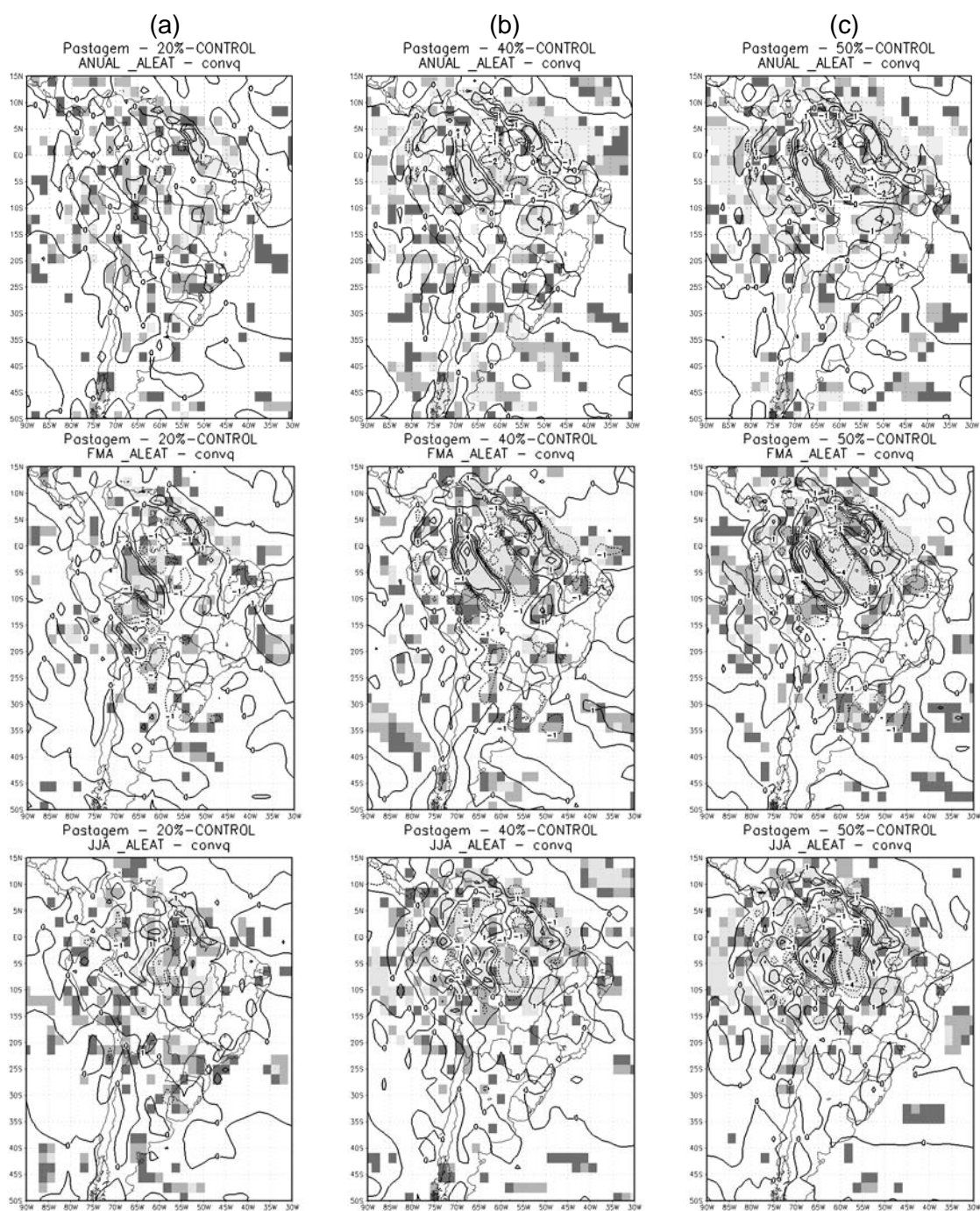


Figura 4.16 –Anomalias de convergência de umidade (mm/dia) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

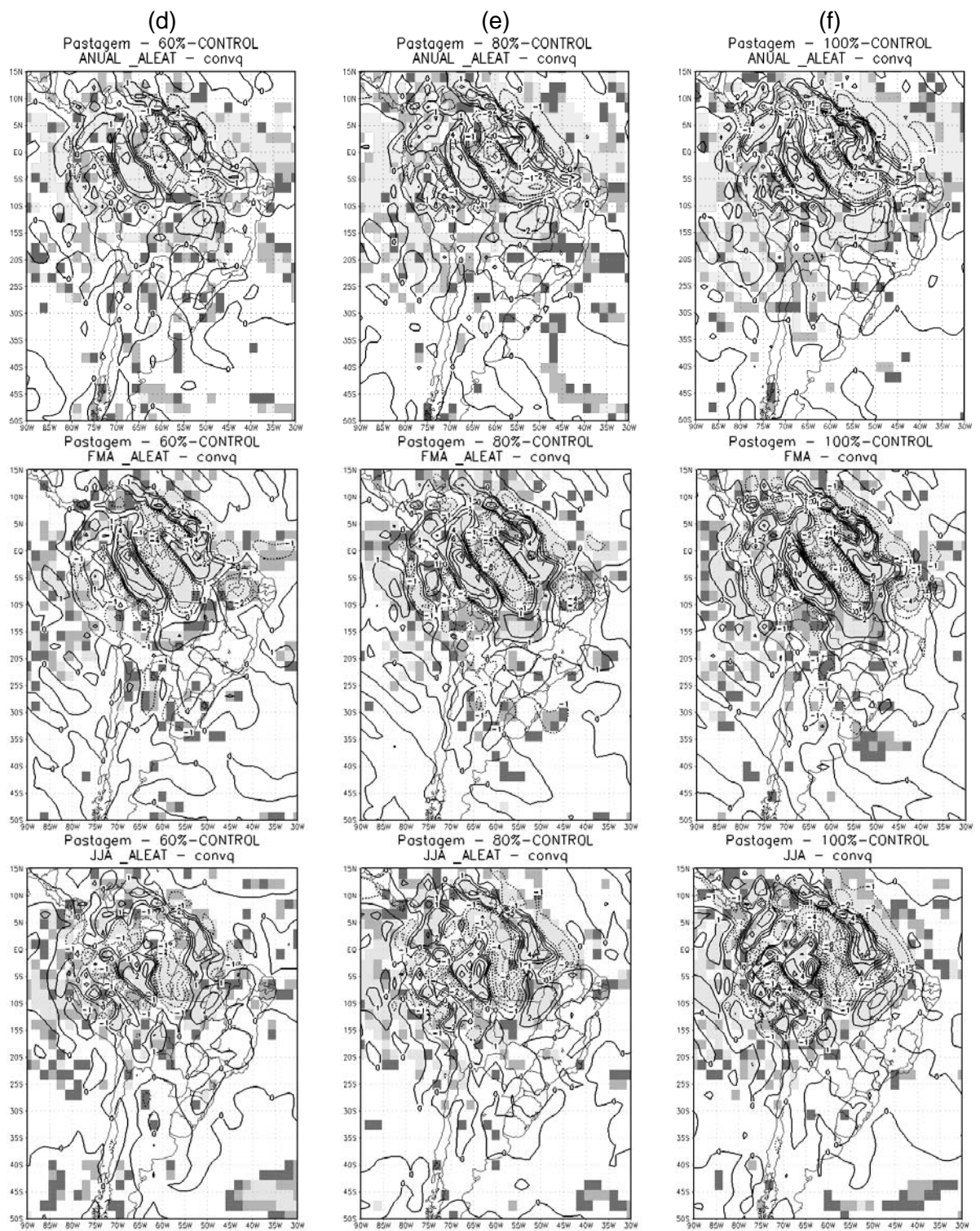


Figura 4.16 – Conclusão.

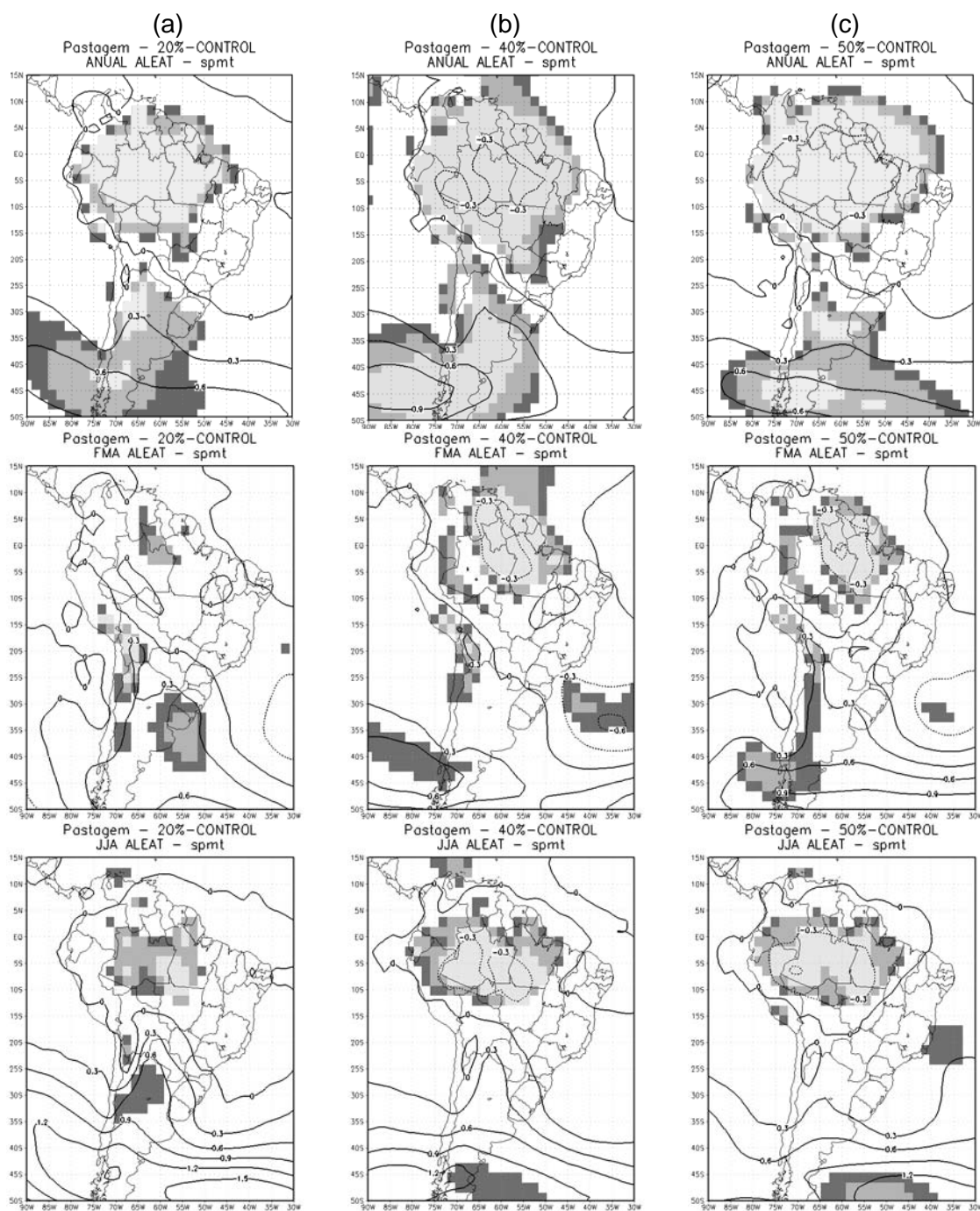


Figura 4.17 - Anomalias de pressão atmosférica (hPa) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

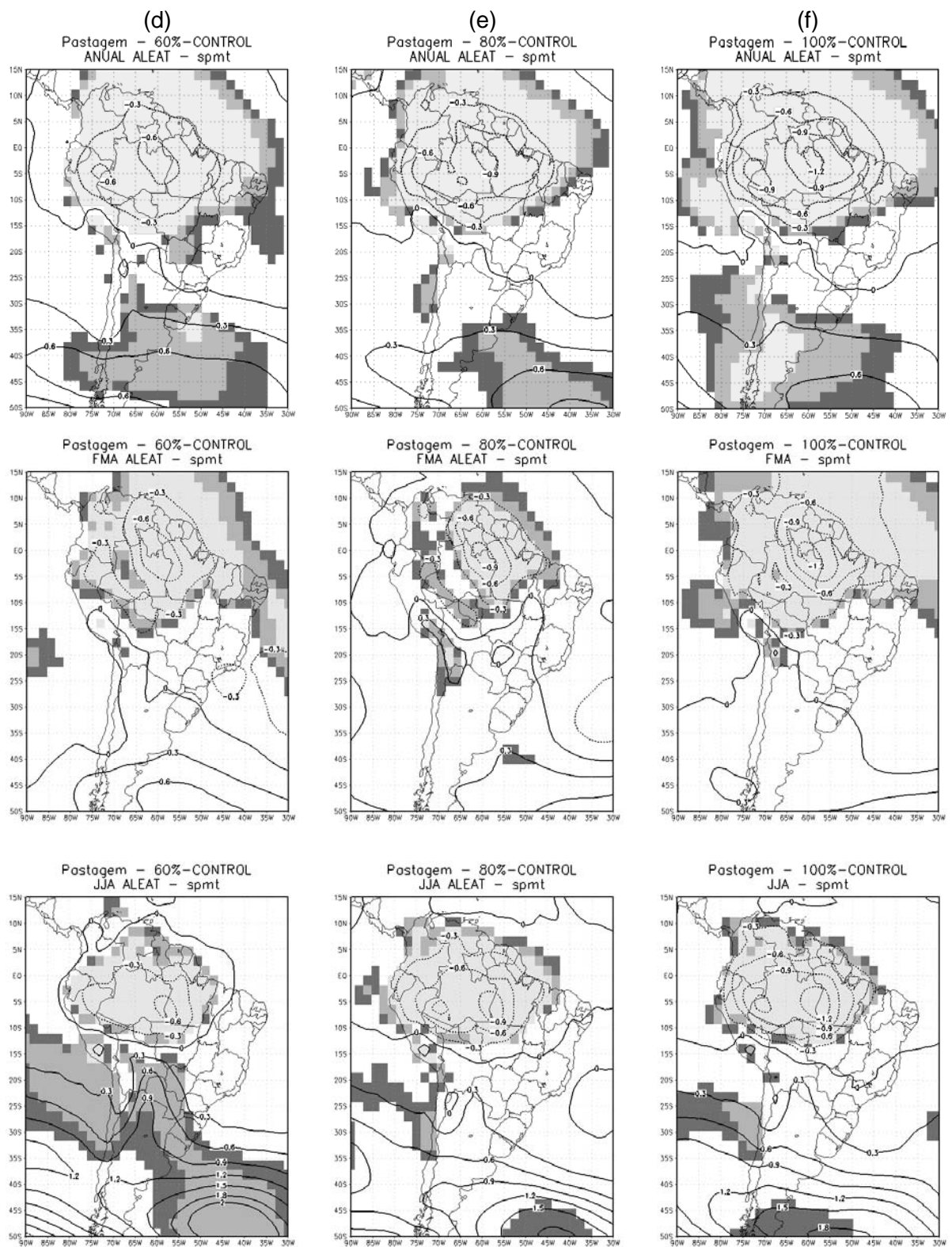


Figura 4.17 – Conclusão.

4.2.1 – Balanço de água

Ao substituir a floresta Amazônica aleatoriamente por pastagem degradada, o balanço de água indica um enfraquecimento do ciclo hidrológico, semelhante ao ocorrido nos experimentos com cenários “realísticos”. A diminuição da precipitação média anual também é pequena (-0,1 mm/dia), principalmente porque há compensação entre a redução da precipitação no leste/nordeste da Amazônia e o aumento no centro-oeste (Tabela 4.5). A redução é maior no período seco, principalmente a partir de 40% de taxa de desflorestamento. A precipitação no período úmido, diferente dos resultados com cenários “realísticos”, indicam aumento somente nos cenários extremos. Em todos os experimentos, as mudanças de precipitação, em média anual e nas estações úmida e seca, possuem alta significância estatística: acima de 95% pelo teste t de Student a partir da taxa de 40% de desflorestamento.

Assim como nos cenários “realísticos”, a diminuição da evapotranspiração é linear com o aumento da taxa de desflorestamento, com as maiores reduções no período seco (Tabela 4.5). Em todos os experimentos as mudanças de evapotranspiração possuem alta significância estatística (acima de 95% em média anual e em ambas as estações pelo teste t de Student). Em relação à convergência de umidade, nota-se que houve aumento, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento tanto na média anual, quanto no período úmido (neste último o aumento é maior). Além disso, assim como nos experimentos com cenários “realísticos” grande parte da redução da evapotranspiração é compensada pelo aumento da convergência de umidade, ou seja, agem em sentidos opostos. Em todos os experimentos, as mudanças na convergência de umidade (Figura 4.17) possuem alta significância estatística (acima de 95% em média anual e ambas as estações pelo teste t de Student). Desta forma, observa-se que a atmosfera agiu no sentido de minimizar o efeito da redução na evapotranspiração, transportando mais umidade para a região desflorestada.

O escoamento (“*runoff*”) aumentou sobre a área desflorestada, como mostrado (Tabela 4.5) e teve aumento semelhante aos experimentos com cenários “realísticos”. Esse aumento médio na região foi devido ao aumento da convergência de umidade, sobretudo no centro-oeste da região, que induziu aumento de precipitação. Nota-se também que quando ocorre diminuição da precipitação (período seco), também ocorre redução do escoamento, ainda que pequena.

Em relação ao grau de saturação do solo, há aumento progressivo tanto na zona de raízes, quanto na zona superficial. Este aumento médio na região é em virtude do aumento da precipitação no centro-oeste da Amazônia. Já na camada de drenagem, ocorre diminuição, sobretudo no período seco, refletindo o padrão de precipitação e convergência de umidade (Tabela 4.5).

Na conversão de floresta em pastagem degradada, também ocorre um erro no balanço de água atmosférico. Em média anual, espera-se que a precipitação (P) seja igual à soma de convergência de umidade (C) com a evapotranspiração (E). A diferença entre P e a soma de C e E corresponde ao erro de fechamento do balanço de água. Isso é também válido para as anomalias.

Tabela 4.5 – Impactos regionais (região = Amazônia) da substituição de floresta por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% utilizando cenários aleatórios. P: precipitação (mm dia⁻¹); E: evapotranspiração (mm dia⁻¹); C: convergência de umidade (mm dia⁻¹); R: “runoff” (mm dia⁻¹); e W₁, W₂ e W₃: grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente.

Variável	Período	Taxa de desflorestamento					
		20%	40%	50%	60%	80%	100%
P	Anual	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
	Úmida	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3
	Seca	-0,1	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-0,6
E	Anual	-0,1	-0,3	-0,4	-0,4	-0,6	-0,7
	Úmida	-0,1	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,6
	Seca	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,7	-0,9
C	Anual	0,0	0,1	0,2	0,1	0,3	0,4
	Úmida	0,1	0,2	0,3	0,2	0,5	0,8
	Seca	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
R	Anual	0,1	0,2	0,3	0,3	0,6	0,8
	Úmida	0,2	0,4	0,6	0,6	1,0	1,3
	Seca	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
W ₁	Anual	-0,6	-0,6	-0,3	-1,0	0,1	0,9
	Úmida	0,3	1,1	1,8	1,6	3,7	5,9
	Seca	-1,3	-1,0	-0,9	-1,8	-1,0	-1,4
W ₂	Anual	-0,2	-0,1	0,6	0,2	1,7	3,0
	Úmida	0,7	1,3	2,3	2,1	5,0	8,1
	Seca	-0,8	0,0	0,3	-0,7	0,8	1,4
W ₃	Anual	-0,6	-1,8	-1,4	-3,8	-1,7	-0,9
	Úmida	0,2	-1,2	-0,4	-2,5	-0,2	0,7
	Seca	-1,1	-2,2	-2,2	-5,0	-3,0	-2,6

4.2.2 – Balanço de radiação à superfície

Ao analisar o balanço de radiação à superfície, deve-se levar em conta que na conversão de floresta para pastagem degradada: 1) há aumento gradativo do albedo superficial com o aumento da taxa de desflorestamento (até 5,7% no cenário de 100% de desflorestamento – Tabela 4.3); 2) a temperatura à superfície aumenta gradativamente (entre 0,6°C e 2,9°C); e 3) a nebulosidade diminui gradativamente (-1,4% na estação úmida com taxa de 20% de desflorestamento e -5,7% na mesma estação com taxa de 100% de desflorestamento). Estas modificações nestas três variáveis levaram à redução gradativa do saldo de radiação (-3,2 W/m² na estação úmida com taxa de 20% de desflorestamento até 17,7 W/m² na estação seca com taxa de 100% de desflorestamento - Tabela 4.6), semelhante às que ocorrem com os experimentos com cenários “realísticos”.

No balanço de radiação de onda curta, o aumento de radiação incidente, decorrente da diminuição de nebulosidade, compensa somente parte do aumento de radiação refletida, decorrente do aumento do albedo. Sendo assim, o saldo de onda curta diminui (na média anual) gradativamente à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, e na estação úmida há diminuição, porém ocorre principalmente entre as taxas de desflorestamento de 50% e 80%). Já na estação seca, o saldo de radiação de onda curta aumentou entre 1,0 W m⁻² e 2,1 W m⁻² o que indica que o aumento da radiação incidente foi mais significativo que o aumento na radiação refletida (“*feedback* de nuvem”). No balanço de radiação de onda longa houve diminuição gradativa, pois o aumento gradativo com a taxa de desflorestamento da onda longa emergente teve papel dominante na redução do saldo de radiação de onda longa, tanto na média anual, quando em ambas as estações úmida e seca. Ocorre diminuição da radiação de onda longa incidente na estação seca em todos os cenários de desflorestamento. O aumento da radiação de onda longa incidente que ocorre na média anual e na estação úmida e a diminuição na estação seca estão

relacionados às reduções da nebulosidade e da umidade nas camadas mais baixas da atmosfera. Em todos os cenários de desflorestamento, os saldos de radiação de onda curta e longa contribuíram para a redução do saldo de radiação à superfície, da mesma forma que ocorreu com as simulações com os cenários “realísticos”. A redução do saldo de radiação possui alta significância estatística (acima de 99% em média anual e em ambas as estações). A diminuição do saldo de radiação no topo da atmosfera na média anual e nas estações seca e úmida é dominada por mudanças na radiação de onda longa emergente, com aumentos gradativos à medida que aumenta a taxa de desflorestamento. Esta diminuição do saldo de radiação no topo está relacionada principalmente à diminuição de nebulosidade.

TABELA 4.6 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100%, utilizando cenários aleatórios. $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); e os subscritos *sfc*, *atm* e *top* referem-se à superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente; T : temperatura (K); α : albedo; n : nebulosidade %.

Variável	Período	Taxa de desflorestamento					
		20%	40%	50%	60%	80%	100%
$SW \downarrow_{sfc}$	Anual	3,4	6,6	7,9	10,2	12,7	15,0
	Úmida	3,1	5,7	6,9	9,0	10,9	12,6
	Seca	4,0	7,2	8,6	11,3	13,8	17,0
$SW \uparrow_{sfc}$	Anual	3,0	6,0	7,6	9,3	12,3	15,2
	Úmida	3,0	5,8	7,5	9,1	12,0	14,8
	Seca	3,0	5,9	7,6	9,2	12,2	15,2
ΔSW_{sfc}	Anual	0,4	0,6	0,3	0,9	0,4	-0,2
	Úmida	0,1	-0,2	-0,5	-0,1	-1,1	-2,2
	Seca	1,0	1,3	1,0	2,1	1,6	1,8
$LW \downarrow_{sfc}$	Anual	0,6	1,1	1,4	1,2	1,5	1,8
	Úmida	0,7	1,5	1,9	2,0	2,4	2,7
	Seca	-0,4	-0,7	-0,3	-1,6	-1,2	-0,9
$LW \uparrow_{sfc}$	Anual	4,6	8,8	11,0	12,9	16,3	19,0
	Úmida	4,1	7,6	9,5	11,2	13,8	15,7
	Seca	4,5	8,5	10,8	12,0	15,4	18,6

(Continua)

TABELA 4.6 – Conclusão.

ΔLW_{sfc}	Anual	-4,0	-7,7	-9,6	-11,7	-14,8	-17,1
	Úmida	-3,4	-6,1	-7,7	-9,3	-11,4	-13,0
	Seca	-4,9	-9,2	-11,1	-13,6	-16,7	-19,5
Rn_{sfc}	Anual	-3,7	-7,1	-9,3	-10,8	-14,4	-17,3
	Úmida	-3,2	-6,3	-8,2	-9,3	-12,5	-15,2
	Seca	-4,0	-7,9	-10,0	-11,5	-15,1	-17,7
$SW \uparrow_{top}$	Anual	-0,4	-0,7	-0,5	-1,1	-0,7	-0,3
	Úmida	-0,3	0,0	0,2	-0,3	0,5	1,4
	Seca	-0,9	-1,3	-1,1	-2,0	-1,6	-1,9
$LW \uparrow_{top}$	Anual	0,9	1,7	1,8	2,5	2,6	2,9
	Úmida	0,8	0,8	0,7	1,5	1,0	0,7
	Seca	1,7	2,9	3,4	4,4	5,1	6,0
Rn_{top}	Anual	-0,5	-1,0	-1,2	-1,4	-1,9	-2,6
	Úmida	-0,5	-0,8	-0,9	-1,2	-1,5	-2,1
	Seca	-0,8	-1,6	-2,3	-2,3	-3,5	-4,1
Rn_{atm}	Anual	3,2	6,2	8,1	9,4	12,5	14,7
	Úmida	2,7	5,6	7,3	8,1	11,0	13,1
	Seca	3,2	6,3	7,7	9,2	11,6	13,6
T_{sfc}	Anual	0,7	1,4	1,7	2,0	2,5	2,9
	Úmida	0,6	1,2	1,5	1,7	2,1	2,4
	Seca	0,7	1,3	1,7	1,9	2,4	2,9
α	Anual	1,1	2,2	2,9	3,4	4,5	5,6
	Úmida	1,2	2,3	2,9	3,5	4,6	5,7
	Seca	1,1	2,2	2,9	3,4	4,5	5,6
n	Anual	-2,0	-4,0	-4,9	-6,2	-8,1	-10,1
	Úmida	-1,4	-2,2	-2,9	-3,5	-4,5	-5,4
	Seca	-3,7	-7,0	-8,3	-10,7	-13,3	-16,4

4.2.3 – Balanço de Energia à Superfície

Assim como discutido nos itens anteriores, também o balanço de energia à superfície para os experimentos com cenários aleatórios não tem modificações significativas em média em toda a Amazônia em relação aos experimentos com cenários “realísticos”. A Tabela 4.7 apresenta os impactos da conversão da floresta em pastagem degradada no balanço de energia à superfície. O aumento do fluxo de calor sensível, em todos os cenários é progressivo, sobretudo no período seco, sobretudo a partir de taxas de desflorestamento superiores a 50%. As anomalias de H apresentam alta significância estatística

(maior de 95%) a partir do cenário com 40% de desflorestamento. O fluxo de calor latente tem redução linear e gradual com o aumento da taxa de desflorestamento, com as maiores reduções no período seco. Em todos os cenários, a redução do fluxo de calor latente tem alta significância estatística (acima de 99%). Em todos cenários e em todas as estações, a redução do saldo de radiação (Tabela 4.6) é quase igualmente dividida entre os dois fluxos turbulentos.

A redução no fluxo de calor latente faz com que grande porção da energia disponível seja particionada em fluxo de calor para aquecer a atmosfera (sensível) sobre a área desflorestada, conduzindo, assim, a um aumento na razão de Bowen, como mostrado na seção 4.2.5, na mesma proporção que acontece com os experimentos com cenários “realísticos”.

A redução da umidade do ar, o gradual aumento da temperatura e redução da pressão atmosférica, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, são semelhantes aos encontrados nos experimentos com cenários “realísticos”. Tais modificações têm alta significância estatística (maior ou igual a 95%) para os cenários de desflorestamento superiores a 40%, na média anual, e nas estações seca e úmida.

Tabela 4.7 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100%, utilizando cenários aleatórios. H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); p : pressão à superfície; T : temperatura do ar (K); UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); Bo : razão de Bowen (adimensional); os subscritos sfc e ref referem-se à superfície e ao nível de referência, respectivamente.

Variável	Período	Taxa de desflorestamento					
		20%	40%	50%	60%	80%	100%
H	Anual	0,7	1,2	1,2	2,5	3,1	4,5
	Úmida	0,5	1,0	0,7	1,9	2,1	2,6
	Seca	1,2	1,5	1,8	3,5	4,6	7,8
LE	Anual	-4,3	-8,1	-10,3	-12,9	-17,0	-21,2
	Úmida	-3,6	-7,0	-8,5	-10,7	-13,9	-17,1
	Seca	-5,2	-9,4	-11,9	-15,1	-19,8	-25,6
Rn_{sfc}	Anual	-3,7	-7,1	-9,3	-10,8	-14,4	-17,3
	Úmida	-3,2	-6,3	-8,2	-9,3	-12,5	-15,2
	Seca	-4,0	-7,9	-10,0	-11,5	-15,1	-17,7
p_{sfc}	Anual	-0,1	-0,2	-0,3	-0,4	-0,6	-0,7
	Úmida	-0,1	-0,2	-0,2	-0,4	-0,4	-0,6
	Seca	-0,1	-0,2	-0,3	-0,3	-0,5	-0,7
T_{ref}	Anual	0,3	0,5	0,7	0,8	1,1	1,4
	Úmida	0,2	0,4	0,5	0,6	0,8	0,9
	Seca	0,3	0,5	0,7	0,8	1,2	1,6
T_{sfc}	Anual	0,7	1,4	1,7	2,0	2,5	2,9
	Úmida	0,6	1,2	1,5	1,7	2,1	2,4
	Seca	0,7	1,3	1,7	1,9	2,4	2,9
UR_{ref}	Anual	-1,7	-3,4	-4,2	-5,3	-7,0	-8,9
	Úmida	-1,4	-2,7	-3,2	-4,0	-5,2	-6,5
	Seca	-2,2	-4,1	-5,0	-6,4	-8,4	-11,0
u_{ref}	Anual	-0,2	-0,3	-0,5	-0,6	-0,9	-1,3
	Úmida	-0,1	-0,3	-0,4	-0,5	-0,7	-1,0
	Seca	-0,2	-0,5	-0,7	-0,9	-1,4	-1,9
v_{ref}	Anual	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,3
	Úmida	-0,1	-0,2	-0,2	-0,3	-0,4	-0,6
	Seca	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,5
Bo	Anual	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
	Úmida	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
	Seca	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3

4.2.4 – Vento Próximo à Superfície

Como o padrão de desflorestamento nos cenários “realísticos” ocorrem inicialmente no leste/nordeste e sul/sudeste da Amazônia, nestas regiões, para taxas de desflorestamento inferiores a 50%, houve maior aceleração do vento do que nos experimentos com cenários aleatórios nas estações úmida e seca (Figura 4.18). Ainda assim, o padrão espacial é bastante semelhante e a partir de taxas de desflorestamento superiores a 50% o padrão espacial das anomalias de vento no nível de referência é praticamente o mesmo. A aceleração do vento zonal de leste ocorre em todas as estações, porém com maior aumento na estação seca (entre -0,2 m/s e -1,9 m/s). O vento meridional de norte é mais intenso nas estações úmida e média anual. Durante o período seco, as anomalias do vento são de norte, com progressivo aumento com a taxa de desflorestamento. As modificações nos campos de vento têm alta significância estatística (99% pelo teste t de Student). Como nos experimentos com cenários “realísticos”, a partir de 40% de desflorestamento observa-se uma região de confluência do vento no nível de referência, principalmente no Estado do Amazonas, coincidente com a região de máxima convergência de umidade e mínimo de pressão atmosférica (Figura 4.18). Também é nesta região que se localiza a interface entre as zonas seca (à leste) e mais chuvosa (à oeste), ou seja, a convergência do vento (Figura 4.20), com movimento ascendente na região de convergência (Figura 4.21), que, conseqüentemente, induz aumento de precipitação local.

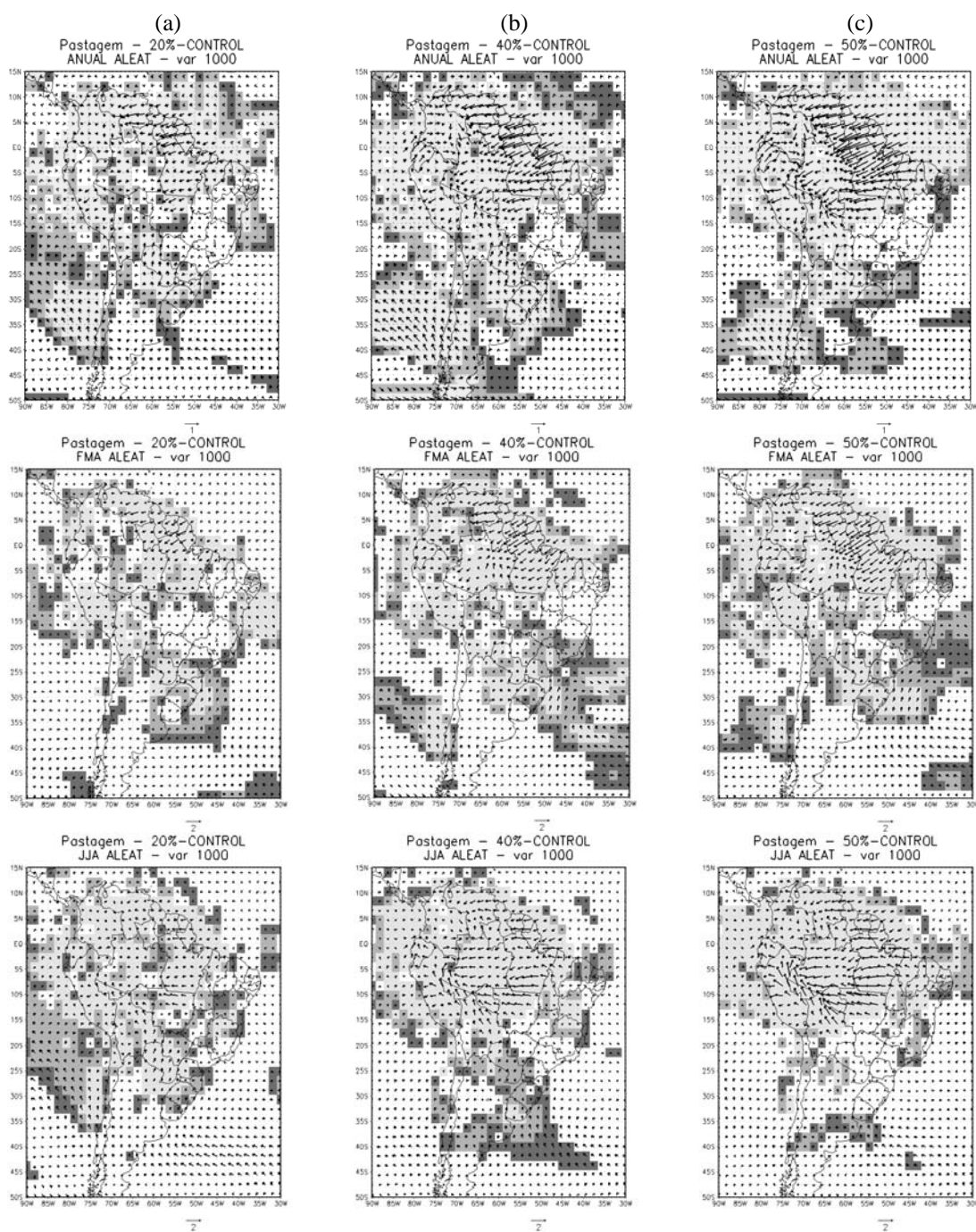


Figura 4.18 – Anomalias do vento no nível de referência (m/s) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

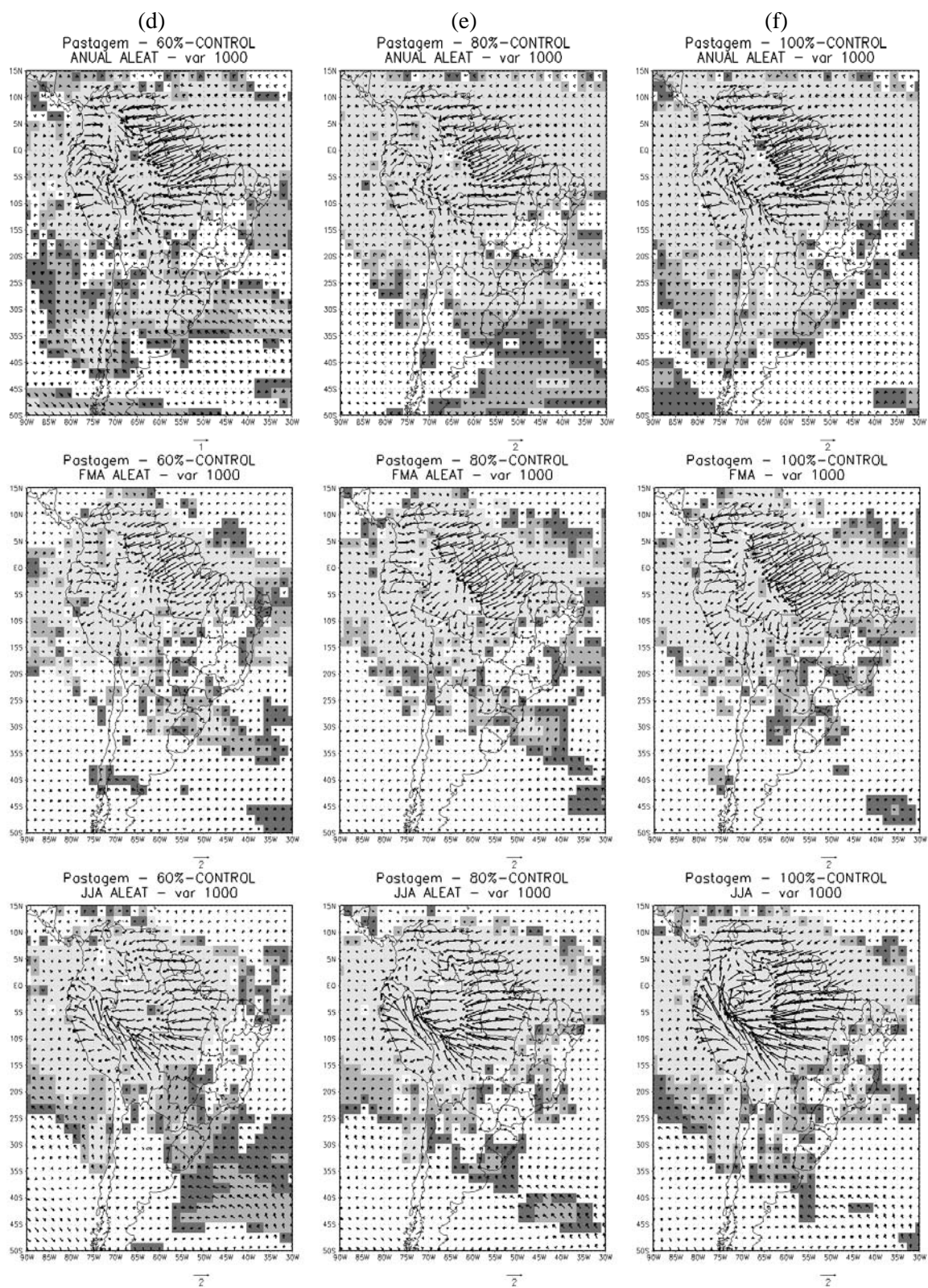


Figura 4.18. – Conclusão.

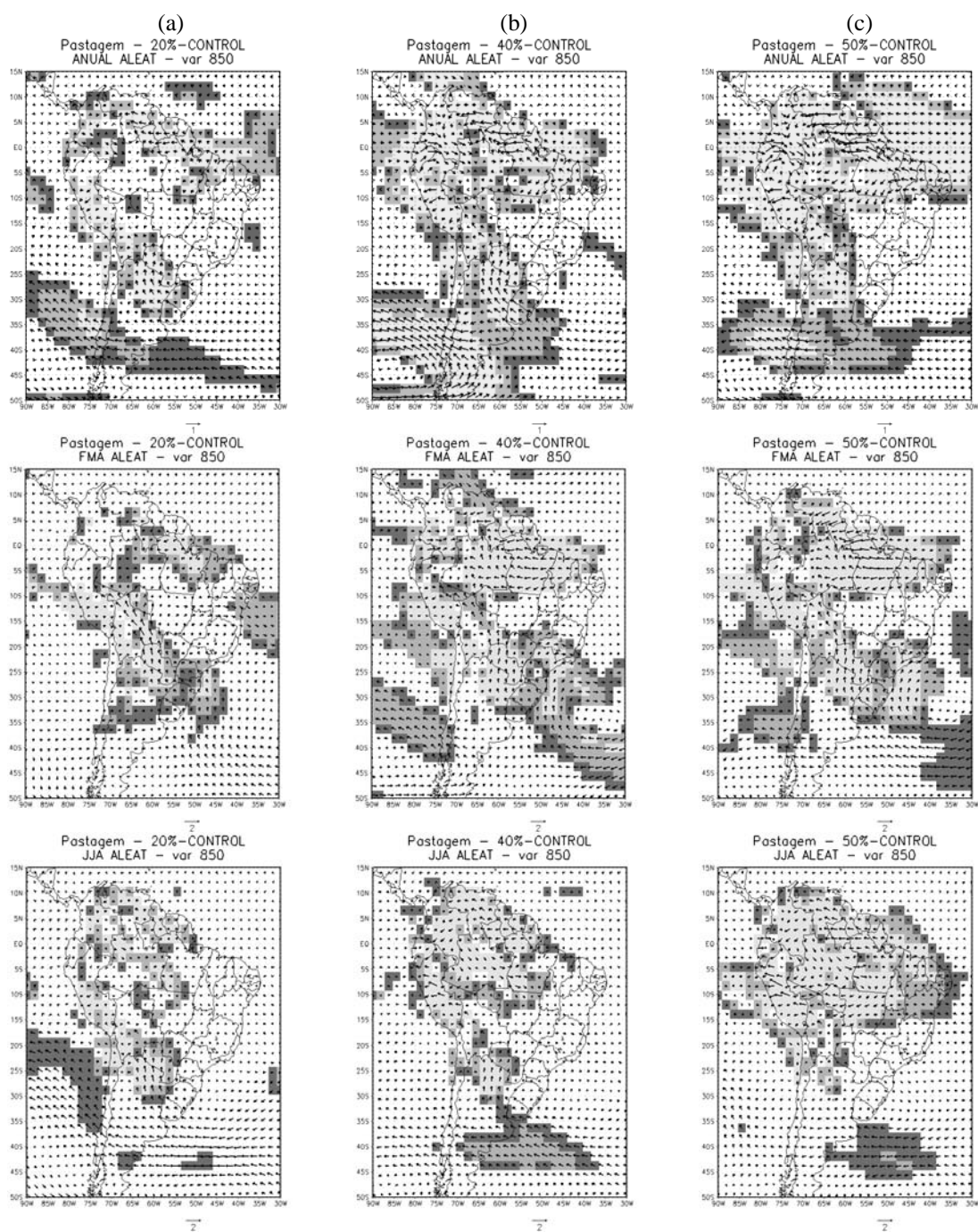


Figura 4.19 – Anomalias do vento em 850 hPa (m/s) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

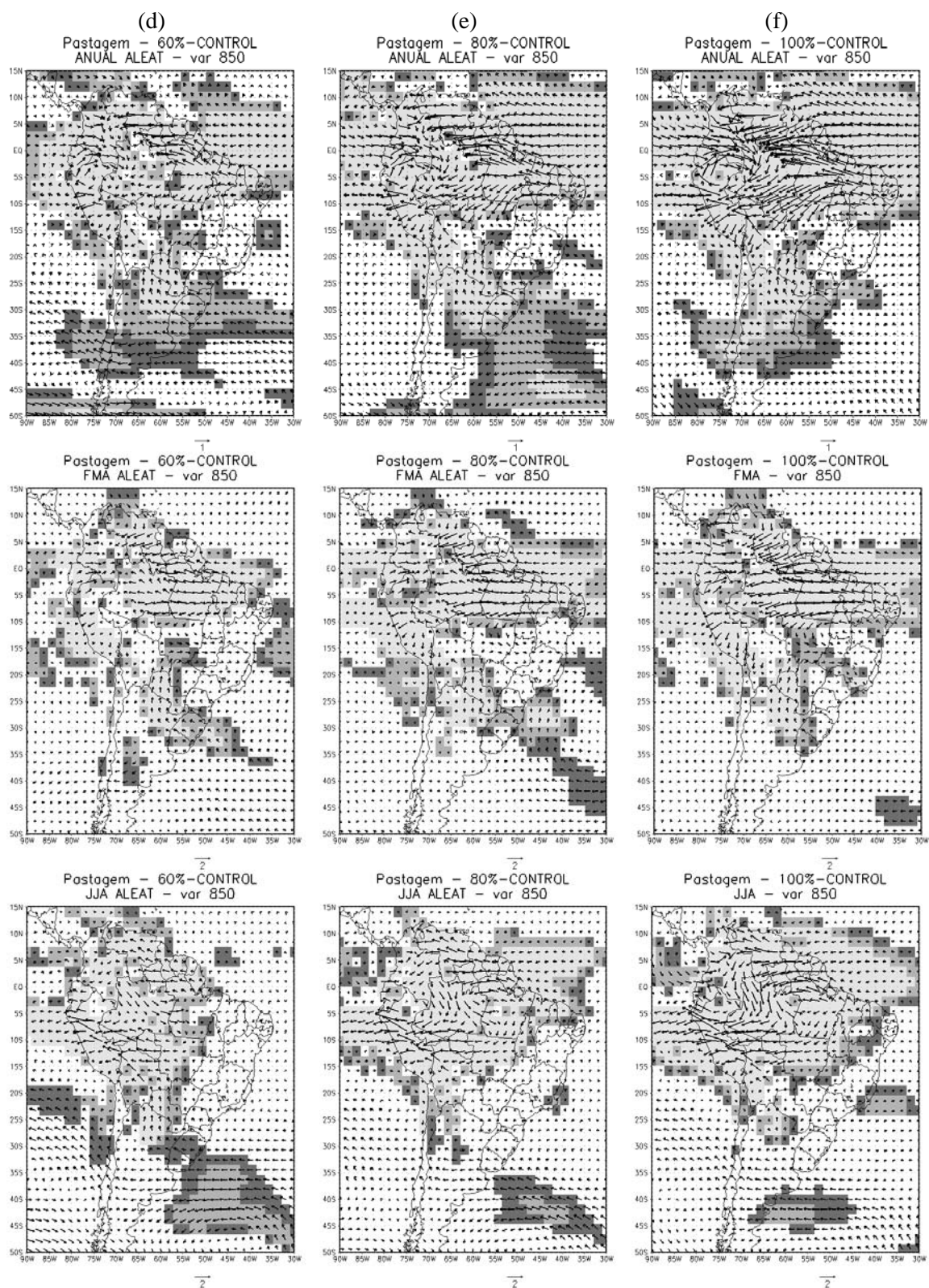


Figura 4.19 – Conclusão.

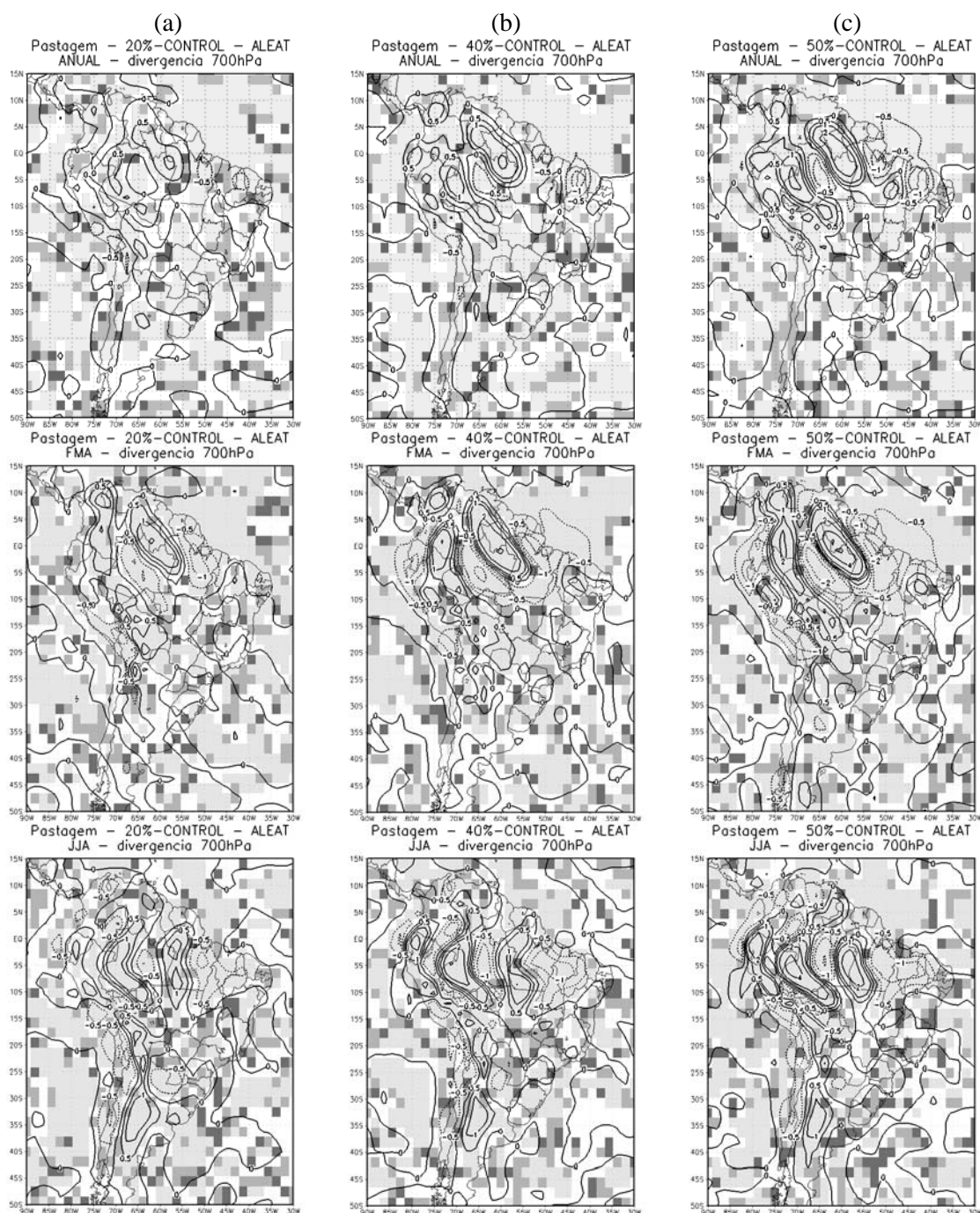


Figura 4.20 – Anomalias divergência atmosférica em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

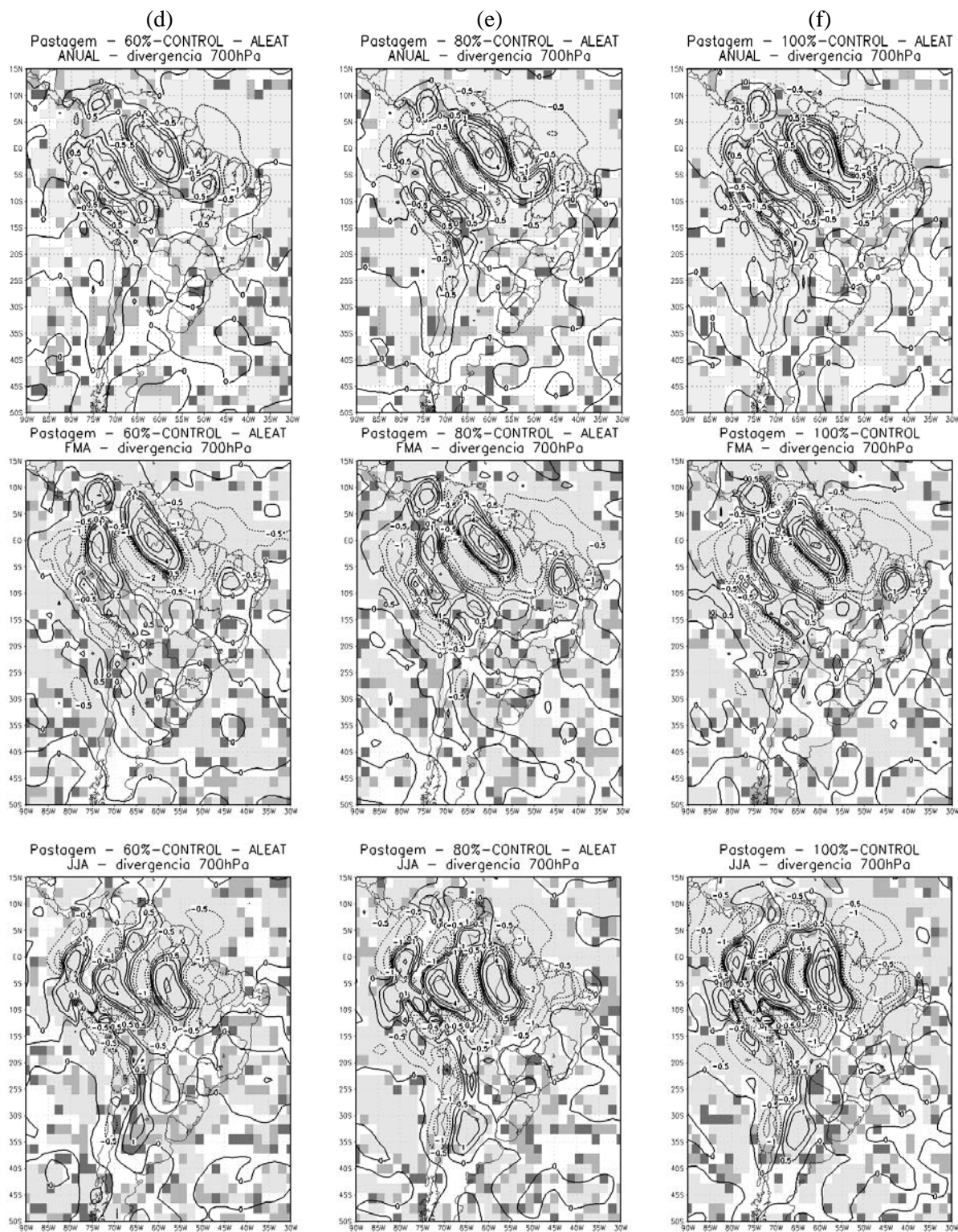


Figura 4.20 – Conclusão.

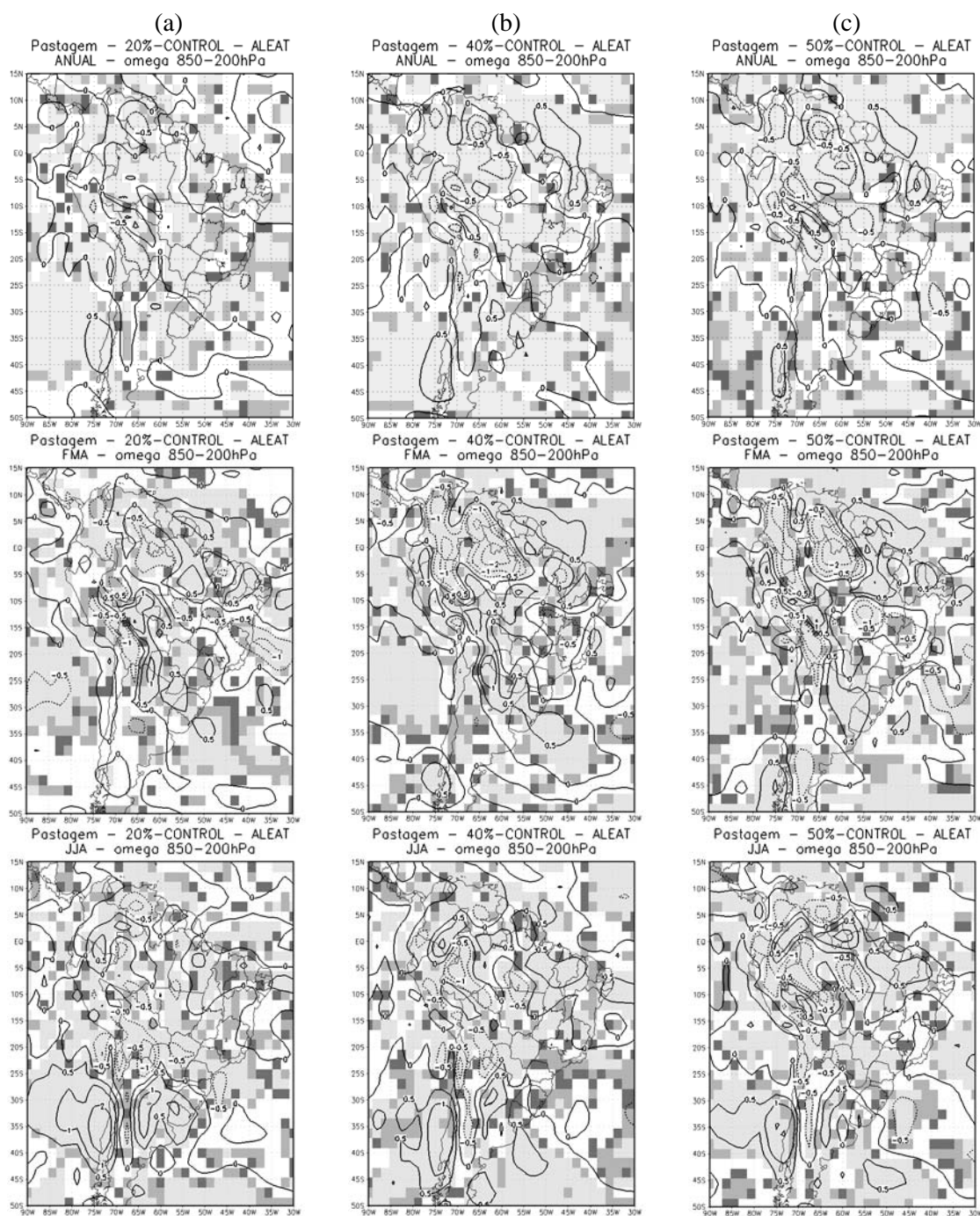


Figura 4.21 – Anomalias de ω médio entre 850 e 200 hPa (10^{-5} cb/s) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

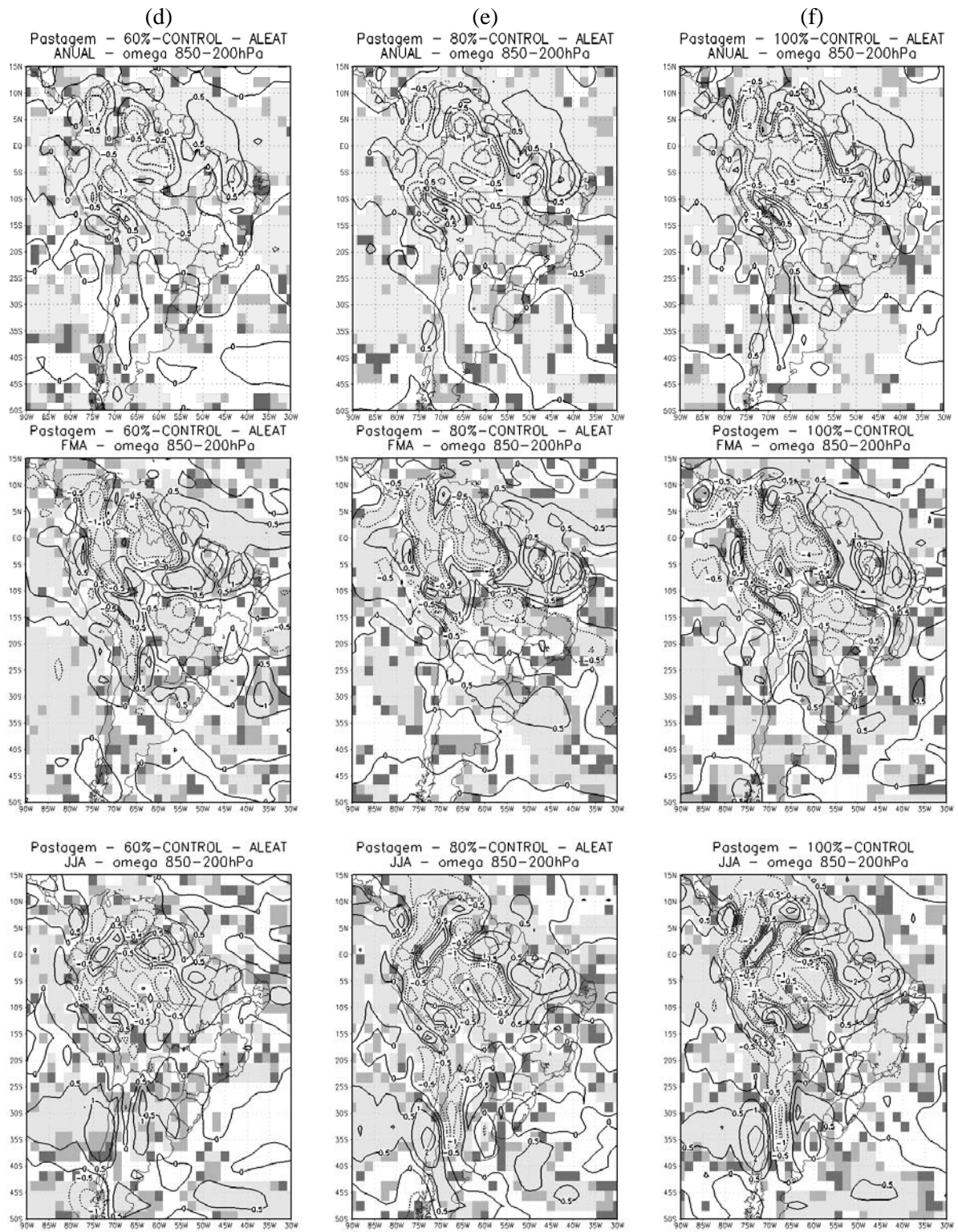


Figura 4.21 – Conclusão.

Da mesma forma que nos experimentos com cenários “realísticos”, destaca-se que há diminuição da intensidade do vento em parte do norte/noroeste da bacia do Prata em todos os cenários, principalmente no período úmido. Esta diminuição tende a diminuir o transporte de vapor d’água para a região, o que é consistente com a diminuição da umidade do ar (Figura 4.15), e da precipitação na região (Figuras 4.13).

4.2.5 – Razão de Bowen

As mudanças na razão de Bowen em todos os cenários de desflorestamento, nas estações úmida e média anual, foram as mesmas das simulações com cenários “realísticos”. Na estação seca, há aumento de 0,1, em relação aos cenários “realísticos”, no cenário com taxa de 20% desflorestamento e no de 60% de desflorestamento.

4.2.6 – Fluxo de umidade

O fluxo de umidade integrado verticalmente, média anual, nas estações úmida e seca (média do controle) e as respectivas mudanças em relação ao controle, para cada um dos cenários de desflorestamento, são apresentadas na Figura 4.22. Para os cenários aleatórios, o fluxo de umidade, média anual, é mais intenso a partir do cenário com taxa de 50% de desflorestamento, diferente dos experimentos com cenários “realísticos”, que indicavam esta característica a partir de 40%. Entretanto, nas estações úmida e seca, observa-se que a partir de 40% de desflorestamento na Amazônia que há mudanças no fluxo de umidade, com alta significância estatística (maior ou igual a 95%).

Durante a estação úmida há intensificação do fluxo de umidade integrado verticalmente sobre as regiões desflorestadas, com alta significância estatística a partir do cenário com taxa de 40% de desflorestamento. Neste período, bem como nos experimentos com cenários “realísticos”, nota-se que há diminuição do fluxo de umidade integrado verticalmente principalmente no norte da

Argentina, Paraguai e parte da Bolívia, com alta significância estatística (99%), a partir de 20% de desflorestamento. Diferente dos experimentos com cenários “realísticos”, não notou-se aumento do fluxo de umidade do norte para o Sudeste do Brasil (Figura 4.10). No período seco, observa-se que as maiores modificações no fluxo de umidade integrado verticalmente ocorrem principalmente sobre a região amazônica, com diminuição do fluxo de umidade no leste da Amazônia, principalmente no Pará (que conduziu a diminuição de precipitação nesta região), sobretudo a partir de 40% de desflorestamento. Por outro lado, no oeste da Amazônia houve aumento do fluxo de umidade, que conduziu a aumento de precipitação, sobretudo no Estado do Amazonas, o que é semelhantes aos resultados obtidos com os experimentos com cenários realísticos.

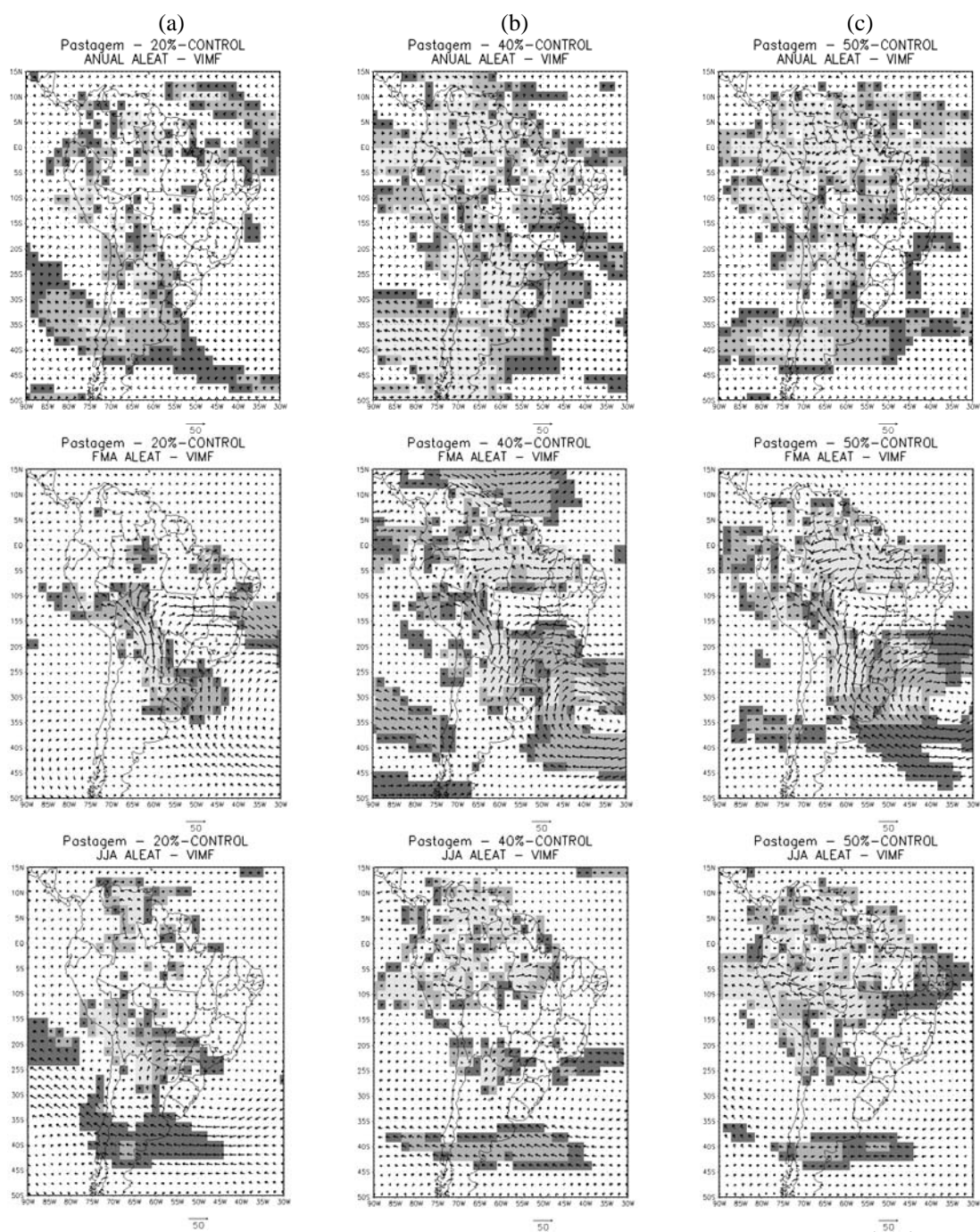


Figura 4.22 – Anomalias do fluxo de umidade integrada na vertical ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

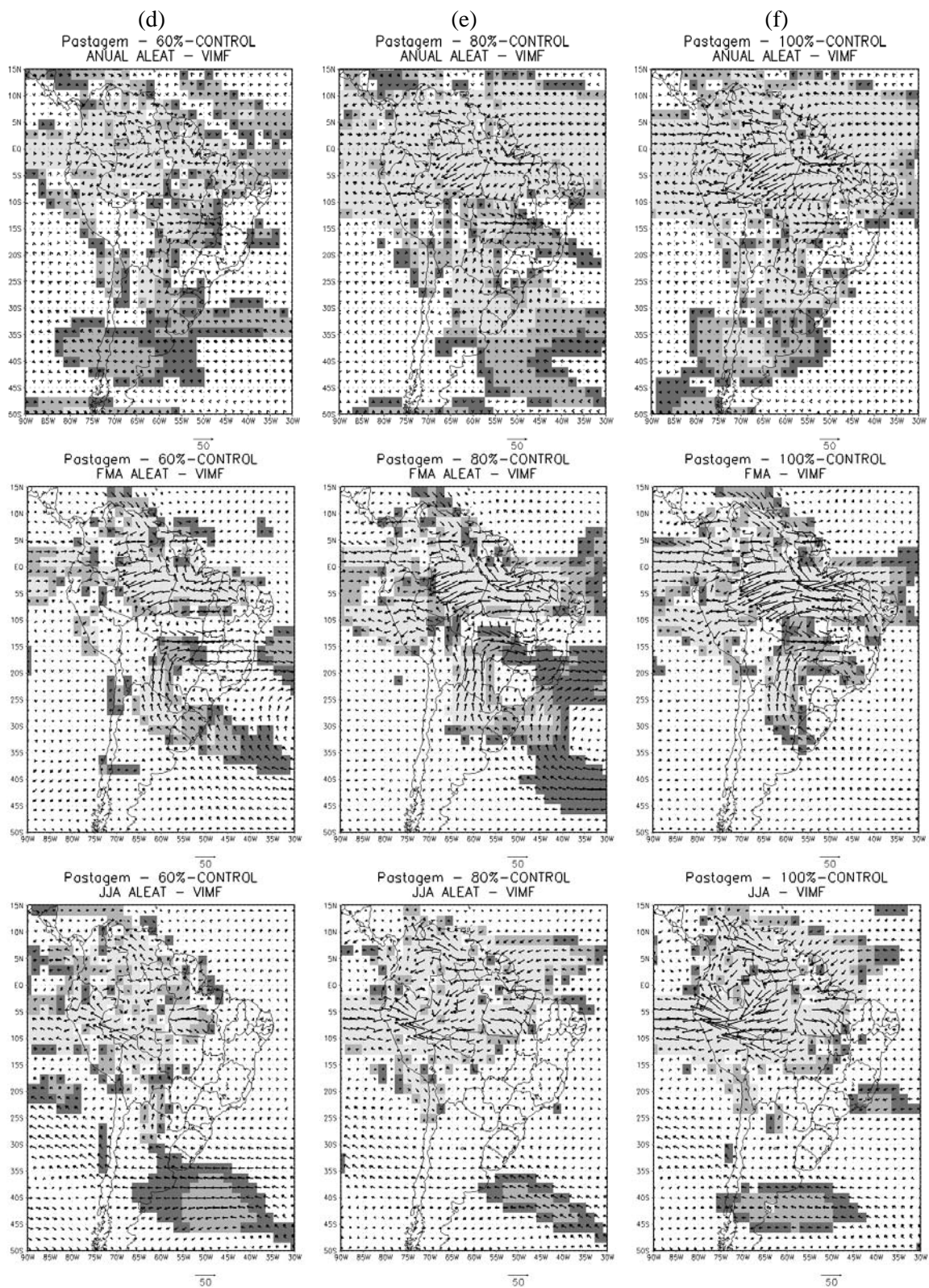


Figura 4.22 – Conclusão.

Durante todo o ano e para todos os cenários de desflorestamento, o transporte de umidade do oceano Atlântico para a bacia amazônica foi a maior fonte externa de umidade, o que concorda com os resultados dos experimentos com cenários “realísticos” e com os estudos de Salati e Vose (1984), Salati e Nobre (1991) e Correia (2005). Diferente dos experimentos com cenários “realísticos”, na média anual (Figura 4.11), o aumento do transporte de umidade na borda leste com o aumento da taxa de desflorestamento não é gradativo. O mesmo ocorre no período seco. Já no período úmido, há aumento gradativo do transporte de umidade na borda leste para a Amazônia com o aumento da taxa de desflorestamento. Como nos experimentos com cenários “realísticos”, houve aumento da convergência de umidade na média anual e na estação úmida (com exceção do cenário com 60% de desflorestamento), o que indica o maior transporte de umidade para a bacia, em relação ao controle. Na média anual o transporte de umidade para fora da bacia na borda oeste é menor do que o controle, diferente dos experimentos com cenários “realísticos”. No período seco, igualmente, mais umidade foi transportada para fora da região (com exceção do cenário com 20% de desflorestamento). Na fronteira norte, na média anual, e na estação úmida, na maioria dos casos o transporte de umidade foi na direção da bacia. Já na estação seca isto ocorre somente entre os cenários de 20% e 50%. Na fronteira sul há menos transporte de umidade da região da bacia amazônica em direção ao sul, com exceção do período seco para as taxas de 20% a 50% e na média anual para a taxa de 60% de desflorestamento. Assim como nos experimentos com cenários “realísticos”, comparando as mudanças em todas as fronteiras, os resultados mostraram que o forte escoamento de umidade que entra na bacia pela fronteira leste é a maior razão para o aumento da convergência de umidade na bacia amazônica em todas as estações

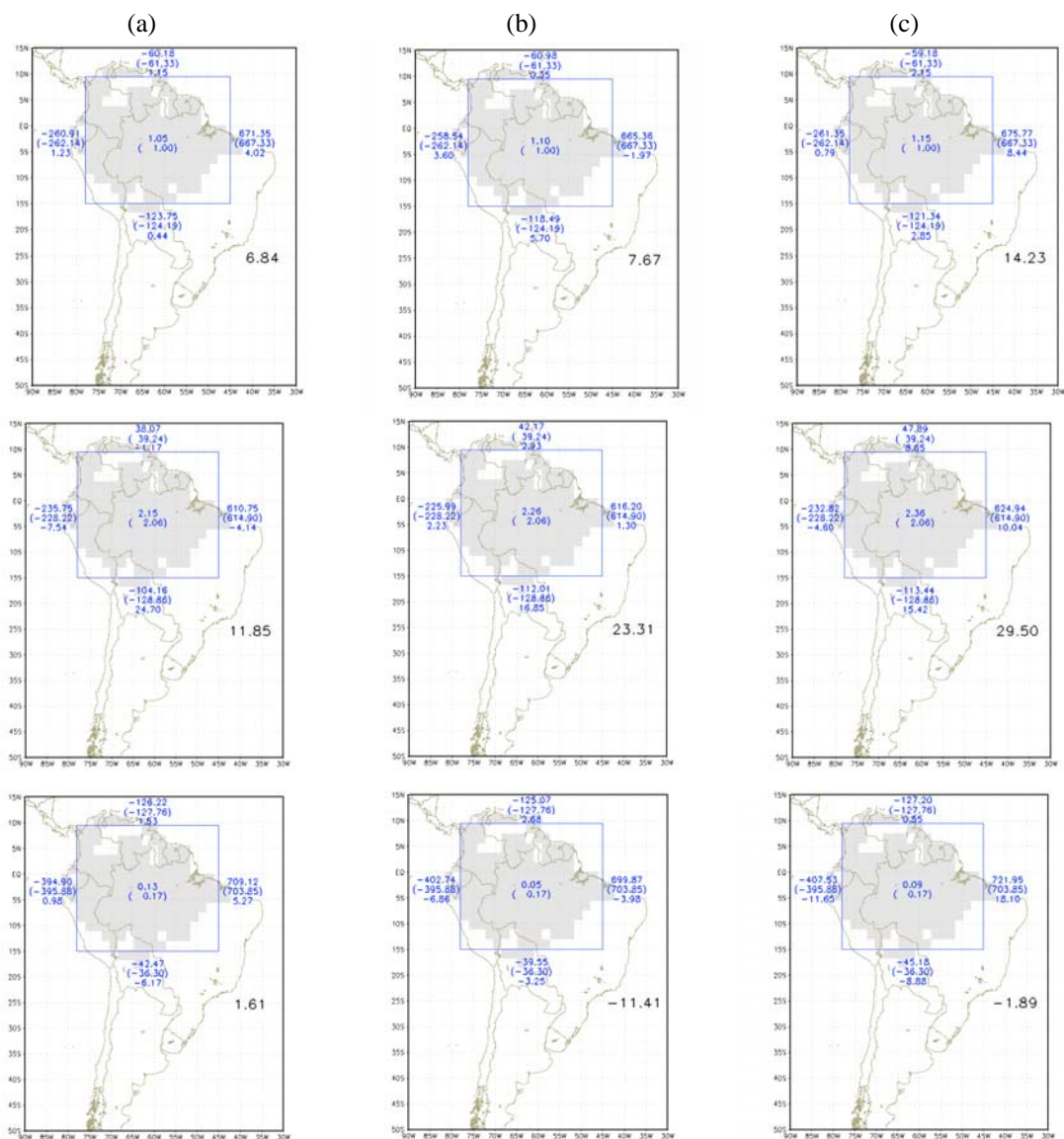


Figura 4.23 – Fluxo de umidade integrada na vertical sobre a Bacia Amazônica (10^6 kg/s) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). Os valores para nas bordas da área são: média do experimento (valores superiores); controle (entre parênteses) e diferença: experimento-controle (valores inferiores). Os valores em preto no canto direito correspondem ao saldo do fluxo de umidade. Valores positivos (negativos) indicam fluxo de umidade para dentro (fora) da caixa. Os valores no centro da caixa indicam a convergência de umidade média para a caixa (mm/dia) para o experimento (valor superior) e controle (entre parênteses). (Continua).

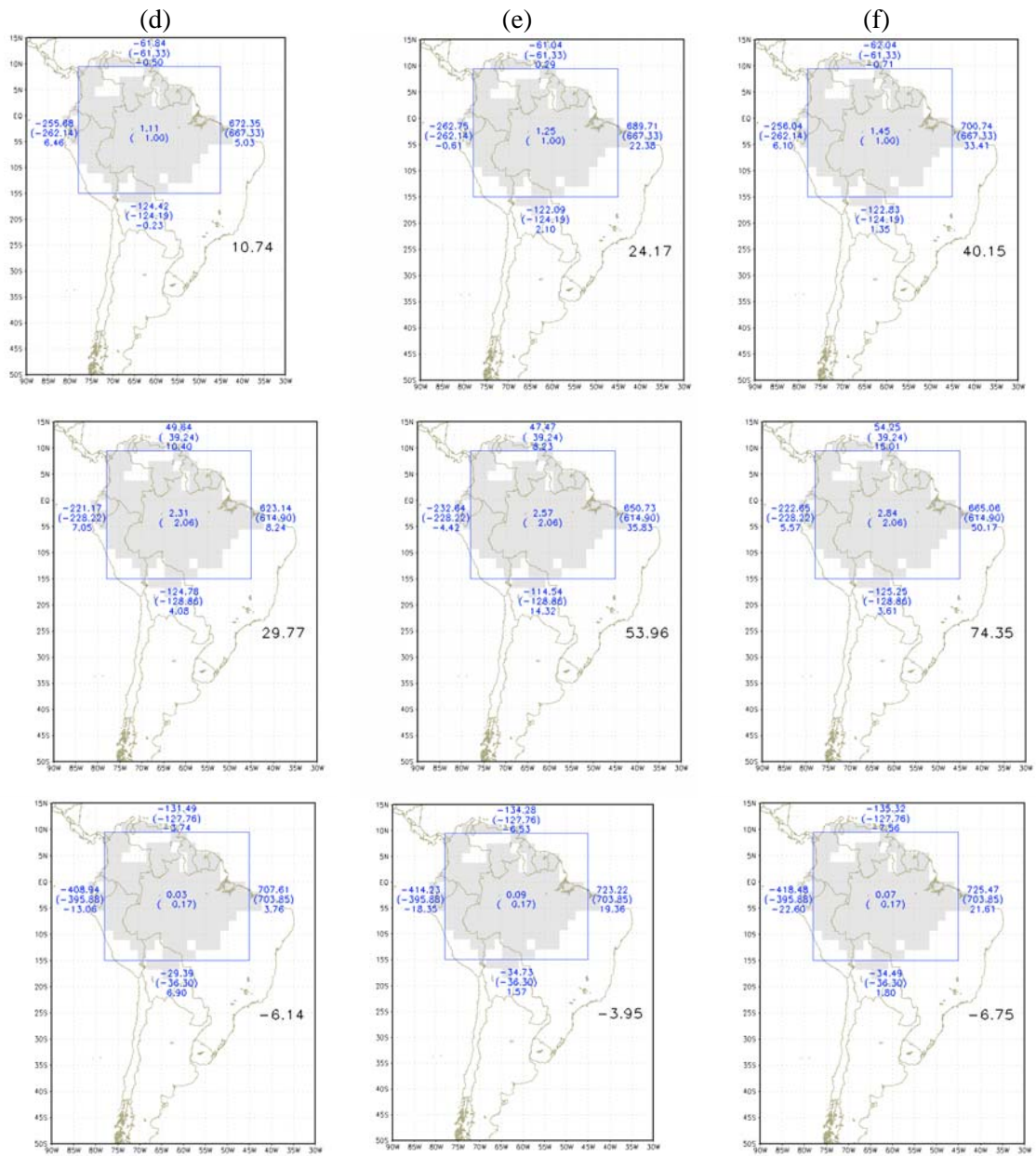


Figura 4.23 – Conclusão.

4.2.7 – Energia Estática Úmida

Da mesma forma que nos experimentos com cenários “realísticos”, para todas as taxas de desflorestamento, o perfil de energia estática úmida é instável abaixo de 700hPa, com pequena diminuição da energia estática úmida em todos os períodos (média anual, úmido e chuvoso) à medida que aumenta a taxa de desflorestamento. Esta pequena diminuição se deve ao padrão de precipitação, com aumento no oeste e diminuição no leste. Em relação à região leste/nordeste da Amazônia, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, há uma maior redução da energia estática úmida, principalmente no período seco, o que está de acordo com a redução da precipitação nesta região. As reduções são pequenas e semelhantes às observadas nos experimentos com cenários “realísticos”, por isso as figuras não são mostradas aqui.

Em relação à energia estática seca, o gradiente vertical foi positivo, com aumento da energia estática seca nos baixos níveis à medida que aumenta a taxa de desflorestamento. Assim como para a energia estática úmida, em média na Amazônia o aumento é pequeno e ocorre principalmente nos níveis mais baixos da atmosfera (abaixo de 700 hPa). No leste da Amazônia observa-se um maior aumento, principalmente no período seco.

A redução da energia estática úmida ocorre com o aumento da taxa de desflorestamento na CLP, sobretudo na região mais à leste da Amazônia. Esta redução progressiva, contribuiu para a redução da energia potencial disponível para a convecção (CAPE), conforme discutido na seção 4.4.

4.3 - Impactos Regionais da Substituição da Floresta Amazônica por Soja – cenários realísticos

Nos últimos anos, a expansão das áreas produtoras de soja tem contribuído para elevar as taxas de desmatamento na Amazônia brasileira (MORTON et al., 2006; COSTA et al., 2007; SAMPAIO et al., 2007). Estatísticas oficiais do Governo brasileiro (www.conab.gov.br) indicam que a área plantada de soja nos estados da Amazônia está expandindo a uma taxa de 14,1% ao ano entre 1990 e 2005. Esta expansão da área plantada na década de 1990 tinha taxa de 12,1% ao ano, enquanto que no período entre 2000 e 2005 a taxa de expansão da área plantada de soja foi de 16,8%. Diversos fatores têm contribuído para o aumento da área plantada de soja, que inclui desde melhoria na infra-estrutura para o escoamento da produção através de rodovias e portos, além da demanda por biocombustíveis, como por exemplo, o biodiesel que pode ser obtidos a partir do óleo de soja (COSTA et al., 2007). Assim sendo, o objetivo é saber o que aconteceria com o clima da Amazônia se a área da floresta fosse substituída em 20%, 50%, 80% e 100% por plantação de soja. Neste caso, as simulações numéricas foram feitas utilizando os cenários “realísticos” de desflorestamentos.

Como discutido no Capítulo 3, é importante ressaltar que a soja que foi especificada é baseada na fisiologia de uma planta C3 e as parametrizações são baseadas nos dados coletados num experimento micrometeorológico para a soja que foi iniciado no final de 2005, em Paragominas, no leste da Amazônia (COSTA et al., 2007). Neste experimento, a soja foi plantada em 4 de fevereiro de 2006 e colhida em 15 de junho de 2006, e durante o restante do ano o solo ficou sem cobertura vegetal, ou seja, solo nu. Nestes experimentos, a soja foi plantada em janeiro e retirada em junho, e também durante o restante do ano o solo ficou sem cobertura vegetal. Com isso, há grandes diferenças, em média anual em diversos parâmetros, tais como: 1) o albedo: em média anual é de 18%, que é maior do que na floresta (13%) e semelhante à pastagem (19%).

Entretanto, a variação anual é maior do que na pastagem; 2) índice de área foliar, que é próximo de zero na segunda metade do ano e é maior do que na floresta na fase final da soja; 3) fração de cobertura vegetal: na floresta é de 98%; na pastagem a variação anual é de 50 a 90%, já na soja é de 0% a 90%; 4) comprimento de rugosidade: na floresta é de 2,65 m; na pastagem de 0,08 m e na soja de 0,02 m; Altura do topo do dossel: na floresta é de 35,0 m, na pastagem 0,6 e na soja é de 0,4 m. Como a soja tem porte menor do que a pastagem degradada e como em metade do ano o solo fica sem cobertura vegetal, os impactos da substituição da floresta Amazônica por plantação de soja no clima regional são mais pronunciados do que quando há substituição da floresta por pastagem degradada.

No cenário de 20% de desflorestamento, assim como nos experimentos com pastagem degradada, as diferenças em relação ao controle (em média anual) são pequenas e aparecem no leste da Amazônia, indicando pequeno aumento da precipitação com significância estatística maior do que 95%, pelo teste t de Student (Figura 4.24). Já no período chuvoso, em todos os cenários há redução da precipitação principalmente no leste/nordeste, e em parte do oeste da Amazônia, e aumento em parte do centro-oeste (Estado do Amazonas). A partir do cenário com 50% de desflorestamento, este último padrão também persiste para o período seco. Estas diferenças, tanto no período seco, quanto no chuvoso têm alta significância estatística pelo teste t de Student (maior ou igual a 95%). A precipitação média em toda a bacia Amazônica apresentou pequena diminuição (média anual), pois também a diminuição desta no leste/nordeste foi compensada pelo aumento no centro-oeste. Tanto no período úmido, quanto no período seco, a distribuição espacial das mudanças da precipitação se assemelha aos resultados obtidos com a substituição da floresta por pastagem degradada. Todavia, a diminuição da precipitação no período seco é maior (-0,9 m/dia no cenário extremo, ou seja, substituição de 100% da floresta por soja).

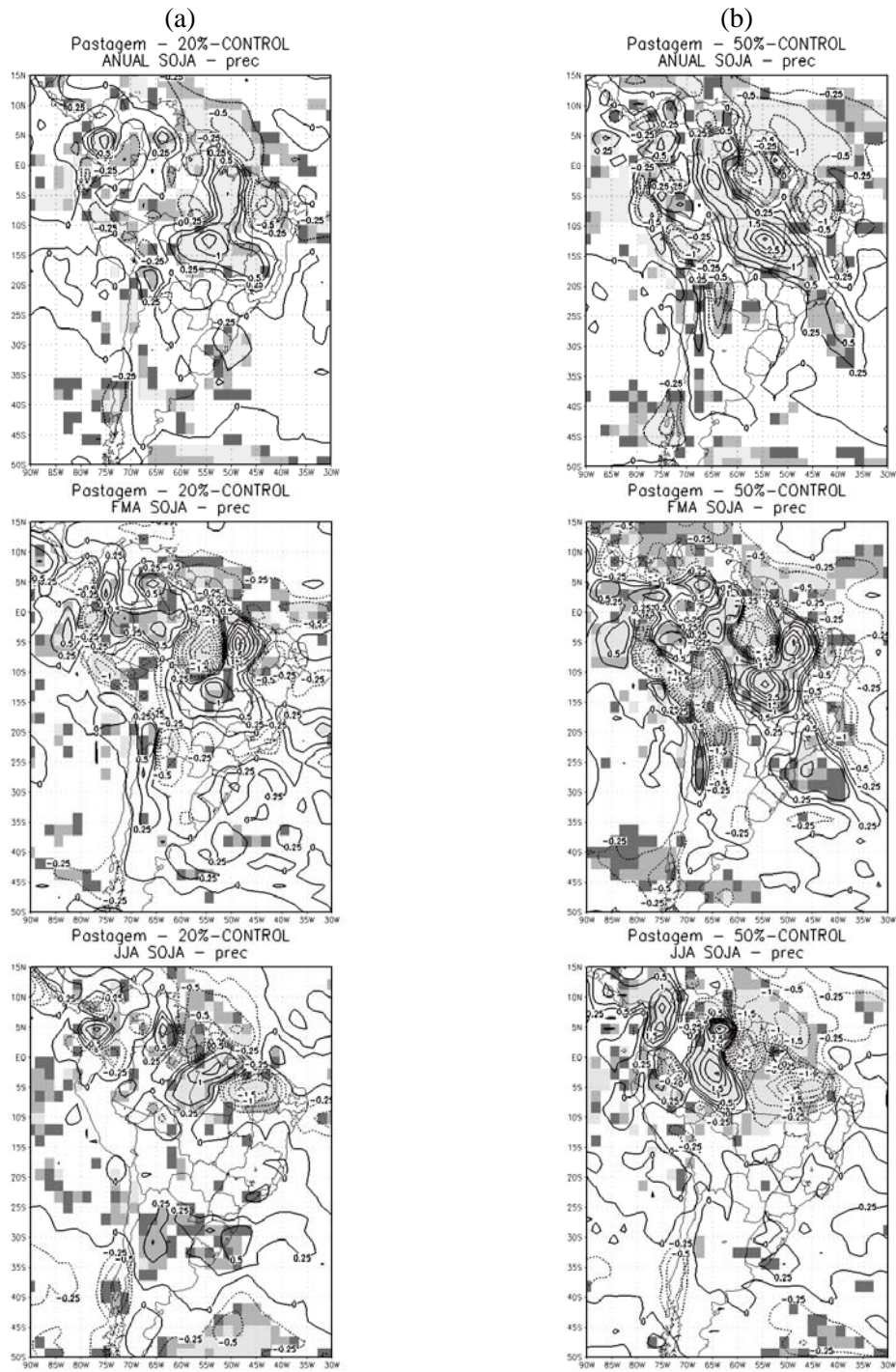


Figura 4.24 - Anomalias de precipitação (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

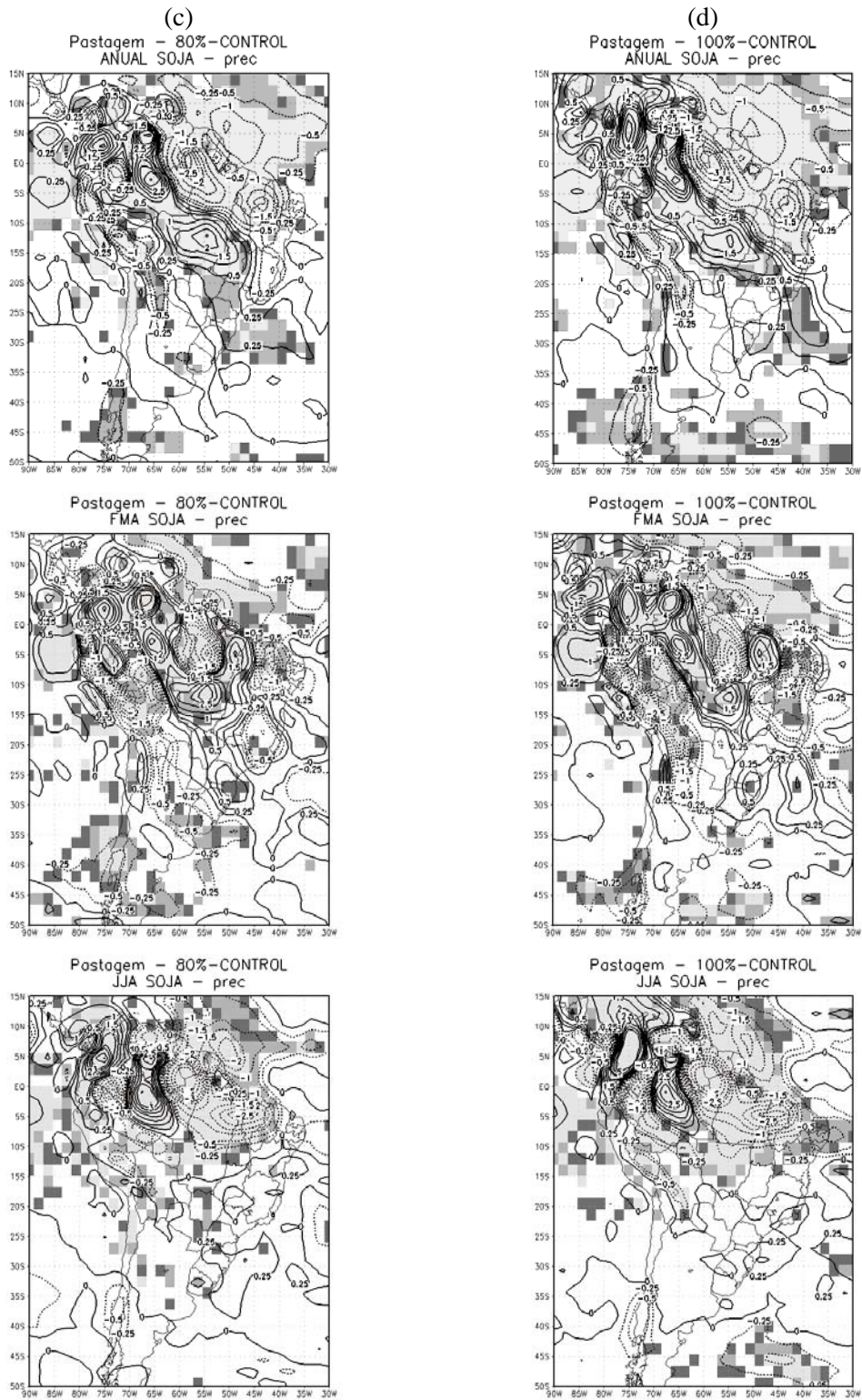


Figura 4.24 - Conclusão

O padrão espacial das mudanças na evapotranspiração segue o mesmo padrão dos experimentos com pastagem degradada, porém com maior redução à medida que aumenta a taxa de desflorestamento (Figura 4.25). Nota-se que os impactos no leste/nordeste da Amazônia são maiores que no restante da região, com alta significância estatística (99%) pelo teste t de Student. Da mesma forma, ocorre redução da umidade do ar, sobretudo a partir do cenário com 50% de taxa de desflorestamento, com alta significância estatística (maior ou igual a 95%) pelo teste t de Student (Figura 4.26). No período seco, a redução tanto da evapotranspiração, quanto da umidade do ar, ocorre em praticamente toda a Amazônia para os cenários extremos de desflorestamento.

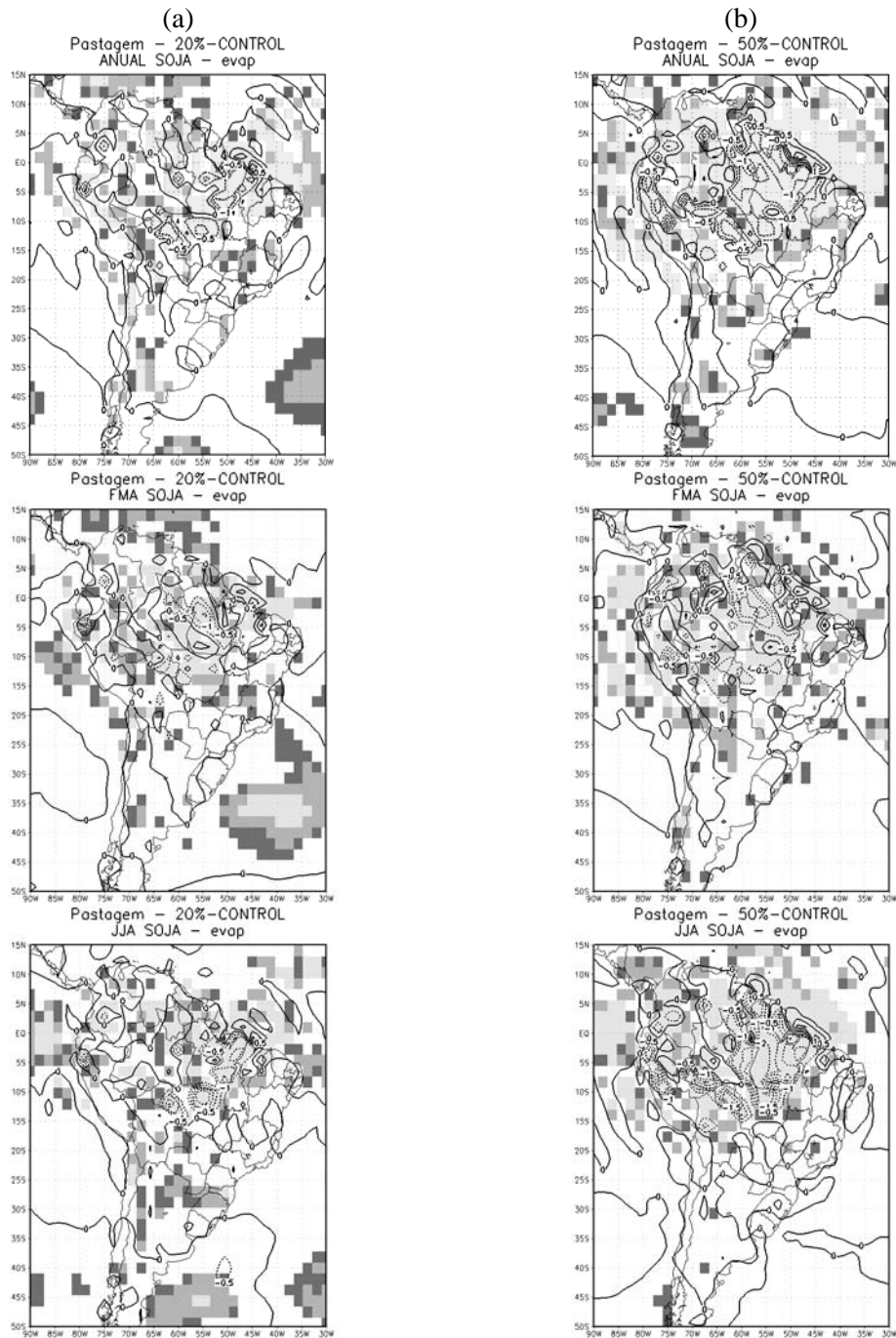


Figura 4.25 - Anomalias de evapotranspiração (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

(c)

(d)

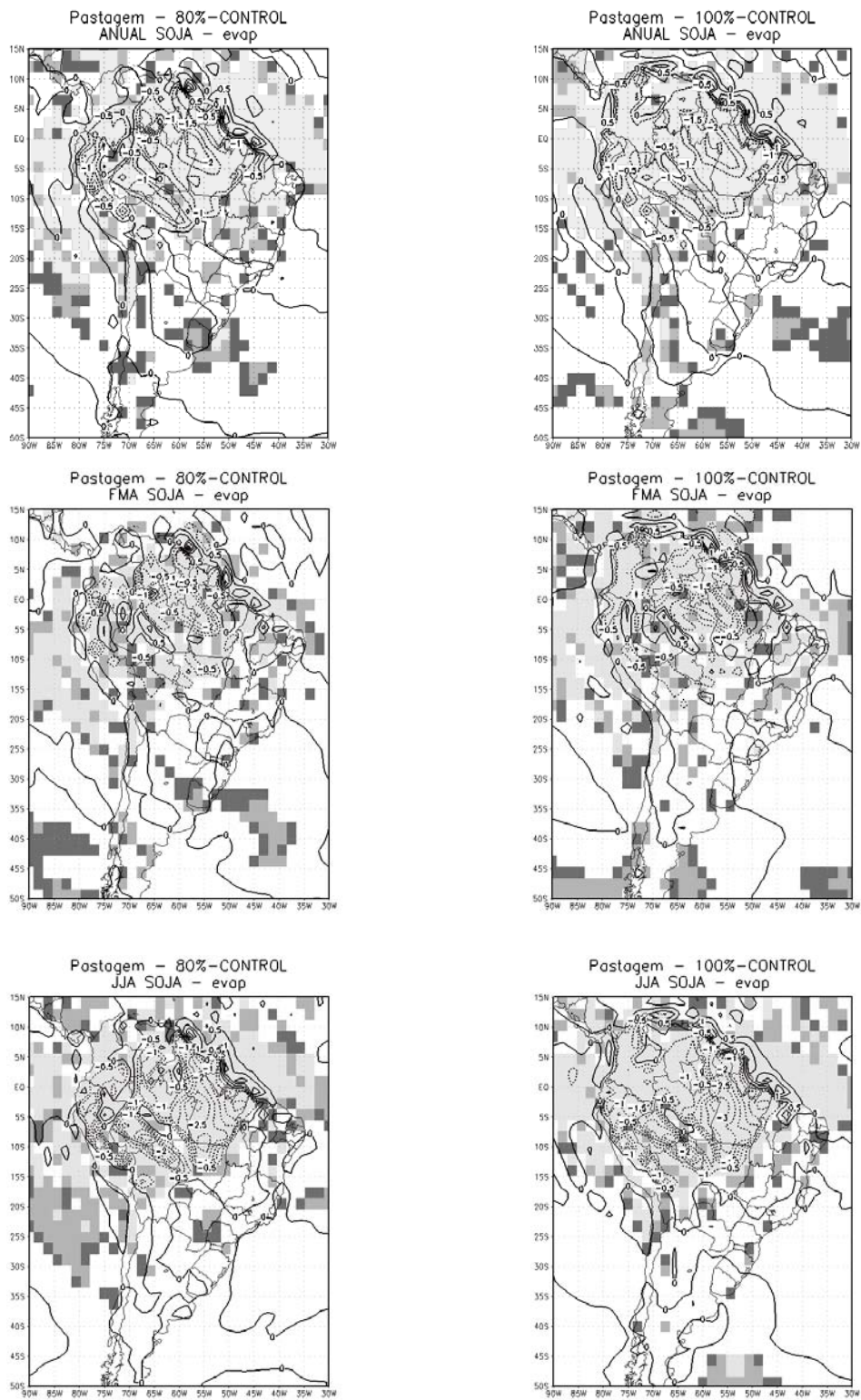


Figura 4.25 - Conclusão.

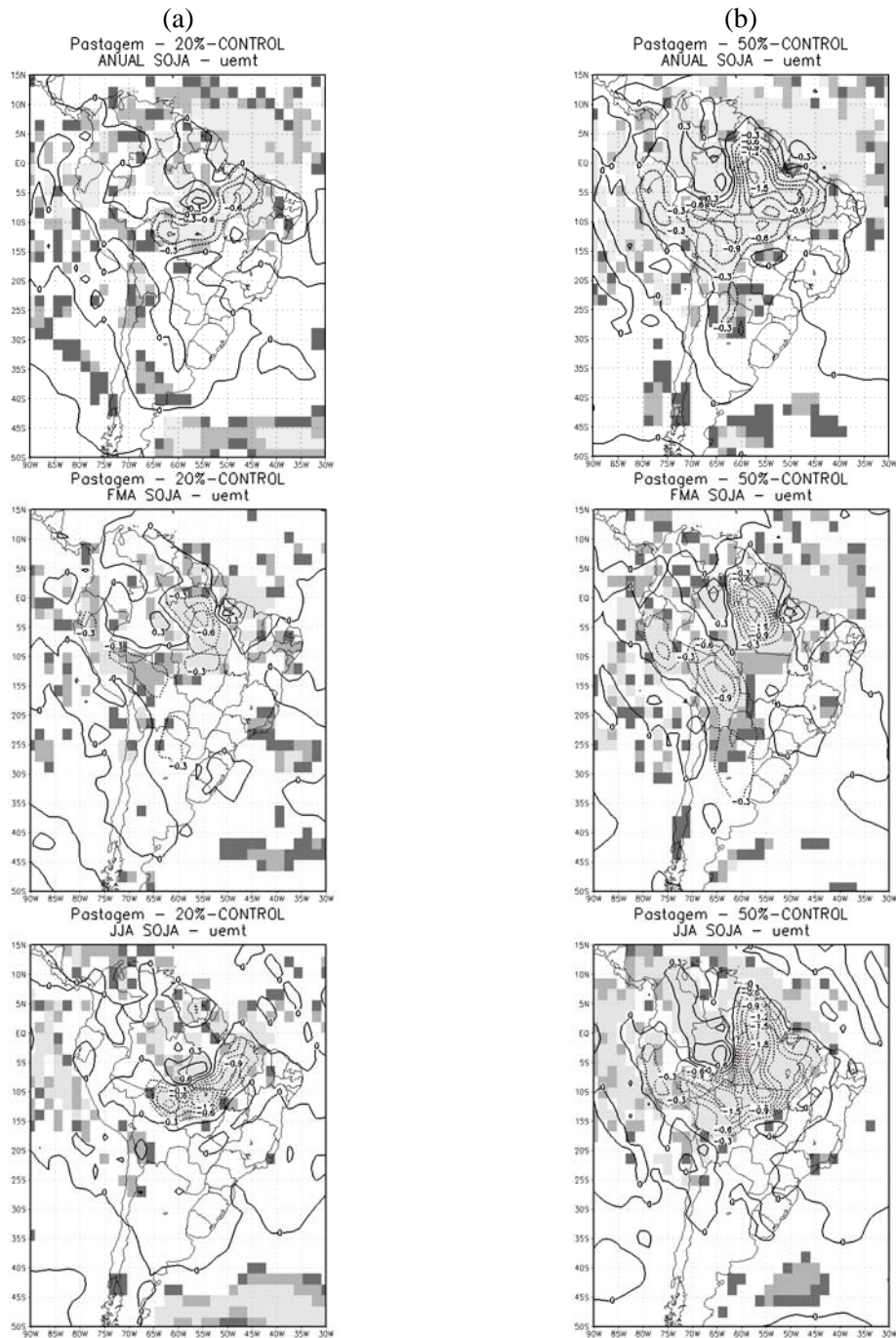


Figura 4.26 – Anomalias de umidade específica (g/kg) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

(c)

(d)

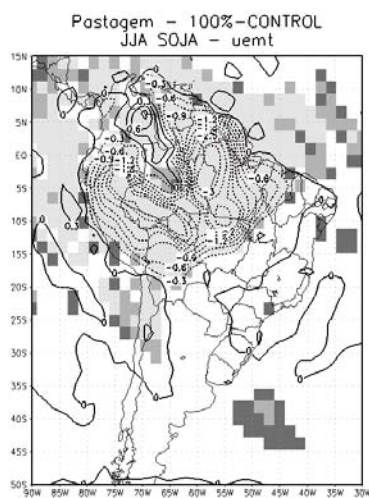
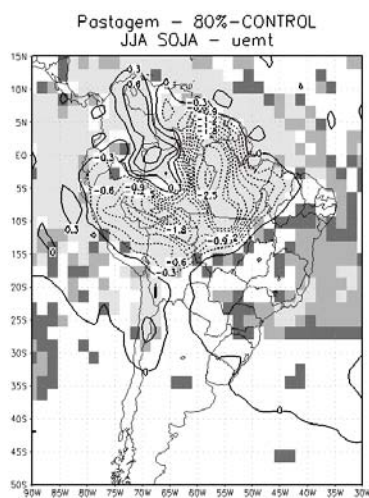
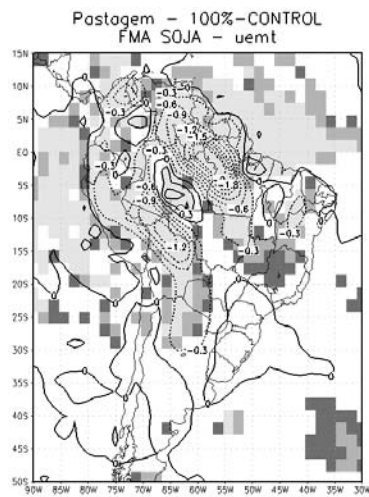
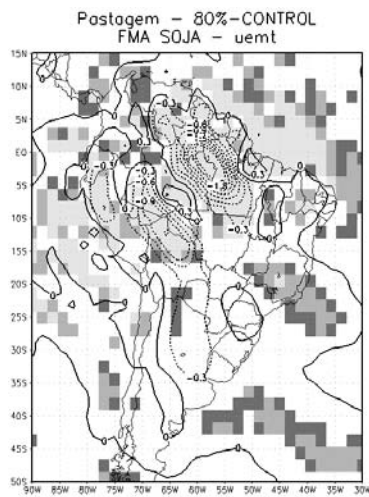
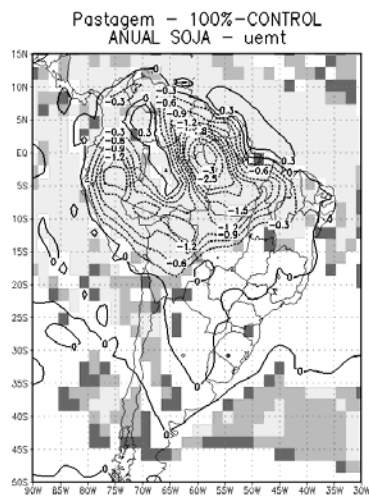
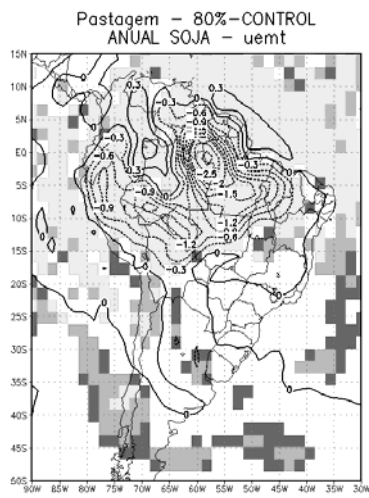


Figura 4.26 - Conclusão.

Em relação à convergência de umidade, com exceção da intensidade que é ligeiramente maior, a distribuição espacial é muito semelhante aos resultados obtidos com as simulações com pastagem degradada. Na região com maior redução da precipitação, nota-se que houve diminuição da convergência de umidade (Figura 4.27). Por outro lado, em parte do centro-oeste da Amazônia (sobretudo no estado do Amazonas), há aumento da convergência de umidade, o que coincide com o padrão de mudanças da precipitação. A convergência de umidade diminui progressivamente com o aumento da taxa de desflorestamento no leste/nordeste e no oeste da Amazônia, em média anual, no período úmido e seco. Entretanto, em toda a Amazônia, em média anual e na estação úmida, há aumento da convergência de umidade, e na estação seca há pequena diminuição no cenário extremo de desflorestamento. Em geral, nas regiões onde há aumento e diminuição da convergência de umidade na Amazônia, desde o cenário com 20% de desflorestamento, há alta significância estatística (acima de 95% em ambas as estações pelo teste t de Student).

A diminuição da pressão atmosférica é maior do que nos experimentos com pastagem, tanto na média anual, quanto nas estações úmida e seca. A diminuição da pressão ocorre principalmente no leste/nordeste da Amazônia, em todas as estações do ano, com maior redução no período seco, justamente onde ocorre maior diminuição da precipitação e da convergência de umidade, sobretudo a partir de 50% de desflorestamento, com alta significância estatística (99%) pelo teste t de Student.

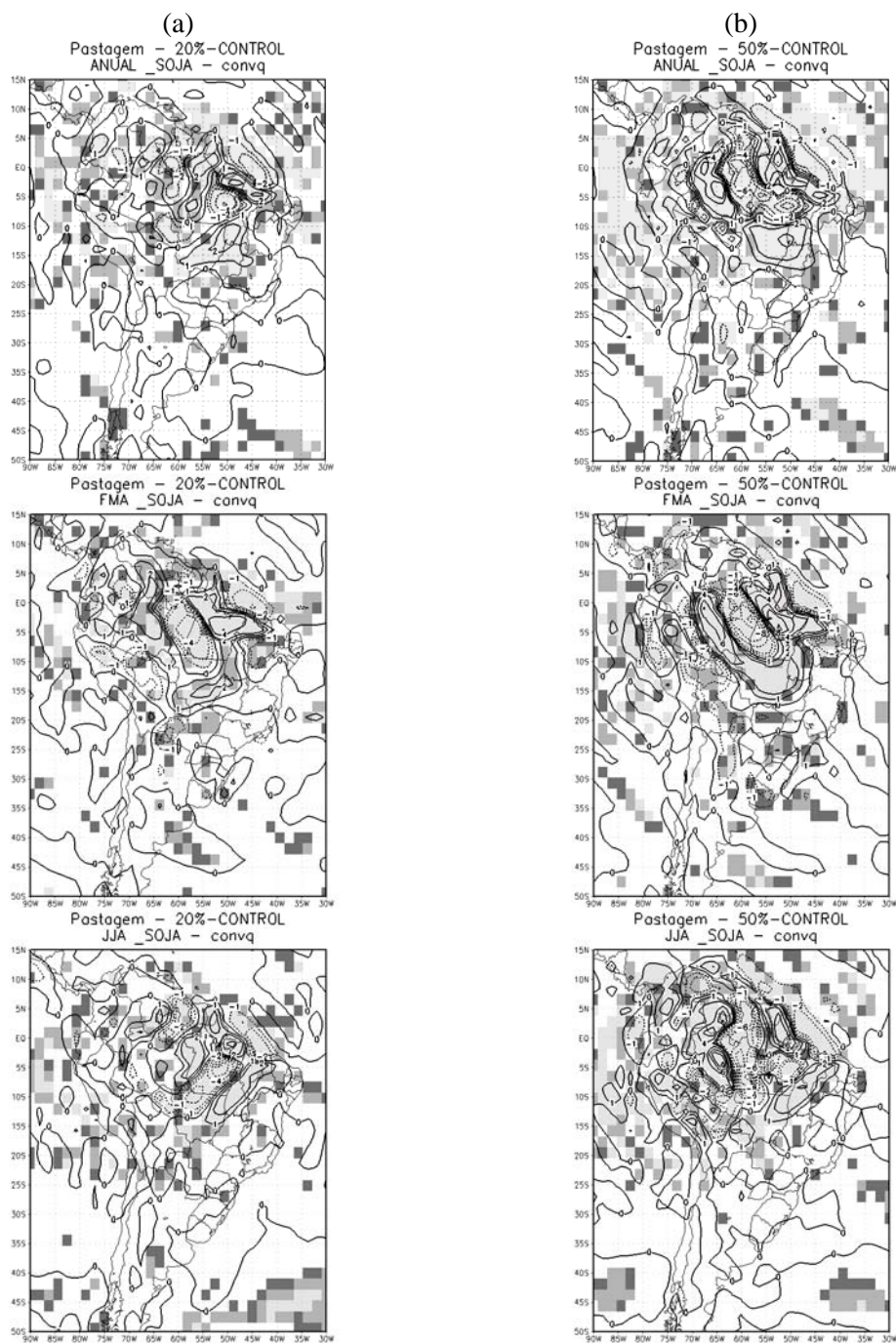


Figura 4.27 – Anomalias de convergência de umidade (mm/dia) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

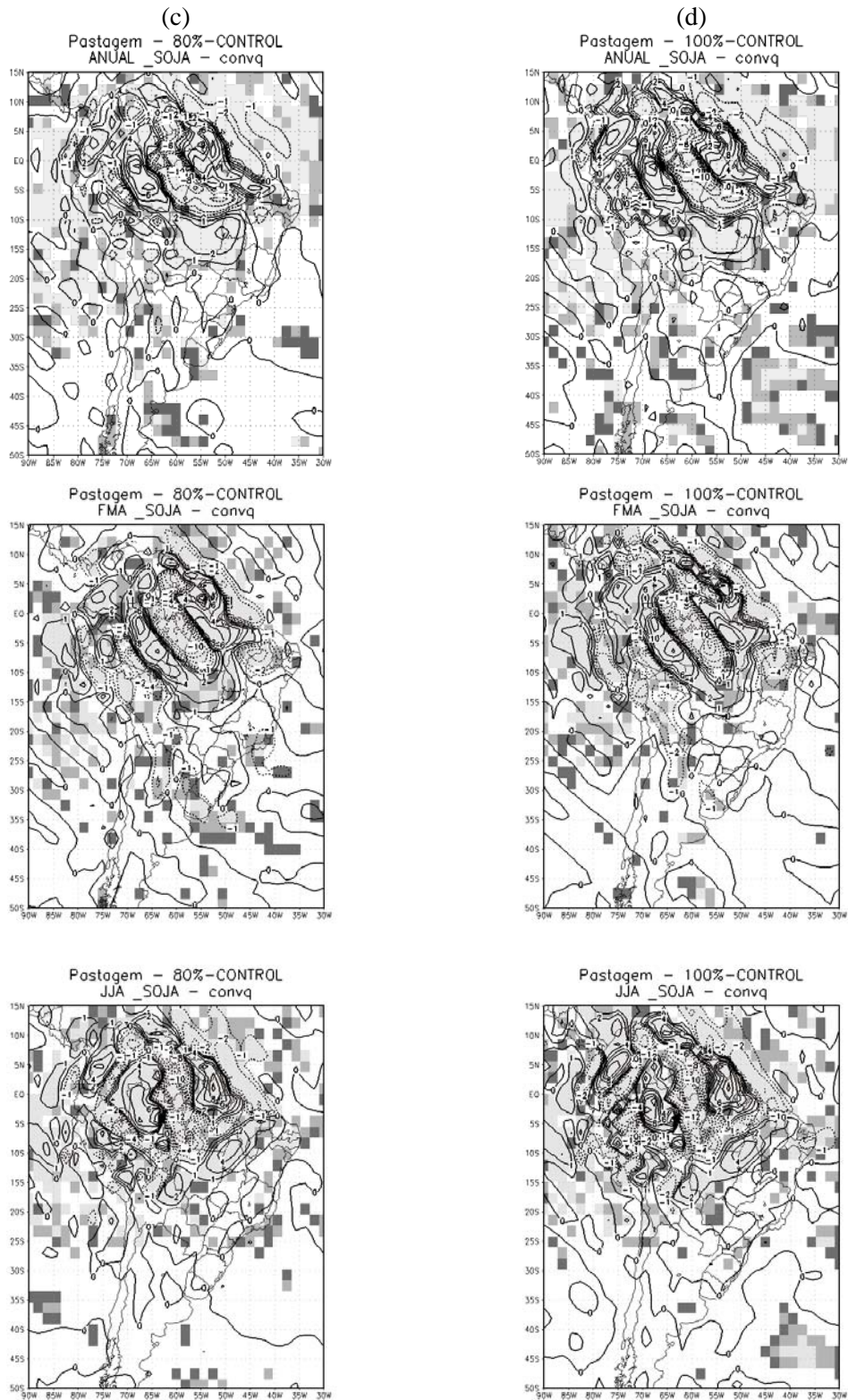


Figura 4.27 – Conclusão.

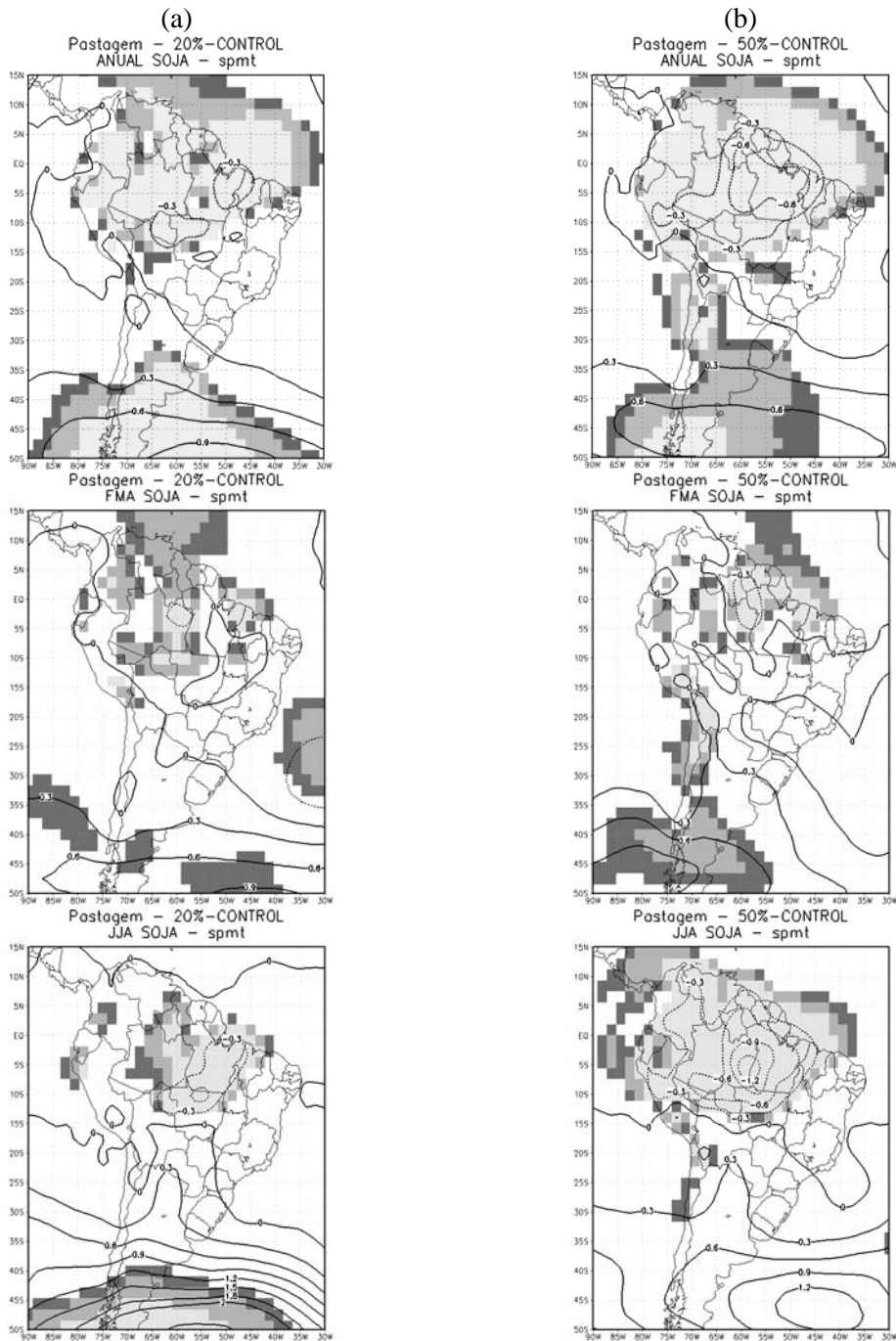


Figura 4.28 – Anomalias de pressão à superfície (hPa) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

(c)

(d)

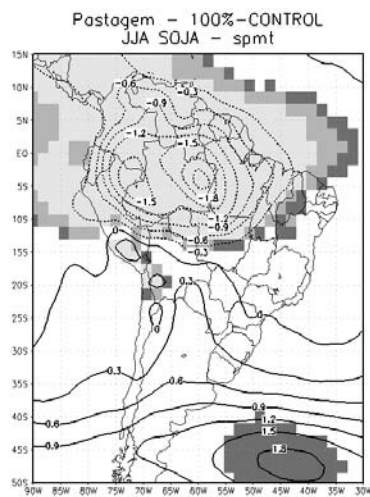
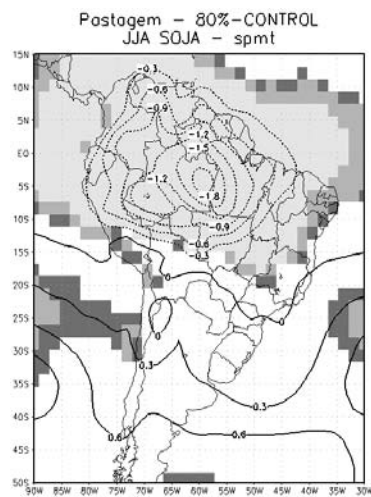
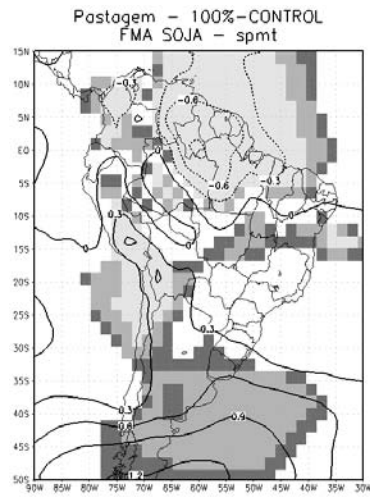
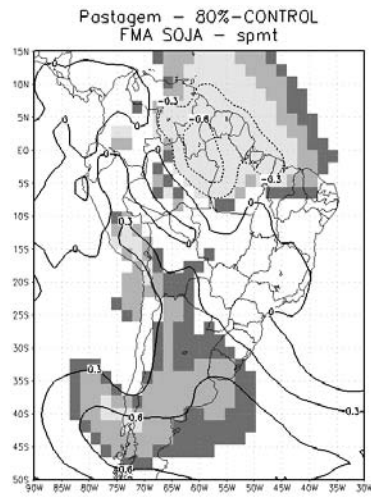
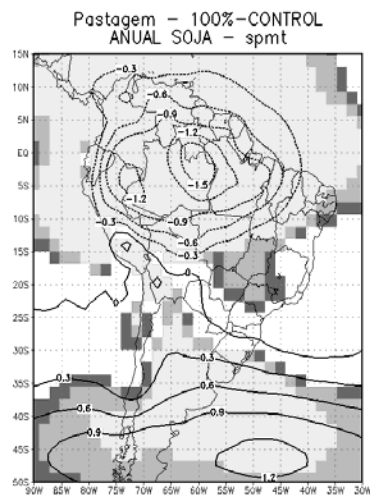
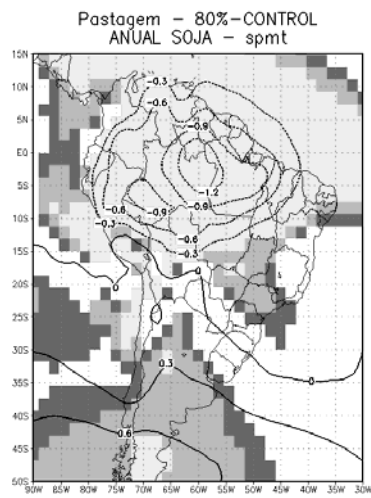


Figura 4.28 – Conclusão.

4.3.1 – Balanço de Água

Nos experimentos com taxas iguais ou superiores a 50% de desflorestamento, tanto na média anual, quanto no período seco, ocorre diminuição da precipitação. Esta diminuição com o aumento da taxa de desflorestamento é maior do que nos experimentos com pastagem, mas ainda assim é pequena em média anual, devido à compensação, principalmente porque há compensação entre a redução da precipitação no leste/nordeste da Amazônia e o aumento no centro-oeste (Tabela 4.3.1). A redução é maior no período seco, principalmente a partir de 50% de taxa de desflorestamento. No período úmido, observa-se ligeiro aumento da precipitação, sobretudo no cenário de 80%. Este aumento ocorre principalmente no centro-oeste da Amazônia (Figura 4.3.1) e está associado à maior convergência de umidade na região neste período. Em todos os experimentos, as mudanças de precipitação, em média anual e nas estações úmida e seca, possuem alta significância estatística (maior do que 95%) a partir da taxa de 50% de desflorestamento.

A diminuição da evapotranspiração, com o aumento da taxa de desflorestamento, é maior do que nos experimentos com pastagem, sobretudo na média anual e no período seco. Em todos os experimentos as mudanças de evapotranspiração possuem alta significância estatística (acima de 95% em média anual e em ambas as estações pelo teste t de Student). Em relação à convergência de umidade, nota-se que houve aumento, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, tanto na média anual, quanto no período úmido (neste último o aumento é maior). Além disso, assim como nos experimentos com pastagem, grande parte da redução da evapotranspiração é compensada pelo aumento da convergência de umidade na média anual e no período úmido, ou seja, agem em sentidos opostos. Desta forma, observa-se que a atmosfera agiu no sentido de minimizar o efeito da redução na evapotranspiração, transportando mais umidade para a região desflorestada. No período seco, há compensação entre aumentos e diminuições de

convergência de umidade na Amazônia, tanto que na média o aumento ou a redução são pequenos. Em todos os experimentos, as mudanças na convergência de umidade (Figura 4.28) possuem alta significância estatística (acima de 95% em média anual e ambas as estações pelo teste t de Student).

O escoamento (“*runoff*”) aumentou sobre a área desflorestada (Tabela 4.3.1) principalmente no período úmido e na média anual. Esse aumento médio na região foi devido ao aumento da convergência de umidade, sobretudo no centro-oeste da região, que induziu aumento de precipitação.

Em relação ao grau de saturação do solo, há aumento progressivo em todas as camadas, principalmente no período úmido. Este aumento médio na região é em virtude do aumento da precipitação no centro-oeste da Amazônia, além de provavelmente estar relacionado às mudanças das propriedades do solo, como por exemplo, aumento de porosidade.

Assim como na conversão de floresta em pastagem, também ocorre um erro no balanço de água atmosférico. Em média anual, espera-se que a precipitação (P) seja igual à soma de convergência de umidade (C) com a evapotranspiração (E). A diferença entre P e a soma de C e E corresponde ao erro de fechamento do balanço de água. Isso é também válido para as anomalias.

Tabela 4.8 – Impactos regionais (região = Amazônia) da substituição de floresta por soja em 20%, 50%, 80% e 100% utilizando cenários realísticos. P: precipitação (mm dia^{-1}); E: evapotranspiração (mm dia^{-1}); C: convergência de umidade (mm dia^{-1}); R: “runoff” (mm dia^{-1}); e W_1 , W_2 e W_3 : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente.

Variável	Período	Taxa de desflorestamento			
		20%	50%	80%	100%
P	Anual	0,0	-0,1	-0,1	-0,1
	Úmida	0,0	0,2	0,3	0,2
	Seca	0,0	-0,3	-0,6	-0,9
E	Anual	-0,2	-0,4	-0,8	-0,9
	Úmida	-0,1	-0,2	-0,4	-0,5
	Seca	-0,2	-0,6	-1,0	-1,1
C	Anual	0,0	0,4	0,5	0,5
	Úmida	0,2	0,5	0,7	0,8
	Seca	0,0	0,1	0,0	-0,1
R	Anual	0,2	0,6	0,8	0,8
	Úmida	0,4	1,0	1,3	1,5
	Seca	0,1	0,2	0,1	0,0
W_1	Anual	4,6	12,3	17,3	18,3
	Úmida	2,9	11,6	17,9	20,4
	Seca	6,8	12,5	17,8	17,9
W_2	Anual	6,5	18,4	25,6	27,4
	Úmida	3,6	16,4	25,1	28,7
	Seca	7,1	14,4	20,7	21,5
W_3	Anual	8,2	24,0	31,7	33,6
	Úmida	9,1	28,1	36,9	40,5
	Seca	7,3	19,4	26,3	27,6

4.3.2 – Balanço de Radiação à Superfície

A redução do saldo de radiação à superfície é maior do que nos experimentos com pastagem, haja visto que o aumento da temperatura à superfície é maior com o aumento da taxa de desflorestamento (entre 0,7°C e 4,0°C), há maior redução da nebulosidade (-1,6% na estação úmida com taxa de 20% de desflorestamento, e 19,7% na estação seca com taxa de 100% de desflorestamento), e o albedo aumenta (entre 1,0% e 6,2%). O processo dominante na redução do saldo de radiação em todos os cenários é o aumento da radiação de onda longa emergente decorrente do aumento de temperatura à superfície. No período úmido o aumento da radiação incidente, decorrente da redução da nebulosidade, compensou somente parte do aumento da radiação refletida, decorrente por sua vez do aumento do albedo. Na média anual e no período seco, o saldo de radiação de onda curta apresentou pequeno aumento com o aumento da taxa de desflorestamento, uma vez que o aumento na radiação incidente foi mais significativo que o aumento na radiação refletida (“*feedback de nuvem*”), tal que no cenário extremo de desflorestamento o saldo aumentou em 3,8 W m⁻² na média anual e 7,6 W m⁻² na estação seca (Tabela 4.9). A redução do saldo de radiação possui alta significância estatística (acima de 99% em média anual e em ambas as estações). A diminuição do balanço de radiação no topo da atmosfera na média anual e na estação seca é dominada por mudanças na radiação de onda longa emergente, com aumentos gradativos à medida que aumenta a taxa de desflorestamento. Esta diminuição do balanço de radiação no topo está relacionada principalmente à diminuição de nebulosidade. Já no período úmido, a diminuição do saldo de radiação no topo da atmosfera é dominada pelo aumento gradativo da radiação de onda curta emergente com o aumento da taxa de desflorestamento o que está associado ao aumento do albedo e diminuição da nebulosidade, ainda que menor do que na média anual e na estação seca.

Tabela 4.9 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por plantação de soja em 20%, 50%, 80% e 100%, utilizando cenários “realísticos”. $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); e os subscritos sfc , atm e top referem-se à superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente; T : temperatura (K); α : albedo; n : nebulosidade %..

Variável	Período	Taxa de desflorestamento			
		20%	50%	80%	100%
$SW \downarrow_{sfc}$	Anual	4,1	8,2	14,7	18,6
	Úmida	5,4	7,1	10,9	13,4
	Seca	2,5	9,0	16,0	21,1
$SW \uparrow_{sfc}$	Anual	3,1	7,8	12,7	14,8
	Úmida	3,9	8,9	14,0	16,1
	Seca	2,6	7,0	11,4	13,5
ΔSW_{sfc}	Anual	1,0	0,4	2,0	3,8
	Úmida	1,5	-1,8	-3,1	-2,7
	Seca	-0,1	2,0	4,6	7,6
$LW \downarrow_{sfc}$	Anual	1,3	1,8	2,7	2,2
	Úmida	0,7	1,1	2,0	1,9
	Seca	0,8	0,3	1,3	-0,4
$LW \uparrow_{sfc}$	Anual	6,3	14,2	22,2	25,3
	Úmida	4,3	9,2	14,9	17,2
	Seca	6,3	14,9	23,0	25,7
ΔLW_{sfc}	Anual	-5,0	-12,4	-19,5	-23,1
	Úmida	-3,6	-8,1	-12,9	-15,3
	Seca	-5,5	-14,6	-21,7	-26,1
Rn_{sfc}	Anual	-4,1	-12,1	-17,4	-19,3
	Úmida	-2,1	-9,9	-16,1	-18,0
	Seca	-5,5	-12,6	-17,1	-18,6
$SW \uparrow_{top}$	Anual	-1,0	-0,6	-2,3	-3,9
	Úmida	-1,5	1,5	2,4	2,0
	Seca	0,0	-1,9	-4,5	-7,2

(Continua)

TABELA 4.9 – Conclusão.

$LW \uparrow_{top}$	Anual	0,8	1,2	3,1	4,9
	Úmida	0,8	-0,1	0,0	1,0
	Seca	0,8	3,8	6,5	8,9
Rn_{top}	Anual	0,3	-0,5	-0,8	-0,9
	Úmida	0,6	-1,4	-2,4	-3,0
	Seca	-0,8	-1,8	-2,0	-1,7
Rn_{atm}	Anual	4,4	11,6	16,6	18,4
	Úmida	2,7	8,5	13,7	15,0
	Seca	4,7	10,8	15,1	16,9
T_{sfc}	Anual	1,0	2,2	3,4	3,9
	Úmida	0,7	1,4	2,3	2,7
	Seca	1,0	2,3	3,6	4,0
α	Anual	1,2	2,9	4,5	5,1
	Úmida	1,5	3,6	5,5	6,2
	Seca	1,0	2,6	4,0	4,5
n	Anual	-2,3	-6,0	-9,9	-12,8
	Úmida	-1,6	-2,9	-4,9	-6,4
	Seca	-3,5	-10,2	-15,3	-19,7

4.3.3 – Balanço de Energia à Superfície

Na Tabela 4.3.3 apresentam-se os impactos dos resultados no balanço de energia à superfície. Em todos os cenários, a redução do saldo de radiação foi praticamente governada pela redução do fluxo de calor latente. Assim como nos experimentos com pastagem degradada, a redução do fluxo de calor latente ocorre com o aumento da taxa de desflorestamento, sobretudo na média anual e na estação seca. Por outro lado, na média anual e na estação seca ocorre o oposto, ou seja, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, aumenta o fluxo de calor sensível. No período úmido tanto o fluxo de calor latente, quanto o fluxo de calor sensível, foram reduzidos. As anomalias de H e de LE apresentam alta significância estatística (maior de 95%) a partir do cenário com 50% de desflorestamento.

Tabela 4.10 – Impactos regionais da substituição da floresta amazônica por plantação de soja em 20%, 50%, 80% e 100%, utilizando cenários realísticos. H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); p : pressão à superfície; T : temperatura do ar (K); UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); Bo : razão de Bowen (adimensional); os subscritos sfc e ref referem-se à superfície e ao nível de referência, respectivamente.

Variável	Período	Taxa de desflorestamento			
		20%	50%	80%	100%
H	Anual	1,6	1,5	5,3	7,8
	Úmida	2,1	-2,9	-3,5	-3,1
	Seca	0,6	4,6	10,3	13,8
LE	Anual	-5,3	-12,9	-22,0	-26,4
	Úmida	-3,7	-6,4	-11,4	-13,8
	Seca	-5,8	-17,2	-27,6	-32,8
p_{sfc}	Anual	-0,2	-0,4	-0,8	-0,9
	Úmida	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2
	Seca	-0,2	-0,5	-0,9	-1,0
T_{sfc}	Anual	1,0	2,2	3,4	3,9
	Úmida	0,7	1,4	2,3	2,7
	Seca	1,0	2,3	3,6	4,0
UR_{ref}	Anual	-3,1	-7,1	-12,1	-15,2
	Úmida	-2,3	-3,4	-5,7	-7,0
	Seca	-3,3	-9,4	-15,1	-19,4
u_{ref}	Anual	-0,3	-0,8	-1,5	-1,8
	Úmida	-0,2	-0,4	-1,0	-1,2
	Seca	-0,6	-1,5	-2,5	-3,0
v_{ref}	Anual	-0,3	-0,4	-0,5	-0,4
	Úmida	-0,3	-0,5	-0,6	-0,5
	Seca	0,0	0,1	0,4	0,8
Bo	Anual	0,0	0,1	0,2	0,3
	Úmida	0,0	0,0	0,0	0,0
	Seca	0,0	0,2	0,3	0,5

A redução da umidade do ar, o gradual aumento da temperatura e redução da pressão atmosférica, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, são semelhantes aos encontrados nos experimentos com pastagem degradada. Tais modificações têm alta significância estatística (maior ou igual a 95% pelo teste t de Student) para os cenários de desflorestamento superiores a 50%, na

média anual, e nas estações seca e úmida. A maior redução da umidade do ar e o maior aumento da temperatura no período seco estão relacionados ao tipo de cobertura vegetal neste período (solo nu).

4.3.4 – Vento próximo à superfície

Como a redução do comprimento de rugosidade é maior do que para pastagem, houve redução no arrasto (“*stress*”) do vento, o que induziu uma aceleração do vento zonal de leste ainda maior em todas as estações, sobretudo no período seco (entre -0,6 m/s e -3,0 m/s). O vento meridional de norte é mais intenso na estação úmida e na média anual. Durante o período seco, as anomalias do vento meridional são de norte, com progressivo aumento com a taxa de desflorestamento.

A partir de 50% de desflorestamento observa-se uma região de confluência do vento no nível de referência, principalmente no Estado do Amazonas, coincidente com a região de máxima convergência de umidade e mínimo de pressão atmosférica (Figura 4.29). Também é nesta região que se localiza a interface entre as zonas seca (à leste) e mais chuvosa (à oeste), ou seja, a convergência do vento (Figura 4.31), com movimento ascendente na região de convergência (Figura 4.32), que, conseqüentemente, induz aumento de precipitação local.

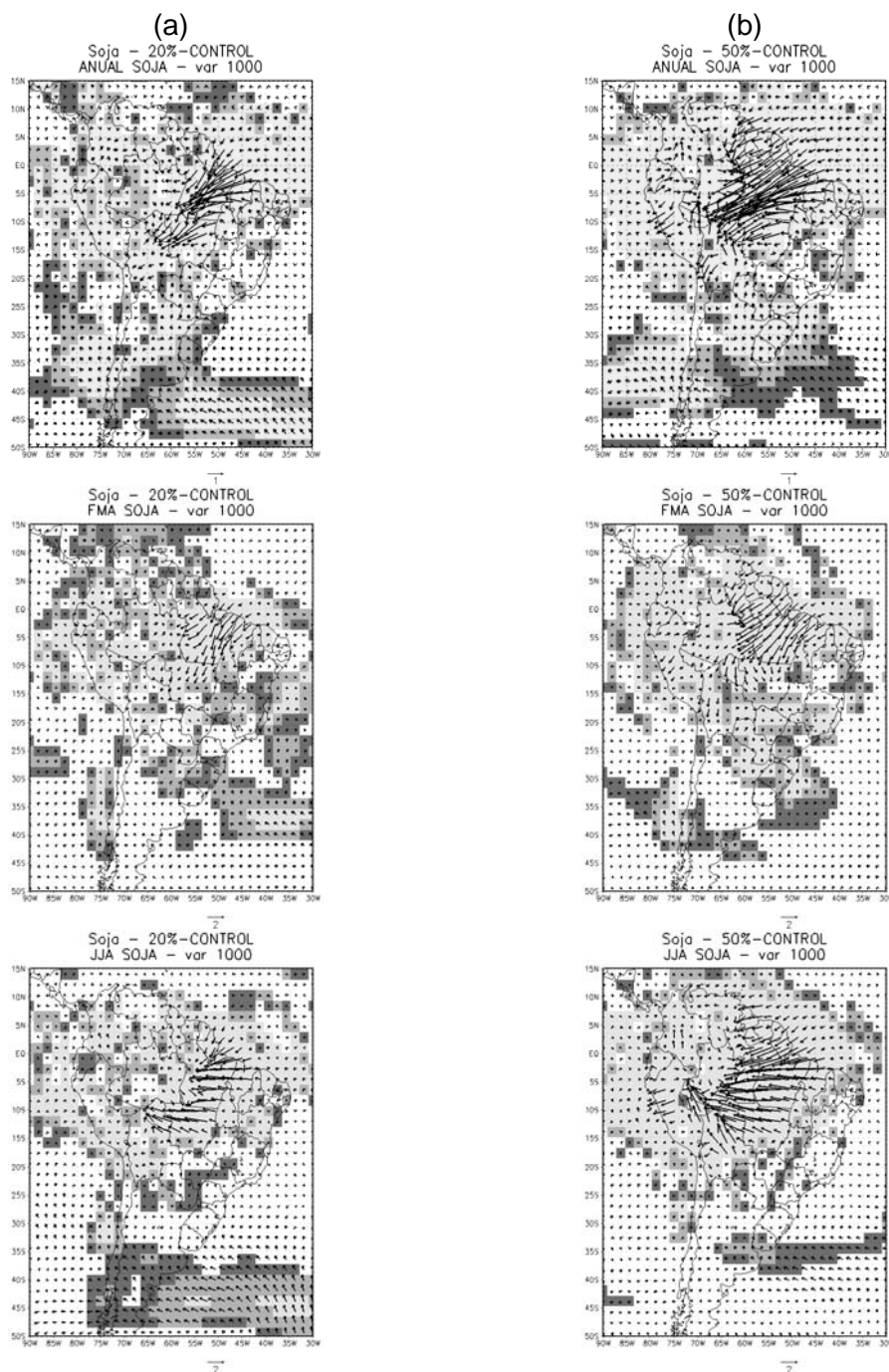


Figura 4.29 – Anomalias do vento no nível de referência (m/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

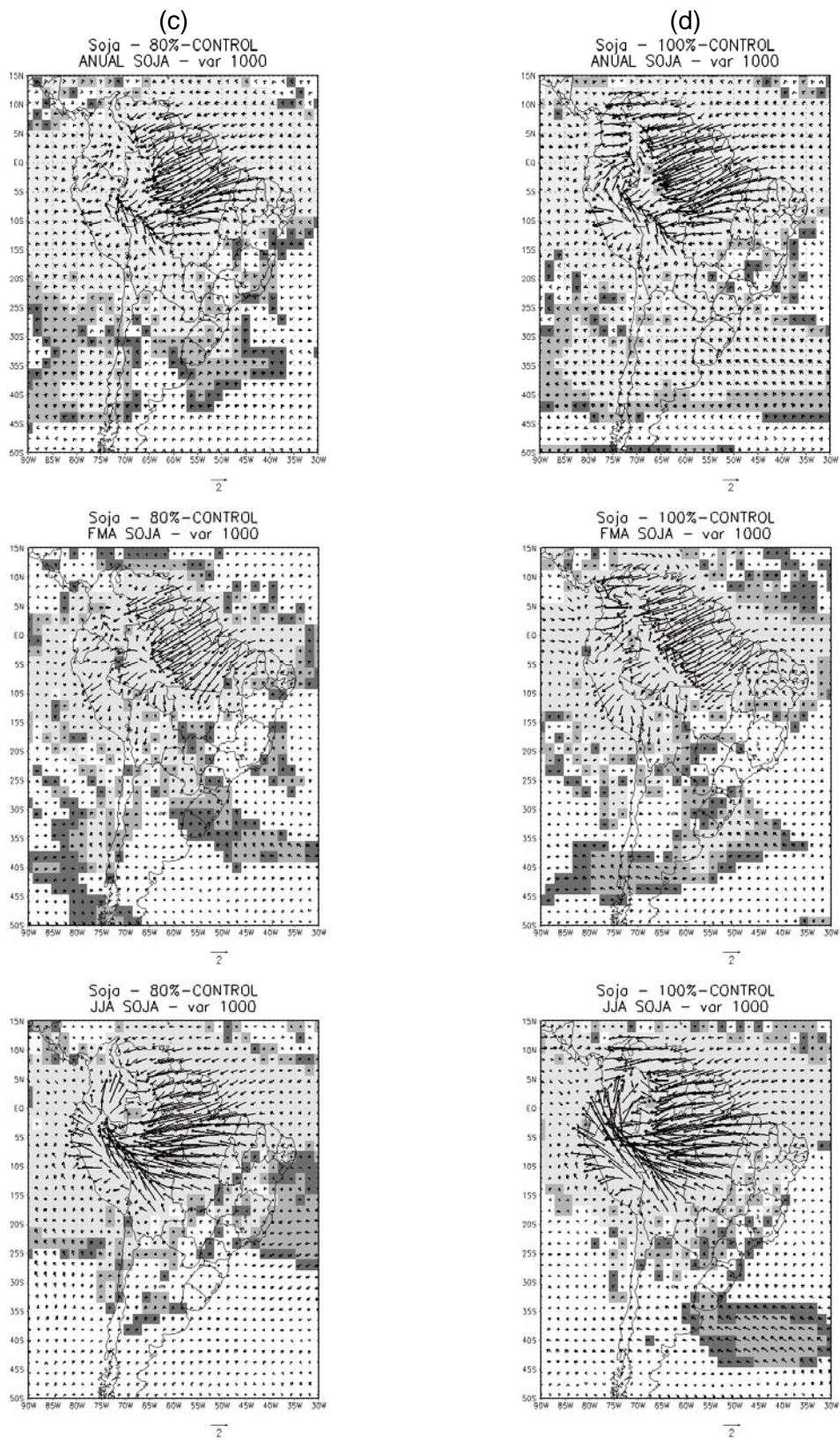


Figura 4.29 - Conclusão.

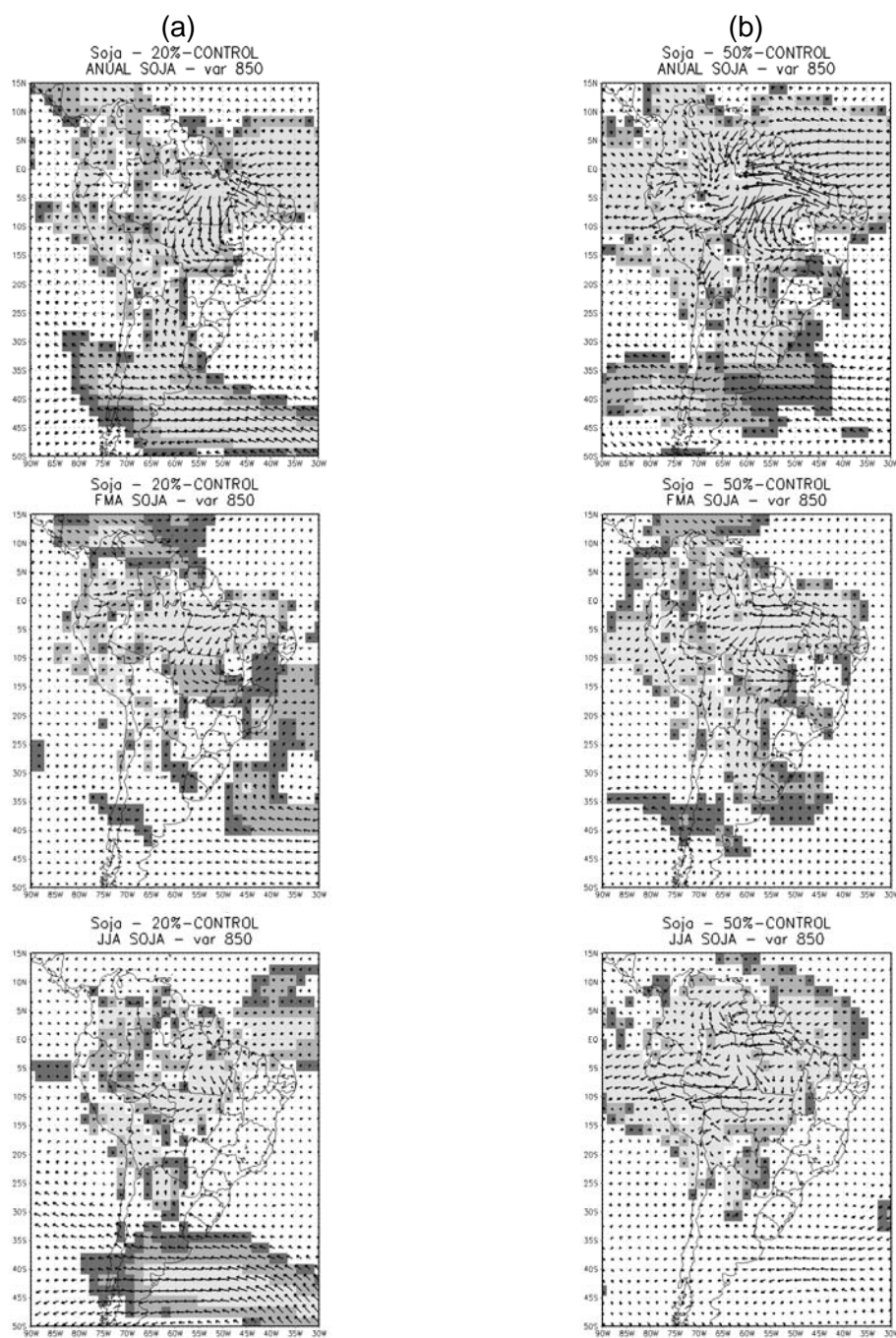


Figura 4.30 – Anomalias do vento em 850 hPa (m/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

(c)

(d)

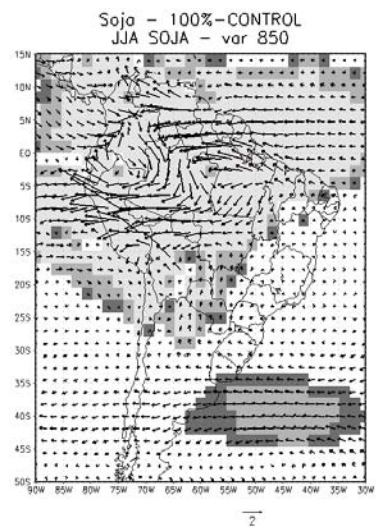
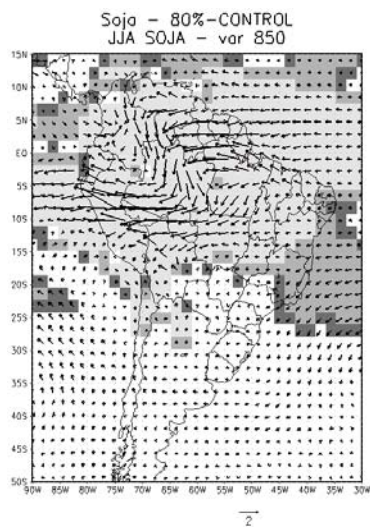
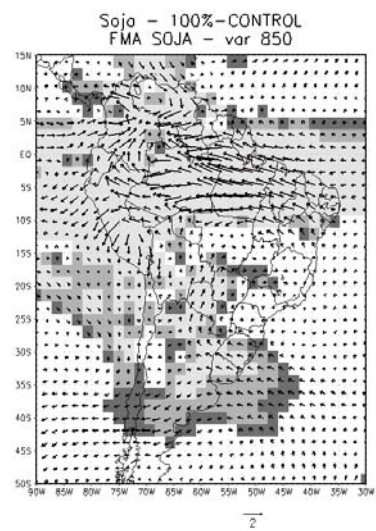
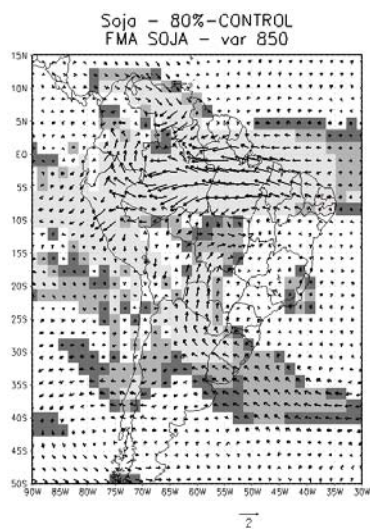
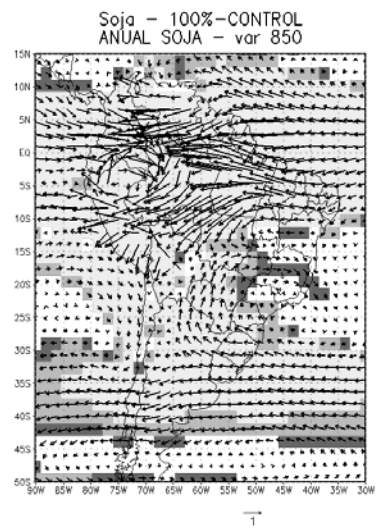
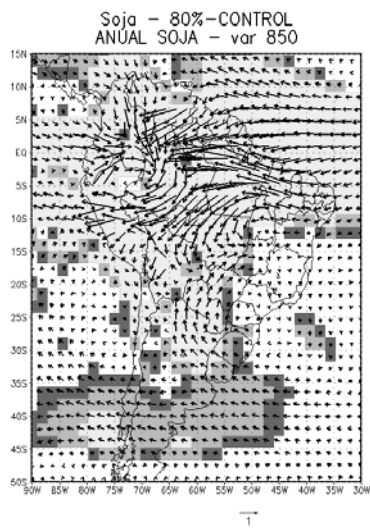


Figura 4.30 - Conclusão.

(a)

(b)

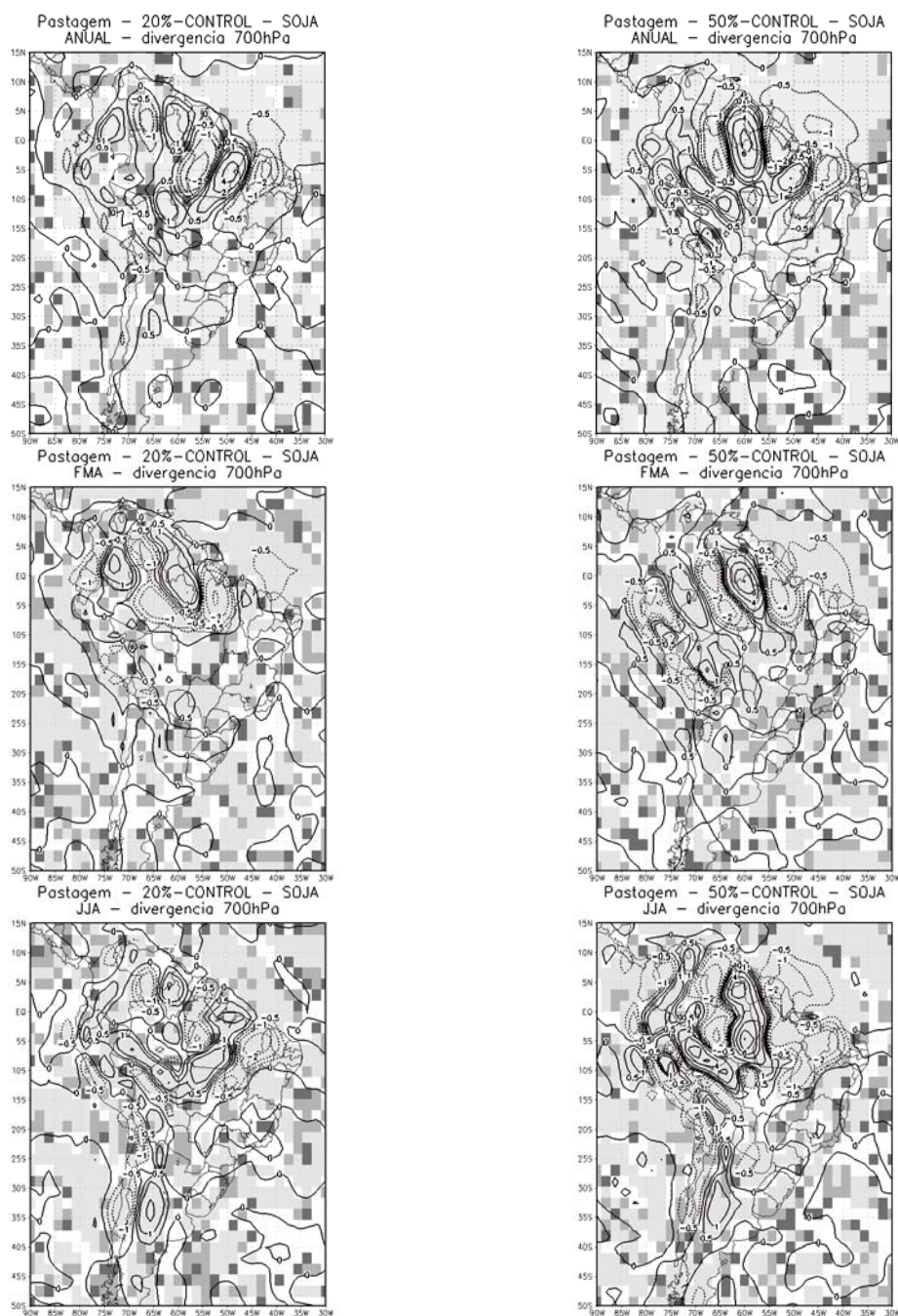


Figura 4.31 – Anomalias de divergência atmosférica em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

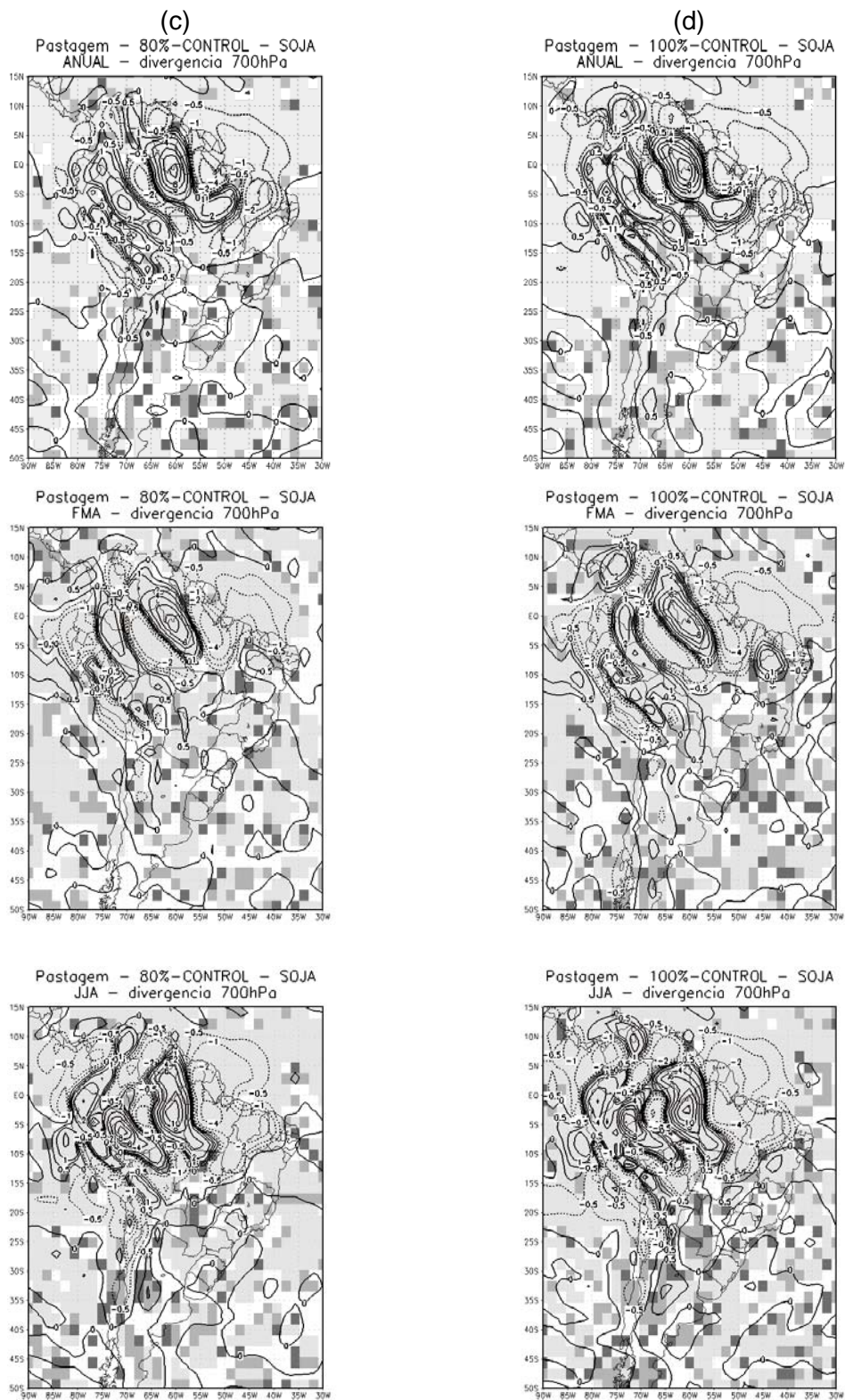


Figura 4.31 – Conclusão.

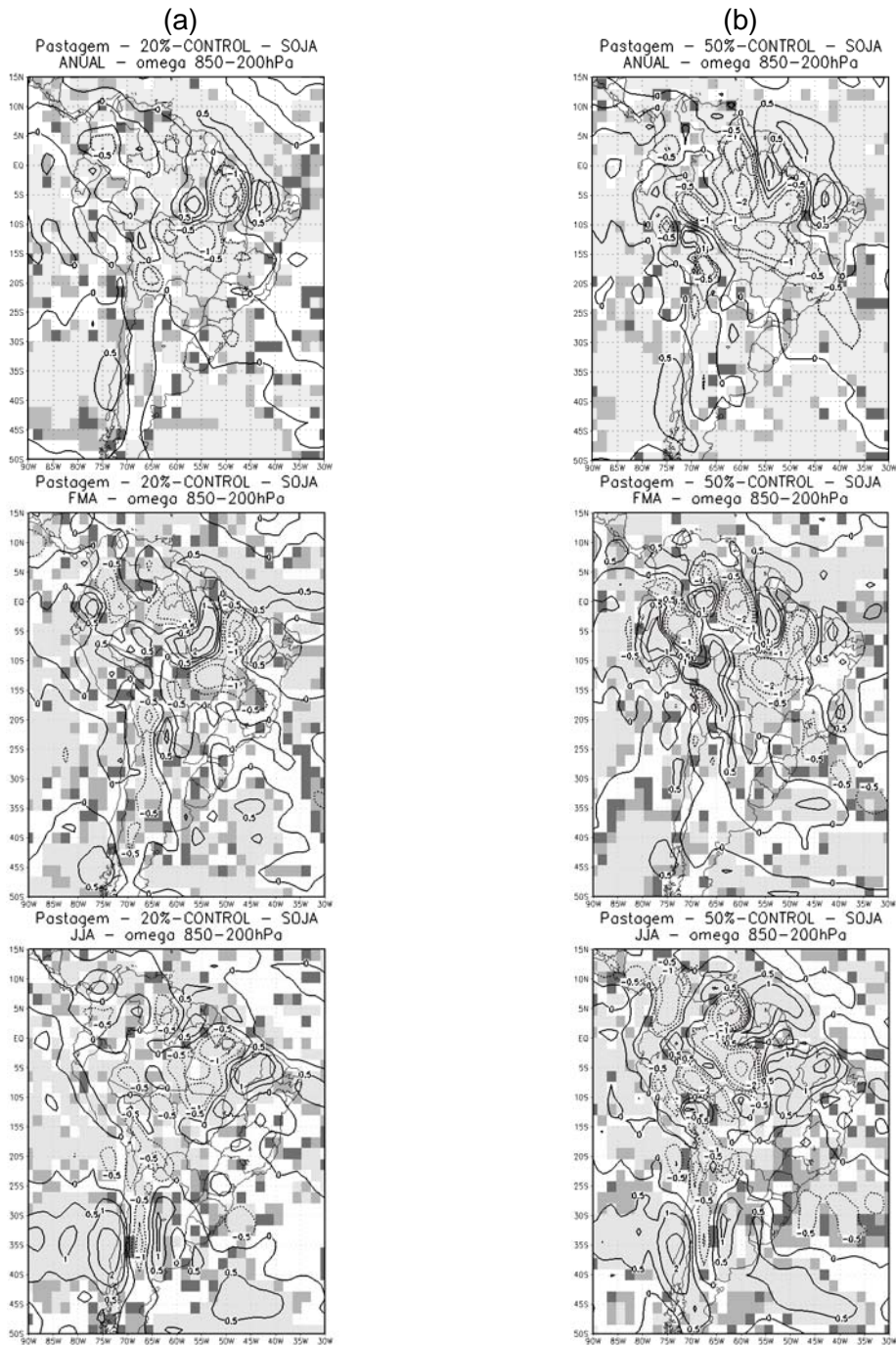


Figura 4.32 – Anomalias de ω médio entre 850 e 200 hPa (10^{-5} cb/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

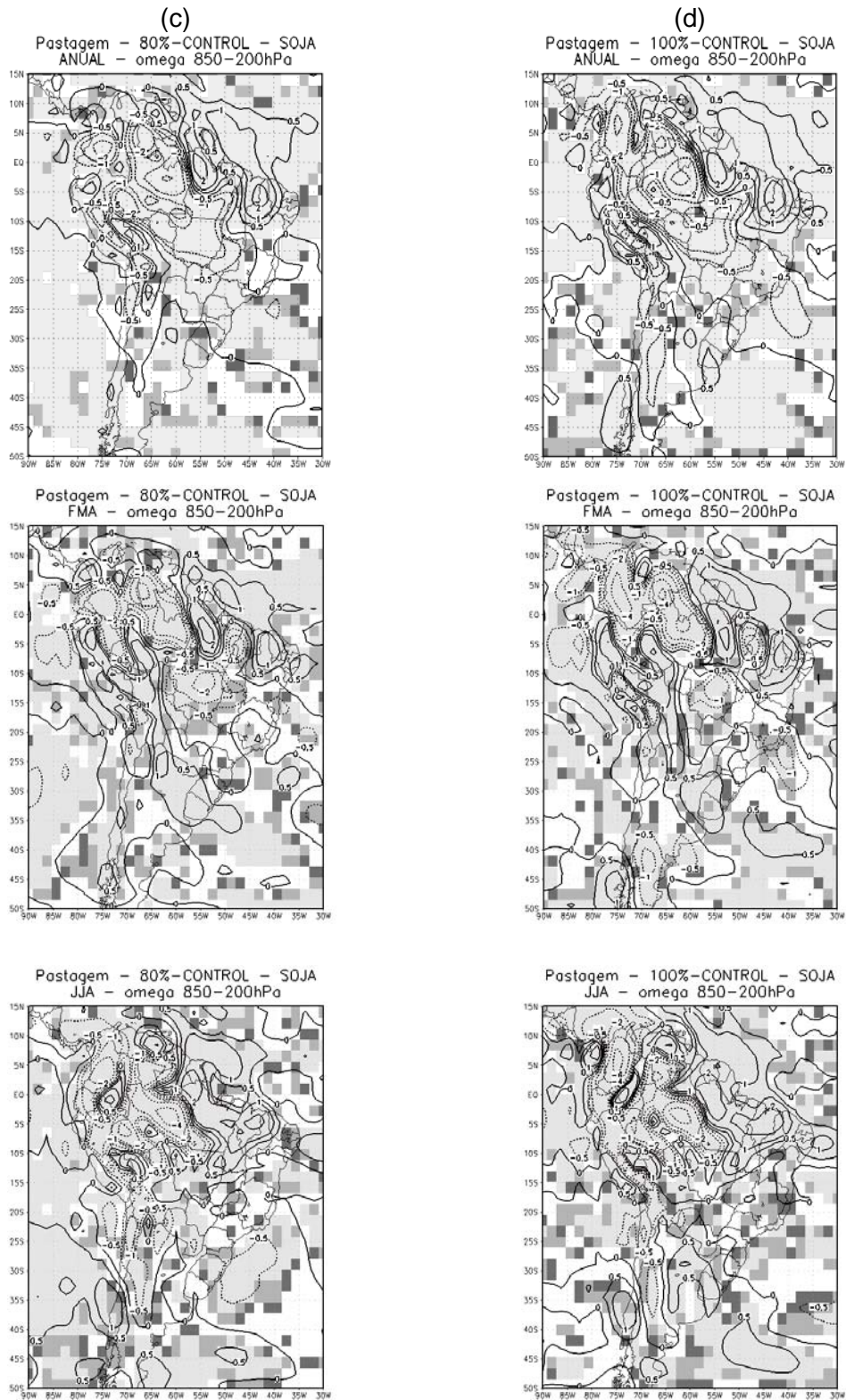


Figura 4.32 – Conclusão.

Da mesma forma que nos experimentos com pastagem, destaca-se que há diminuição da intensidade do vento em parte do norte/noroeste da bacia do Prata em todos os cenários, principalmente no período úmido. Esta diminuição tende a diminuir o transporte de vapor d'água para a região, o que é consistente com a diminuição da umidade do ar (Figura 4.25), e da precipitação na região (Figuras 4.24).

4.3.5 – Razão de Bowen

As mudanças na razão de Bowen em todos os cenários de desflorestamento, na estação seca e média anual, foram maiores do que nos experimentos com pastagem. O aumento da razão de Bowen ocorre porque tanto o calor sensível quanto o latente agem no sentido de aumentar a razão de Bowen: o calor sensível aumenta e o latente diminui. O aumento da razão de Bowen ocorre principalmente em virtude da diminuição do calor latente. Por outro lado, na estação úmida não houve mudança da razão de Bowen em relação ao controle. Isto ocorre porque neste período há compensação entre a redução do fluxo de calor latente e a redução do fluxo de calor sensível com o aumento da taxa de desflorestamento.

4.3.6 – Fluxo de umidade

O fluxo de umidade integrado verticalmente, média anual, é mais intenso a partir do cenário com taxa de 50% de desflorestamento. Tanto em média anual, quanto nas estações úmida e seca, observa-se que a partir de 20% de desflorestamento na Amazônia que há mudanças no fluxo de umidade, com alta significância estatística (maior ou igual a 95%) no leste da Amazônia (Figura 4.33).

Da mesma forma que nos experimentos com pastagem degradada, durante a estação úmida há intensificação do fluxo de umidade integrado verticalmente

sobre as regiões desflorestadas, com alta significância estatística a partir do cenário com taxa de 20% de desflorestamento. Também neste período, nota-se que há diminuição do fluxo de umidade integrado verticalmente principalmente no norte da Argentina, Paraguai e parte da Bolívia, com alta significância estatística (maior ou igual a 95%) pelo teste t de Student, a partir de 20% de desflorestamento. A partir da taxa de 20% de desflorestamento, até a taxa de 50%, nota-se no período úmido aumento do fluxo de umidade do norte para as regiões central e Sudeste do Brasil (Figura 4.10) com significância estatística de 95% pelo teste t de Student para o cenário de 20% de desflorestamento e maior que 95% para taxa de 50% de desflorestamento. No período seco, assim como nos experimentos com pastagem, observa-se que as maiores modificações no fluxo de umidade integrado verticalmente ocorrem principalmente sobre a região amazônica, com diminuição do fluxo de umidade no leste da Amazônia, sobretudo no Pará (que conduziu a diminuição de precipitação nesta região), a partir de 50% de desflorestamento. Por outro lado, no oeste da Amazônia houve aumento do fluxo de umidade, que conduziu a aumento de precipitação, sobretudo no Estado do Amazonas, o que é semelhante aos resultados obtidos com os experimentos com pastagem.

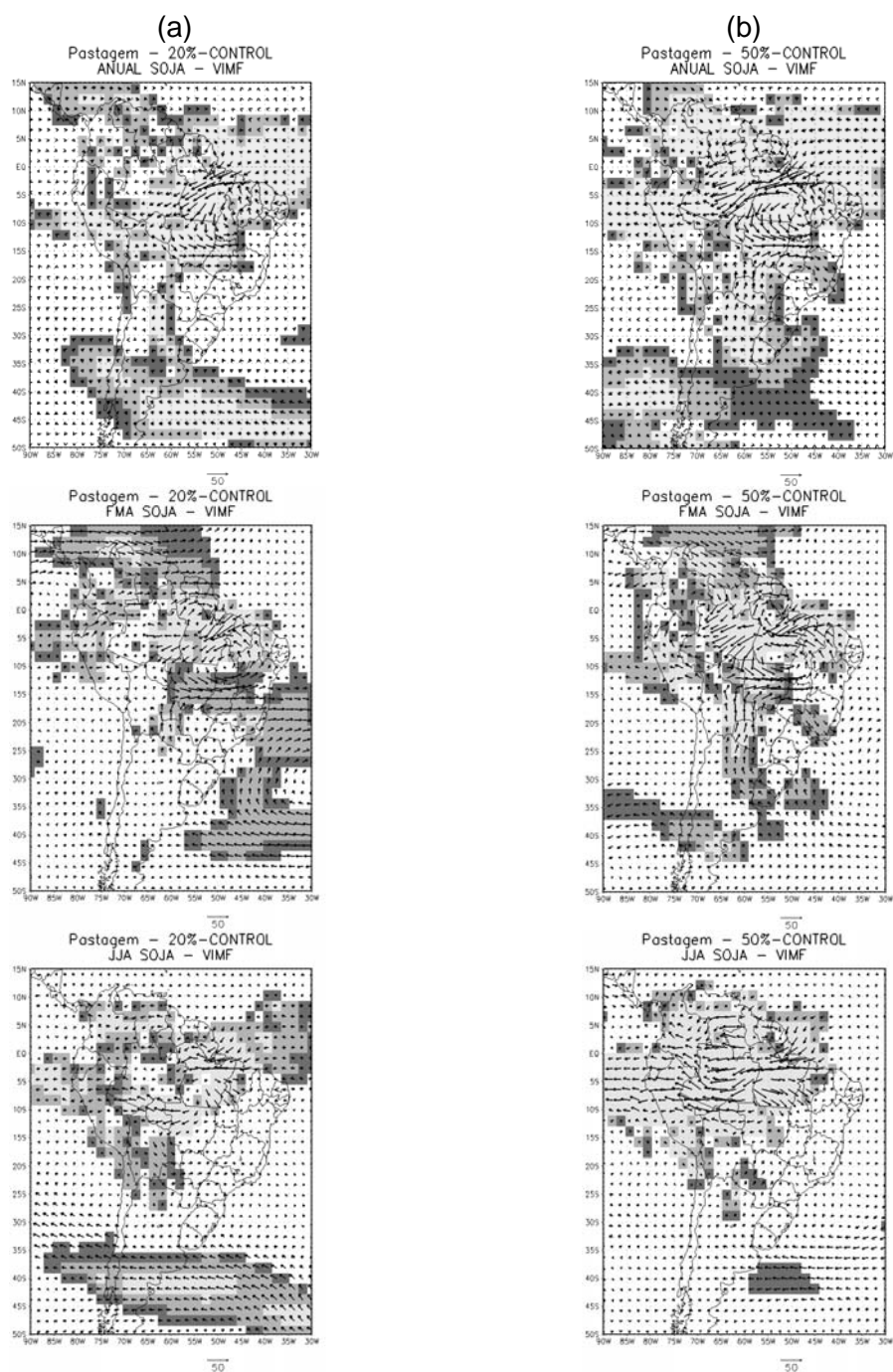


Figura 4.33 – Anomalias do fluxo de umidade integrada na vertical ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para os cenários aleatórios de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%. (Continua).

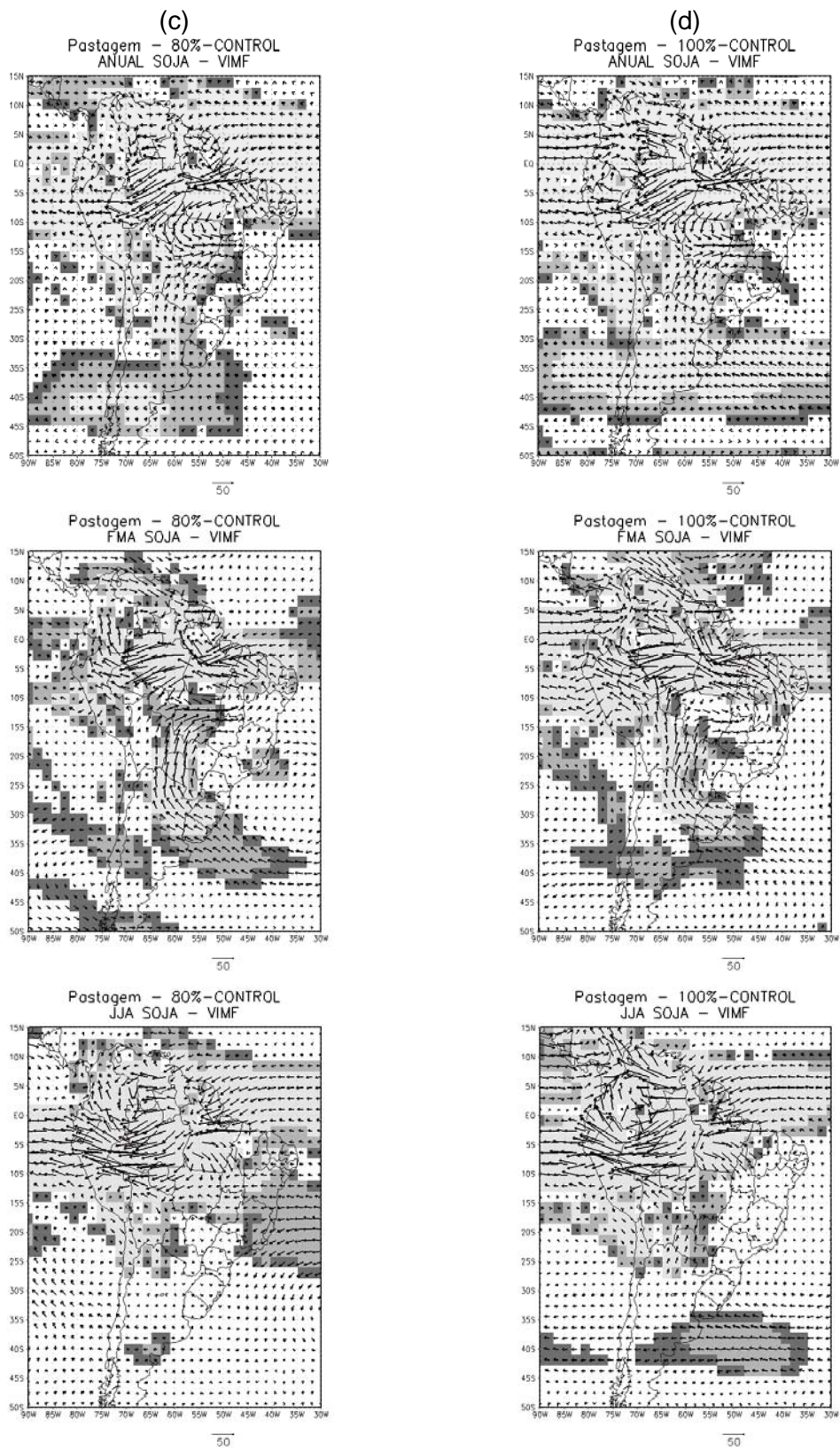


Figura 4.33 – Conclusão.

Analisando o transporte de umidade em toda a Amazônia (Figura 4.34) observa-se que na borda leste há aumento gradativo do transporte de umidade com o aumento da taxa de desflorestamento em média anual e nas estações úmida e seca (esta última, com exceção do cenário extremo). A convergência de umidade aumenta gradativamente no período úmido em todos os cenários de desflorestamento. Já na média anual e no período seco o aumento gradativo da convergência de umidade ocorre até a taxa de 80% de desflorestamento, e em seguida (no cenário de 100% de desflorestamento) há pequena diminuição em média anual, e no período seco é próxima de zero. Comparando as mudanças em todas as fronteiras, assim como nos experimentos com pastagem, os resultados mostraram que o forte escoamento de umidade que entra na bacia pela fronteira leste é a maior razão para o aumento da convergência de umidade na bacia amazônica. Adicionalmente, na borda leste, em geral, o transporte de umidade é maior do que nos experimentos com pastagem, provavelmente por causa do menor arrasto (“stress”) o que faz com que o vento fique mais intenso, transportando assim mais umidade para o continente.

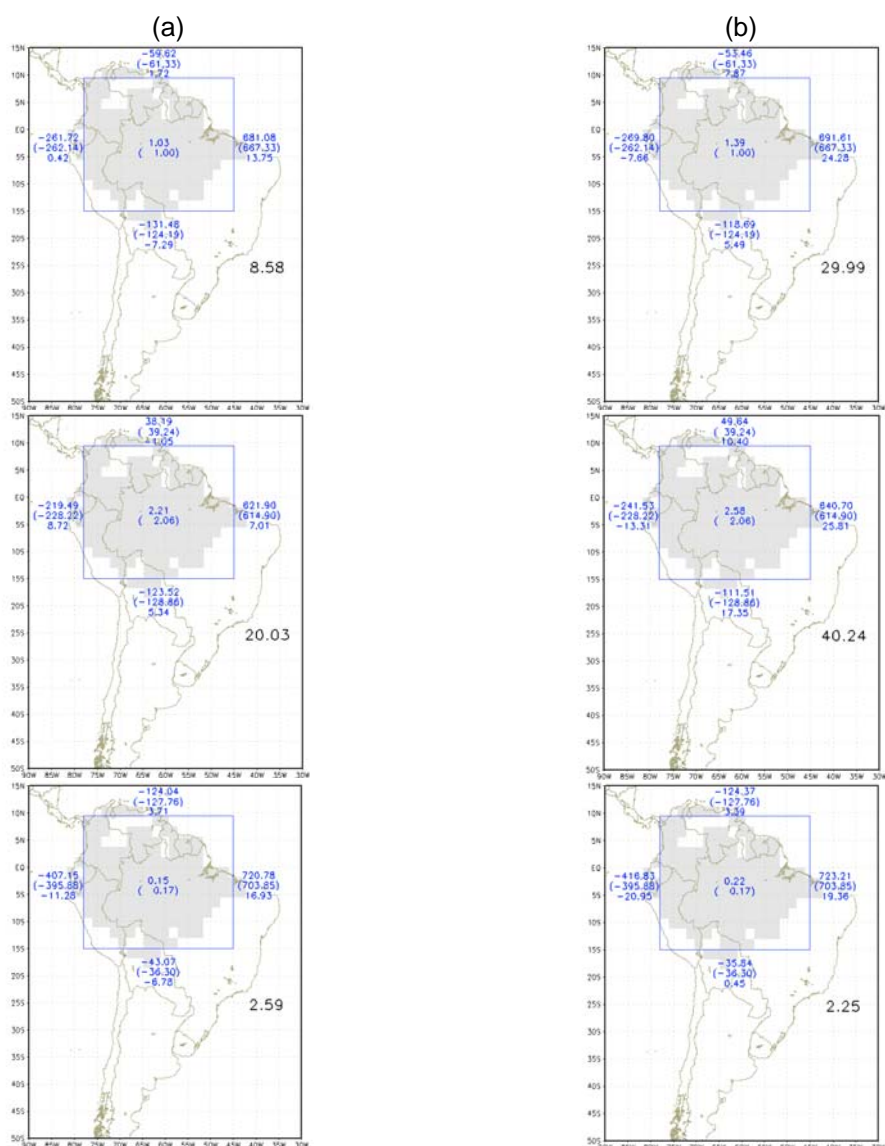


Figura 4.34 – Fluxo de umidade integrada na vertical sobre a Bacia Amazônica (10^6 kg/s) para os cenários “realísticos” de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%, para os períodos: média anual (painéis superiores), estação úmida (painéis centrais) e seca (painéis inferiores). Os valores para nas bordas da área são: média do experimento (valores superiores); controle (entre parênteses) e diferença: experimento-contrôle (valores inferiores). Os valores em preto no canto direito correspondem ao saldo do fluxo de umidade. Valores positivos (negativos) indicam fluxo de umidade para dentro (fora) da caixa. Os valores no centro da caixa indicam a convergência de umidade média para a caixa (mm/dia) para o experimento (valor superior) e controle (entre parênteses). (Continua).

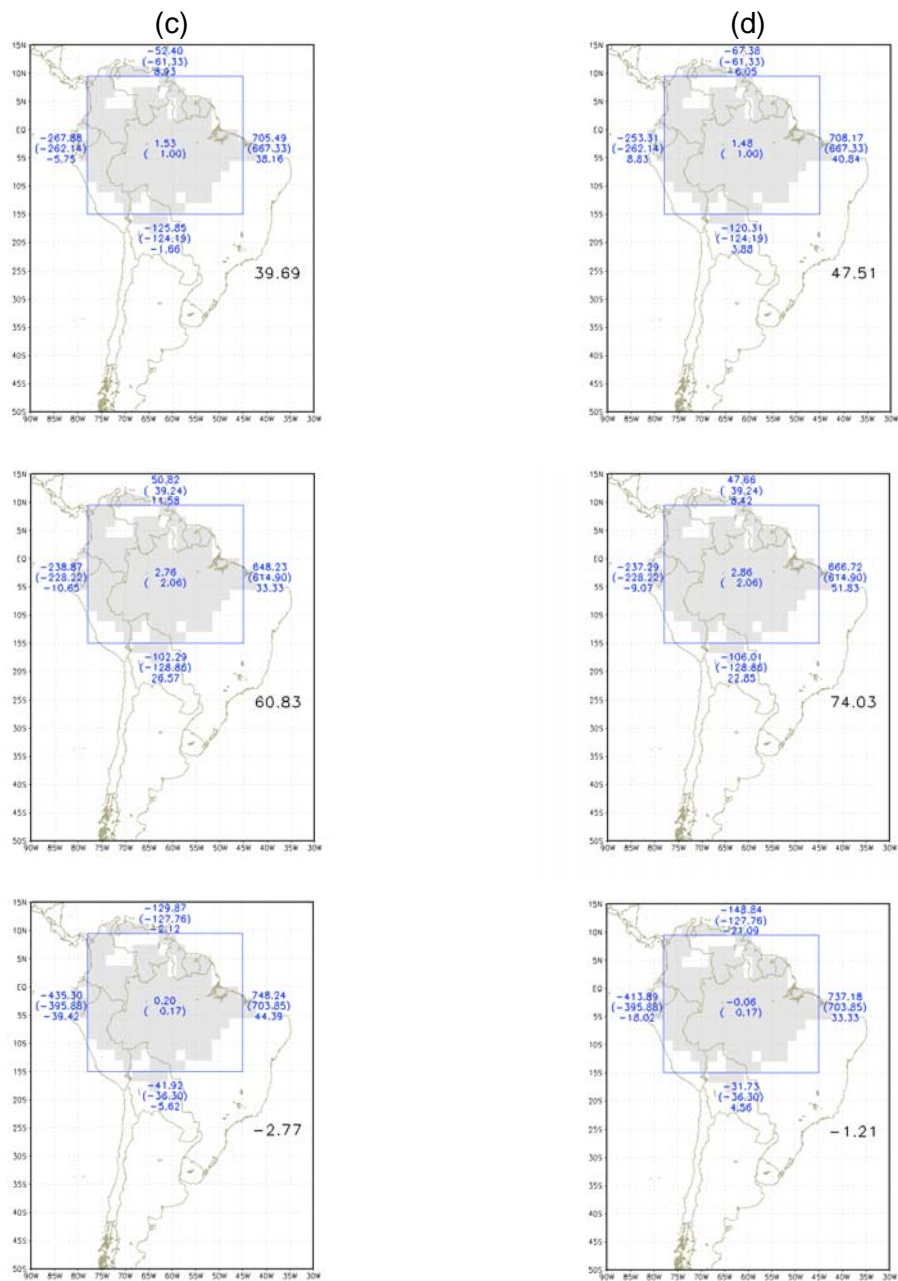


Figura 4.34 - Conclusão.

4.3.7 – Energia Estática Úmida

Observa-se o mesmo padrão dos experimentos com pastagem degradada para todas as taxas de desflorestamento, com perfil de energia estática úmida instável abaixo de 700hPa, e com pequena diminuição da energia estática úmida em todos os períodos (média anual, úmido e úmido) à medida que aumenta a taxa de desflorestamento (não mostrado aqui). Esta pequena diminuição se deve ao padrão de precipitação, com aumento no oeste e diminuição no leste. Em relação à região leste/nordeste da Amazônia, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento há uma maior redução da energia estática úmida, principalmente no período seco, o que está de acordo com a redução da precipitação nesta região.

Em relação à energia estática seca, também observa-se o mesmo padrão dos experimentos com pastagem degradada, com o gradiente vertical positivo, com aumento da energia estática seca nos baixos níveis à medida que aumenta a taxa de desflorestamento (não mostrado aqui). Assim como para a energia estática úmida, em média na Amazônia a redução é pequena e ocorre principalmente nos níveis mais baixos da atmosfera (abaixo de 700 hPa). Quando analisamos a energia estática seca no leste da Amazônia observa-se um maior aumento, principalmente no período seco.

A redução da energia estática úmida ocorre com o aumento da taxa de desflorestamento na CLP, sobretudo na região mais à leste da Amazônia. Esta redução progressiva, contribuiu para a redução da energia potencial disponível para a convecção (CAPE), conforme discutido na seção 4.4.

4.4 – Impactos Regionais da Substituição da Floresta por Pastagem Degradada ou por Soja no Leste/Nordeste da Amazônia – Cenários Realísticos e Aleatórios

A maior parte dos resultados apresentados nesta seção foram publicados em artigo em setembro de 2007. O artigo encontra-se no apêndice A desta tese.

Escolheu-se o leste da Amazônia, pois essa região é alvo de discussões nos últimos anos, sobretudo a partir dos trabalhos de Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003) que encontraram um segundo estado de equilíbrio para as florestas tropicais do Pará, do leste do Amazonas e do norte do Mato Grosso, com substituição destas por cerrado (“savanização” da Amazônia), e do trabalho de Hutyrá et al. (2005) onde é mostrado que as florestas presentes em áreas com alta frequência de secas (>45% de probabilidade de seca) podem mudar para savana. Além disso, é a região (juntamente com o sul da Amazônia), com a maior pressão em virtude de mudanças de usos da terra, com alterações ligadas diretamente ao desmatamento de sistemas florestais para sistemas agrícolas e/ou pastagem. Adicionalmente, é a região da Amazônia onde os MCGA, tais como o ECHAM (MORON et al., 1998), o CCM3 (KIEHL et al. 1998), e também o modelo do CPTEC-INPE (MARENGO et al., 2003) apresentam melhor previsibilidade climática.

É nesta região que ocorre a maior diminuição da precipitação em todos os experimentos (Tabela 4.11). Essa diminuição ocorre principalmente a partir da taxa de 40% de desflorestamento, com alta significância estatística (maior ou igual a 95%) pelo teste t de Student, sobretudo nos experimentos com cenários realísticos com pastagem e soja. Em todos os experimentos com taxas iguais ou superiores a 40% de desflorestamento ocorre um enfraquecimento gradativo do ciclo hidrológico na atmosfera (precipitação, P, evapotranspiração, E, e convergência de umidade, C, diminuem). Ressalta-se que no cenário de 20% de desflorestamento ocorre o oposto, ou seja, embora E diminua, C aumenta

(ou continua o mesmo). Isso significa que, para “pequena” extensão de desflorestamento (20%), a circulação atmosférica age como um mecanismo restaurador no leste da Amazônia. Entre 20% e 40% de desflorestamento esse mecanismo restaurador desaparece; a circulação atmosférica passa então a agir no mesmo sentido de E. A taxa de diminuição, tanto da precipitação, quanto da evapotranspiração com o aumento da taxa de desflorestamento é menor nos experimentos com os cenários aleatórios, provavelmente em virtude dos padrões de desflorestamento. A diminuição da precipitação (em relação ao controle) no cenário extremo (100% de desflorestamento) é de -0,9 mm/dia (18,2% = ~346 mm/ano) para o experimento de conversão da floresta em pastagem degradada e -1,3 mm/dia (25,8% = ~491 mm/ano) para o experimento de conversão da floresta em soja. No período mais seco desta sub-região (agosto-setembro-outubro), a diminuição da precipitação no cenário extremo é de -1,4 mm/dia (42,0% = ~498 mm/ano) se a floresta for substituída por pastagem, e de -1,2 mm/dia (37,4% = ~491 mm/ano) se houver a conversão da floresta em soja. A redução da evapotranspiração está associada com a diminuição do índice de área foliar, diminuição da profundidade de raízes e redução da rugosidade da superfície. A diminuição da evapotranspiração é gradativa com o aumento da taxa de desflorestamento e é de -1,0 mm/dia (~26%) no cenário extremo de desflorestamento quando a floresta foi substituída por pastagem e de -1,2 mm/dia (~31%) quando substituída por soja. Com isso, o transporte de vapor d’água do solo para a atmosfera diminui, o que contribui para a redução da precipitação e da umidade relativa do ar. Além disso, o desflorestamento diminui a interceptação, ou seja, a evaporação da água interceptada diminui. Sendo assim, a baixa atmosfera fica mais seca e, no desenvolvimento de sistemas convectivos sobre a região, uma menor quantidade de vapor d’água estará disponível para ser transportada verticalmente e gerar precipitação.

Em relação ao armazenamento de água no solo, com a substituição da floresta por pastagem degradada, ocorre diminuição em todas as camadas. Por outro lado, ocorre aumento do “runoff”, que pode estar relacionado ao aumento do

escoamento superficial. Na substituição por soja ocorre aumento do armazenamento de água no solo, provavelmente em virtude da especificação das propriedades físicas do solo para soja (Vide Capítulo 3). Igualmente o “*runoff*” aumenta, o que se deve ao aumento do escoamento superficial.

Quando há substituição de floresta por pastagem ou por soja, há aumento gradativo do albedo, com aumento da temperatura à superfície e diminuição do saldo de radiação. O aumento gradativo da temperatura é consistente com a redução da evapotranspiração, do índice de área foliar e do comprimento de rugosidade. Houve redução gradativa da cobertura de nuvens com o aumento da taxa de desflorestamento o que conduziu a um aumento na radiação de onda curta incidente e do saldo de radiação de onda curta à superfície, cancelando assim o efeito do aumento do albedo. As mudanças ocorridas nas radiações de onda curta e longa conduziram a uma diminuição da ordem de 10 W m^{-2} , do saldo de radiação à superfície, quando a floresta é substituída por pastagem no cenário extremo de desflorestamento, e de 11 W m^{-2} , quando substituída por soja. O processo dominante na diminuição do saldo de radiação é o aumento da radiação de onda longa emergente decorrente do aumento de temperatura à superfície. O mesmo ocorre no experimento realizado por Hahmann e Dickinson (1997). A redução do saldo de radiação possui alta significância estatística (acima de 99% em média anual e em ambas as estações). O aumento do balanço de radiação no topo da atmosfera na média anual é dominado por diminuição na radiação de onda curta emergente, com aumentos gradativos à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, o que está relacionado com a diminuição de nebulosidade.

Na substituição de floresta por pastagem degradada ou por soja há diminuição do fluxo de calor latente, que é gradual com o aumento da taxa de desflorestamento. Para parcialmente compensar este decréscimo do fluxo de calor latente, há aumento gradual do fluxo de calor sensível, com o maior aumento no cenário extremo de desflorestamento: $\sim 20 \text{ W m}^{-2}$ ($\sim 43\%$) quando

há substituição da floresta por pastagem; e, $\sim 25 \text{ W m}^{-2}$ ($\sim 54\%$) quando há substituição por soja. Como regra, a redução do fluxo de calor latente leva a um nível de referência mais seco. Observa-se na Tabela 4.11 que há diminuição gradual da umidade do ar, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento. Além disso, a redução no fluxo de calor latente faz com que grande porção da energia disponível seja particionada em fluxo de calor para aquecer a atmosfera, ou seja, há aumento do fluxo de calor sensível, o que leva a um nível de referência mais quente. Com isso, menos energia está disponível para a circulação atmosférica, o que resulta num resfriamento da alta atmosfera, seguido por subsidência, menos precipitação, redução da convecção e menos nebulosidade sobre áreas desflorestadas (ELTAHIR, 1996; HAHMANN E DICKINSON, 1997). Além disso, a redução do comprimento de rugosidade (de 2,65 m na floresta para 0,08 m na pastagem e para 0,02 m na soja), reduz a transferência turbulenta de energia, e assim é necessário que haja um aumento de temperatura para remover o excesso de energia contida na superfície. A redução do fluxo de calor latente e o aumento do fluxo de calor sensível faz com que haja aumento gradual da razão de Bowen, com o aumento da taxa de desflorestamento. Em todos os cenários, a redução do fluxo de calor latente, de calor sensível e do saldo de radiação têm alta significância estatística (acima de 99%) pelo teste t de Student.

Com a diminuição do comprimento de rugosidade e a redução dos coeficientes de arrasto aerodinâmicos, além da redução da pressão atmosférica, há um aumento gradativo com a taxa de desflorestamento do vento de norte e de leste nesta região da Amazônia (Tabela 4.11). Como o padrão de desflorestamento para os cenários “realísticos” inicialmente se concentra mais no leste/nordeste e sul/sudeste da região amazônica, a aceleração do vento é maior nos experimentos com cenários “realísticos”, e menor nos experimentos com cenários aleatórios.

Com o gradual aumento da temperatura e diminuição da evapotranspiração há uma gradual diminuição da pressão atmosférica, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, principalmente nos cenários extremos de desflorestamento (Tabela 4.11). Esta redução da pressão à superfície tem alta significância estatística (maior ou igual a 95% pelo teste t de Student) para os cenários de desflorestamento superiores a 40%, na média anual, e nas estações seca e úmida.

Com a redução da pressão atmosférica, devido ao aumento da temperatura, e com o aumento do fluxo de calor sensível, poderia ser considerado o mecanismo de retroalimentação negativo proposto por Sud e Fennessy (1984), no qual a redução da evapotranspiração levaria a um aumento da temperatura à superfície, gerando assim uma baixa térmica e induzindo movimento ascendente, e, conseqüentemente a ocorrência de aumento de convergência de umidade. Então, poderia haver um perfil vertical mais instável e uma baixa térmica, o que, poderia aumentar a convergência de umidade e a precipitação. Entretanto, quando são considerados todos os efeitos agregados de mais calor sensível, aumento da instabilidade da coluna atmosférica, e menos calor latente, observa-se uma CLP mais seca, o que induz à uma diminuição da instabilidade. A energia potencial convectiva disponível (CAPE, sigla em inglês) confirma o decréscimo de instabilidade com o aumento da taxa de desflorestamento, o que é consistente com redução da precipitação. Além disso, há redução da convergência de umidade na região o que também é consistente com a diminuição da precipitação. Há ainda, com o aumento da taxa de desflorestamento, decréscimo da energia estática úmida e aumento da energia estática seca, como discutido nas seções anteriores.

Tabela 4.11 – Impactos regionais (região = leste da Amazônia) da substituição de floresta por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% (cenários “realísticos” = Past. “real.”, ou cenários aleatórios = Aleatórios) ou por soja, em 20%, 50%, 80% e 100%, utilizando cenários “realísticos”. P: precipitação (mm dia^{-1}); E: evapotranspiração (mm dia^{-1}); C: convergência de umidade (mm dia^{-1}); R: “runoff” (mm dia^{-1}); e W_1 , W_2 e W_3 : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente; α : albedo; n : nebulosidade %; T : temperatura (K); $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); Bo : razão de Bowen (adimensional); p : pressão à superfície; UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); CAPE: energia potencial convectiva disponível (%); os subscritos *sfc*, *atm*, *top* e *ref* referem-se à superfície, atmosfera, topo da atmosfera, e nível de referência, respectivamente.

Variável	Experimento	Taxa de desflorestamento					
		20%	40%	50%	60%	80%	100%
P	Past. “real.”	0,0	-0,1	-0,3	-0,5	-0,8	-0,9
	Aleatórios	-0,1	-0,3	-0,3	-0,5	-0,6	-0,9
	Soja	0,1	---	-0,2	---	-1,0	-1,3
E	Past. “real.”	-0,2	-0,4	-0,6	-0,8	-0,9	-1,0
	Aleatórios	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,7	-1,0
	Soja	-0,2	---	-0,7	---	-1,0	-1,2
C	Past. “real.”	0,2	-0,2	-0,3	-0,5	-0,6	-0,8
	Aleatórios	0,0	-0,2	-0,4	-0,5	-0,6	-0,8
	Soja	0,2	---	-0,3	---	-0,7	-1,0
R	Past. “real.”	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1
	Aleatórios	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1
	Soja	0,3	---	0,5	---	0,1	-0,1
W_1	Past. “real.”	-0,3	-1,4	-3,4	-5,8	-8,9	-10,3
	Aleatórios	-1,1	-2,8	-3,8	-5,1	-6,3	-10,3
	Soja	6,1	---	9,7	---	5,5	3,3

(Continua)

Tabela 4.11 – Continuação.

W_2	Past. “real.”	0,7	-0,4	-2,3	-4,7	-6,9	-8,2
	Aleatórios	-0,3	-1,7	-2,4	-3,7	-4,4	-8,2
	Soja	8,7	---	18,0	---	14,8	13,0
W_3	Past. “real.”	-1,3	-4,2	-7,2	-12,3	-19,6	-20,4
	Aleatórios	0,1	-3,6	-5,5	-9,5	-11,0	-20,4
	Soja	11,6	---	21,3	---	14,6	11,4
α	Past. “real.”	1,6	3,1	3,7	4,3	4,4	4,8
	Aleatórios	1,1	1,9	2,4	2,8	3,9	4,8
	Soja	1,5	---	3,4	---	4,0	4,4
n	Past. “real.”	-2,1	-5,1	-7,2	-8,9	-10,5	-12,4
	Aleatórios	-1,8	-3,7	-4,9	-6,2	-9,0	-12,4
	Soja	-2,1	---	-8,0	---	-12,9	-16,2
T_{sfc}	Past. “real.”	0,8	1,7	2,2	2,6	2,8	3,1
	Aleatórios	0,7	1,2	1,6	1,9	2,5	3,1
	Soja	1,2	---	2,9	---	3,7	4,2
$SW \downarrow_{sfc}$	Past. “real.”	4,9	11,3	14,7	19,0	21,7	25,0
	Aleatórios	4,5	9,1	11,6	14,5	19,2	25,0
	Soja	5,1	---	16,8	---	26,0	31,0
$SW \uparrow_{sfc}$	Past. “real.”	4,3	8,7	10,7	12,8	13,6	15,2
	Aleatórios	3,0	5,6	7,1	8,6	12,0	15,2
	Soja	4,1	---	10,3	---	13,5	15,3
ΔSW_{sfc}	Past. “real.”	0,6	2,6	4,0	6,2	8,1	9,8
	Aleatórios	1,5	3,5	4,5	5,9	7,2	9,8
	Soja	1,0	---	6,5	---	12,5	15,7
$LW \downarrow_{sfc}$	Past. “real.”	1,0	1,4	1,2	1,2	0,7	0,4
	Aleatórios	0,5	0,9	1,0	1,1	0,9	0,4
	Soja	1,9	---	2,4	---	1,3	0,2
$LW \uparrow_{sfc}$	Past. “real.”	5,4	11,0	14,0	16,4	18,1	20,2
	Aleatórios	4,2	7,9	10,0	12,1	16,1	20,2
	Soja	7,5	---	18,7	---	24,3	27,2
ΔLW_{sfc}	Past. “real.”	-4,4	-9,6	-12,8	-15,2	-17,4	-19,8
	Aleatórios	-3,7	7,0	-9,0	-11,0	-15,2	-19,8
	Soja	-5,6	---	-16,3	---	-23,0	-27,0
Rn_{sfc}	Past. “real.”	-3,9	-7,0	-8,7	-9,1	-9,2	-10,0
	Aleatórios	-2,1	-3,5	-4,5	-5,3	-8,0	-10,0
	Soja	-4,6	---	-9,9	---	-10,4	-11,3
Rn_{top}	Past. “real.”	-0,2	0,7	0,7	1,2	1,1	1,2
	Aleatórios	-0,4	0,2	0,5	0,6	0,7	1,2
	Soja	0,5	---	2,5	---	3,1	3,3

(Continua)

Tabela 4.11 – Conclusão.

Rn_{atm}	Past. “real.”	3,7	7,7	9,3	10,4	10,3	11,2
	Aleatórios	1,7	3,7	5,0	5,9	8,7	11,2
	Soja	4,6	---	9,9	---	10,4	11,3
H	Past. “real.”	1,8	6,0	9,1	13,2	16,5	19,8
	Aleatórios	2,6	5,9	7,7	10,3	13,6	19,8
	Soja	2,3	---	11,3	---	20,4	24,8
LE	Past. “real.”	-5,3	-12,5	-17,2	-21,8	-25,2	-29,3
	Aleatórios	-4,7	-9,3	-12,1	-15,4	-21,4	-29,3
	Soja	-6,4	---	-20,6	---	-30,1	-35,5
Bo	Past. “real.”	0,0	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4
	Aleatórios	0,0	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4
	Soja	0,0	---	0,2	---	0,5	0,6
P_{sfc}	Past. “real.”	-0,1	-0,3	-0,4	-0,6	-0,7	-0,8
	Aleatórios	-0,1	-0,2	-0,3	-0,4	-0,6	-0,8
	Soja	-0,2	---	-0,5	---	-0,9	-1,0
UR_{ref}	Past. “real.”	-2,8	-6,3	-8,4	-10,5	-12,0	-13,7
	Aleatórios	-2,1	-4,5	-5,8	-7,3	-10,2	-13,7
	Soja	-3,4	---	-10,4	---	-15,0	-17,5
u_{ref}	Past. “real.”	-0,5	-1,0	-1,4	-1,7	-2,1	-2,4
	Aleatórios	-0,3	-0,7	-0,9	-1,1	-1,7	-2,4
	Soja	-0,7	---	-1,8	---	-2,9	-3,5
v_{ref}	Past. “real.”	-0,3	-0,5	-0,6	-0,8	-0,8	-0,8
	Aleatórios	-0,1	-0,2	-0,3	-0,3	-0,6	-0,8
	Soja	-0,4	---	-1,0	---	-1,3	-1,3
CAPE	Past. “real.”	2,2	-1,7	-6,1	-10,4	-12,9	-16,1
	Aleatórios	-1,7	-2,2	-3,5	-5,6	-9,3	-16,1
	Soja	5,2	---	-6,6	---	-16,8	-22,1

4.5 – Discussão

Os resultados apresentados mostram que as mudanças à superfície levam a impactos em toda a coluna atmosférica. Tais impactos aumentam, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, independente dos cenários utilizados (“realísticos” ou aleatórios). Ao substituir a floresta por pastagem degradada ou por plantação de soja, houve diminuição da precipitação no leste da Amazônia e aumento no oeste, principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 40%. O mecanismo básico para as mudanças na precipitação simulada está ligado à redução da evapotranspiração (mecanismo de evapotranspiração) com

a associada diminuição do índice de área foliar, diminuição da profundidade de raízes, e uma redução da rugosidade, a qual, por outro lado, diminui o fluxo de calor latente através da diminuição do coeficiente de arrasto (HAHMANN E DICKINSON, 1997; COSTA et al., 2007; SAMPAIO et al., 2007). Pela redução da evapotranspiração, há diminuição do “bombeamento” de vapor d’água da superfície para a atmosfera, o que contribui para a redução de precipitação e da umidade do ar na região. Deve-se ressaltar que, de acordo com Rocha et al. (2004), a evapotranspiração da floresta no período seco é até maior do que no período úmido em virtude do “bombeamento” de água da superfície para atmosfera que é feito pelas raízes. Além disso, o desflorestamento diminui a interceptação, ou seja, a evaporação da água interceptada diminui. Sendo assim, a baixa atmosfera fica mais seca e, no desenvolvimento de sistemas convectivos sobre a região, uma menor quantidade de vapor d’água estará disponível para ser transportada verticalmente e gerar precipitação. A redução da evapotranspiração e da umidade do ar ocorre em todas as regiões que foram substituídas por pastagem degradada, desde o cenário com 20% de desflorestamento, com alta significância estatística (acima de 95%). Nota-se que a partir de 40% de desflorestamento há redução de evapotranspiração em praticamente toda a Amazônia, principalmente no período seco.

Comparando os diferentes cenários de desflorestamento, observou-se que a mudança na cobertura vegetal conduziu a mudanças na estrutura dinâmica da atmosfera em baixos níveis (CLP) e, conseqüentemente, na convergência de umidade. O aumento do aquecimento na CLP, causada pelo aumento no fluxo de calor sensível e pela diminuição da evapotranspiração sobre as áreas desflorestadas, induziram a uma convergência termicamente forçada. Na região com maior redução da precipitação, nota-se que houve diminuição da convergência de umidade. A diminuição da rugosidade da superfície fez com os ventos de nordeste em baixos níveis da atmosfera ficassem mais intensos no nordeste da Amazônia (Pará), principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 40% para todos os cenários, com divergência do vento à

leste e convergência à oeste. Assim a precipitação diminui no leste da Amazônia e aumenta no oeste.

Como os resultados indicaram redução da evapotranspiração, aumento da temperatura e aumento do fluxo de calor sensível no leste da Amazônia poderia então surgir um mecanismo de “*feedback*” negativo dirigido pelo aumento pelo aumento do fluxo de calor sensível nas regiões desflorestadas. Isto então poderia gerar um perfil vertical mais instável e uma baixa térmica a qual poderia aumentar a convergência de umidade e a precipitação. Entretanto, para esta região há que se considerar os efeitos agregados do aumento do fluxo calor sensível, aumento da instabilidade atmosférica e redução do fluxo de calor latente, com diminuição da umidade do ar na camada limite planetária e diminuição da instabilidade. O cálculo da energia potencial convectiva disponível (CAPE) demonstrou que de fato houve um aumento da estabilidade com o aumento da taxa de desflorestamento no leste da Amazônia, o que é consistente com redução da precipitação.

Ao analisar o balanço de radiação à superfície, deve-se levar em conta que na conversão de floresta para pastagem degradada ou para plantação de soja: 1) há aumento gradativo do albedo superficial com o aumento da taxa de desflorestamento; 2) a temperatura à superfície aumenta gradativamente; e 3) a nebulosidade diminui gradativamente. Estas modificações nestas três variáveis levaram à redução gradativa do saldo de radiação.

Houve aumento da temperatura próxima à superfície em todas as regiões desflorestadas em todos os cenários, o que induziu uma diminuição da pressão atmosférica na região. A diminuição da pressão ocorre principalmente no leste/nordeste da Amazônia, em todas as estações do ano, com maior redução no período seco, justamente onde ocorre maior diminuição da precipitação e da convergência de umidade, sobretudo a partir de 40% de desflorestamento.

Durante todo o ano e para todos os cenários de desflorestamento, o transporte de umidade do oceano Atlântico para a bacia amazônica foi a maior fonte externa de umidade, o que concorda com os resultados de Salati e Vose (1984), Salati e Nobre (1991) e Correia (2005). Nota-se, na média anual, que há aumento gradativo do transporte de umidade na borda leste com o aumento da taxa de desflorestamento. Ao sul da Amazônia, os experimentos indicaram diminuição do fluxo de umidade integrado verticalmente principalmente no norte da Argentina, Paraguai e parte da Bolívia, com alta significância estatística (99%), a partir de 20% de desflorestamento, o que é consistente com a diminuição da precipitação simulada.

No caso dos experimentos com cenários “realísticos”, como o padrão de desflorestamento se inicia principalmente pelo leste e sul da Amazônia, os impactos para taxas de desflorestamento inferiores a 40% ocorrem principalmente nesta região. Todavia, nos cenários aleatórios, como não há padrão espacial característico de desflorestamento, os impactos no leste/nordeste da Amazônia para taxas inferiores a 40% de desflorestamento são menores do que no caso com cenários “realísticos”. Ainda assim, nos resultados com os cenários aleatórios, constatou-se que é nesta região e na região central da Amazônia que ocorrem as principais mudanças no clima regional à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, com alterações mais significativas para taxas extremas de desflorestamento, sobretudo no período seco e menos na estação úmida.

Os principais impactos em todas simulações ocorrem a partir das taxas de 40% a 50% de desflorestamento. Entretanto, é importante ressaltar que desflorestamentos de pequena escala, irregulares e heterogêneos podem, em princípio, induzir circulações de mesoescala as quais podem aumentar a precipitação em áreas desflorestadas, como sugerido por Baidya Roy e Avissar (2002). Todavia, quando o desflorestamento ocorre em largas escalas com

coberturas da superfície mais homogêneas, então os processos de larga escala da superfície com a atmosfera são dominantes.

Uma questão importante é como se dá o padrão da precipitação em função do aumento da taxa de desflorestamento. Avissar et al. (2002) discute o impacto do desflorestamento gradual na precipitação e propõe três possíveis padrões hipotéticos: 1) um decréscimo linear da precipitação em resposta ao aumento das áreas desflorestadas; 2) uma pronunciada redução da precipitação para uma relativamente pequena área desflorestada, com os desflorestamentos subsequentes não tendo um impacto significativo; e 3) um possível aumento da precipitação para uma pequena taxa de desflorestamento em resposta às circulações de mesoescala, seguida por um grande decréscimo da precipitação após a taxa de desflorestamento atingir um determinado limite. Costa et al. (2007), ao substituir a floresta amazônica em 25%, 50% e 75% por pastagem degradada ou por plantação de soja, encontrou uma relação linear entre a diminuição da precipitação e o aumento da área cultivada de soja, como uma consequência do alto albedo da soja. Para a substituição da floresta por pastagem degradada, Costa et al. (2007) não encontrou reduções significativas em média para toda a Amazônia. Neste estudo, quando analisa-se toda a Amazônia (Figura 4.35), observa-se que há redução na precipitação no período mais seco, sobretudo a partir da taxa de 40% de desflorestamento em todos os experimentos. Em média anual e na estação úmida não há mudanças significativas na precipitação (Figura 4.35), conforme discutido nas Seções 4.1, 4.2 e 4.3.

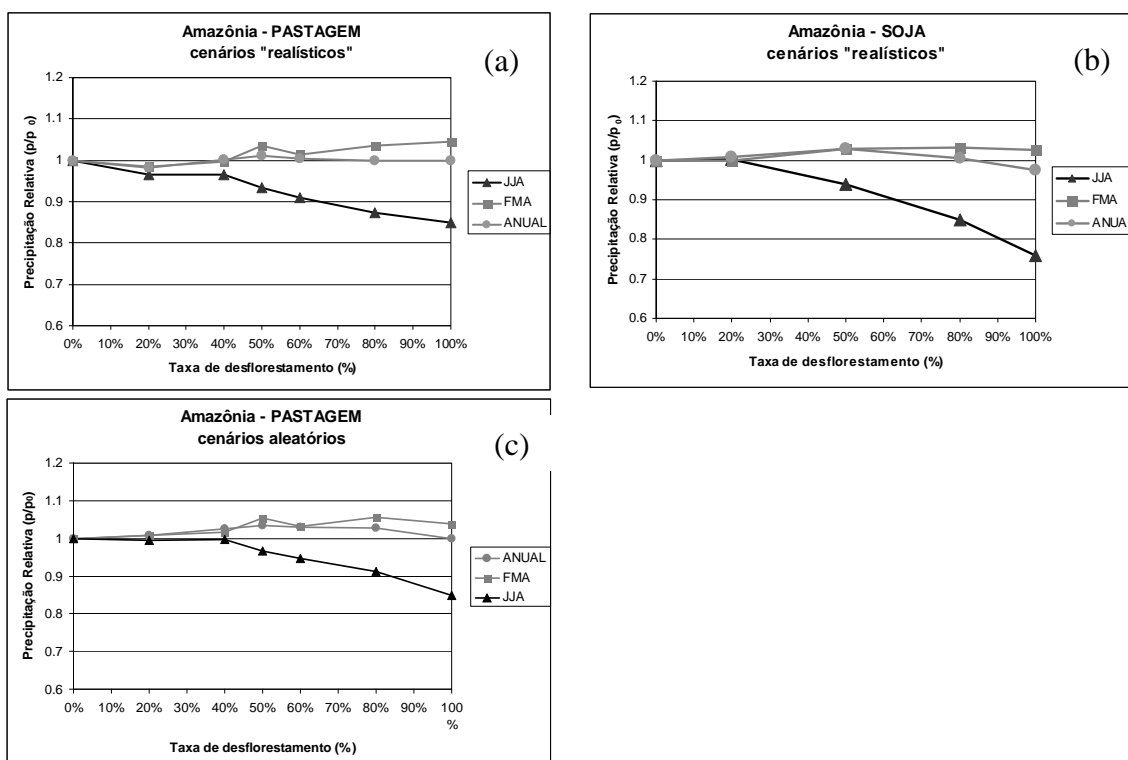


Figura 4.35 – Evolução média sazonal e anual da precipitação em relação ao controle em função da taxa de desflorestamento (%) em toda a Amazônia; média anual e períodos úmido e seco: a) substituição por pastagem degradada utilizando os cenários “realísticos”; b) substituição por soja utilizando os cenários realísticos; e c) substituição por pastagem degradada utilizando os cenários aleatórios.

Entretanto, quando é analisado somente o leste da Amazônia, os resultados indicam uma relação parabólica entre a redução da precipitação e o aumento do desflorestamento (Figura 4.36), para os dois tipos de cobertura de solo (pastagem e soja) com cenários realísticos e aleatórios. Como as modificações da superfície são maiores nos experimentos com soja, a diminuição da precipitação é maior com o aumento da taxa de desflorestamento.

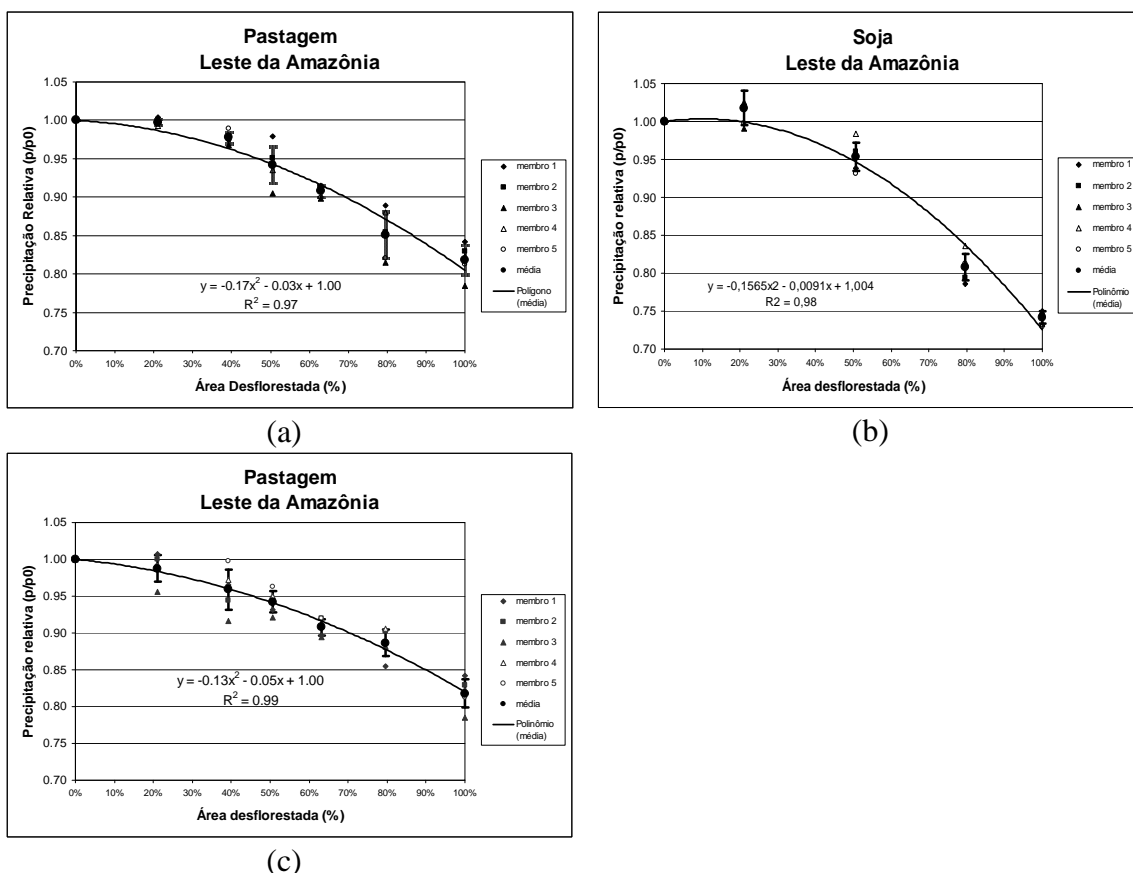


Figura 4.36 - Evolução média anual da precipitação em relação ao controle em função da taxa de desflorestamento (%) no leste da Amazônia: a) substituição por pastagem degradada utilizando os cenários “realísticos”; b) substituição por soja utilizando os cenários realísticos; e c) substituição por pastagem degradada utilizando os cenários aleatórios.

A redução da precipitação no leste da Amazônia pode criar condições favoráveis para potencialmente alterar a estrutura das florestas, e levar um processo de savanização, como sugerido por alguns estudos (por exemplo: NOBRE et al., 1991; OYAMA E NOBRE, 2003; HUTYRA et al., 2005). Os ecossistemas na Amazônia estão sujeitos a várias, mas interconectadas forçantes ambientais que ocorrem em escalas regional e global. Se as tendências de expansão de pastagem e de plantação de soja em direção à floresta Amazônica continuarem, poderão provocar importantes conseqüências para a sustentabilidade da vegetação natural remanescente da região.

CAPÍTULO 5

PERTURBAÇÕES DOS ESTADOS DE EQUILÍBRIO VEGETAÇÃO-CLIMA NA AMAZÔNIA

Os resultados dos experimentos de desflorestamento da Amazônia (Capítulo 4) indicaram um clima mais seco e quente no leste da Amazônia e mais úmido e quente no oeste. Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003) mostraram que na Amazônia existem dois estados de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera: 1) um correspondente ao atual estado de equilíbrio; e 2) correspondente a um estado de equilíbrio onde em partes do sul e leste da Amazônia haveria a substituição da floresta tropical por cerrado (savana), ou seja, a savanização da Amazônia. O segundo estado de equilíbrio estaria associado a um clima mais seco na região. Entretanto, no MCGA CPTEC 1.0 a vegetação não é dinâmica, ou seja, durante cada integração do modelo os biomas são mantidos fixos. Sendo assim, a pergunta que se faz é: com este novo clima na Amazônia, em virtude da substituição da floresta Amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja, qual seria o novo estado de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera ? Outra pergunta seria: em virtude da degradação que vêm ocorrendo na Amazônia, a partir de qual nível de degradação poderia o estado de equilíbrio atual do sistema biosfera-atmosfera passar para o estado de equilíbrio onde haveria a savanização de parte da Amazônia ?

Para responder a estas duas perguntas, foi utilizado o CPTEC-PVM (OYAMA, 2002; OYAMA, NOBRE, 2004) de duas formas:

- 1) A primeira consiste em utilizar o CPTEC-PVM com os resultados dos experimentos de desflorestamento da Amazônia apresentados no Capítulo 4, onde a floresta foi substituída por pastagem degradada ou por soja. Para tanto, as anomalias de precipitação e temperatura foram calculadas subtraindo-se a média dos últimos 5 anos de cada

experimento do controle utilizado nos experimentos de desflorestamento. Tais anomalias foram então adicionadas à climatologia observada e, utilizando essa nova climatologia como entrada, integra-se o CPTEC-PVM.

- 2) Utilizou-se o MCGA CPTEC 1.0 acoplado ao CPTEC-PVM para investigar a existência de estados de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera diferentes do atual. Para tanto foram realizados 14 experimentos numéricos com o MCGA e o controle (conforme Capítulo 3, Seção 3.8). Para elaborar o controle da Parte II, integrou-se o MCGA por 20 anos (5 membros) utilizando o mapa de biomas potenciais. No deserto e a na floresta, repetem-se os experimentos de Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003), onde os biomas (exceto gelo) são convertidos em deserto e floresta tropical, respectivamente, e daí se inicia a integração; entretanto, neste caso os biomas são atualizados a cada 6 anos com o uso do CPTEC-PVM, e não a cada 3 anos como em Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003). O ciclo de integrar o MCGA por 6 anos e atualizar a distribuição de biomas corresponde a uma iteração. O estado de equilíbrio climático é alcançado após um número suficientemente grande de iterações.

Os experimentos são comparados ao mapa de vegetação potencial atual, para verificar se o novo clima tenderia a conservar ou modificar os biomas. As análises são feitas somente para a América do Sul e focam a região Amazônica.

5.1 – Efeitos dos Desflorestamentos da Amazônia na Distribuição de Biomas

Os experimentos foram divididos em pastagem degradada – cenários “realísticos”; pastagem degradada – cenários aleatórios; e soja.

5.1.1 – Substituição da Floresta Amazônica por Pastagem Degradada – Cenários “Realísticos”

Nos experimentos de substituição da floresta amazônica por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% de área de floresta, utilizando os cenários “realísticos”, conforme discutido no Capítulo 4 (seção 4.1), as mudanças no clima regional ocorrem à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, com alterações mais significativas para taxas extremas de desflorestamento, sobretudo no período seco e menos na estação úmida. Na conversão de floresta para pastagem, em média anual, observa-se no cenário de 20% de desflorestamento que a diferença da precipitação é pequena sobre a Amazônia. A partir do cenário com 40% de desflorestamento observam-se mudanças mais significativas da precipitação na região, em média anual, com diminuição da precipitação no leste/nordeste (desde a Venezuela até o norte da Região Nordeste do Brasil, e também na região da Zona de Convergência Intertropical) e no extremo oeste da Amazônia, ambas com alta significância estatística: pelo teste t de Student, a anomalia é significativa a níveis de teste inferiores a 1% para os cenários com taxas superiores a 60% de desflorestamento. Por outro lado, ocorre aumento da precipitação em parte do centro-oeste da Amazônia (sobretudo no estado do Amazonas), também com alta significância estatística, pelo teste t de Student. Quando se analisam os períodos seco e chuvoso (Figura 4.1) observa-se que as diferenças da precipitação ocorrem, sobretudo no leste/nordeste da Amazônia (com diminuição da precipitação) e no Estado do Amazonas (com aumento da precipitação) também a partir do cenário de 40% de taxa de desflorestamento, com aumento gradativo em área à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, com alta significância estatística pelo teste t de Student (maior do que 95%). Houve aumento da temperatura próxima à superfície em todas as regiões desflorestadas em todos os cenários, com alta significância estatística pelo teste t de Student mesmo para a taxa de 20% de desflorestamento.

A Figura 5.1 mostra a distribuição de biomas potenciais a partir do clima gerado com as simulações de desflorestamento. Como os principais impactos dos desflorestamentos ocorrem no leste da Amazônia, nota-se que há uma diminuição gradual da área de floresta nesta região com o aumento da taxa de desflorestamento até o cenário com taxa de desflorestamento de 50%. A partir daí a área de floresta praticamente permanece a mesma. Por outro lado, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, há o avanço da área de savana (cerrado). Conforme discutido em Oyama (2002), aquecimento ou redução de precipitação favorece a expansão de biomas de menor porte. Neste caso, como o clima desta região ficou mais seco e houve aumento gradual da temperatura, propiciou condições potenciais para o estabelecimento de savana na região. No oeste da Amazônia, em virtude do aumento da precipitação, o novo estado de equilíbrio indica em todos os cenários a presença da floresta tropical. A redução da precipitação no leste/nordeste da Amazônia apresenta-se com alta significância estatística pelo teste t de Student a partir da taxa de 40% de desflorestamento (Figura 4.1).

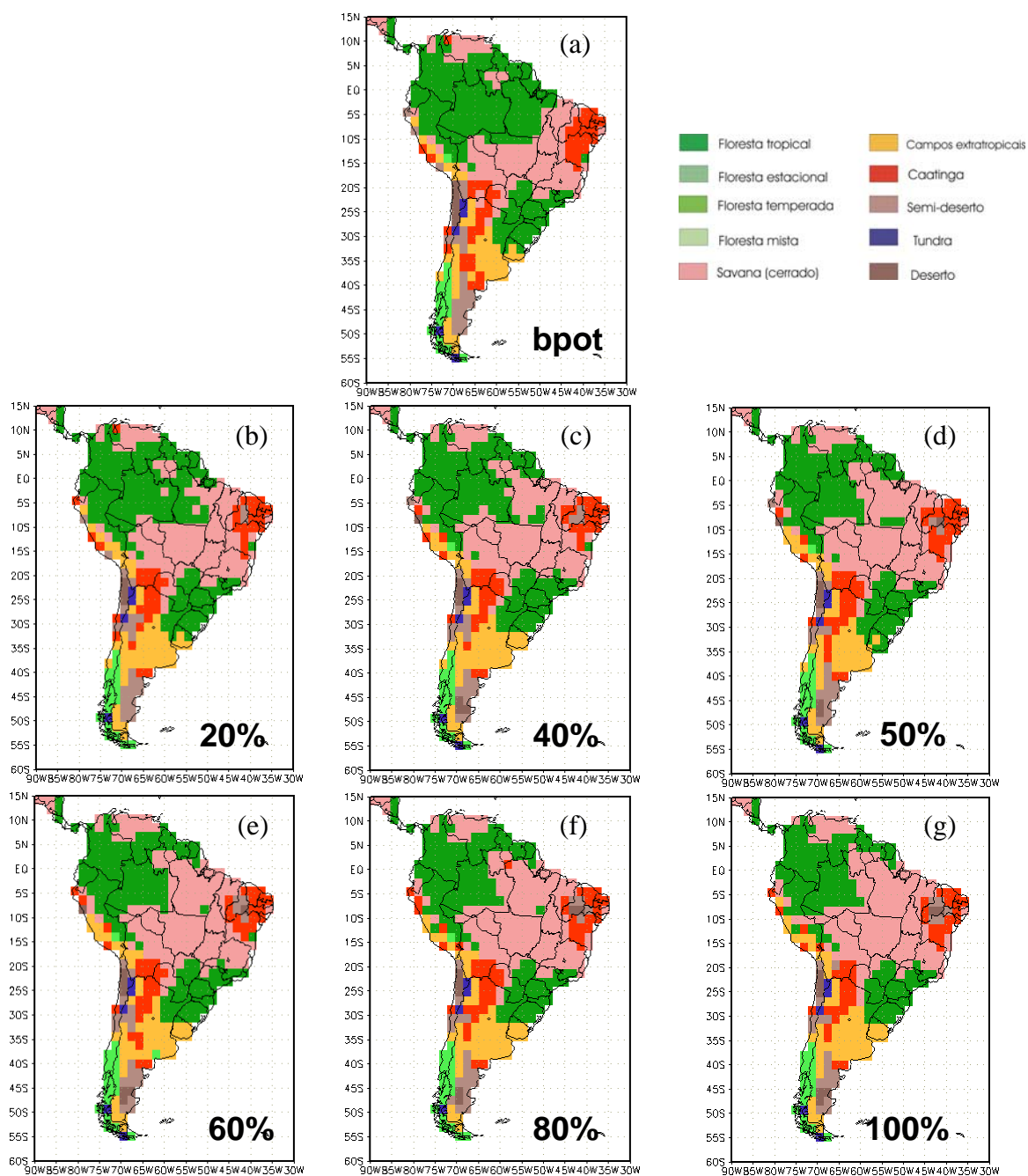


Figura 5.1 – Biomas potenciais em equilíbrio com o clima: a) clima atual (distribuição de vegetação potencial); b) referente ao cenário de 20% de taxa de desflorestamento; c) 40%; d) 50%; e) 60%; f) 80% e g) 100%, utilizando os cenários “realísticos”. As cores referem-se aos tipos de biomas, conforme legenda no canto superior direito da figura.

Ao analisar as áreas dos biomas floresta tropical e savana no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N) observa-se que à medida que aumenta a taxa de desflorestamento há diminuição da área de floresta tropical e aumento da área de savana (Figura 5.2). A partir de cerca de 45% (interpolação linear), observa-se que a área total de savana ultrapassa a área de floresta tropical e após este limite praticamente há estabilização entre as áreas dos referidos biomas até a taxa de desflorestamento de 100%. Este padrão está associado ao aumento da temperatura e à diminuição da precipitação na região, sobretudo no período seco, que é de -0,5 mm/dia, para o cenário de 40% de taxa de desflorestamento, -0,7 mm/dia para taxa de 50%, -0,9 mm/dia para 60%, -1,1 mm/dia para 80% e -1,4 mm/dia para taxa de 100% de desflorestamento. Conforme discutido em Oyama (2002), uma redução de 1 mm/dia seria suficiente para todo o Estado do Pará se tornar um cerrado, e para grande parte do NEB ser convertido em semi-deserto ou deserto. De fato, isto ocorre para taxa igual ou superior a 50%. A diminuição da floresta tropical em área, a partir de 50% de taxa de desflorestamento, é de cerca de 30%, e para 100% de desflorestamento é de cerca de 37%.

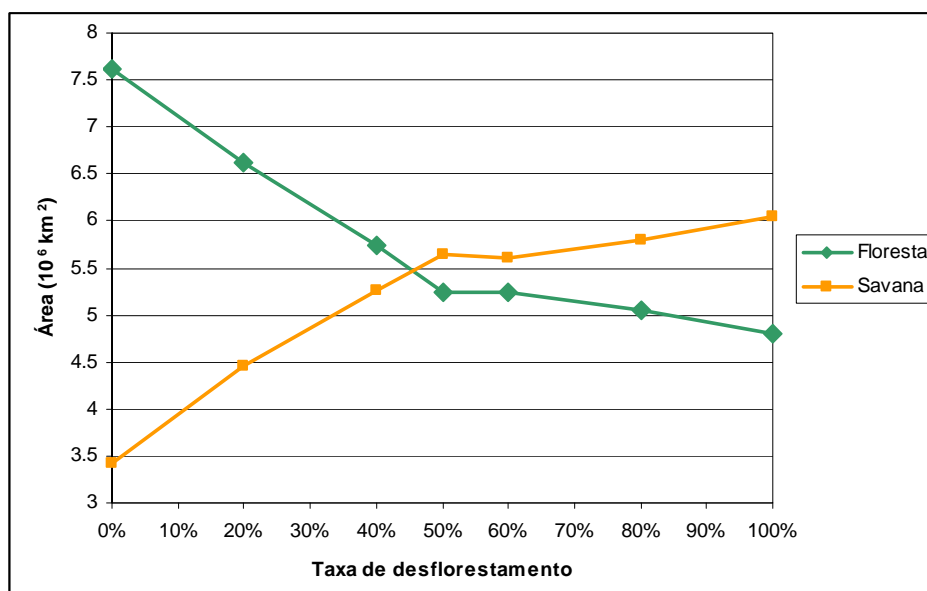


Figura 5.2 – Área média dos biomas floresta tropical (linha verde) e savana (linha laranja) no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N) em função da taxa de desflorestamento (cenários realísticos).

5.1.2 – Substituição da Floresta Amazônica por Pastagem Degradada – Cenários Aleatórios

Nos experimentos de substituição da floresta amazônica por pastagem degradada em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% de área de floresta, utilizando os cenários aleatórios, conforme discutido no Capítulo 4 (Seção 4.2), em relação à precipitação, da mesma forma que nos cenários “realísticos”, em média anual, observa-se que no cenário de 20% de desflorestamento que a diferença em relação ao controle é pequena sobre a Amazônia. Mesmo no cenário com 40% de desflorestamento as diferenças da precipitação são pequenas, com pequeno aumento no Estado do Amazonas (que persiste nos demais cenários). A diminuição da precipitação novamente ocorre no leste/nordeste da Amazônia (com significância estatística igual ou maior do que 95% pelo teste t de Student), no extremo oeste da Amazônia e norte da Região Nordeste do Brasil e na região da Zona de Convergência Intertropical). Por outro lado, assim como nas simulações com cenários “realísticos”, também ocorre aumento da precipitação em parte do centro-oeste da Amazônia (estado do Amazonas), também com alta significância estatística (maior ou igual a 95%) pelo teste t de Student (Figura 4.13). A precipitação média em toda a bacia Amazônica sofreu pequena diminuição (média anual), pois também a diminuição desta no leste/nordeste foi compensada pelo aumento no oeste. Tanto no período úmido, quanto no período seco, a distribuição espacial das mudanças da precipitação se assemelham aos resultados obtidos com os cenários realísticos. Nestes casos, igualmente a diminuição da precipitação no leste tem alta significância estatística pelo teste t de Student a partir do cenário com 40% de taxa de desflorestamento. Em relação à temperatura, o aumento médio anual é menor do que no caso dos cenários realísticos, mas ainda assim tem alta significância estatística (maior do que 95% pelo teste t de Student) mesmo no cenário com 20% de taxa de desflorestamento.

A Figura 5.3 mostra a distribuição de biomas potenciais a partir do clima gerado com as simulações de desflorestamento com cenários aleatórios. Assim como ocorre com os experimentos com cenários “realísticos”, os principais impactos dos desflorestamentos ocorrem no leste da Amazônia, com diminuição gradual da floresta com o aumento da taxa de desflorestamento até o cenário de 50% de desflorestamento. A partir deste ponto, a diminuição da área da floresta é pequena. Ocorre com a savana um aumento em área com o aumento da taxa de desflorestamento. Da mesma forma, no oeste da Amazônia, em virtude do aumento da precipitação, o novo estado de equilíbrio indica em todos os cenários a presença da floresta tropical. Ressalta-se que na média anual e nos períodos seco e úmido a diferença da precipitação (experimento-controle) tem alta significância estatística (maior do que 95%) para a taxa de 40% de desflorestamento ou superior (Figura 4.13).

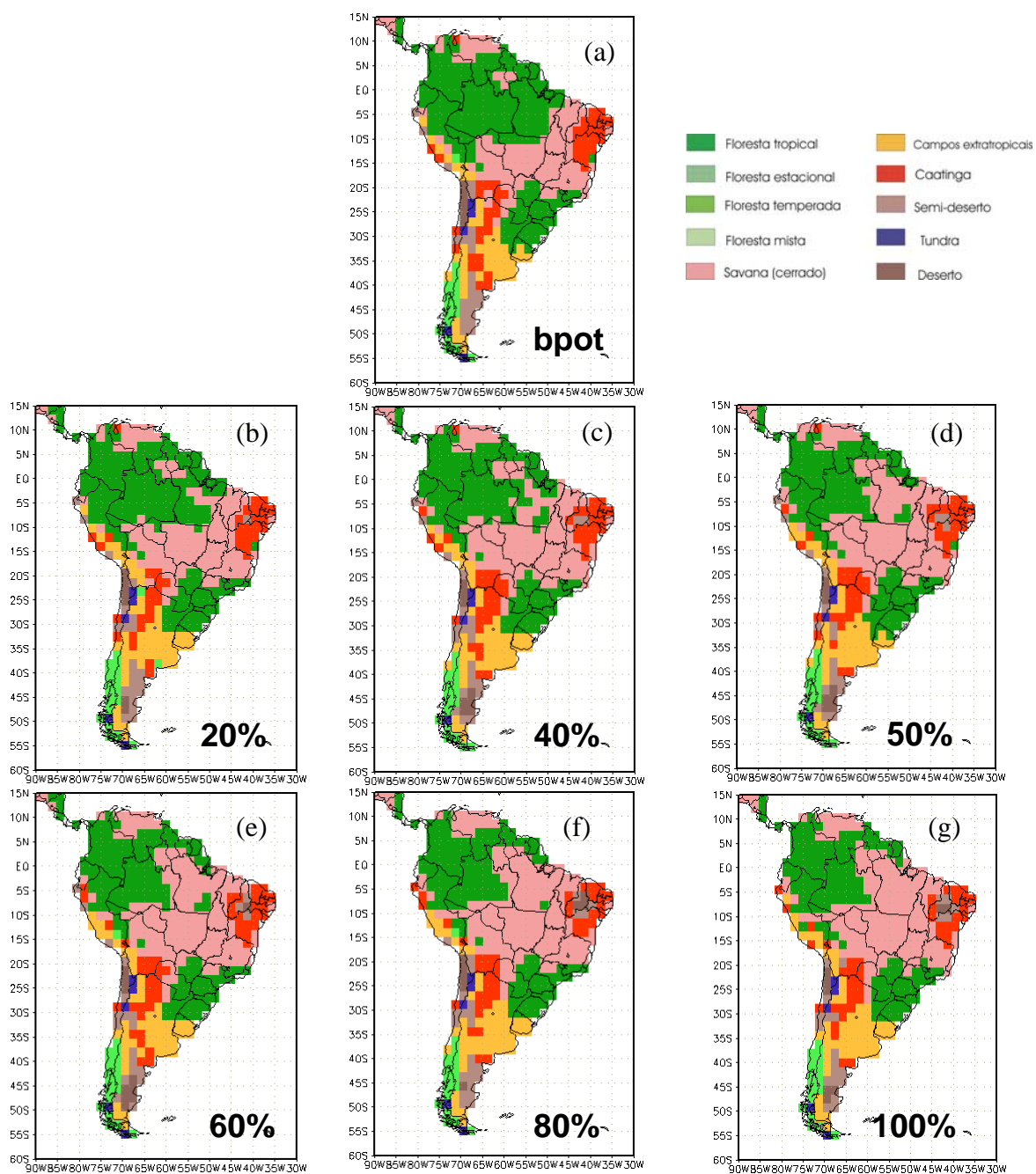


Figura 5.3 – Biomas potenciais em equilíbrio com o clima: a) clima atual (distribuição de vegetação potencial); b) referente ao cenário de 20% de taxa de desflorestamento; c) 40%; d) 50%; e) 60%; f) 80% e g) 100%, utilizando os cenários aleatórios. As cores referem-se aos tipos de biomas, conforme legenda no canto superior direito.

Ao analisar as áreas dos biomas floresta tropical e savana no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N) observa-se que à medida que aumenta a taxa de desflorestamento há diminuição da área de floresta tropical e aumento da área de savana (Figura 5.4). Todavia, a diminuição (aumento) da área de floresta (savana) é mais lenta (lento) do que ocorre nos experimentos com cenários “realísticos”. Isto está associado ao padrão de desflorestamento, pois nos cenários realísticos as mudanças ocorrem inicialmente no leste da Amazônia, ou seja, a diminuição da precipitação e o aumento da temperatura ocorrem primeiro nesta região. Note que na Tabela 4.11 a diminuição da precipitação média anual é semelhante, mas o aumento gradual da temperatura com o aumento da taxa de desflorestamento é menor em todos os cenários, o que contribuiu para esta mudança mais lenta. A partir de 50% observa-se que a área total de savana ultrapassa a área de floresta tropical e após este limite praticamente há estabilização entre as áreas dos referidos biomas até a taxa de desflorestamento de 100%. Este padrão está associado ao aumento da temperatura e à diminuição da precipitação na região, sobretudo no período seco, que é semelhante ao que ocorre nos experimentos com cenários “realísticos”. A diminuição da floresta tropical em área, a partir de 50% de taxa de desflorestamento, é de cerca de 28%.

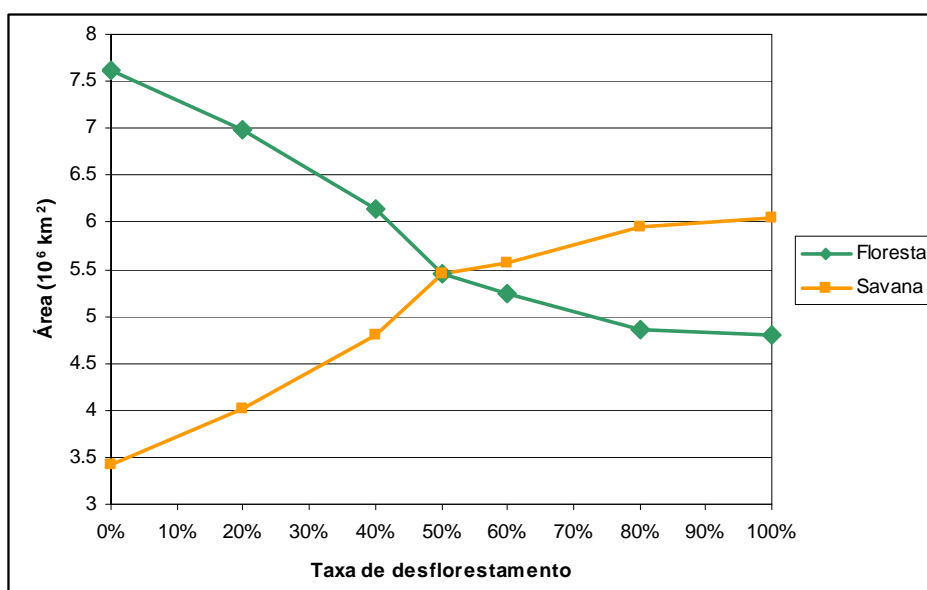


Figura 5.4 - Área média dos biomas floresta tropical (linha verde) e savana (linha laranja) no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N) em função da taxa de desflorestamento (cenários aleatórios).

Importante ressaltar que apesar dos impactos no clima regional para os cenários aleatórios terem sido um pouco menores do que os impactos dos experimentos com cenários “realísticos”, o novo estado de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera se assemelha nos dois experimentos, com substituição da floresta tropical por cerrado e para grande parte do NEB conversão de caatinga em semi-deserto ou deserto.

5.1.3 – Substituição da Floresta Amazônica por Plantação de Soja – Cenários “Realísticos”

Nos experimentos de substituição da floresta amazônica por soja em 20%, 50%, 80% e 100% de área de floresta, utilizando os cenários “realísticos”, conforme discutido no Capítulo 4 (seção 4.3), em relação à precipitação, da mesma forma que nos experimentos com pastagem degradada, em média anual, observa-se que no cenário de 20% de desflorestamento que a diferença em relação ao controle é pequena sobre a Amazônia, com pequeno aumento

da precipitação no leste com significância estatística maior do que 95%, pelo teste t de Student (Figura 4.24). Já no período chuvoso, em todos os cenários há redução da precipitação principalmente no leste/nordeste, e em parte do oeste da Amazônia, e aumento em parte do centro-oeste (Estado do Amazonas). A partir do cenário com 50% de desflorestamento, este último padrão também persiste para o período seco. Estas diferenças, tanto no período seco, quanto no chuvoso têm alta significância estatística pelo teste t de Student (maior ou igual a 95%). Este padrão espacial das anomalias de precipitação se assemelha aos resultados obtidos com a substituição da floresta por pastagem degradada. A diminuição da precipitação média em toda a bacia é maior no período seco. Em relação à temperatura, o aumento médio anual é maior do que no caso dos experimentos com pastagem degradada, e ocorre principalmente no leste da Amazônia com alta significância estatística (maior do que 95% pelo teste t de Student) mesmo no cenário com 20% de taxa de desflorestamento.

A Figura 5.5 mostra a distribuição de biomas potenciais a partir do clima gerado com as simulações de desflorestamento com cenários “realísticos”. Assim como ocorre com os experimentos com pastagem degradada, os principais impactos dos desflorestamentos ocorrem no leste da Amazônia, com diminuição área de floresta com o aumento da taxa de desflorestamento. A partir de 50% de desflorestamento a diminuição da área da floresta é pequena e mesmo no cenário de 100% de desflorestamento persistem as condições potenciais para a existência de floresta no oeste da Amazônia, em virtude do aumento da precipitação. Por outro lado, ocorre com a savana um aumento em área com o aumento da taxa de desflorestamento. No cenário de desflorestamento extremo, aparece uma pequena área com predomínio de caatinga e semi-deserto em Roraima e extremo noroeste do Pará.

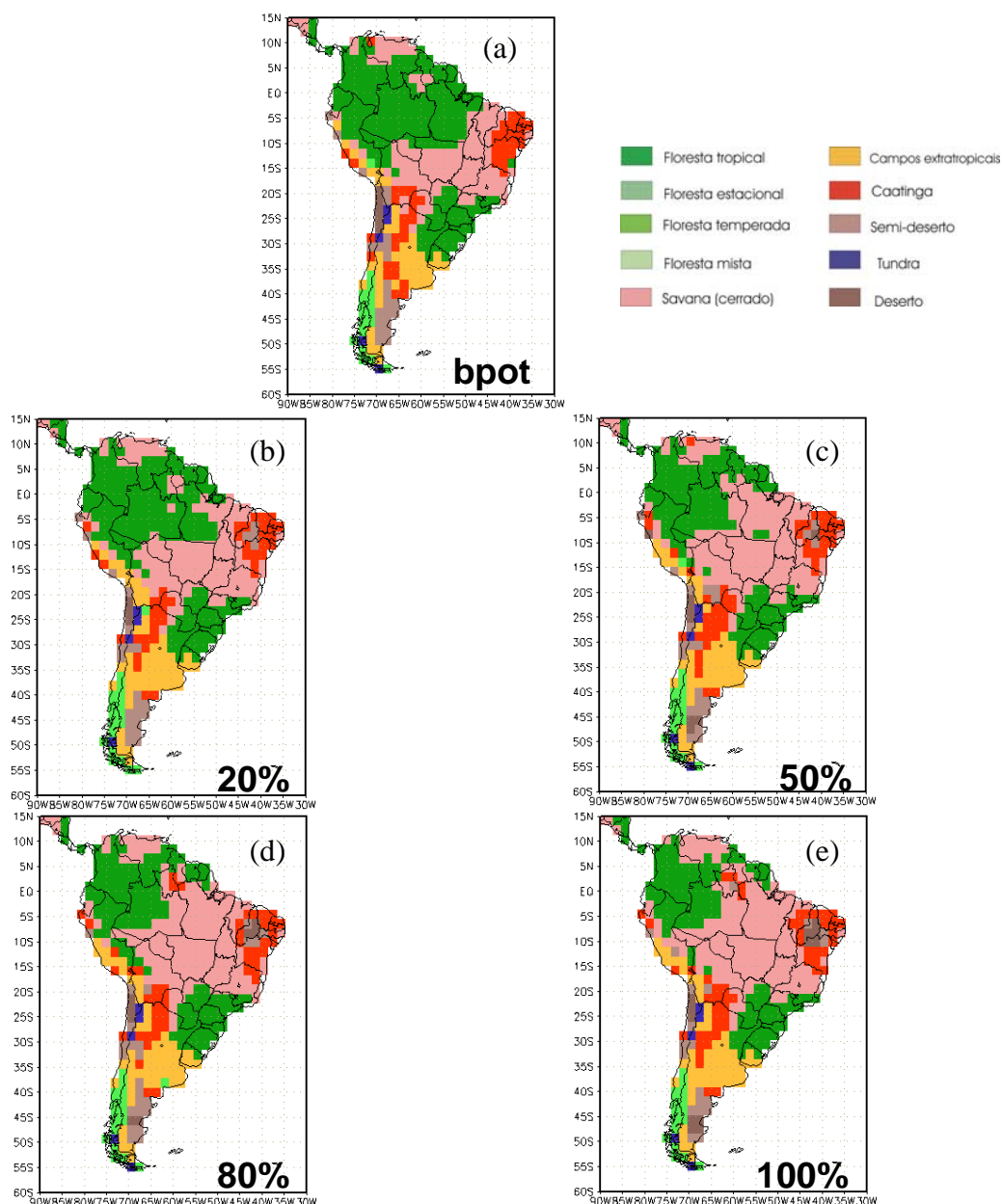


Figura 5.5 – Biomas potenciais em equilíbrio com o clima: a) com o clima atual (distribuição de vegetação potencial); b) referente ao cenário de 20% de taxa de desflorestamento – substituição da floresta Amazônica por soja; c) 50%; d) 80%; e e) 100%, utilizando os cenários “realísticos”. As cores referem-se aos tipos de biomas, conforme legenda no canto superior direito.

Ao analisar as áreas dos biomas floresta tropical e savana no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N) observa-se, assim como nos experimentos com

pastagem degradada, que à medida que aumenta a taxa de desflorestamento há diminuição da área de floresta tropical e aumento da área de savana (Figura 5.6). A partir de cerca de 45% (análise visual) de taxa de desflorestamento observa-se que a área total de savana ultrapassa a área de floresta tropical e após este limite continua havendo aumento (diminuição) da área de savana (floresta), porém em taxa menor. Este padrão está associado ao aumento da temperatura e à diminuição da precipitação na região, sobretudo no período seco, que é semelhante ao que ocorre nos experimentos com pastagem degradada. A diminuição da floresta tropical em área, no cenário de 50% de taxa de desflorestamento é de cerca de 33% e no cenário extremo de desflorestamento de cerca de 48%.

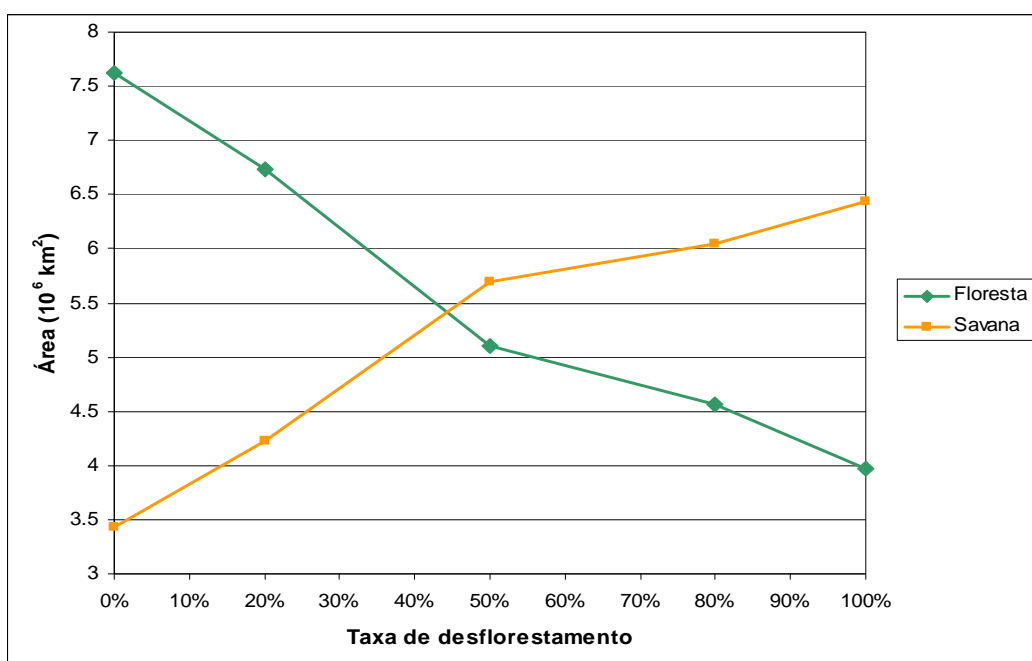


Figura 5.6 - Área média dos biomas floresta tropical (linha verde) e savana (linha laranja) no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N) em função da taxa de desflorestamento (cenários realísticos).

5.2 – Biomas dos Estados de Equilíbrio

Nesta seção utiliza-se o MCGA CPTEC 1.0 acoplado ao CPTEC-PVM para investigar a existência de estados de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera (ou bioma-clima) diferentes do atual. Os experimentos são descritos no Capítulo 3, Seção 3.8. No controle, integra-se o MCGA por 20 anos, com cinco condições iniciais provenientes de análise do NCEP das 12TMG, utilizando o mapa de biomas potenciais. Nos experimentos floresta e deserto, os biomas (exceto gelo) são convertidos em deserto e floresta tropical, respectivamente, conforme Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003). Nos experimentos amzf* em todo o globo os biomas (exceto gelo) são convertidos em deserto e na Amazônia em floresta tropical em: 0% (amzflo), 20% (amzf80), 40% (amzf60), 50% (amzf50), 60% (amzf40) e 80% (amzf20). Nos experimentos amzd* em todo o globo os biomas (exceto gelo) são convertidos em floresta tropical e na Amazônia em deserto em: 20% (amzd80), 40% (amzd60), 50% (amzd50), 60% (amzd40), 80% (amzd20) e 100% (amzdes). Os cenários de 20%, 40%, 50%, 60% e 80% são os chamados “realísticos” (Soares-Filho et al., 2006; e Sampaio et al., 2007). A partir de então, se inicia a integração do MCGA. Os biomas, inclusive dos experimentos floresta e deserto, são atualizados a cada 6 anos com o uso do CPTEC-PVM. O ciclo de integrar o MCGA por 6 anos e atualizar a distribuição de biomas corresponde a uma iteração. O estado de equilíbrio climático é alcançado após um número suficientemente grande de iterações.

Em geral, a partir da segunda iteração o grau de semelhança entre o mapa de biomas obtido e o de vegetação potencial praticamente se estabiliza (Figura 5.7 a e b). Os valores de κ se mantêm em torno de 0,86, o que indica uma semelhança *excelente* com o mapa de vegetação potencial. Entre iterações sucessivas, o grau de semelhança se estabiliza a partir da terceira iteração (Figura 5.7 c e d); os valores de κ se mantêm em torno de 0,87, o que indica uma semelhança excelente entre mapas de iterações sucessivas. Para os

experimentos deserto, floresta, amzflo e amzdes foram feitas 5 iterações e nota-se na Figura 5.7 b e d que praticamente não há diferenças entre a quarta e a quinta iterações. Portanto, para os demais experimentos considera-se que 4 iterações são suficientes para obter a condição de equilíbrio climático. O critério de parada do processo iterativo utiliza somente a semelhança entre mapas de biomas a partir da estatística κ . A semelhança entre o padrão de outras variáveis (por exemplo, precipitação) não é utilizada.

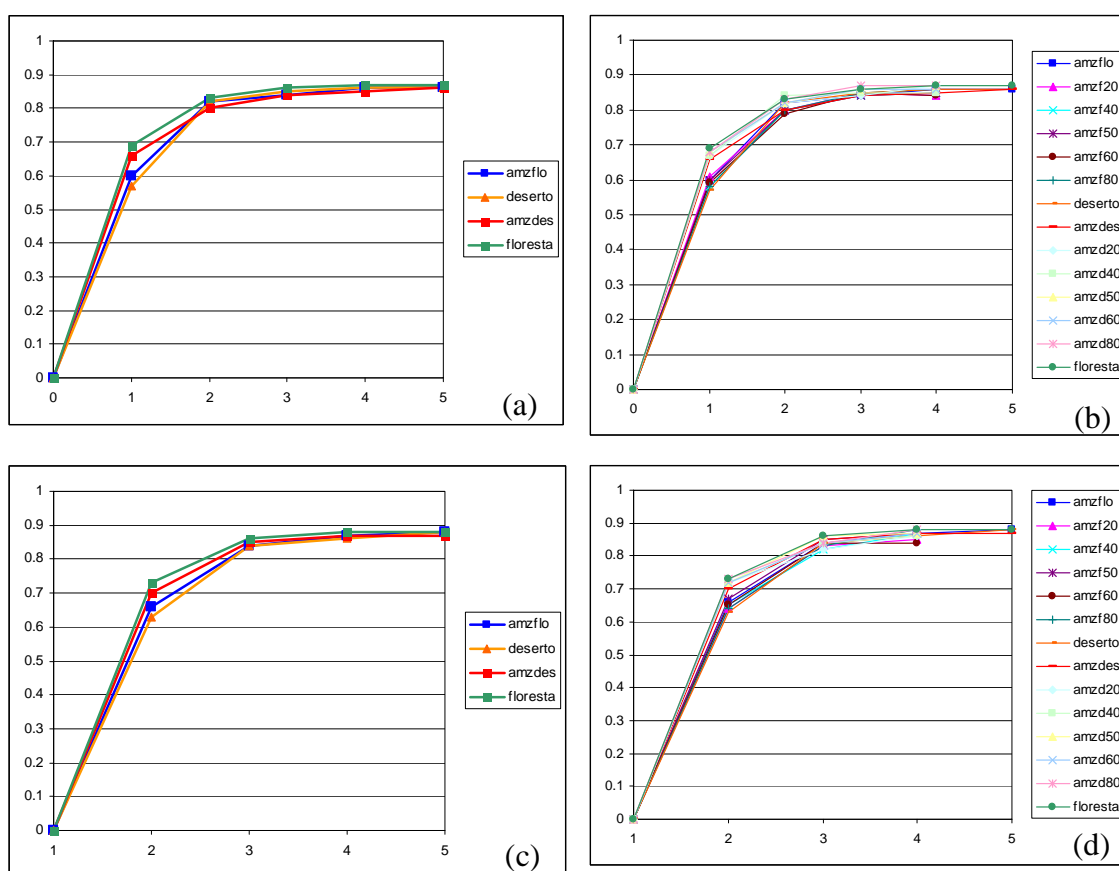


Figura 5.7 – Valores de κ global em função da iteração: (a) e (b) κ calculado em relação ao mapa de vegetação potencial, sendo (a) para os experimentos floresta, deserto, amzflo e amzdes, e (b) para todos os experimentos; (c) e (d) calculado comparando-se com o bioma da iteração anterior, sendo (c) para os experimentos floresta, deserto, amzflo e amzdes, e (d) para todos os experimentos.

Como discutido em Oyama (2002), do ponto de vista da evolução da semelhança global entre mapas, parece não existir diferenças (ou são pequenas) entre os diversos experimentos, pois na Figura 5.7 as curvas são quase coincidentes a partir da terceira iteração. Além disso, o padrão global da distribuição dos biomas da última iteração dos experimentos (Figuras 5.8 e 5.9) é semelhante ao mapa de vegetação potencial. Embora haja semelhança em escala global, os mapas podem apresentar, em escala regional, diferenças que apresentam coerência espacial. Na América do Sul, por exemplo, uma diferença marcante, que é visível no mapa global, é a substituição de uma considerável porção das florestas tropicais da Amazônia por savanas (cerrado) à medida que aumenta a área de deserto no leste da Amazônia na condição inicial (bioma inicial de cada experimento). Por outro lado, à medida que aumenta a área de floresta no leste da Amazônia (no bioma inicial de cada experimento) ocorre o oposto, ou seja, a porção de florestas tropicais aumenta gradativamente no leste desta região até o experimento floresta, onde o novo estado de equilíbrio é muito semelhante ao mapa de vegetação potencial.

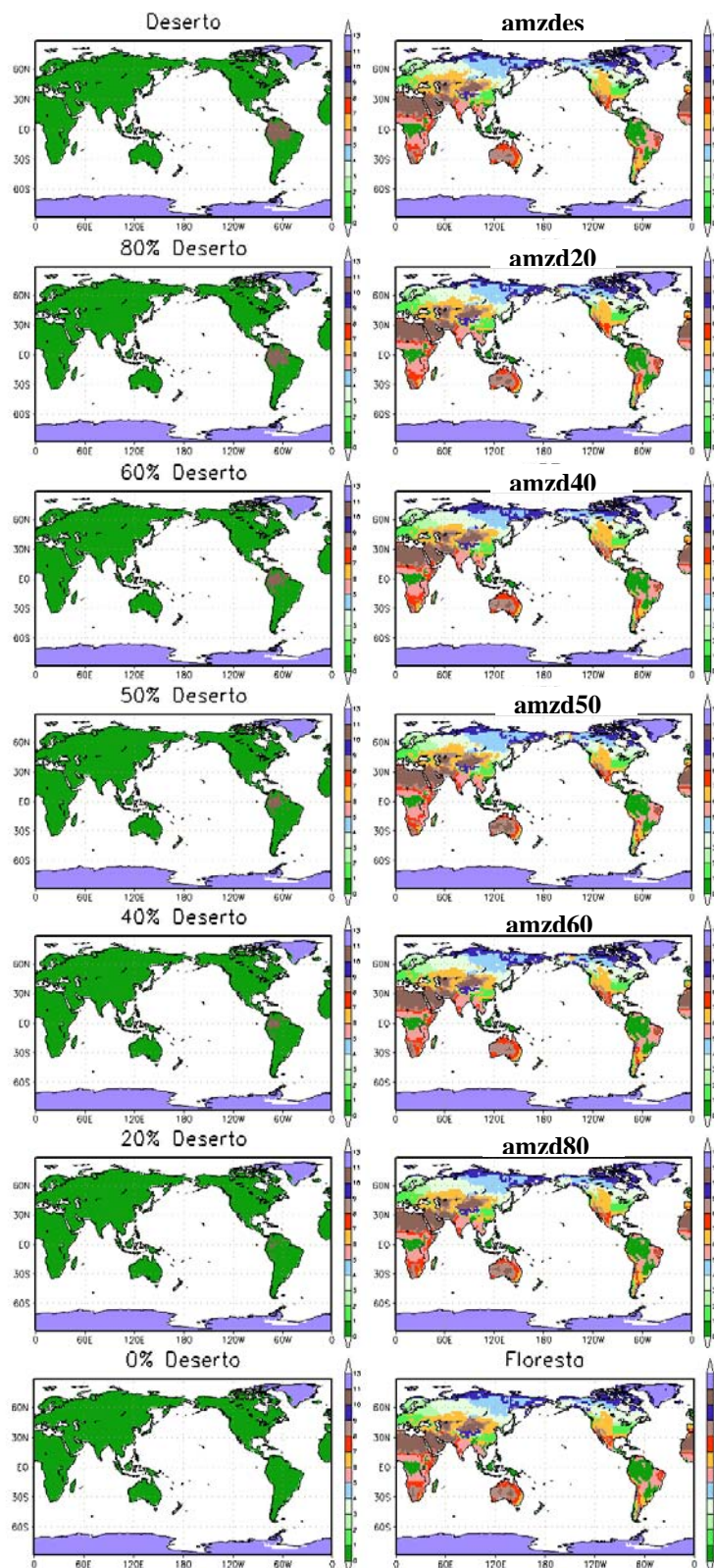


Figura 5.8 – Biomas da última iteração com condição inicial: (a) amzdes, (b) amzd20, (c) amzd40, (e) amzd50, (f) amzd60, (g) amzd80 e h) Floresta.

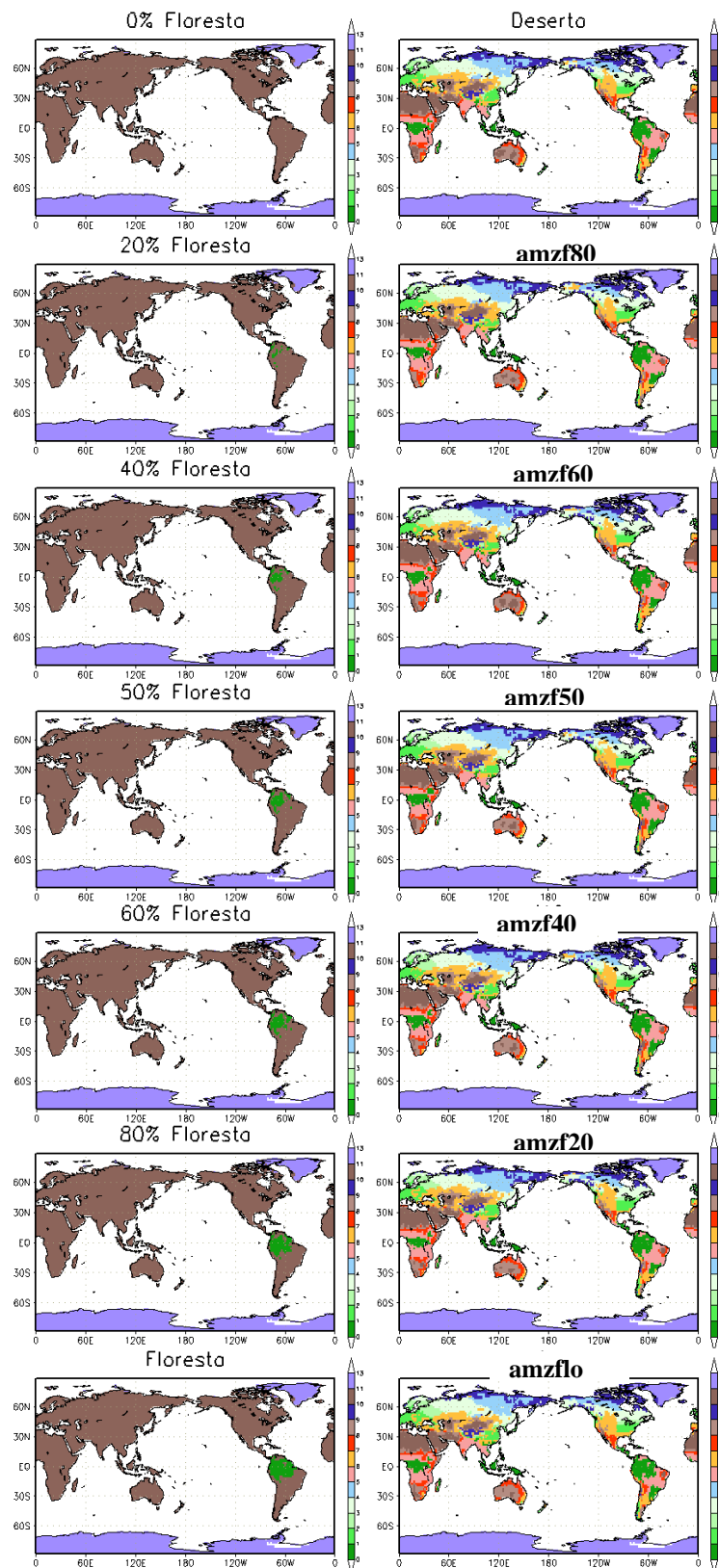


Figura 5.9 – Biomassas da última iteração com condição inicial: (a) Deserto, (b) amzf80, (c) amzf60, (e) amzf50, (f) amzf40, (g) amzf20 e h) amzflo.

Enfocando a análise na América do Sul, nota-se que independente da condição inicial da vegetação no oeste da Amazônia, a vegetação de equilíbrio é a floresta tropical. Por outro lado, no leste da Amazônia, se a condição inicial da vegetação é deserto, a vegetação de equilíbrio é savana, e se a condição inicial é floresta tropical, em geral, na vegetação de equilíbrio há predomínio de floresta tropical (Figura 5.10). Em todos os experimentos, nota-se que a região onde ocorrem as principais modificações (em relação à vegetação potencial) é o leste da Amazônia, como pode ser observado na Figura 5.11. Outra diferença entre os resultados dos experimentos é a projeção da floresta tropical para o sul, que ocorre de forma mais pronunciada nos experimentos onde a floresta tropical na condição inicial é substituída por deserto (e no restante do globo floresta) e no experimento floresta. Esta projeção para o sul da floresta tropical é menor nos experimentos onde na condição inicial há floresta na Amazônia (e no restante do globo deserto) e no experimento deserto. Ressalta-se que, com exceção do experimento floresta, em todos os outros, na vegetação de equilíbrio no NEB aparece uma região coberta por semi-deserto ou até mesmo deserto.

Nos experimentos onde a floresta tropical na Amazônia é substituída por deserto (amzdes), nota-se que o estado de equilíbrio resultante é muito semelhante ao segundo estado de equilíbrio obtido por Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003). Este estado de equilíbrio é semelhante ao resultado do experimento deserto, onde a condição inicial é de deserto em todo o globo. Note que, tanto o experimento amzdes, quanto o deserto, se assemelham (salvo pequenas diferenças isoladas) aos resultados obtidos por Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003), quando então foi feito o experimento deserto, porém com iteração a cada 3 anos. No outro extremo, quando a condição inicial da vegetação é floresta em todo o globo, a vegetação de equilíbrio resultante, para a América do Sul, é muito próxima do estado de equilíbrio climático atual (praticamente o mesmo resultado obtido por Oyama, 2002). Já no experimento amzflo, onde na condição inicial da vegetação a floresta amazônica está

coberta por floresta e o restante do globo (exceto gelo) está coberto por deserto, a vegetação de equilíbrio resultante se assemelha ao estado de equilíbrio atual, salvo uma pequena área no extremo leste da Amazônia (no leste/nordeste do Pará), onde a vegetação de equilíbrio é savana (cerrado).

Analisando os experimentos onde a condição inicial da vegetação na Amazônia é de deserto e no restante do globo, floresta tropical, à medida que aumenta a área de floresta no leste, a vegetação de equilíbrio tende ao estado de equilíbrio atual, sobretudo a partir do experimento amzd50 (50% de deserto e de floresta na Amazônia). Já nos experimentos onde a condição inicial na Amazônia é de floresta e no restante do globo, deserto, à medida que aumenta a área de floresta no leste, também a vegetação de equilíbrio tende ao estado de equilíbrio atual, salvo pequena área no extremo leste da Amazônia. A Figura 5.12 apresenta a área remanescente do bioma floresta tropical da vegetação de equilíbrio no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N; 90°W e 30°W) em função da taxa de desflorestamento (área de deserto) da condição inicial de cada experimento. Nota-se que, quando a condição inicial da vegetação em todo o globo é de floresta tropical e na Amazônia há substituição por deserto, a área remanescente de floresta entre as taxas de 0% e 50% de desflorestamento é praticamente a mesma e partir de 50% de desflorestamento há diminuição da área de floresta até que se atinge o segundo estado de equilíbrio com savana no leste da Amazônia. Da mesma forma, quando a condição inicial da vegetação em todo o globo é de deserto, e na Amazônia é de floresta tropical, a área remanescente de floresta diminui à medida que aumenta a taxa de desflorestamento até a taxa de 50%, quando então atinge o segundo estado de equilíbrio (savana no leste da Amazônia). Estes resultados respondem a segunda pergunta feita no início deste capítulo, pois estes sugerem que a taxa de 50% seria o ponto onde a vegetação da Amazônia mudaria do estado de equilíbrio atual para um novo estado de equilíbrio, onde a vegetação do leste da Amazônia seria substituída por savana (savanização da Amazônia), ou vice-versa.

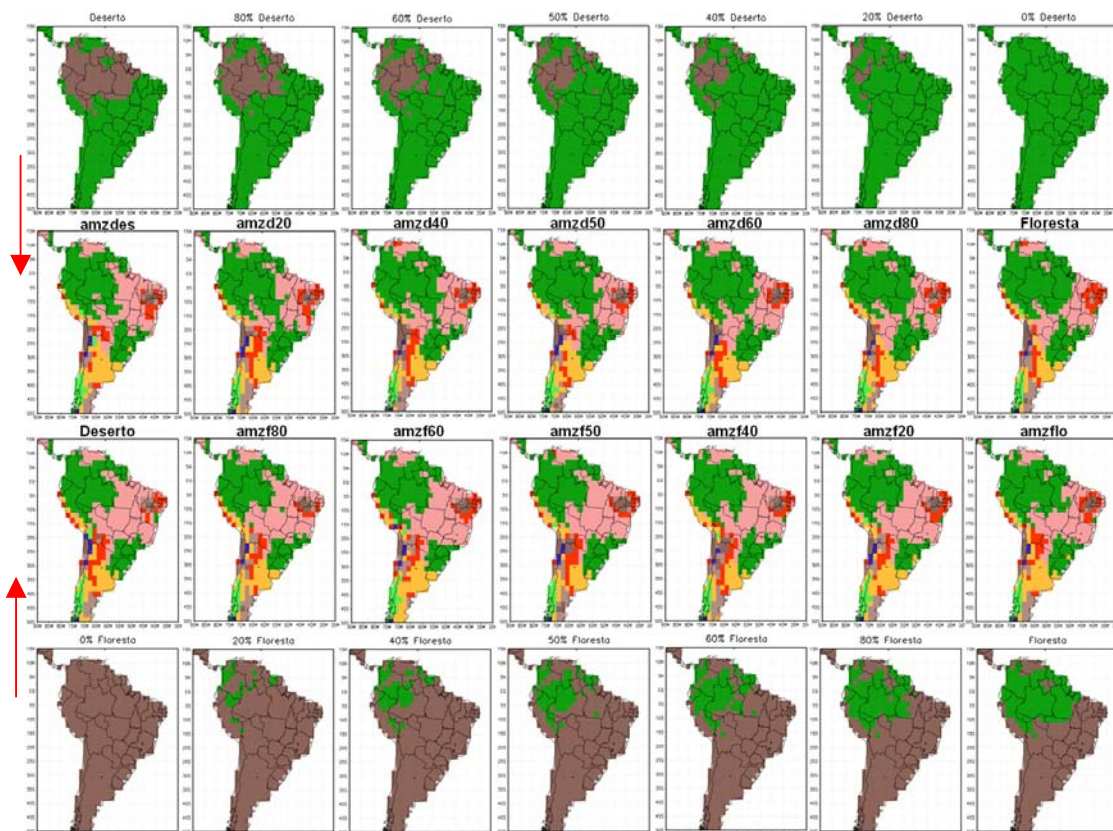


Figura 5.10 – Mapas de vegetação da última iteração de cada experimento (painéis centrais). Os painéis superiores indicam a condição inicial da vegetação para cada experimento apresentados na segunda linha de painéis (da esquerda para a direita): amzdes, amzd20, amzd40, amzd50, amzd60, amzd80, floresta. Os painéis inferiores indicam a condição inicial da vegetação para cada experimento apresentados na terceira linha de painéis (da esquerda para a direita): deserto, amzf80, amzf60, amzf50, amzf40, amzf20, amzflo.

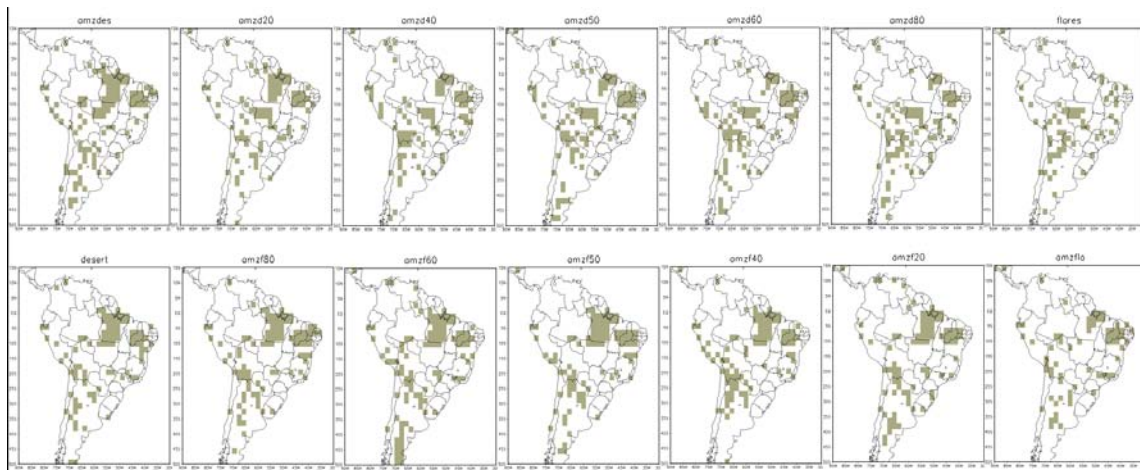


Figura 5.11 – Locais onde há diferenças (em cor cinza) entre a vegetação potencial e o bioma da última iteração com condição inicial de: (a) amzdes; (b) amzd20; (c) amzd40; (d) amzd50; (e) amzd60; (f) amzd80; (g) floresta; (h) deserto; (i) amzf80; (j) amzf60; (k) amzf50; (l) amzf40; (m) amzf20 e (n) amzflo.

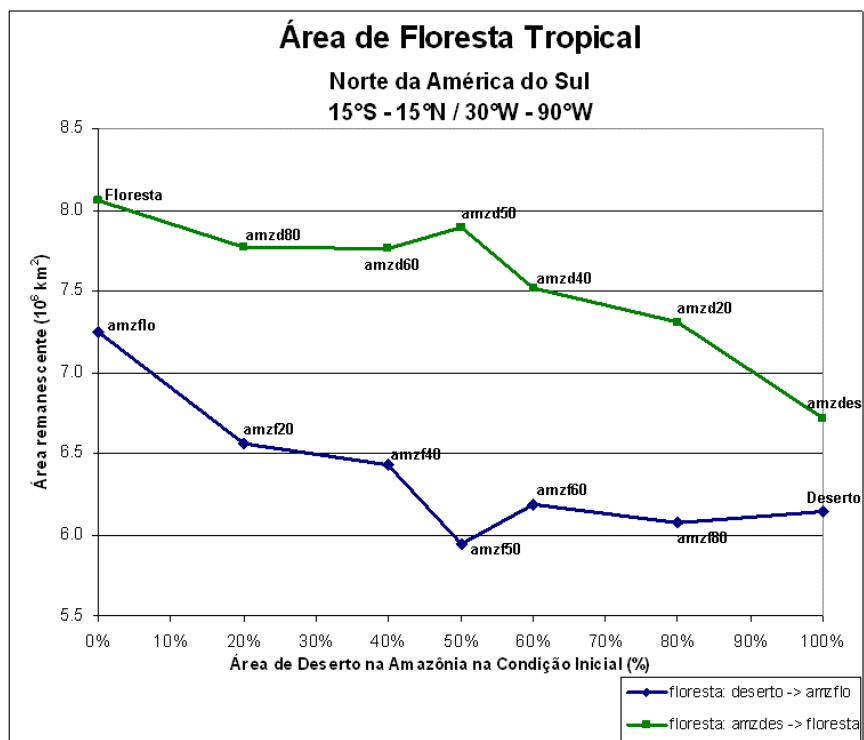


Figura 5.12 – Área remanescente ($\times 10^6 \text{ km}^2$) do bioma floresta tropical no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N ; 90°W e 30°W) em função da taxa de desflorestamento (área de deserto na Amazônia na condição inicial de cada experimento).

Uma questão levantada é em relação ao experimento amzflo (na condição inicial há deserto em todo o globo e floresta tropical na Amazônia), pois a vegetação de equilíbrio se assemelha à vegetação atual, porém com diferenças em uma pequena área no extremo leste da Amazônia (no leste/nordeste do Pará) e no centro-norte do Mato Grosso, onde a vegetação de equilíbrio é savana. Como discutido acima, no leste da Amazônia se a condição inicial da vegetação é deserto, a vegetação de equilíbrio é savana, e se a condição inicial é floresta tropical, em geral, na vegetação de equilíbrio há predomínio de floresta tropical. Então, se na condição inicial houvesse uma expansão das bordas leste e sul da floresta tropical e no restante ficasse deserto, qual seria a nova vegetação de equilíbrio ? Para tentar responder a esta pergunta, foi feito um outro experimento, onde a partir do mapa vegetação potencial foi substituída toda a vegetação savana da América do Sul (ao sul da linha do equador) e a floresta Amazônica por floresta tropical e o restante do globo (exceto gelo) por deserto. Os resultados são apresentados na Figura 5.13, onde nota-se que no estado de equilíbrio da vegetação houve avanço da vegetação para o sul (centro-norte do Mato Grosso), porém no leste da Amazônia a situação de equilíbrio é a mesma do experimentos amzflo. Este resultado indica que a interação entre os biomas floresta tropical e savana (cerrado) no leste da Amazônia é complexa e é uma questão que pode ser abordada em estudos futuros.

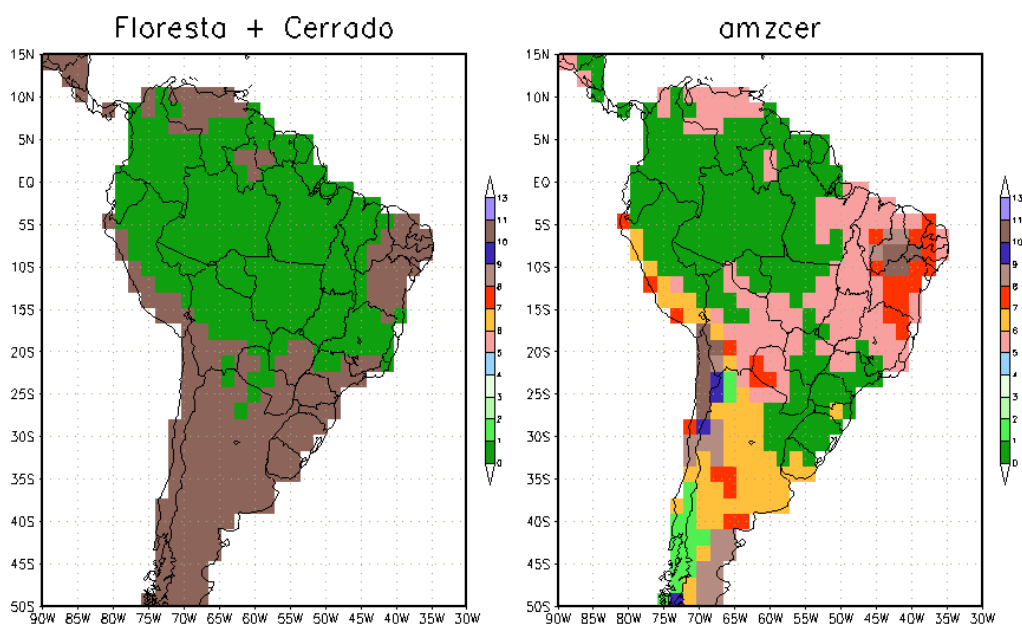


Figura 5.13—Mapa da condição inicial da vegetação para o experimento floresta+cerrado (painel à esquerda) e mapa de vegetação da última iteração do experimento (painel à direita).

5.3 – Clima do Novo Estado de Equilíbrio

Nas novas situações de equilíbrio, oriundas das integrações descritas na Seção 5.2, as principais diferenças na distribuição de biomas, em relação à situação atual, ocorrem no leste da Amazônia, com substituição gradual das florestas do Pará, leste do Amazonas e norte do Mato Grosso por savana (cerrado), ou seja, há a invasão do cerrado em parte das florestas tropicais da Amazônia (savanização da Amazônia). Outra região onde são observadas diferenças é parte central da Região Nordeste do Brasil, com substituição da caatinga por semi-deserto ou deserto. A análise a seguir enfoca principalmente os aspectos relacionados à Amazônia.

As principais modificações nos campos atmosféricos no leste da Amazônia, entre os experimentos amzflo e deserto, ocorrem entre o cenário amzflo e amzf40 (40% de floresta). A partir deste cenário, o padrão observado dos campos atmosféricos é praticamente o mesmo. Nesta região, à medida que

aumenta a taxa de desflorestamento observa-se que há redução gradual da precipitação (Figura 5.14), aumento da temperatura do ar no nível de referência (Figura 5.16), diminuição da evapotranspiração (Figura 5.18), diminuição da convergência de umidade (Figura 5.20), aumento do movimento ascendente em 700 hPa no leste e sul do Pará (Figura 5.22), aumento da subsidência em 500 hPa (Figura 5.24), aumento da divergência atmosférica em 700 hPa (Figura 5.26) e convergência em 500 hPa (Figura 5.28). Em todos os campos, a significância estatística é alta (superior a 95%) pelo teste t de Student. As anomalias de divergência atmosférica são opostas entre os níveis de 700 hPa e 500 hPa, portanto a magnitude das anomalias de movimento vertical deve apresentar um máximo entre esses níveis. Como discutido em Oyama (2002), isso mostra um comportamento baroclínico confinado em baixos níveis. Portanto, o novo estado de equilíbrio climático teria um menor aquecimento diabático em baixos níveis e levaria a mudanças de circulação, na faixa tropical, mais confinadas meridionalmente. Além disso, a escala horizontal (raio de deformação de Rossby) das mudanças de escoamento seria diminuído, ou seja, o duto equatorial seria mais confinado meridionalmente.

Entre os experimentos floresta e amzdes, as principais modificações nos campos atmosféricos no leste da Amazônia ocorrem entre os cenários amzd50 (50% de floresta) e amzd40 (60% de floresta). A partir deste último cenário, o padrão observado dos campos atmosféricos é praticamente o mesmo. Nesta região, da mesma forma que nos experimentos entre amzflo e deserto, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento observa-se que há redução gradual da precipitação (Figura 5.15), aumento da temperatura (Figura 5.17), diminuição da evapotranspiração (Figura 5.19) diminuição da convergência de umidade (Figura 5.21), aumento do movimento vertical em 700 hPa (Figura 5.23), aumento da subsidência em 500 hPa (Figura 5.25), aumento da divergência atmosférica em 700 hPa (Figura 5.27) e convergência em 500 hPa (Figura 5.29). Em todos os campos, a significância estatística é alta (superior a 95%) pelo teste t de Student. Ou seja, os impactos são os mesmos, porém

ocorrem a partir de principalmente os cenários amzd50 e amzd40 (60% de floresta). Ressalta-se que é a partir deste último experimento que na condição inicial da vegetação há deserto no leste da Amazônia, o que indica a sensibilidade do leste da Amazônia em relação à condição inicial da vegetação.

Uma análise temporal da precipitação e da temperatura utilizados pelo CPTEC-PVM em cada experimento, na região A adotada por Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003), entre 5°S e o Equador, 57°W-52°W, nota-se que a diminuição da precipitação em relação aos experimentos floresta e amzdes (Figura 5.30 a) e amzflo e deserto (Figura 5.30 b) ocorre principalmente no período seco. Entre os experimentos floresta e amzdes a maior diminuição ocorre entre junho e outubro nos experimentos amzd20 (20% de floresta) e amzdes. Já nos experimentos entre amzflo e deserto (Figura 5.30 b), em todos os experimentos a diminuição da precipitação ocorre entre junho e outubro. Em relação à temperatura, em todos os experimentos ocorre aumento da temperatura, principalmente entre junho e dezembro. Este aumento é mais gradual entre os experimentos amzflo e deserto do que entre os experimentos floresta e amzdes (Figura 5.31 a e b). Este novo clima, mais quente e seco (principalmente no período mais seco) induziu a permanência do cerrado no leste da Amazônia.

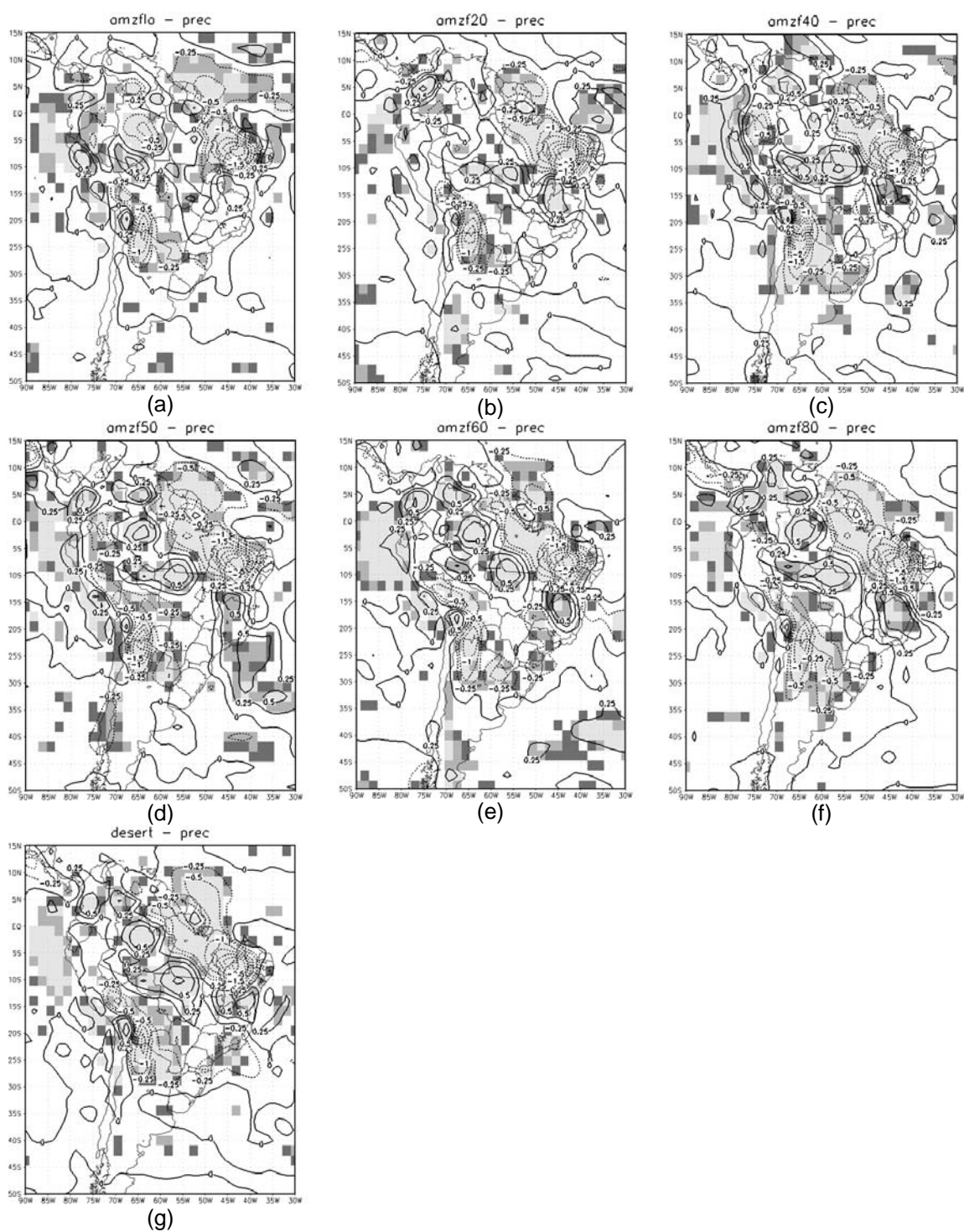


Figura 5.14 – Anomalia média anual de precipitação (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

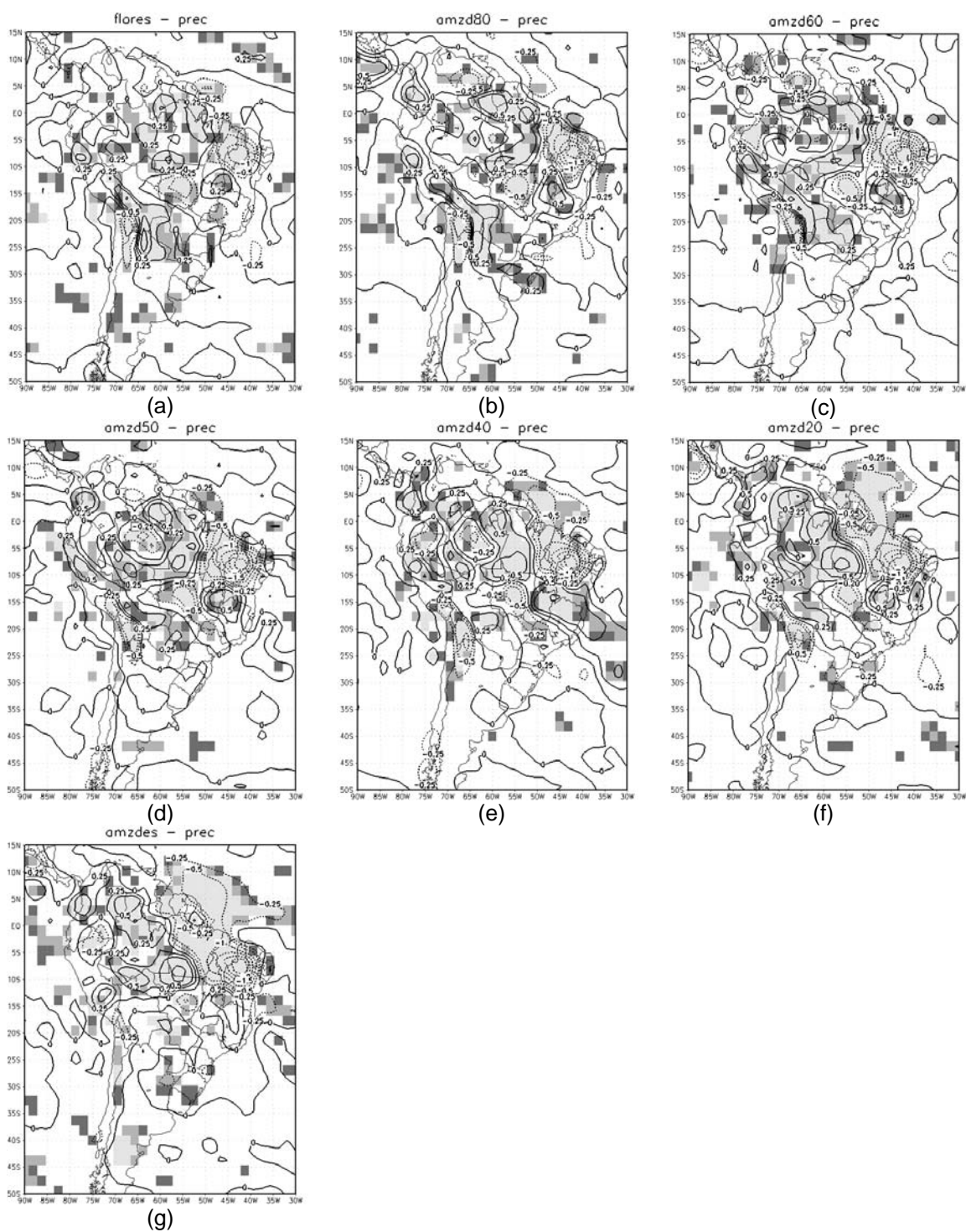


Figura 5.15 – Anomalia média anual de precipitação (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

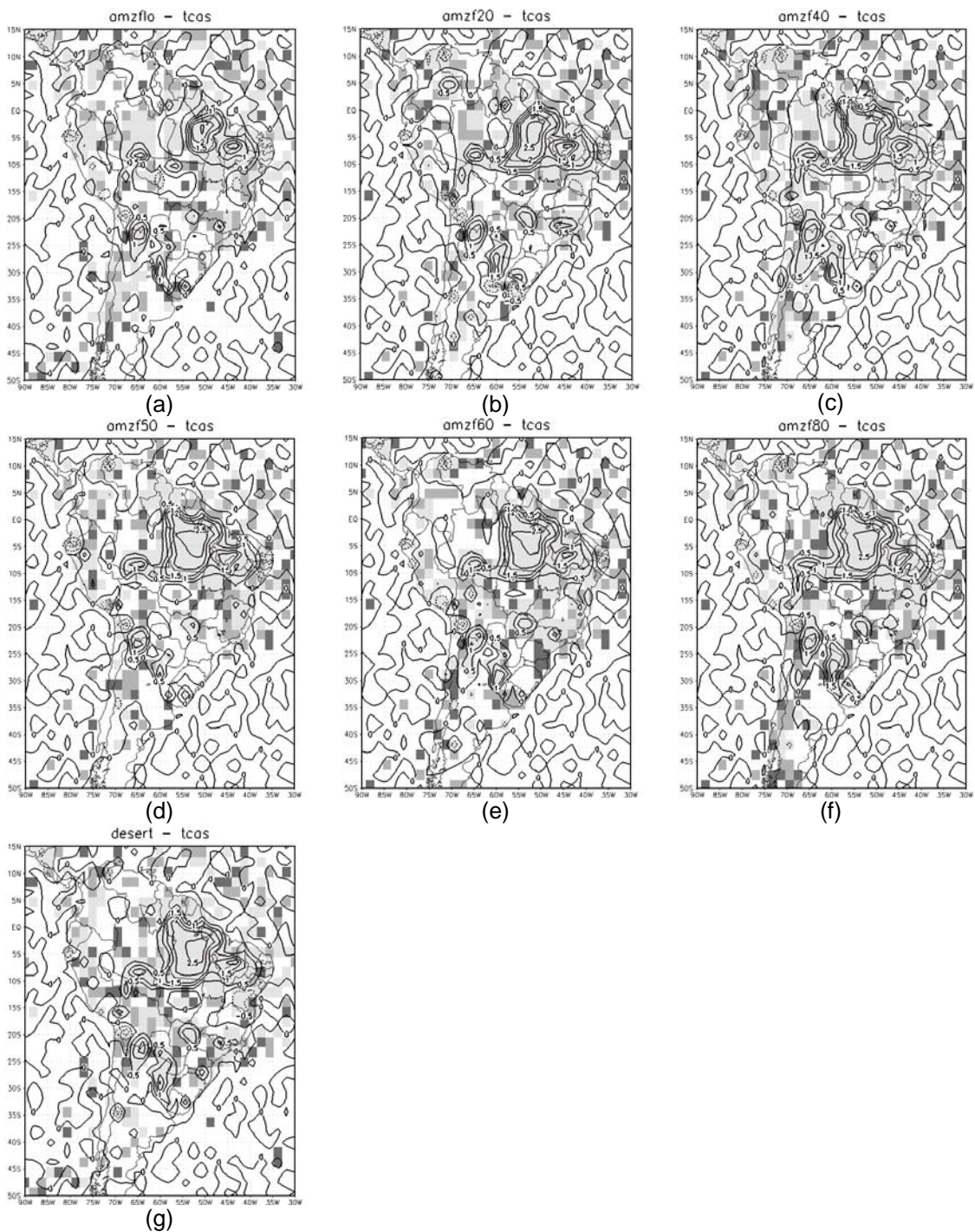


Figura 5.16 – Anomalia média anual de temperatura no nível de referência (Celsius) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzf10; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

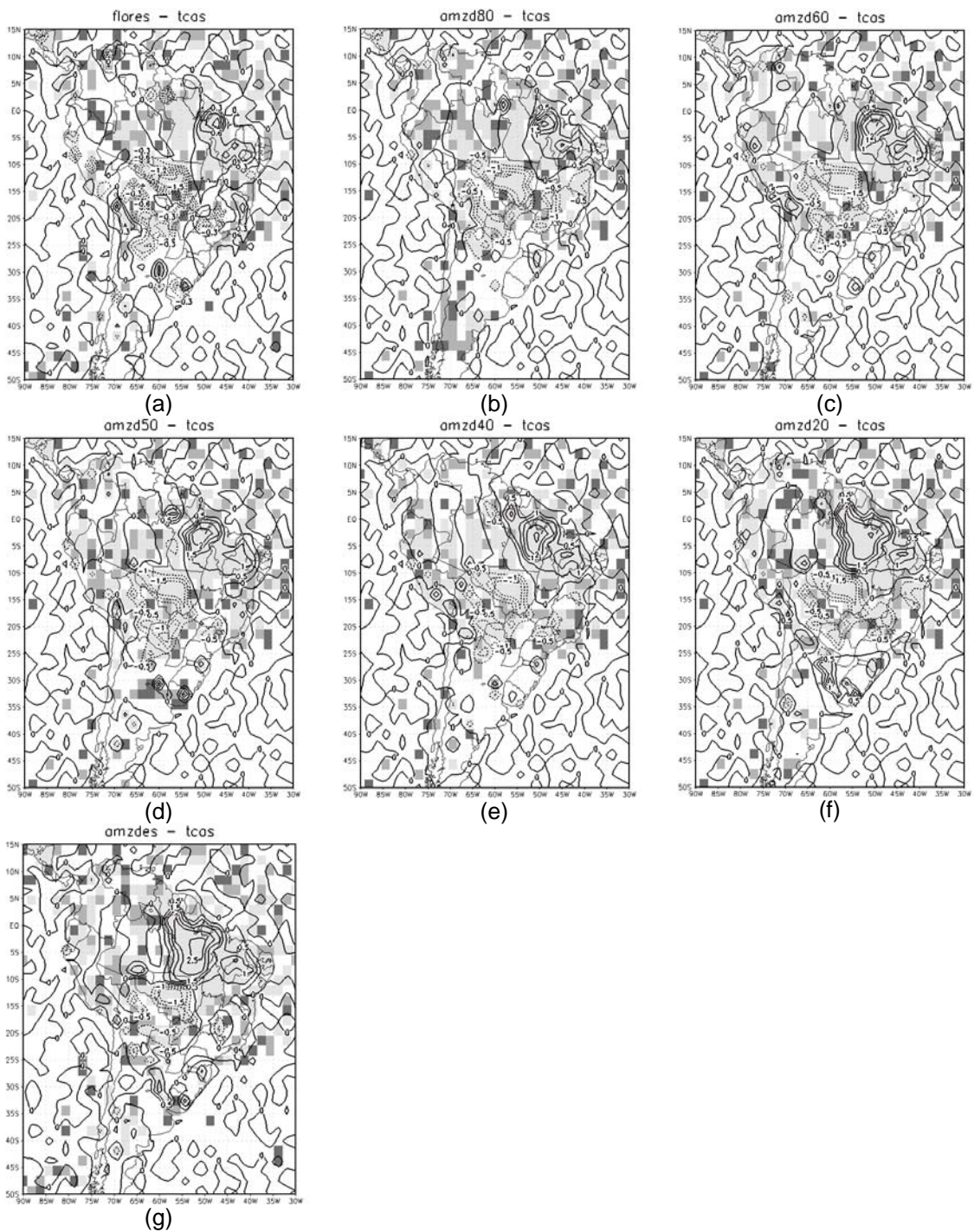


Figura 5.17 – Anomalia média anual de temperatura no nível de referência (Celsius) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

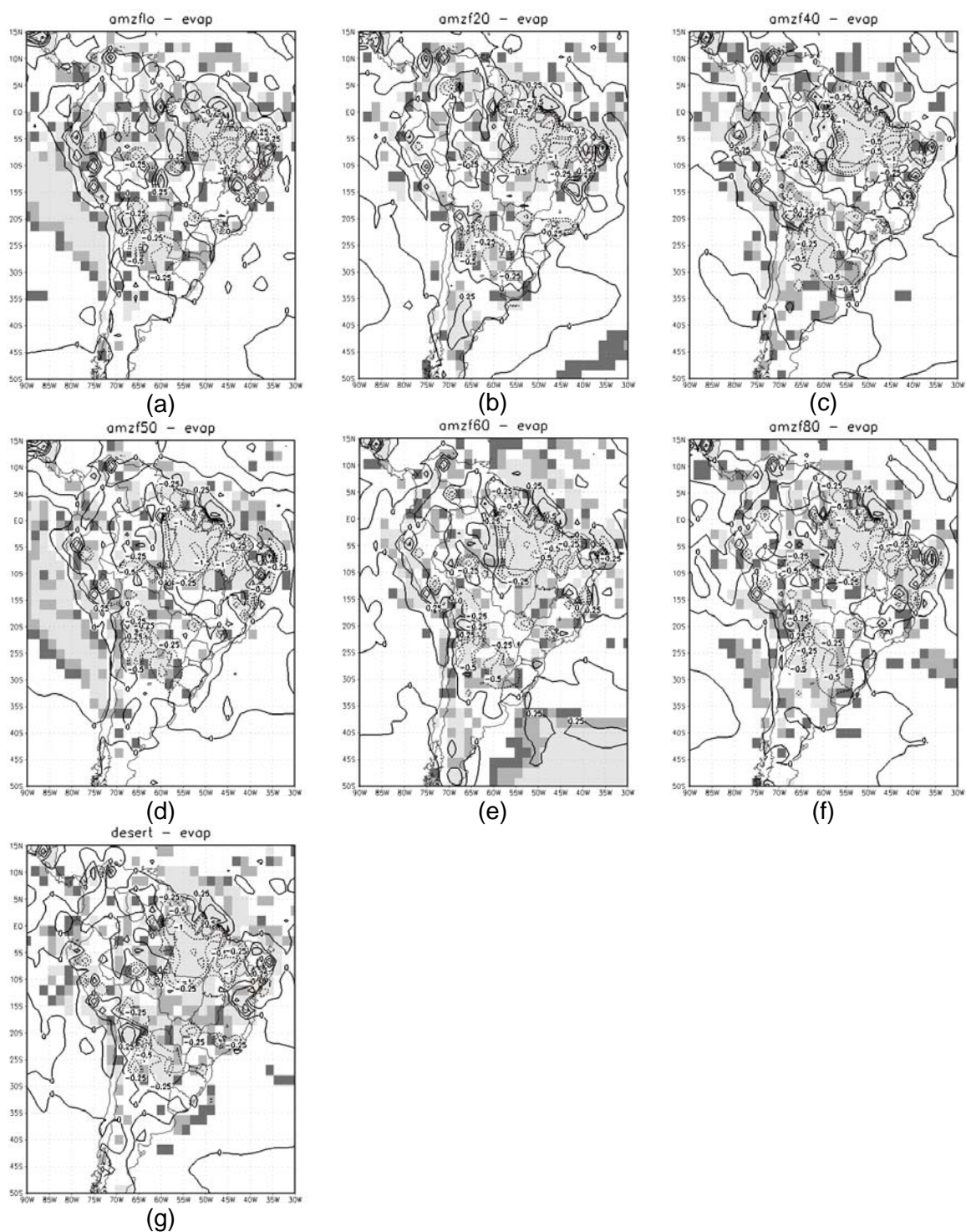


Figura 5.18 – Anomalia média anual de evapotranspiração (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

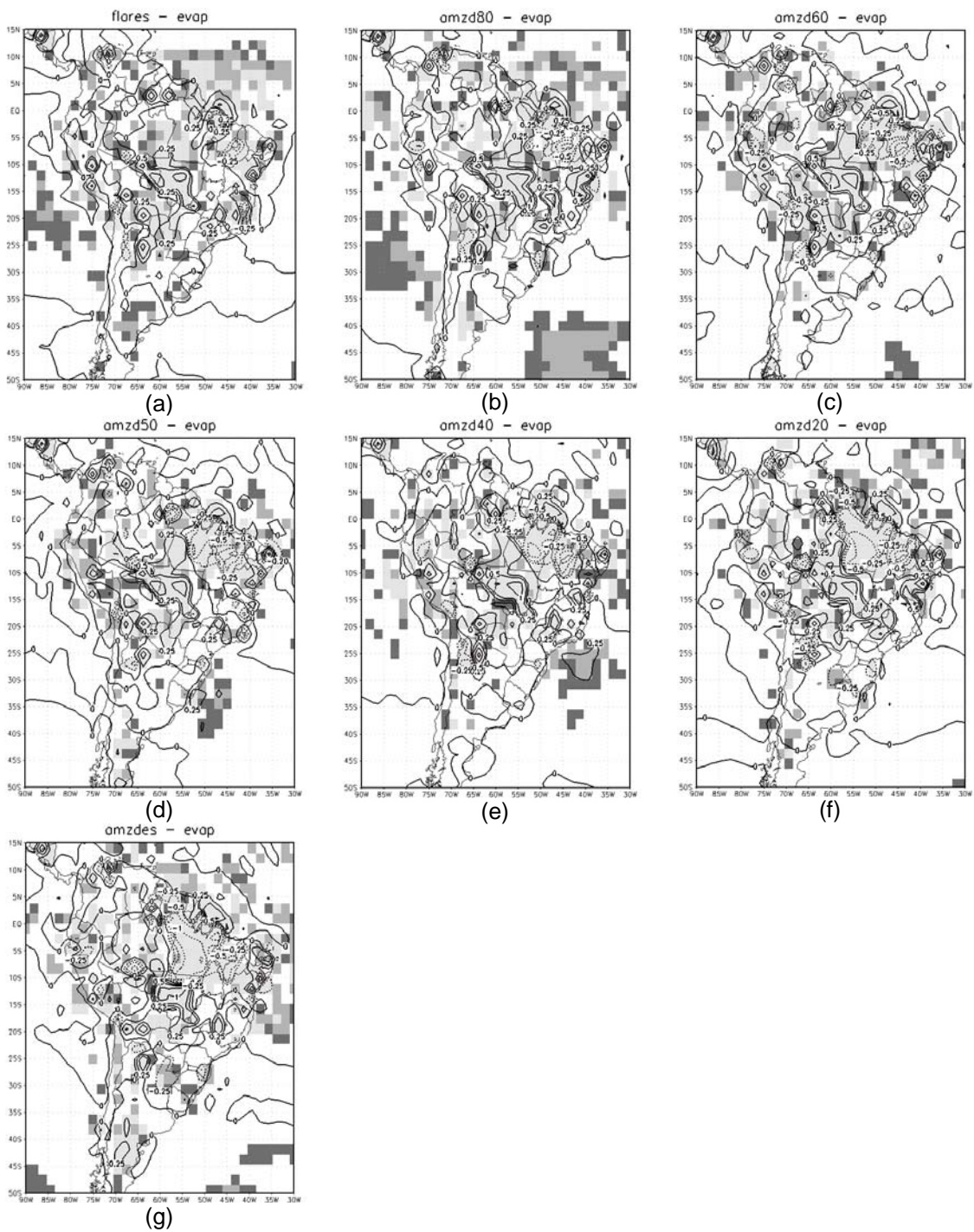


Figura 5.19 – Anomalia média anual de evapotranspiração (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

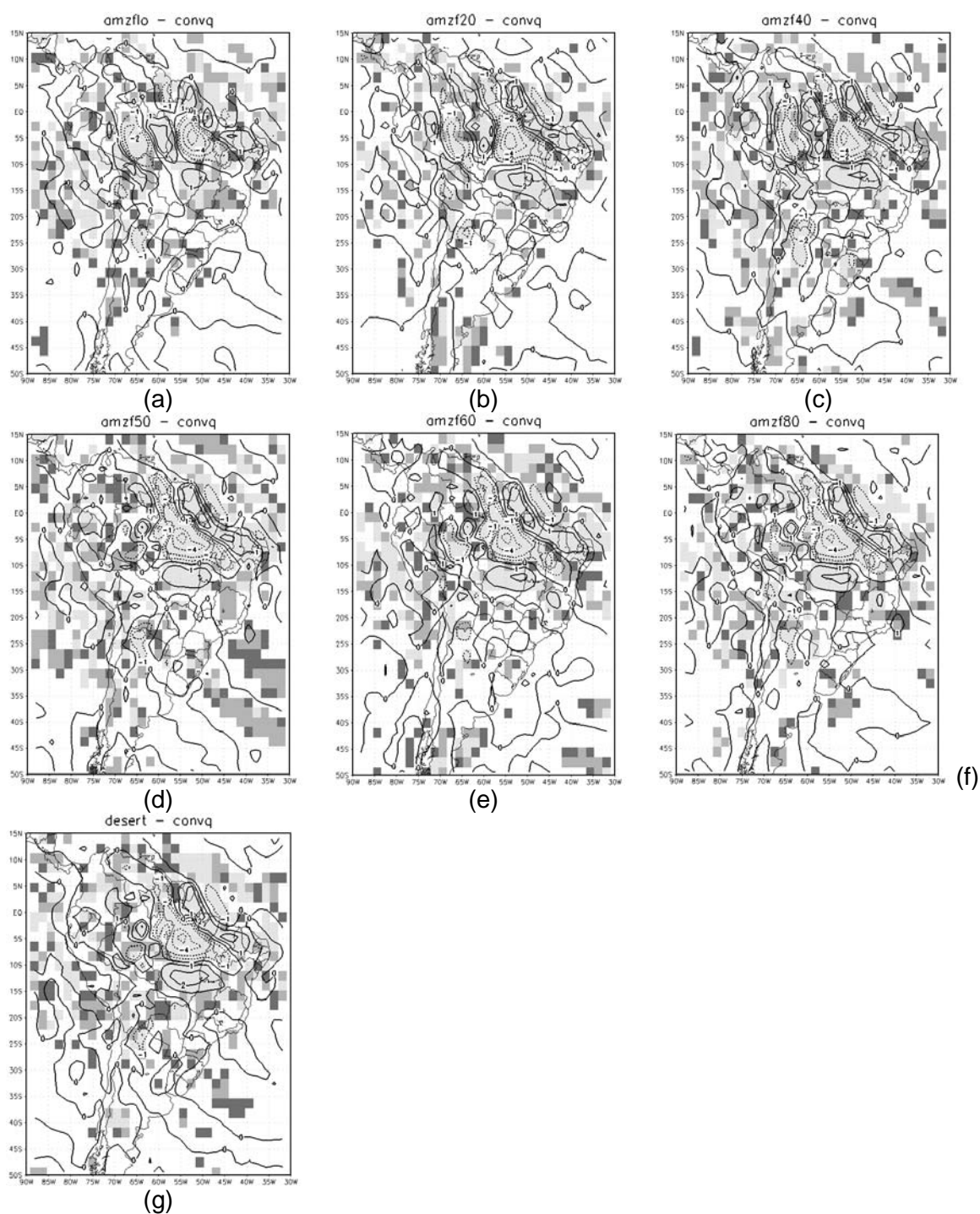


Figura 5.20 – Anomalia média anual de convergência de umidade (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

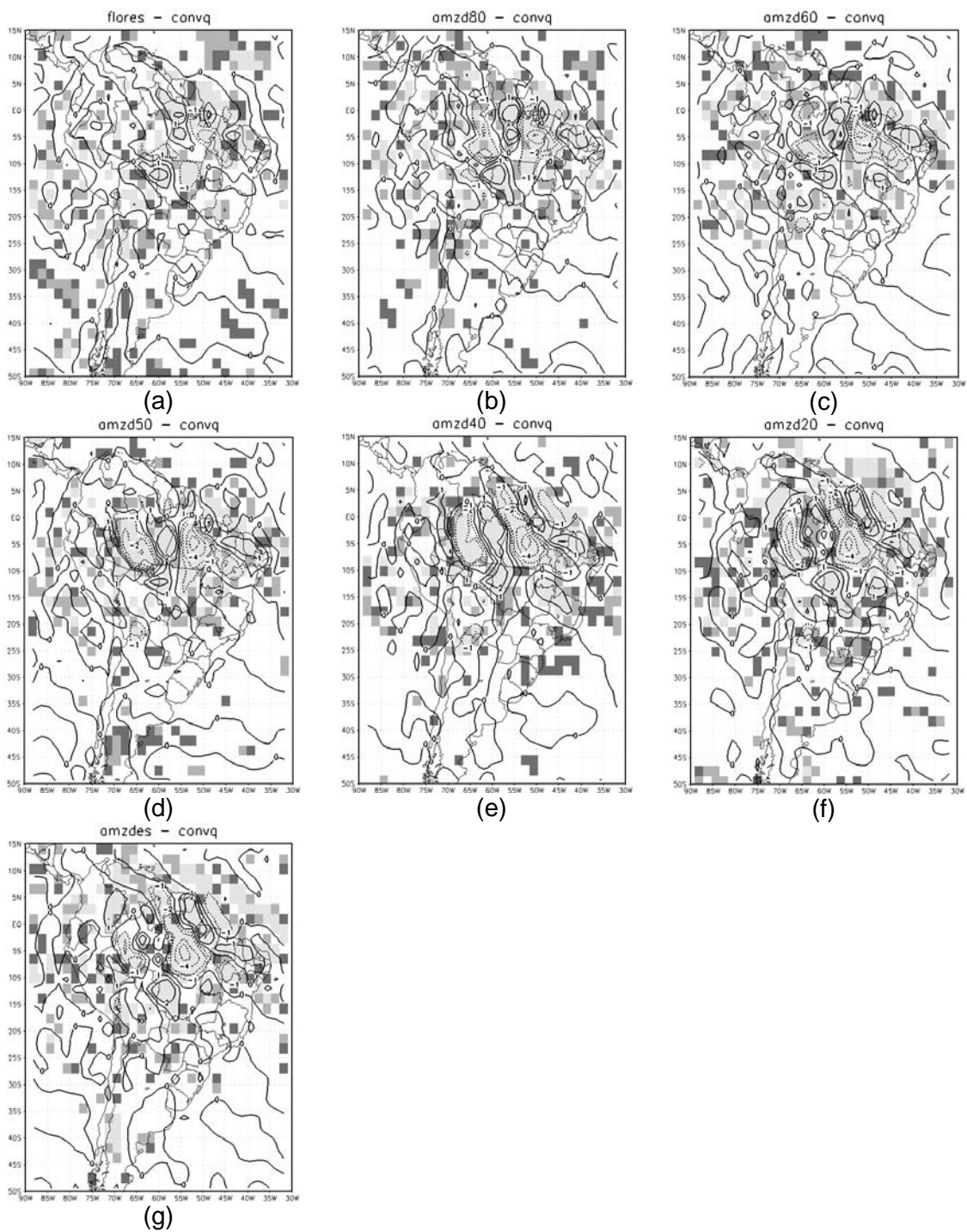


Figura 5.21 – Anomalia média anual de convergência de umidade (mm/dia) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

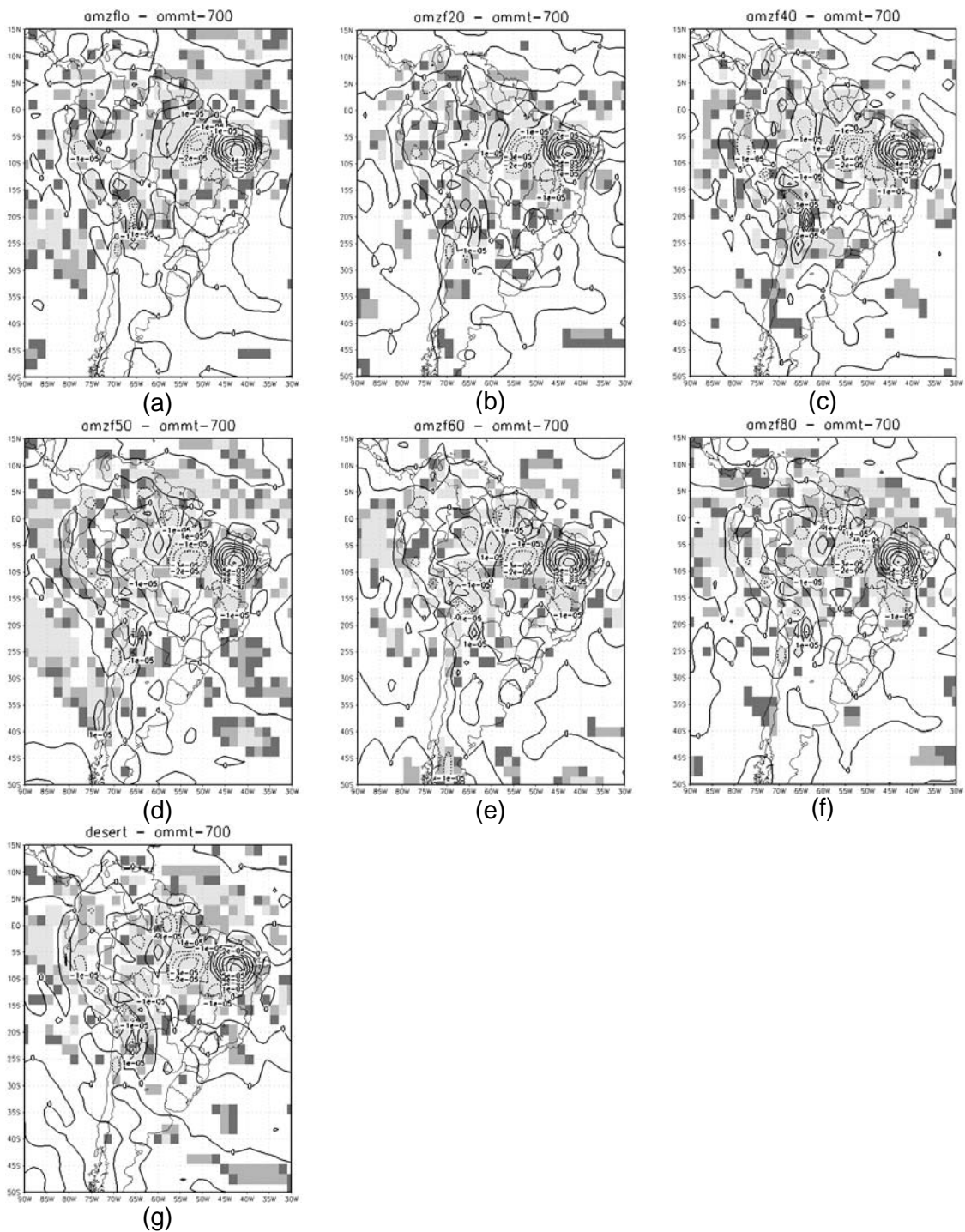


Figura 5.22 – Anomalia média anual de movimento vertical (ω) em 700 hPa – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

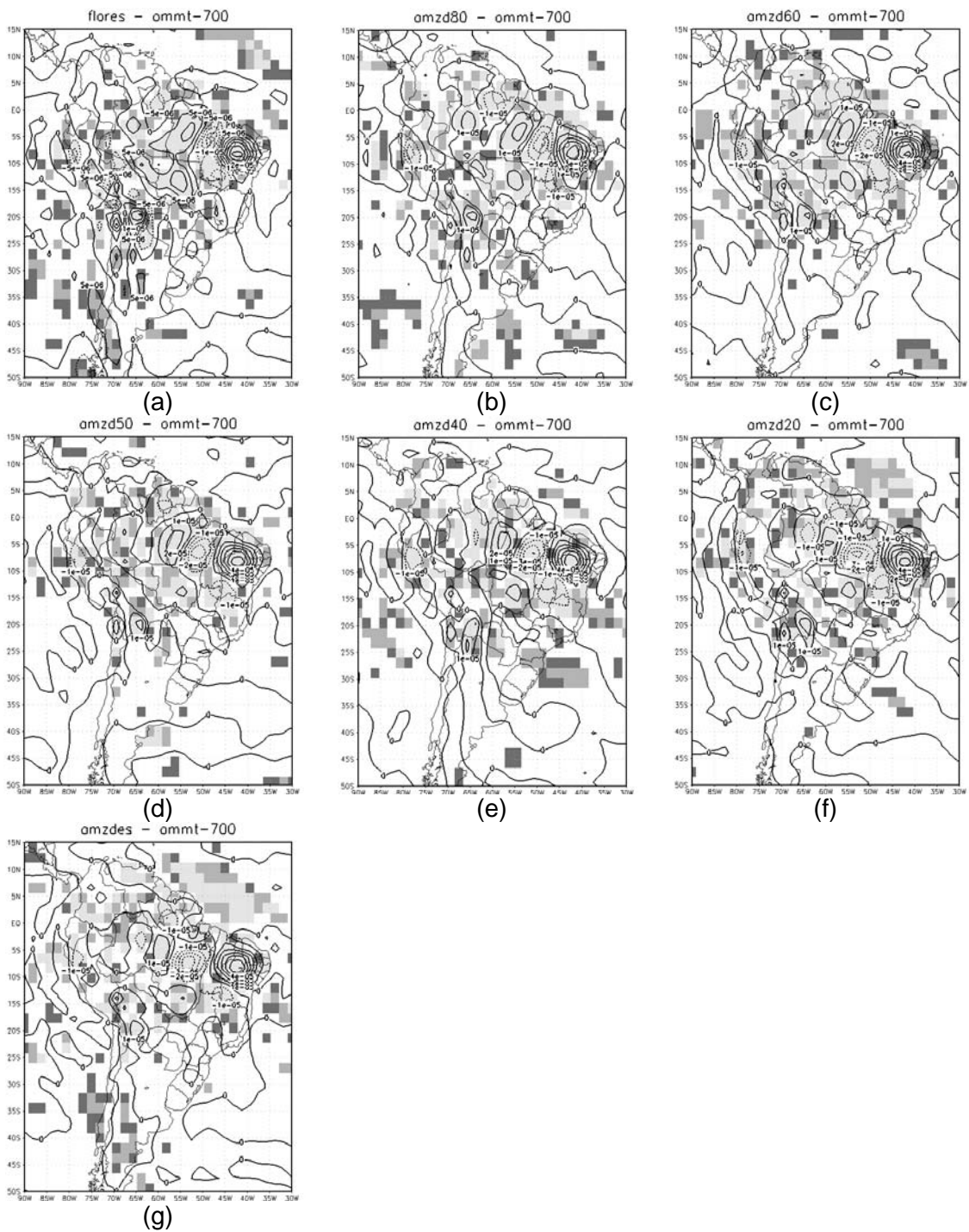


Figura 5.23 – Anomalia média anual de movimento vertical (ω) em 700 hPa – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

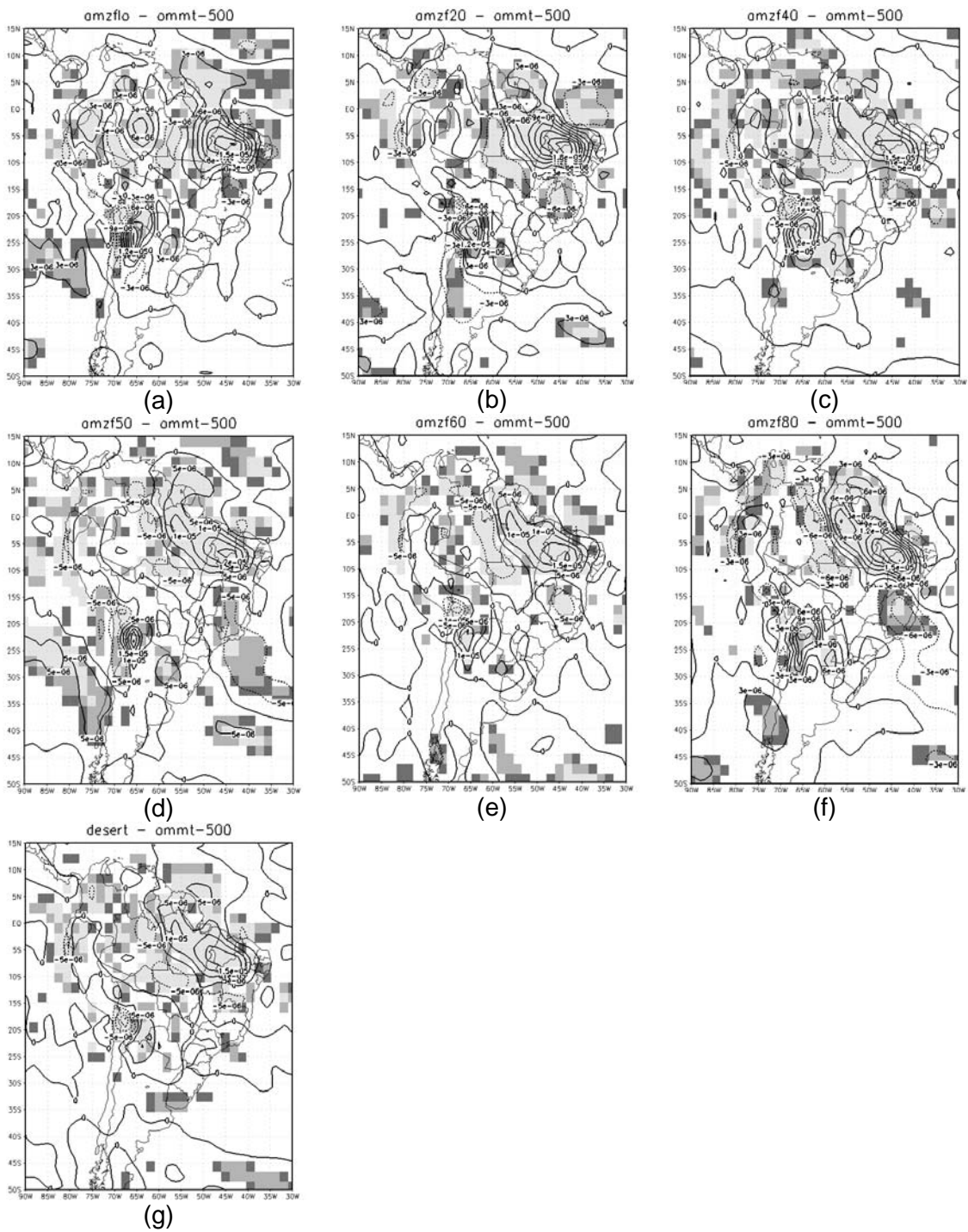


Figura 5.24 – Anomalia média anual de movimento vertical (ω) em 500 hPa – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

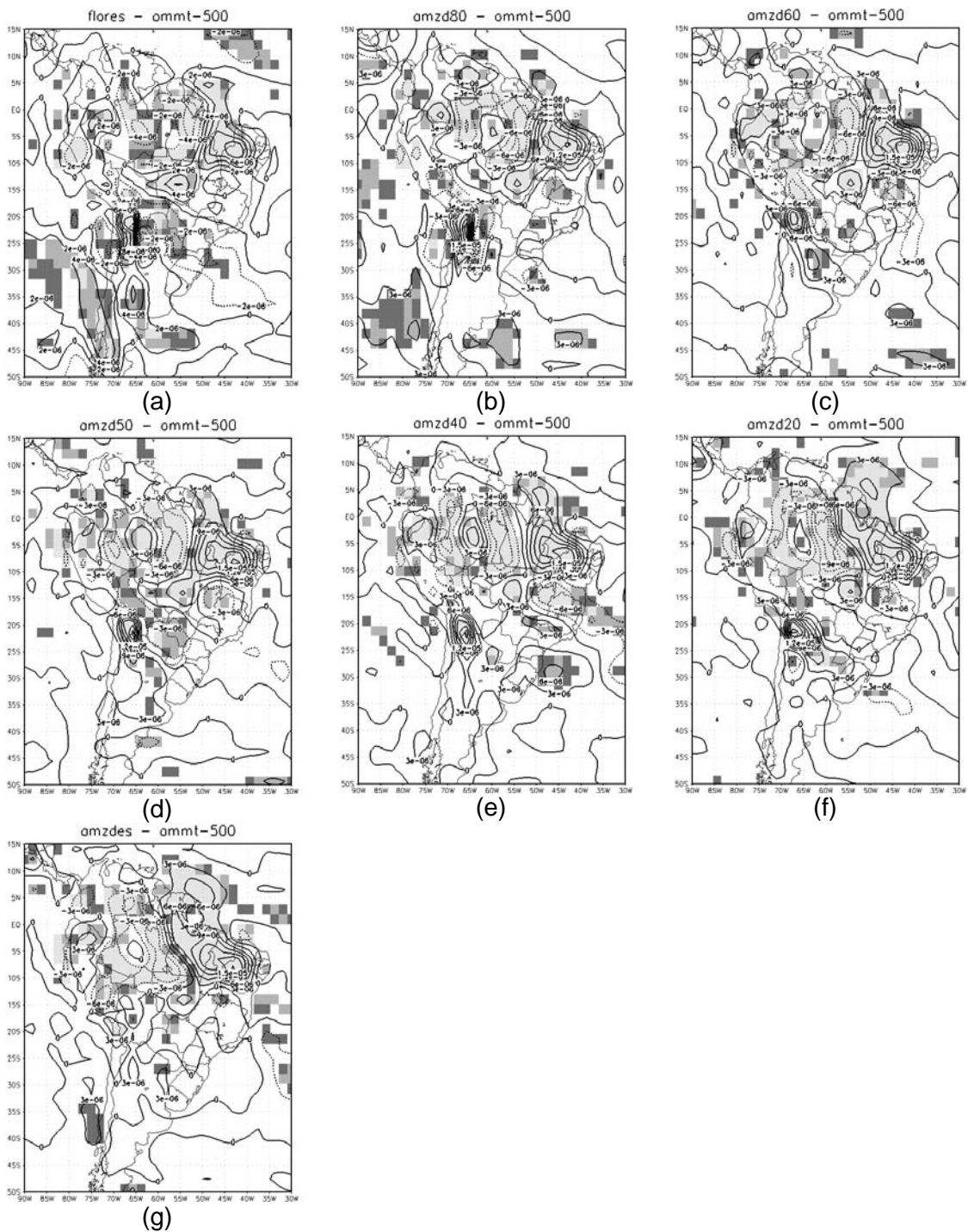


Figura 5.25 – Anomalia média anual de movimento vertical (ω) em 500 hPa – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

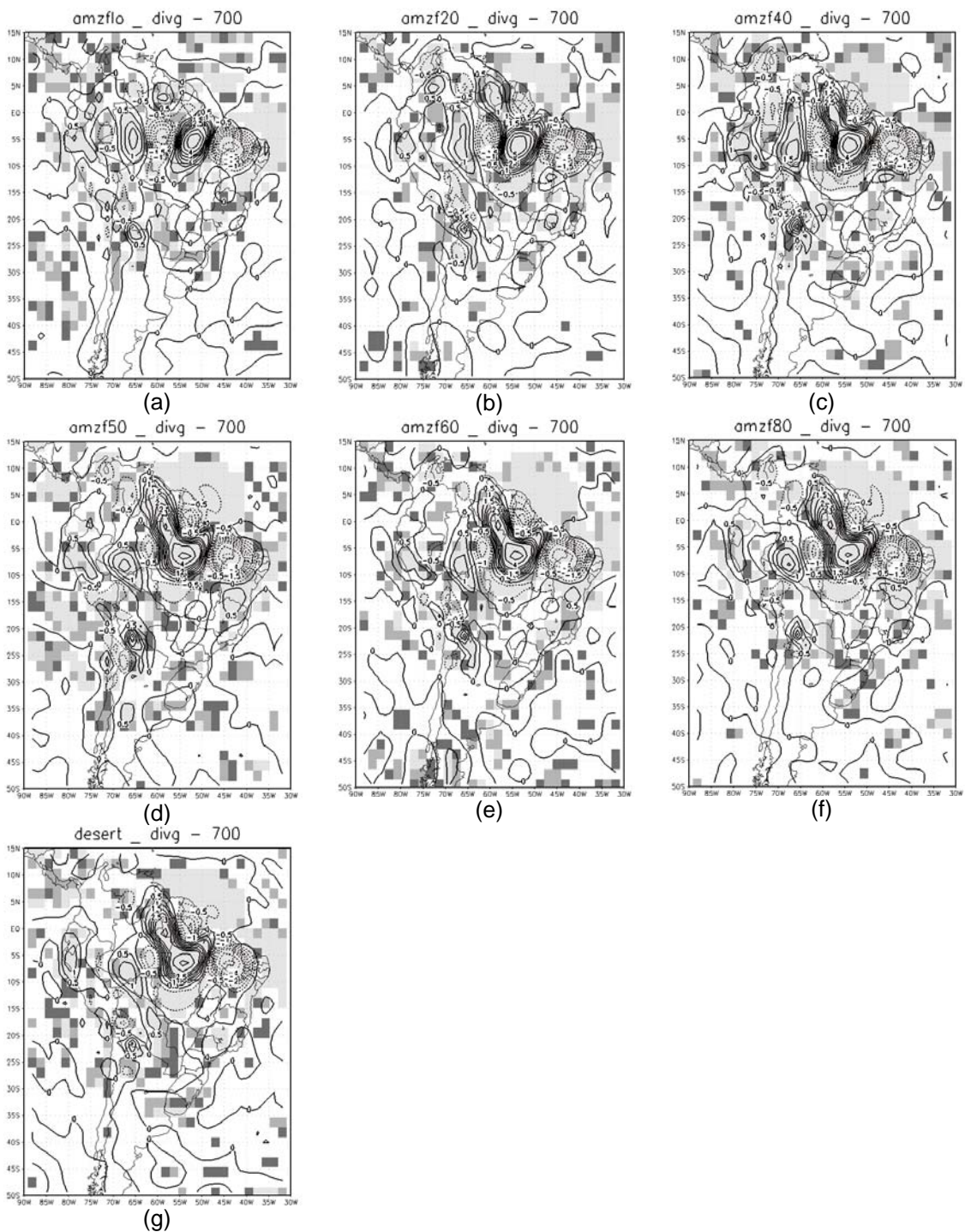


Figura 5.26 – Anomalia média anual de divergência atmosférica em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

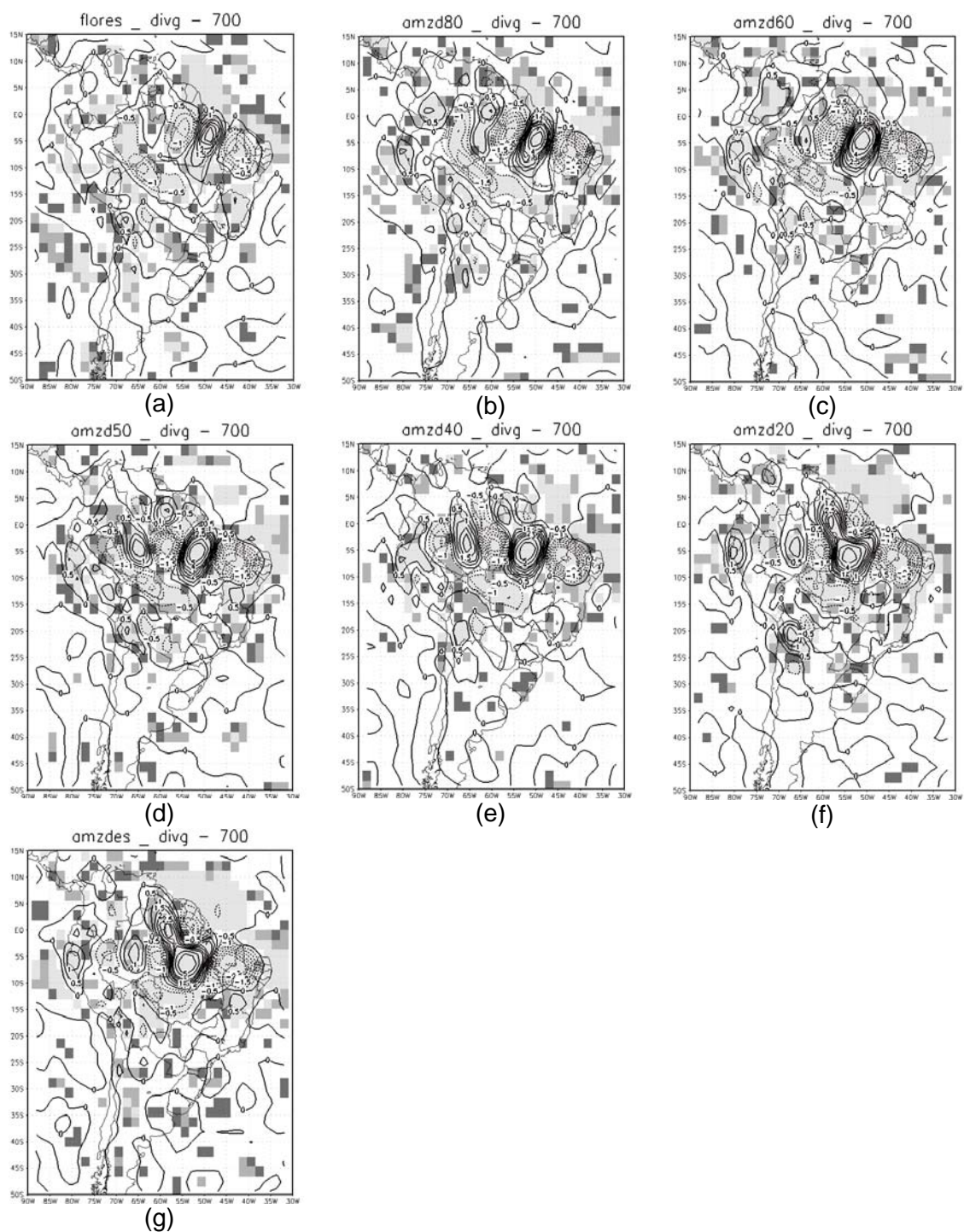


Figura 5.27 – Anomalia média anual de divergência atmosférica em 700 hPa (10^{-6} s^{-1}) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

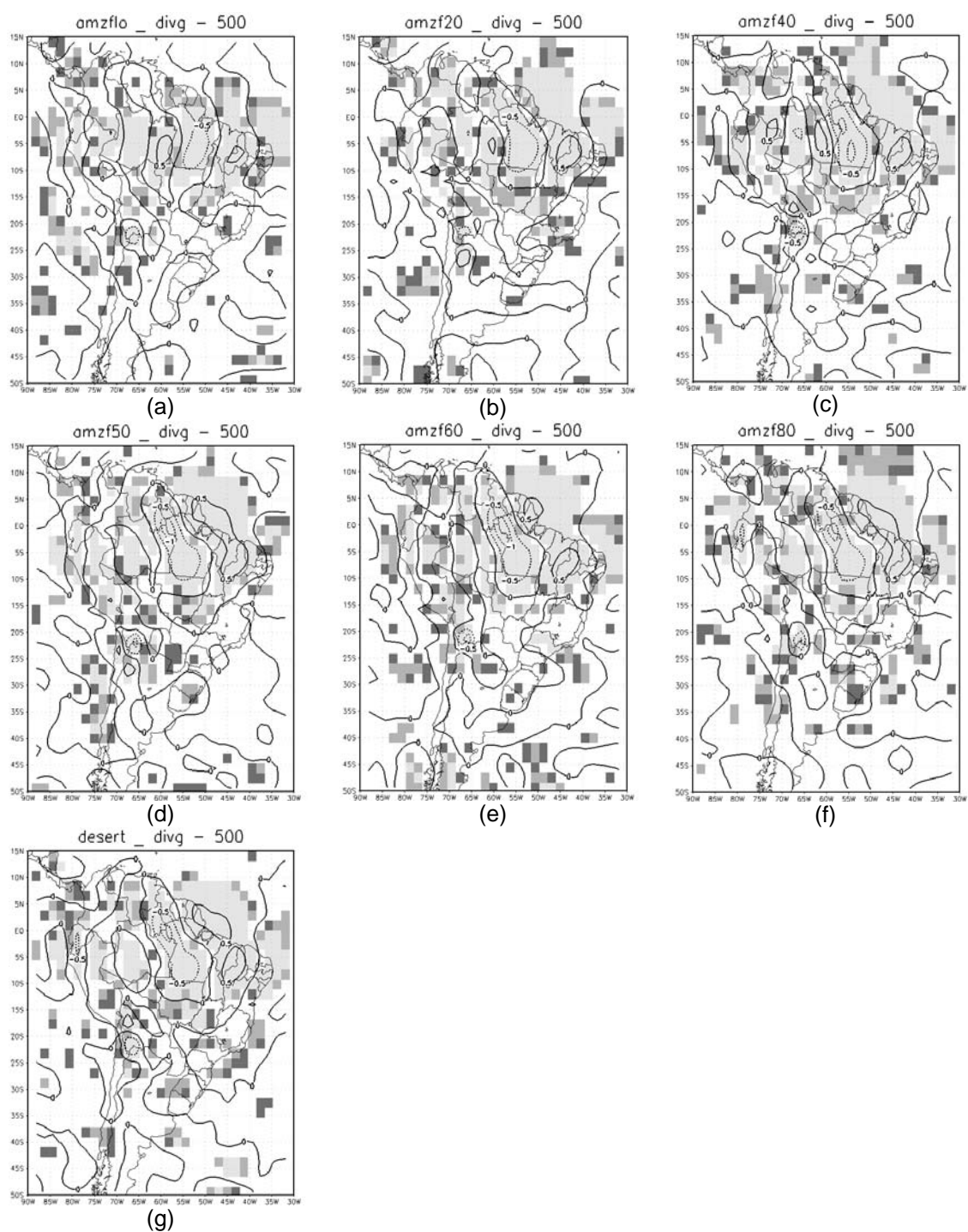


Figura 5.28 – Anomalia média anual de divergência atmosférica em 500 hPa (10^{-6} s^{-1}) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento amzflo; (b) amzf20; (c) amzf40; (d) amzf50; (e) amzf60; (f) amzf80; (g) deserto. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

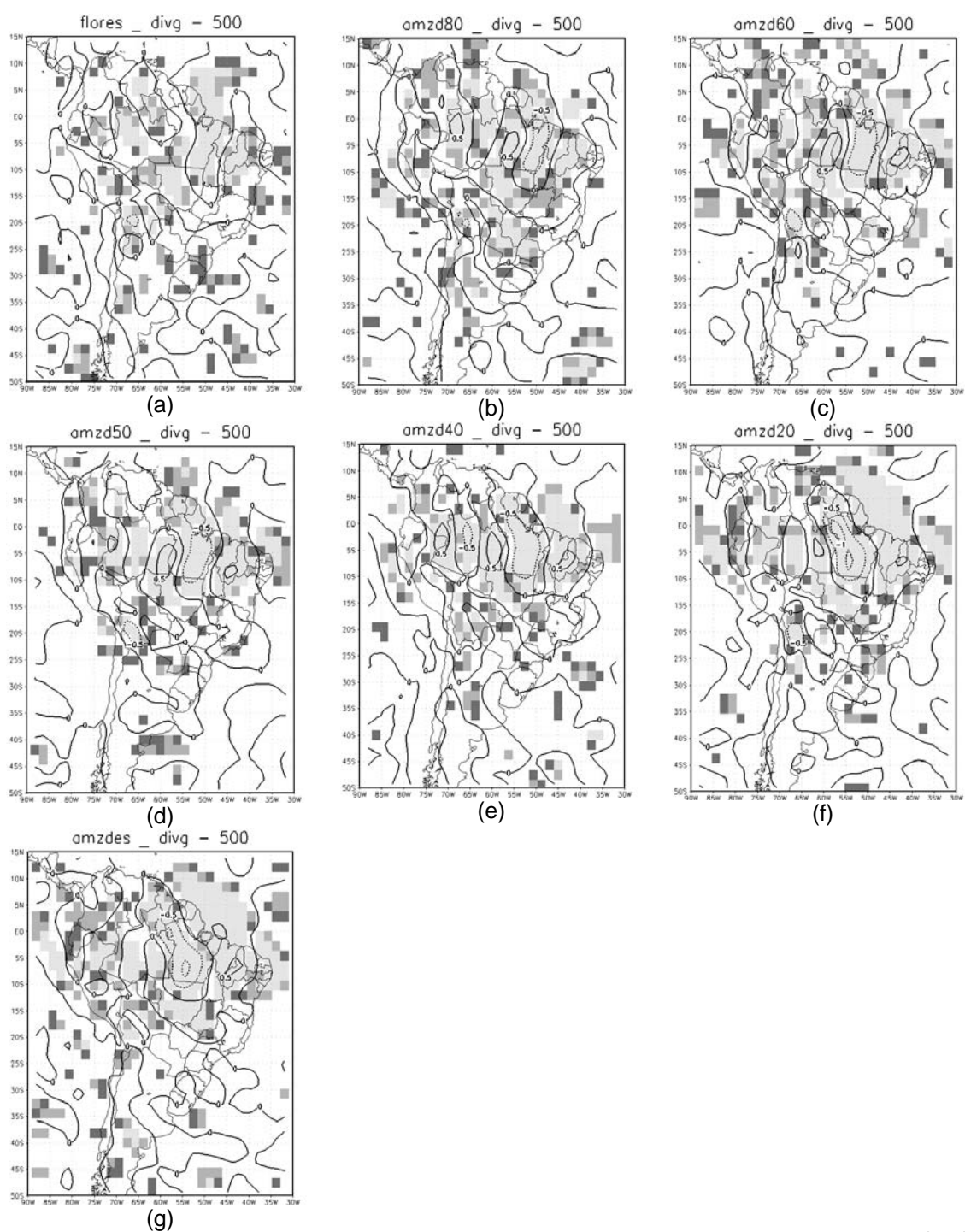


Figura 5.29 – Anomalia média anual de divergência atmosférica em 500 hPa (10^{-6} s^{-1}) – médias das últimas duas iterações em relação ao controle: (a) experimento floresta; (b) amzd80; (c) amzd60; (d) amzd50; (e) amzd40; (f) amzd20; (g) amzdes. Sombreado indica a significância estatística pelo teste t de Student a nível de 10% (escuro); 5% (cinza intermediário) e 1% (cinza claro).

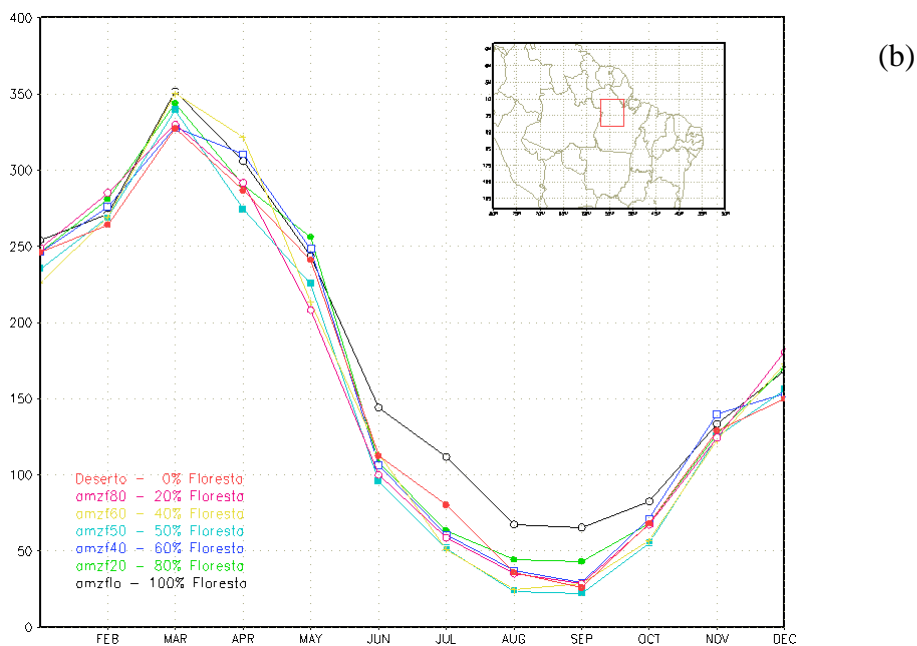
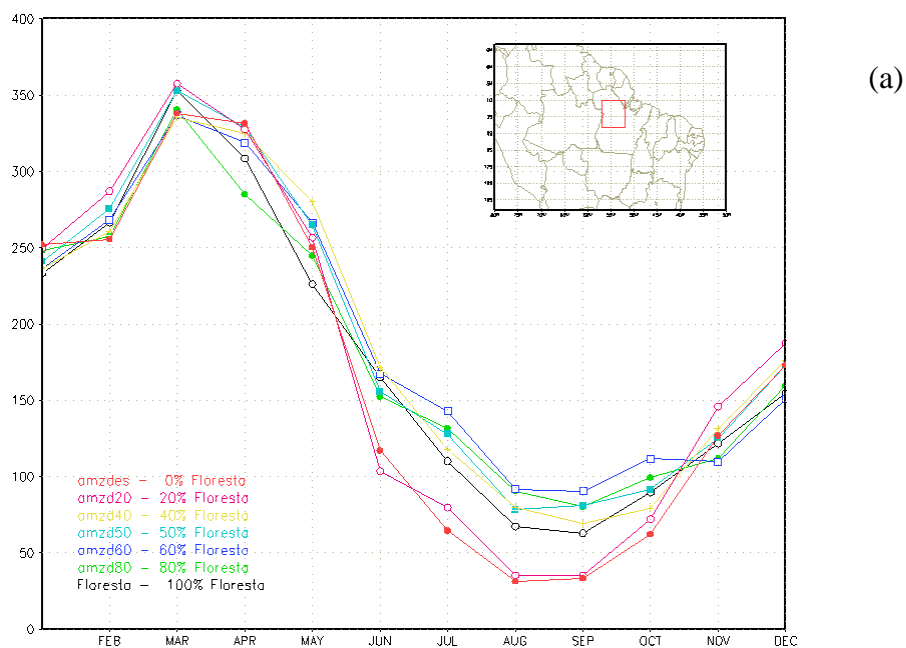


Figura 5.30 – Evolução temporal (janeiro a dezembro) da precipitação utilizada pelo CPTEC-PVM em cada experimento, na região A adotada por Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003), entre 5°S e o Equador, 57°W-52°W: (a) entre os experimentos floresta e amzdes; e (b) entre os experimentos amzflo e deserto. Valores em mm/mês.

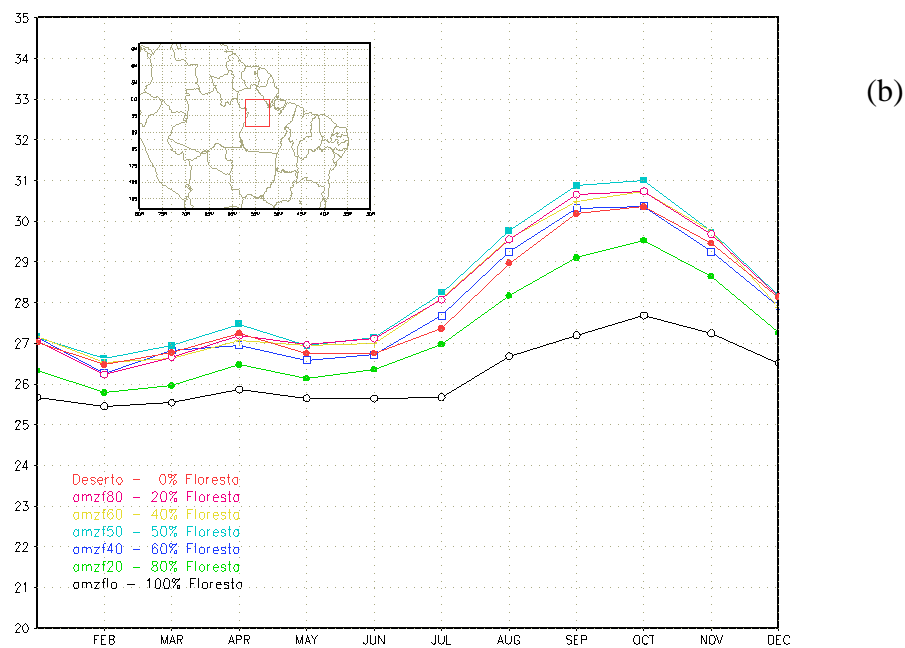
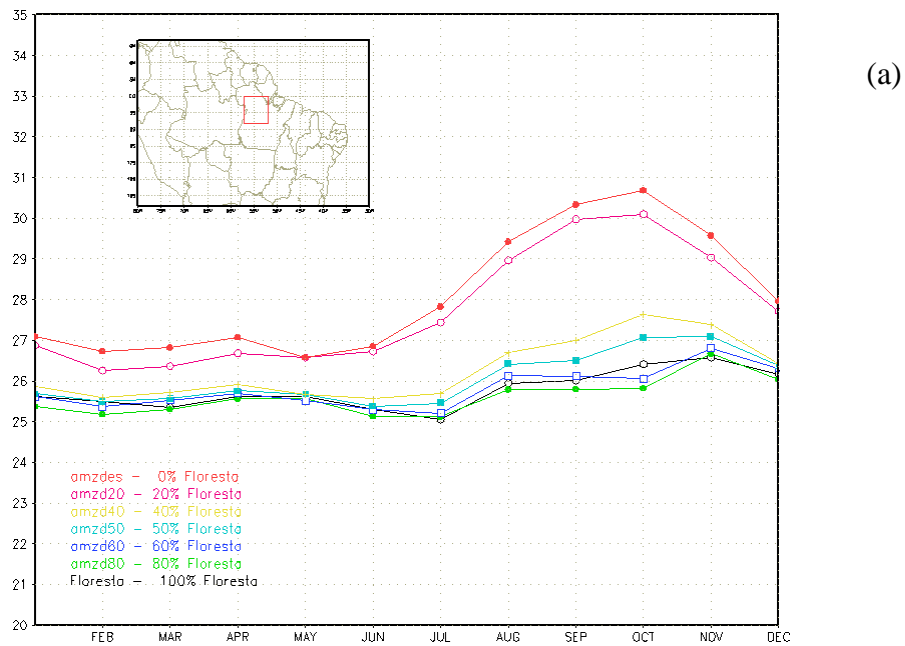


Figura 5.31 – Evolução temporal (janeiro a dezembro) da temperatura do ar utilizada pelo CPTEC-PVM em cada experimento, na região A adotada por Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003), entre 5°S e o Equador, 57°W-52°W: (a) entre os experimentos floresta e amzdes; e (b) entre os experimentos amzflo e deserto. Valores em °C.

A seguir, faz-se uma análise regional na região A. Análise é feita inicialmente para os experimentos entre floresta e amzdes e posteriormente para os experimentos amzflo e deserto.

Nos experimentos entre floresta e amzdes (Tabela 5.1) ocorre um enfraquecimento do ciclo hidrológico na atmosfera (precipitação, P, evapotranspiração, E, e convergência de umidade, C diminuem) nos experimentos mais extremos de desflorestamento da condição inicial da vegetação (amzd20 e amzdes). A exceção é um pequeno aumento da convergência de umidade no cenário mais extremo (amzdes), o que indica uma competição entre as anomalias de E e C; o aumento de C sobrepuja a redução de E. As reduções ocorrem principalmente a partir do cenário amzd50 (50% de floresta). O aumento do “*runoff*” se dá de forma progressiva, à medida que aumenta o grau de desflorestamento da condição inicial da vegetação. Quanto ao armazenamento de água no solo, têm o mesmo sinal do “*runoff*”, ou seja, ocorre aumento, principalmente na zona de raízes e de recarga. Isso acontece porque florestas são mais eficientes que savanas para transpirar; logo, acabam extraindo mais água da zona de raízes e camadas profundas e armazenando menos.

Ao substituir a floresta por savana, há aumento do albedo e da temperatura à superfície o que induz uma diminuição do saldo de radiação. O aumento gradativo da temperatura é consistente com a redução da evapotranspiração, do índice de área foliar e do comprimento de rugosidade. Houve redução gradativa da cobertura de nuvens com o aumento da taxa de desflorestamento o que conduziu a um aumento na radiação de onda curta incidente nos experimentos amzd20 e amzdes, cancelando assim o efeito do aumento do albedo. As mudanças ocorridas nas radiações de onda curta e longa conduziram a uma diminuição da ordem de 19 W m^{-2} , no saldo de radiação à superfície no experimento amzdes. Nota-se que esta diminuição é gradual, com o aumento da taxa de desflorestamento da condição inicial da vegetação. O

processo dominante na diminuição do saldo de radiação nos experimentos amzd20 e amzdes é o aumento da radiação de onda longa emergente decorrente do aumento de temperatura à superfície. Já nos demais experimentos o processo dominante na diminuição do saldo de radiação é o aumento da radiação de onda curta incidente (exceção no cenário amzd40, que é a radiação de onda curta emergente). Entre os experimentos floresta e amzd20, o saldo de radiação de onda incidente diminui em virtude do aumento da nebulosidade. Além disso, no balanço de onda longa, o aumento da temperatura à superfície leva a um aumento da radiação de onda longa emergente. Esses dois fatores diminuem substancialmente o saldo de onda longa; e essa redução compensa e sobrepuja a diminuição do saldo de onda curta. Parte da redução do saldo de radiação à superfície consegue chegar ao topo da atmosfera, ou seja, na coluna atmosférica ocorre um aumento do saldo de radiação (redução do resfriamento radiativo).

A redução do fluxo de calor latente somente ocorre a partir do experimento amzd40 até o experimento amzdes (Tabela 5.1). Já o fluxo de calor sensível aumenta somente nos cenários amzd20 e amzdes. Como regra, a redução (aumento) do fluxo de calor latente leva a um nível de referência mais seco (úmido); de calor sensível, a um nível de referência mais frio (quente). Entre os experimentos floresta e amzd40 há redução do fluxo de calor sensível o que explica a diminuição ou pequeno aumento da temperatura. Já nos experimentos amzd20 e amzdes há aumento de H, o que induz a um nível de referência mais quente. Por outro lado, o fluxo de calor latente reduz nos experimentos amzd40, amzd20 e amzdes, o que induz a um nível de referência mais seco. Já entre os experimentos floresta e amzd50, o aumento do fluxo de calor latente leva a um nível de referência mais úmido.

A substituição da vegetação por menor porte leva à aceleração do escoamento (predominantemente de leste nesta região) no nível de referência devido à redução do comprimento de rugosidade. Isto ocorre somente nos cenários

amzd20 e amzdes, pois nos demais experimentos ainda há um setor no oeste com a presença de floresta.

Em resumo, entre os experimentos floresta e amzdes, as principais modificações regionais ocorrem entre os experimentos amzd50 (50% de floresta) e amzd40 (60% de floresta).

TABELA 5.1 – Impactos regionais (região A: 5°S e o Equador, 57°W-52°W) dos experimentos floresta, amzd80, amzd60, amzd50, amzd40, amzd20 e amzdes: P : precipitação (mm dia^{-1}); E : evapotranspiração (mm dia^{-1}); C : convergência de umidade (mm dia^{-1}); R : “runoff” (mm dia^{-1}); e W_1 , W_2 e W_3 : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente; α : albedo; n : nebulosidade %; T : temperatura (K); $SW \downarrow$, $SW \uparrow$ e ΔSW : onda curta incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; $LW \downarrow$, $LW \uparrow$ e ΔLW : onda longa incidente, emergente e saldo (W/m^2), respectivamente; Rn : saldo de radiação (W/m^2); H : fluxo de calor sensível (W/m^2); LE : fluxo de calor latente (W/m^2); UR : umidade relativa (%); u : vento zonal (m/s); v : vento meridional (m/s); os subscritos *sfc*, *atm*, *top* e *ref* referem-se à superfície, atmosfera, topo da atmosfera, e nível de referência, respectivamente.

Variável	Experimentos						
	floresta	amzd80	amzd60	amzd50	amzd40	amzd20	amzdes
P	0,19	0,29	0,33	0,30	0,26	-0,28	-0,48
E	0,17	0,23	0,07	0,02	-0,27	-0,85	-0,95
C	3,26	0,66	-0,54	-1,57	-2,91	-3,41	0,10
R	0,06	0,13	0,29	0,28	0,55	0,56	0,47
W_1	3,8	6,8	8,5	6,1	10,3	9,1	8,3
W_2	2,4	3,8	7,0	7,3	12,9	15,6	15,0
W_3	5,9	12,5	18,9	12,1	28,8	32,8	32,8

(Continua)

TABELA 5.1 – Conclusão.

α	0,1	0,2	1,4	1,7	3,9	5,8	5,9
n	1,9	2,7	2,0	1,0	-0,6	-6,1	-6,9
T_{sfc}	-0,2	-0,3	0,2	0,5	1,3	2,6	2,7
$SW \downarrow_{sfc}$	-10,1	-15,6	-11,8	-7,3	-1,3	12,0	13,3
$SW \uparrow_{sfc}$	-1,0	-1,6	1,9	3,1	9,3	16,5	16,9
ΔSW_{sfc}	-9,1	-14	-13,7	-10,4	-10,6	-4,5	-3,6
$LW \downarrow_{sfc}$	0,9	1,2	2,2	2,4	3,2	2,1	1,8
$LW \uparrow_{sfc}$	-1,5	-2,2	1,4	3,0	8,5	16,5	17,4
ΔLW_{sfc}	2,4	3,4	0,8	-0,6	-5,3	-14,4	-15,6
Rn_{sfc}	-6,6	-10,6	-12,8	-11,1	-15,9	-18,8	-19,3
$SW \uparrow_{top}$	8,3	12,9	12,2	9,2	8,9	3,0	2,2
$LW \uparrow_{top}$	-1,8	-2,0	-1,3	-0,7	0,9	5,4	6,2
Rn_{top}	-6,5	-10,9	-10,9	-8,5	-9,8	-8,4	-8,4
Rn_{atm}	0,1	-0,3	1,9	2,6	6,1	10,4	10,9
	-11,5	-17,2	-15,0	-11,6	-7,9	6,0	8,6
LE	4,9	6,6	2,2	0,6	-7,8	-24,6	-27,6
T_{ref}	-0,2	-0,3	0,1	0,4	1,1	2,1	2,2
UR_{ref}	2,6	3,5	1,7	0,4	-2,2	-8,0	-8,8
u_{ref}	0,2	0,4	0,4	0,3	0,1	-0,7	-0,8
v_{ref}	0,0	0,0	-0,2	-0,2	-0,2	-0,6	-0,8

Nos experimentos entre amzflo e deserto (Tabela 5.2) também ocorre um enfraquecimento do ciclo hidrológico na atmosfera (precipitação, P , evapotranspiração, E , e convergência de umidade, C diminuem). A exceção ocorre nos experimentos amzflo e deserto, onde ocorre aumento da convergência de umidade, o que indica uma competição entre as anomalias de E e C ; o aumento de C sobrepuja a redução de E . As reduções ocorrem entre

os experimentos amzflo e amzf40 e depois se estabilizam nos demais experimentos. O aumento do “*runoff*” se dá da mesma forma. Quanto ao armazenamento de água no solo, têm o mesmo sinal do “*runoff*”, ou seja, ocorre aumento, principalmente na zona de raízes e de recarga. Note que tanto o “*runoff*” quanto o armazenamento de água no solo é maior no experimentos amzf40.

Os aumentos do albedo e da temperatura à superfície ocorrem principalmente entre os experimentos amzflo e amzf40, quando também há estabilização nos demais experimentos. Com isso, a redução do saldo de radiação segue o mesmo padrão. Houve também redução gradativa de nuvens o que conduziu a um aumento da radiação de onda curta incidente. As mudanças na radiação de onda longa ocorrem principalmente na radiação emergente, devido ao aumento da temperatura. No balanço de radiação à superfície, o processo dominante na diminuição do saldo de radiação é o aumento da radiação de onda longa emergente. Parte da redução do saldo de radiação à superfície consegue chegar ao topo da atmosfera, ou seja, na coluna atmosférica ocorre um aumento do saldo de radiação (redução do resfriamento radiativo).

A redução do fluxo de calor latente ocorre em todos os experimentos (Tabela 5.2). Já o fluxo de calor sensível aumenta em todos os experimentos (com exceção do experimento amzflo). A redução do fluxo de calor latente induziu a um nível de referência mais seco; o aumento do fluxo de calor sensível a um nível de referência mais quente.

A substituição da vegetação por menor porte leva à aceleração do escoamento (predominantemente de leste nesta região) no nível de referência devido à redução do comprimento de rugosidade. Isto ocorre em todos experimentos (com exceção do experimento amzflo).

O experimento deserto é comparável ao experimento deserto feito por Oyama (2002). A diferença na elaboração do experimento é que neste estudo os biomas são atualizados a cada 6 anos (a cada iteração), enquanto em Oyama (2002) ocorre a cada 3 anos. Além disso, há diferenças entre a versão do MCGA utilizado por Oyama (2002) e este estudo. As maiores diferenças na região A ocorrem na convergência de umidade: +0,7 mm/dia neste estudo e -0,04 mm/dia em Oyama (2002); e no fluxo de calor sensível: +12,5 W m⁻² neste estudo e -1,9 W m⁻² em Oyama (2002). As demais variáveis apresentam muita semelhança com Oyama (2002).

Em resumo, entre os experimentos amzflo e deserto, as principais modificações regionais ocorre entre os experimentos amzf20 e amzf40 (40% de floresta).

TABELA 5.2 – Impactos regionais (região A: 5°S e o Equador, 57°W-52°W) dos experimentos amzflo, amzf20, amzf40, amzf50, amzf60, amzf80 e deserto: *P*: precipitação (mm dia⁻¹); *E*: evapotranspiração (mm dia⁻¹); *C*: convergência de umidade (mm dia⁻¹); *R*: “runoff” (mm dia⁻¹); e *W*₁, *W*₂ e *W*₃: grau de saturação da primeira, segunda e terceira camadas do solo (%), respectivamente; *α*: albedo; *n*: nebulosidade %; *T*: temperatura (K); *SW* ↓, *SW* ↑ e *ΔSW*: onda curta incidente, emergente e saldo (W/m²), respectivamente; *LW* ↓, *LW* ↑ e *ΔLW*: onda longa incidente, emergente e saldo (W/m²), respectivamente; *Rn*: saldo de radiação (W/m²); *H*: fluxo de calor sensível (W/m²); *LE*: fluxo de calor latente (W/m²); *UR*: umidade relativa (%); *u*: vento zonal (m/s); *v*: vento meridional (m/s); os subscritos *sfc*, *atm*, *top* e *ref* referem-se à superfície, atmosfera, topo da atmosfera, e nível de referência, respectivamente.

Variável	Experimentos						
	amzflo	amzf20	amzf40	amzf50	amzf60	amzf80	deserto
<i>P</i>	-0,01	-0,45	-0,47	-0,78	-0,72	-0,78	-0,74
<i>E</i>	-0,17	-0,67	-0,93	-1,15	-1,11	-1,13	-1,11

(Continua)

TABELA 5.2 – Conclusão.

C	0,9	-3,1	-3,4	-3,0	-2,9	-2,8	0,7
R	0,15	0,21	0,47	0,34	0,38	0,34	0,36
W_1	2,4	1,1	8,4	5,9	6,7	6,1	6,4
W_2	3,2	6,1	15,0	13,0	13,9	13,2	13,5
W_3	5,5	11,3	32,6	29,4	31,5	28,6	29,6
α	1,2	3,3	5,8	6,0	6,0	6,0	6,0
n	0,4	-3,7	-6,6	-9,5	-9,0	-9,5	-9,2
T_{sfc}	0,5	1,7	2,7	3,0	3,0	3,0	2,9
$SW \downarrow_{sfc}$	-4,4	5,8	12,4	17,2	16,5	16,9	16,0
$SW \uparrow_{sfc}$	2,4	9,0	16,6	17,9	17,8	17,9	17,7
ΔSW_{sfc}	-6,8	-3,2	-4,2	-0,7	-1,3	-1,0	-1,7
$LW \downarrow_{sfc}$	1,9	1,8	1,6	0,6	0,7	0,5	0,5
$LW \uparrow_{sfc}$	3,2	10,6	17,0	19,3	18,9	19,1	18,7
ΔLW_{sfc}	-1,3	-8,8	-15,4	-18,7	-18,2	-18,6	-18,2
Rn_{sfc}	-8,1	-12,0	-19,5	-19,4	-19,5	-19,6	-19,9
$SW \uparrow_{top}$	5,9	2,1	2,7	-0,5	0,1	-0,2	0,5
$LW \uparrow_{top}$	1,0	4,7	6,1	8,4	8,0	8,3	8,2
Rn_{top}	-6,9	-6,8	-8,8	-7,9	-8,1	-8,1	-8,7
Rn_{atm}	1,2	5,2	10,7	11,5	11,4	11,5	11,2
	-3,3	7,6	7,7	14,0	12,9	13,4	12,5
LE	-4,8	-19,5	-26,9	-33,1	-32,1	-32,8	-32,2
T_{ref}	0,4	1,4	2,1	2,4	2,4	2,4	2,4
UR_{ref}	-1,0	-6,0	-8,4	-10,9	-10,4	-10,8	-10,4
u_{ref}	0,3	-0,2	-0,6	-1,0	-1,0	-1,0	-1,0
v_{ref}	-0,3	-0,7	-0,7	-0,9	-0,9	-0,8	-0,9

5.4 – Discussão

Os resultados das simulações de desflorestamento da Amazônia (Seção 5.1) indicam que haveria uma diminuição da precipitação no leste da Amazônia e aumento de temperatura, e aumento da precipitação no oeste. Essa redução da precipitação seria suficiente para que a vegetação de equilíbrio fosse a savana. Independente se são utilizados cenários “realísticos” ou aleatórios, os resultados das simulações de substituição da floresta tropical por pastagem degradada ou por plantação de soja, indicaram que a diminuição da área da floresta ocorreria principalmente a partir da taxa de 50% de desflorestamento. Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003) mostraram que na Amazônia existem dois estados de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera: 1) o atual e 2) correspondente a um estado de equilíbrio onde em partes do sul e leste da Amazônia haveria a substituição da floresta tropical por cerrado (savana) e um deserto nas zonas mais áridas do Nordeste do Brasil. As simulações de desflorestamento da Amazônia indicaram que a mudança para o segundo estado de equilíbrio na Amazônia ocorre entre as taxas de desflorestamento de 40 e 50%. Para a Região Nordeste, o mesmo é válido.

Por outro lado, foram realizados experimentos utilizando o MCGA CPTEC 1.0 acoplado ao CPTEC-PVM para investigar a existência de estados de equilíbrio no sistema biosfera-atmosfera, utilizando diversos cenários de condição inicial da vegetação (os cenários de 20%, 40%, 50%, 60% e 80% são obtidos de SOARES-FILHO et al., 2006 e SAMPAIO et al, 2007). Os resultados confirmam a existência de dois estados de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera na América do Sul, como discutido em Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003). Tais resultados indicam que, quando a condição inicial da vegetação em todo o globo é de floresta tropical e na Amazônia há substituição por deserto, a área remanescente de floresta entre as taxas de 0% e 50% de desflorestamento é praticamente a mesma e a partir de 50% de desflorestamento há diminuição da área de floresta até que se atinge o segundo estado de equilíbrio com savana

no leste da Amazônia. Da mesma forma, quando a condição inicial da vegetação em todo o globo é de deserto, e na Amazônia é de floresta tropical, a área remanescente de floresta diminui à medida que aumenta a taxa de desflorestamento até a taxa de 50%, quando então atinge o segundo estado de equilíbrio (savana no leste da Amazônia). Estes resultados respondem a segunda pergunta feita no início deste capítulo, pois estes sugerem que a taxa de 50% seria o ponto onde a vegetação da Amazônia mudaria do estado de equilíbrio atual para um novo estado de equilíbrio, onde a vegetação do leste da Amazônia seria substituída por savana (savanização da Amazônia), ou vice-versa. Isto ocorre, pois a maior diminuição da precipitação na região ocorre principalmente a partir dos experimentos com 40%-50% de desflorestamento (condição inicial da vegetação). Esta diminuição da precipitação é principalmente no período seco no leste da Amazônia. Adicionalmente, é também nesta região que há maior aumento da temperatura. Já no oeste da Amazônia, independe do cenário e do experimento, há o predomínio da floresta tropical.

Como discutido por Oyama (2002) o aquecimento levaria a um aumento do déficit da pressão parcial de vapor; para evitar o ressecamento, haveria uma redução da abertura estomática, diminuindo a razão entre evapotranspiração real e a máxima, ou seja, diminuindo o índice hídrico. A redução do índice hídrico seria suficientemente intensa para substituir a floresta tropical por savana (cerrado), e a caatinga por semi-deserto e deserto. Para modelos que consideram um intenso aumento de precipitação na Amazônia e no NEB, no entanto, o clima mais úmido poderia compensar os efeitos do aumento de temperatura, que é justamente o que ocorre no oeste da Amazônia.

Estes resultados se tornam ainda mais importantes em virtude da pressão por usos da terra na Amazônia, onde grande parte das florestas tropicais já se encontra degradadas ou foram convertidas em áreas agrícolas (NEPSTAD et al., 2002). Particularmente, nos últimos 40 anos a floresta amazônica foi

desflorestada em mais do que 700.000 km² no Brasil devido ao rápido desenvolvimento da Amazônia e a expansão da pecuária e da agricultura, principalmente impulsionada pela soja (SOARES-FILHO et al., 2006). Em Hutyra et al. (2005) é mostrado que as florestas presentes em áreas com alta frequência de secas (>45% de probabilidade de seca) podem mudar para savana, se a aridez aumentar. Com o incremento da aridez, é improvável que a vegetação de savana, que atualmente está presente em áreas com baixa frequência de seca (<45% de seca) mude para floresta. O aumento da aridez, portanto, levará à divisão da Amazônia (HUTYRA et al., 2005).

CAPÍTULO 6

IMPACTOS REMOTOS ASSOCIADOS AOS DESFLORESTAMENTOS

As simulações de desflorestamento apresentadas no Capítulo 4, demonstraram que houve aumento do albedo, diminuição da convergência de umidade, diminuição de evapotranspiração e da precipitação principalmente no leste da Amazônia. Para analisar os impactos remotos dos desflorestamentos progressivos discutidos no Capítulo 4, seguiu-se a mesma metodologia de Avissar e Werth (2005), onde são analisadas as regiões onde a precipitação em cada ponto de grade do modelo diminuiu ou aumentou durante pelo menos 3 meses do ano como um resultado do desflorestamento da Amazônia. É formulada a hipótese de que as possíveis mudanças detectadas para cada mês do ano numa região particular (isto é, para cada ponto de grade) foram ocasionadas pelo desflorestamento da Amazônia. Para testar tal hipótese utiliza-se o teste t de Student, conforme descrição no Capítulo 3. Da mesma forma que em Avissar e Werth (2005), para reforçar a confiança estatística de que o impacto observado foi de fato significativo, foi subjetivamente ignorado qualquer aumento ou diminuição da precipitação menor do que 3 meses em um ano. Como notado em Avissar e Werth (2005), mudança estatisticamente significativa da precipitação não necessariamente significa que sua magnitude absoluta é importante o bastante para ter qualquer implicação prática a partir do ponto de vista hidrometeorológico.

6.1 – Impactos Remotos dos Desflorestamentos – Substituição da Floresta Amazônica por Pastagem Degradada – Cenários “Realísticos”

A Figura 6.1 apresenta, para cada um dos experimentos onde a floresta amazônica foi substituída por pastagem degradada, o número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) ao longo de um ano da anomalia de precipitação. Analisando a Figura, nota-se que os

principais impactos ocorrem à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, e estes ocorrem principalmente no centro-norte da América do Sul e vizinhanças. As áreas de maior destaque onde as anomalias de precipitação foram negativas (Figura 6.1: *a, b, c, d, e e f*) ocorrem principalmente a partir da taxa de 40% de desflorestamento no leste/nordeste da Amazônia, com aumento progressivo à medida que aumenta a taxa de desflorestamento. A partir da taxa de 50% de desflorestamento, há pontos no leste da Amazônia onde a anomalia de precipitação é negativa em todos os meses do ano. As áreas de maior destaque onde as anomalias de precipitação foram positivas (Figura 6.1: *g, h, i, j, k e l*) se apresentam no oeste da Amazônia, Estado do Mato Grosso no Brasil e no Pacífico Equatorial Leste, e também ocorrem principalmente a partir da taxa de 40% de desflorestamento. No restante do globo, tanto para aumento, quanto para diminuição da precipitação, o número de meses onde a anomalia de precipitação foi negativa em um ano é, em geral, de 3 meses ou menos, o que indica que o sinal do desflorestamento da Amazônia simulado pelo MCGA CPTEC é fraco em regiões remotas, e parece estar associado principalmente às células de Hadley e Walker.

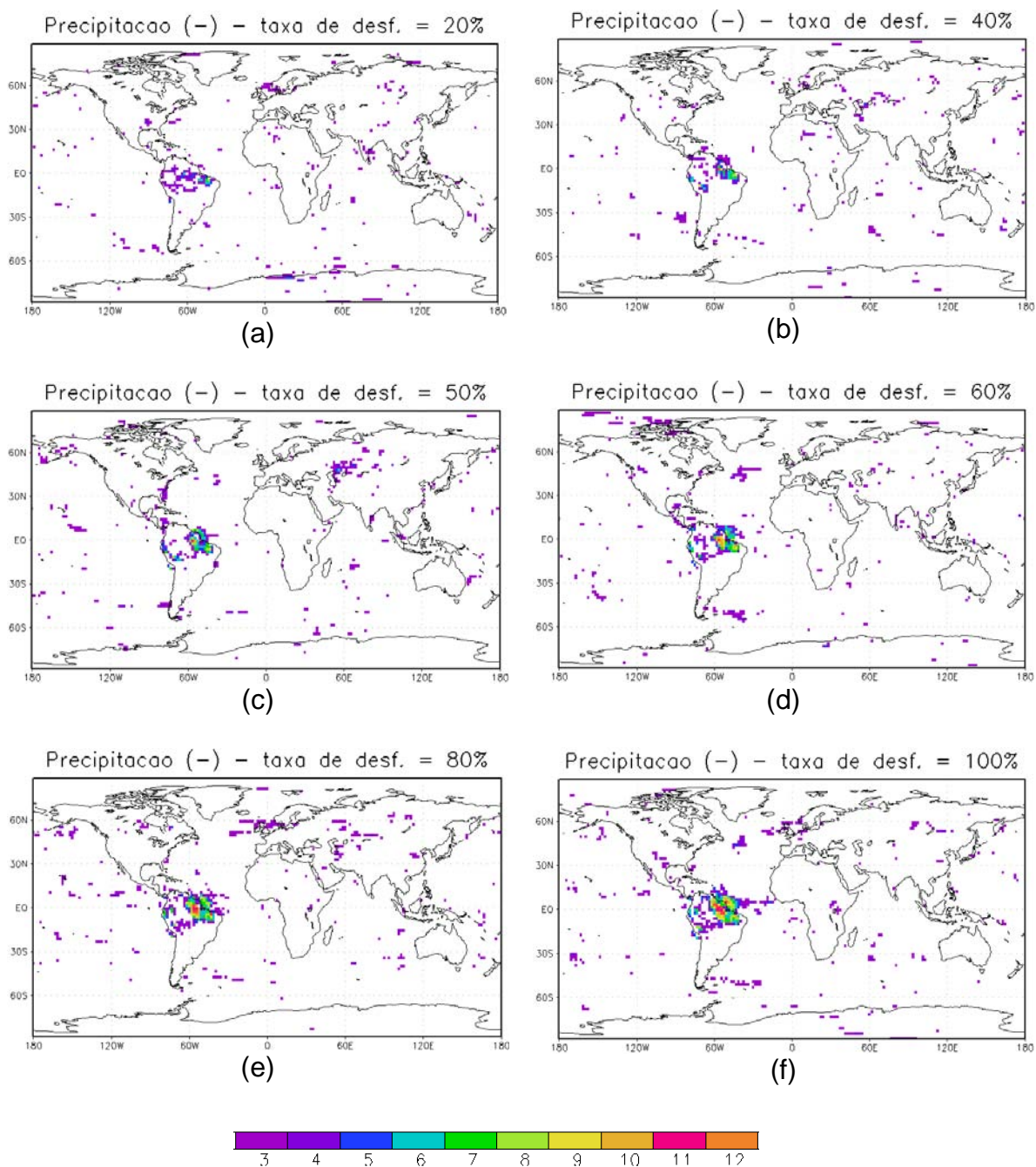


Fig. 6.1 – Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da precipitação, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por pastagem degradada) para os cenários “realísticos” de 20% (a e g); 40% (b e h); 50% (c e i); 60% (d e j); 80% (e e k) e 100% (f e l). (Continua).

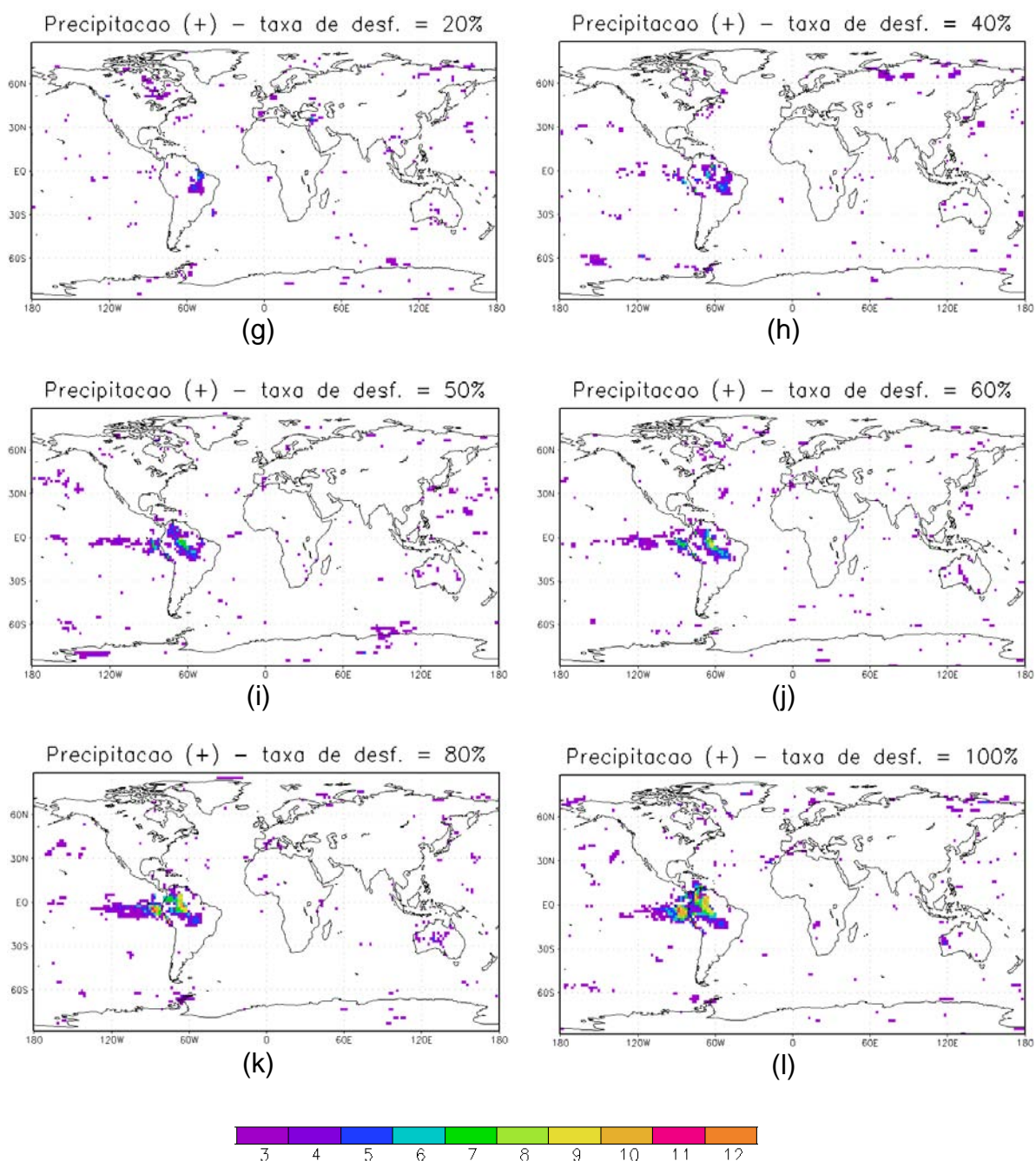


Fig. 6.1 – Conclusão.

A Figura 6.2 apresenta o ciclo anual da precipitação em 6 regiões do planeta: oeste da Amazônia, Pacífico Leste, leste da Amazônia, região da ZCIT no Atlântico, sudeste dos Estados Unidos da América e noroeste da África e sudoeste da Europa. Tais regiões foram escolhidas por apresentarem sinal na Figura 6.1, e por apresentarem os impactos mais expressivos. Como discutido

no Capítulo 4, observa-se que no oeste da Amazônia (Figura 6.2 a) à medida que aumenta a taxa de desflorestamento há aumento da precipitação, principalmente entre novembro e abril. Já no leste da Amazônia há diminuição gradativa da precipitação com o aumento da taxa de desflorestamento em praticamente todo o ano. Nas demais regiões observa-se: Pacífico Leste e noroeste da África e sudoeste da Europa: aumento progressivo da precipitação com aumento da taxa de desflorestamento; região da ZCIT no Atlântico e sudeste do EUA: diminuição da precipitação.

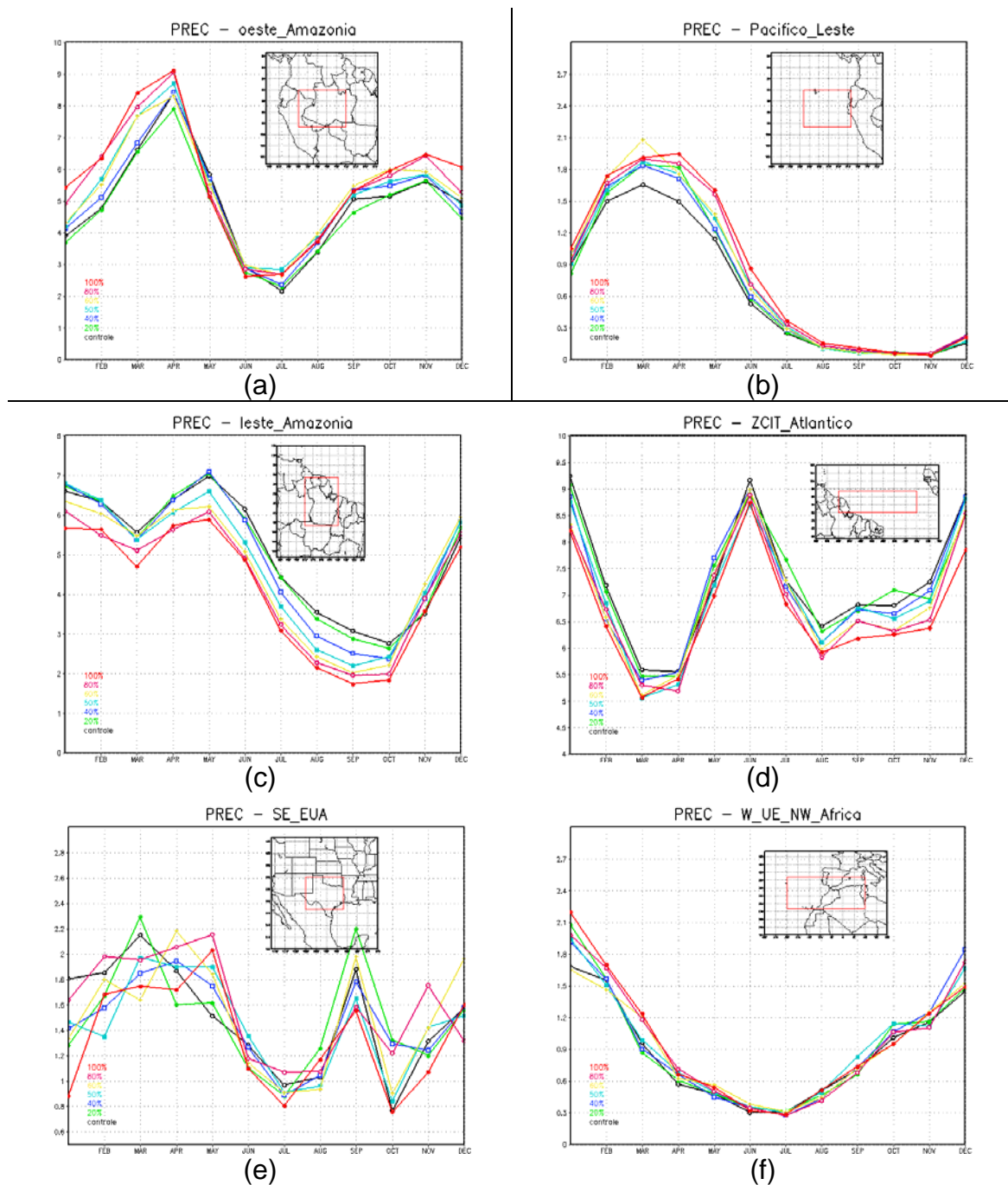


Fig. 6.2 – Ciclo anual da precipitação para 6 regiões: (a) oeste da Amazônia; (b) Pacífico Leste; (c) leste da Amazônia; (d) região da ZCIT no Atlântico; (e) Sudeste dos Estados Unidos da América; e (f) noroeste da África e sudoeste da Europa. A linha preta representa o controle, a verde o experimento onde 20% da floresta amazônica foi convertida em pastagem, azul escuro = 40%, azul claro = 50%, amarelo = 60%, vermelho escuro = 80% e vermelho = 100%.

No presente estudo, apresenta-se uma análise das circulações zonal e meridional em média anual e na estação úmida. Uma análise da circulação meridional do controle mostra que em média anual a célula de Hadley tem movimento ascendente associado à ZCIT entre o Equador e cerca de 12°N, o que é próximo da posição observada (Ferreira, 1996) e subsidência máxima em torno de 35°S e 30°N. Durante o período úmido há aumento do movimento ascendente no Hemisfério Sul tropical e deslocamento da região de máxima subsidência do norte para até cerca de 12°N (Figura 6.3 a e b). Nas simulações de desflorestamento, os efeitos das mudanças na cobertura vegetal são verificados através da diferença entre a velocidade vertical entre os experimentos e o controle em média anual (Figura 6.4) e para o período úmido (Figura 6.5). Em média anual, nota-se que entre o Equador e cerca de 20°N há anomalias positivas do movimento vertical, ou seja, há diminuição do movimento ascendente sobre a região que é progressivo com o aumento da taxa de desflorestamento. Isto poderia explicar, por exemplo, a diminuição da precipitação na região da ZCIT no Atlântico, o que concorda com os resultados de Henderson-Sellers et al (1993). O mesmo ocorre entre cerca de 45°N e 65°N o que poderia explicar a diminuição da precipitação no noroeste da Europa. No período úmido há diminuição do movimento vertical em torno de 30°N o que pode explicar a diminuição da precipitação no sudeste dos Estados Unidos. Já entre cerca de 35°S e 45°S há aumento da subsidência associada à célula de Hadley (Figura 6.4). Por outro lado, há aumento do movimento vertical entre o equador e cerca de 10°S principalmente nos experimentos a partir da taxa de 50% de desflorestamento, tanto em média anual, quanto na estação úmida (Figura 6.5). Este aumento do movimento vertical explica em parte o aumento da precipitação no Pacífico Leste, que também está associado à célula de Walker, como discutido mais adiante nesta seção.

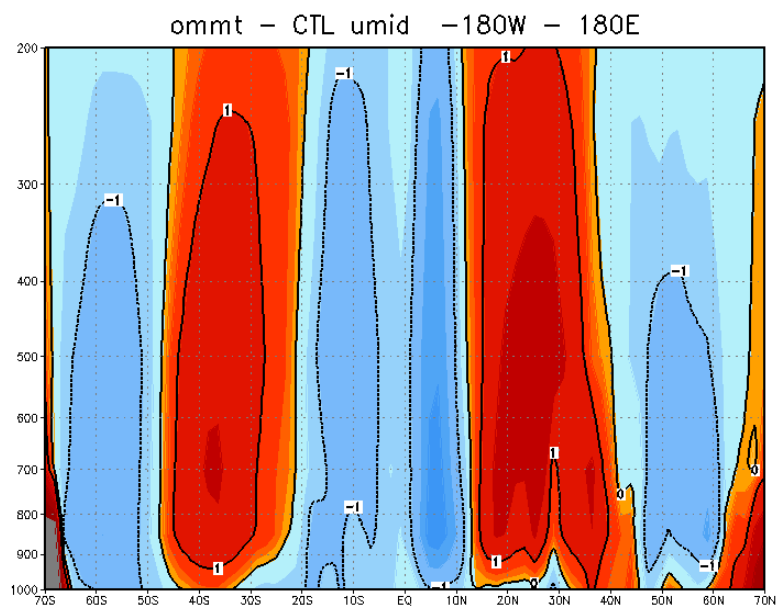
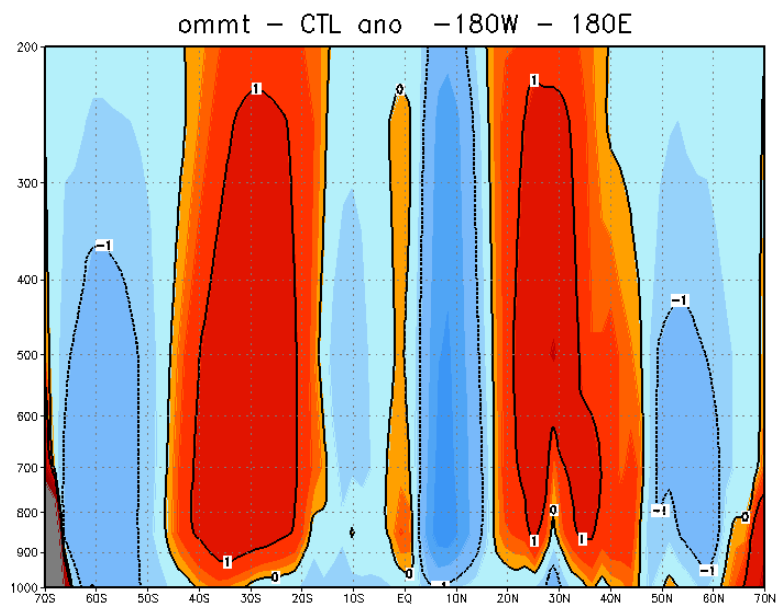


Fig. 6.3 – Controle: Velocidade vertical (10^5 cbar/s) na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em média anual (a) e para a estação úmida (b).

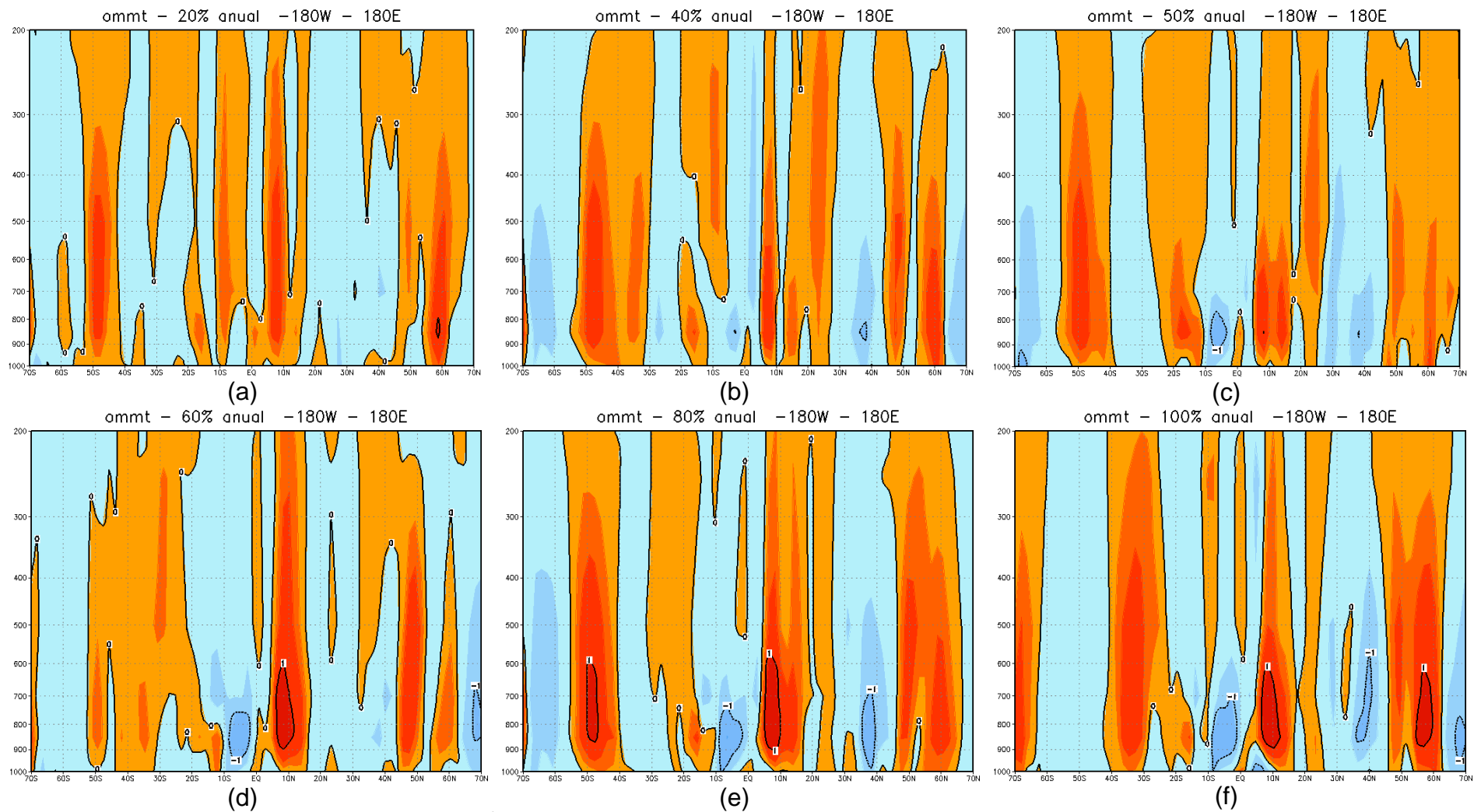


Fig. 6.4 – Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) em média anual na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.

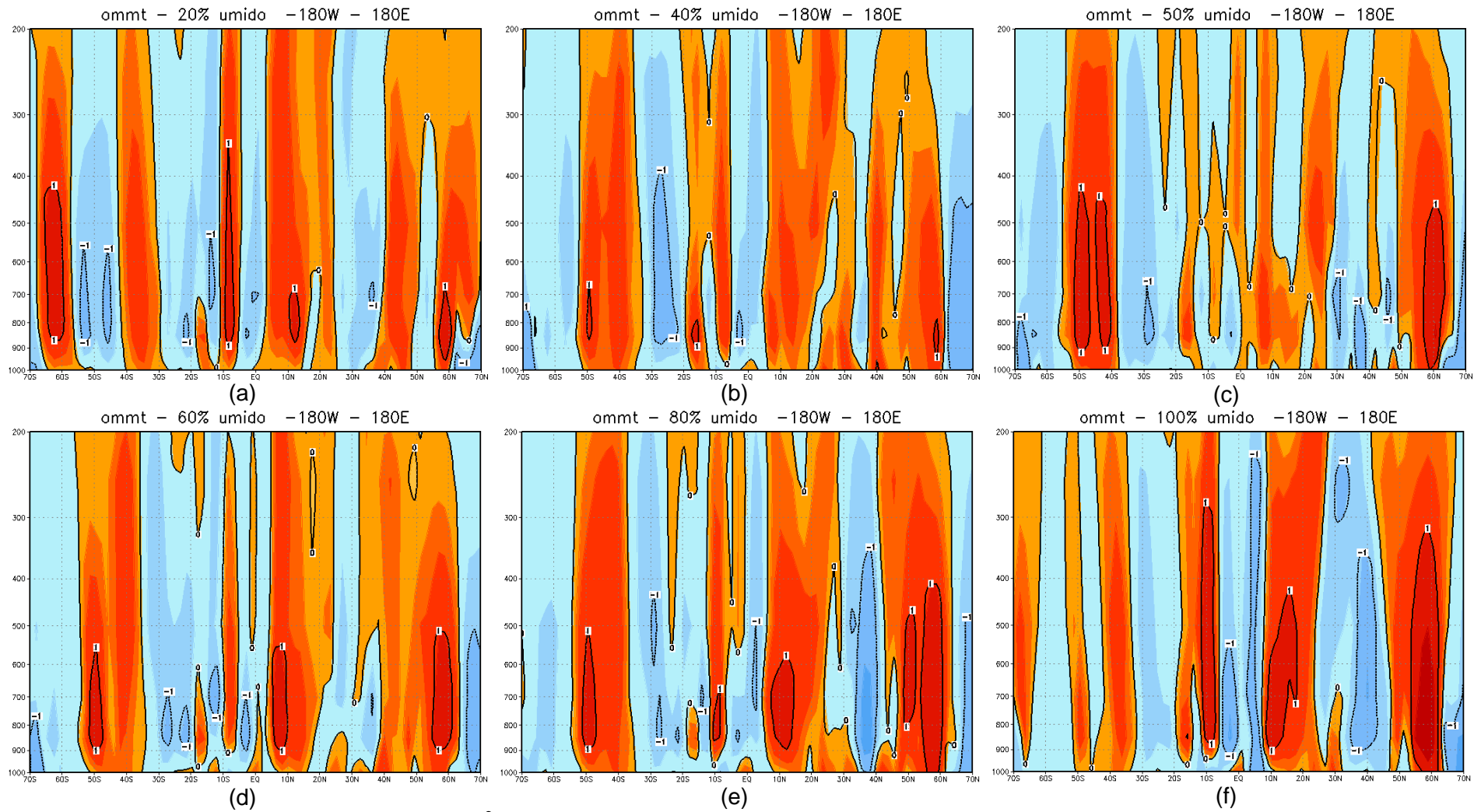
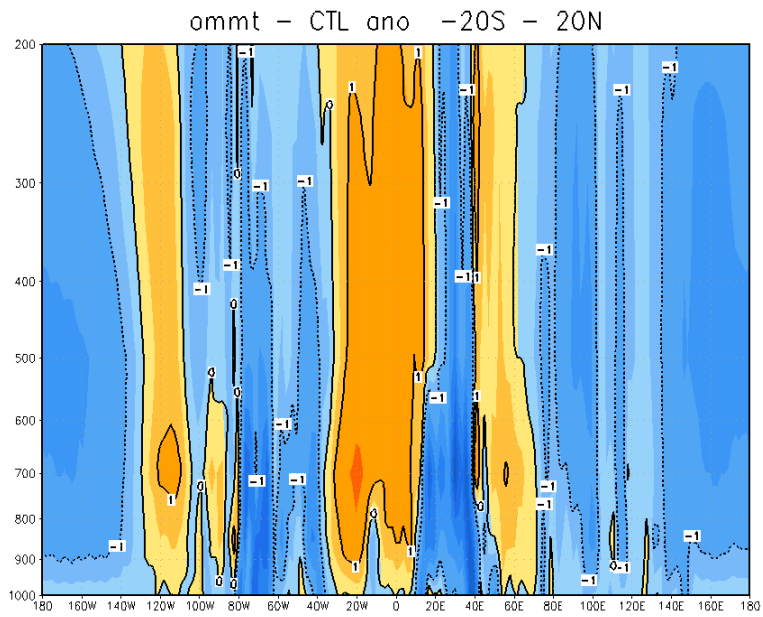
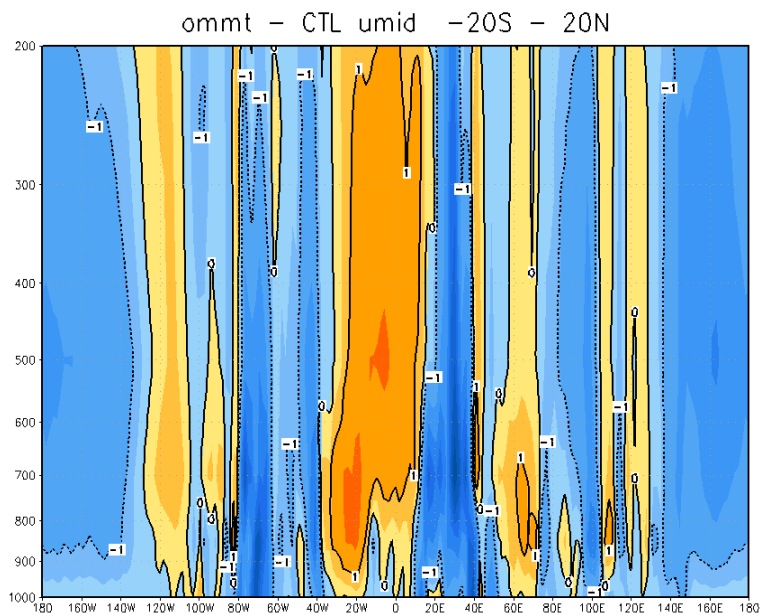


Fig. 6.5 – Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.

É importante ressaltar que as anomalias da circulação meridional são menores do que as anomalias da circulação zonal, ou seja, os impactos são maiores em relação à circulação zonal, conforme nota-se na escala das Figuras 6.4, 6.5, 6.7 e 6.8. Em relação à circulação zonal, destacando a célula de Walker, também é bem representada no controle (Figura 6.6). Em média, o ramo ascendente de grande escala ocorre em torno de 65°W - 70°W , onde está localizada a bacia Amazônica, e subsidência entre cerca de 40°W e 0°W e entre aproximadamente 90°W e 120°W . Nos experimentos de desflorestamento nota-se que há aumento do movimento ascendente no oeste da Amazônia, associado ao aumento de precipitação, como discutido no Capítulo 4, principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 50% (Figuras 6.7 e 6.8). O mesmo ocorre no período úmido no Pacífico Leste, o que induziu ao aumento de precipitação na região. Por outro lado, no leste da Amazônia, com máximo em torno de 40°W - 50°W , há diminuição do movimento vertical, inclusive com subsidência sobre a região o que também explica a redução da precipitação no leste da Amazônia, também principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 50%. O aumento do movimento vertical no oeste da América do Sul, em torno de 90°W - 100°W (Pacífico Leste) durante o período úmido também explica o aumento da precipitação nesta região (Figuras 6.8).



(a)



(b)

Fig. 6.6 – Controle: Velocidade vertical (10^5 cbar/s) na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em média anual (a) e para a estação úmida (b).

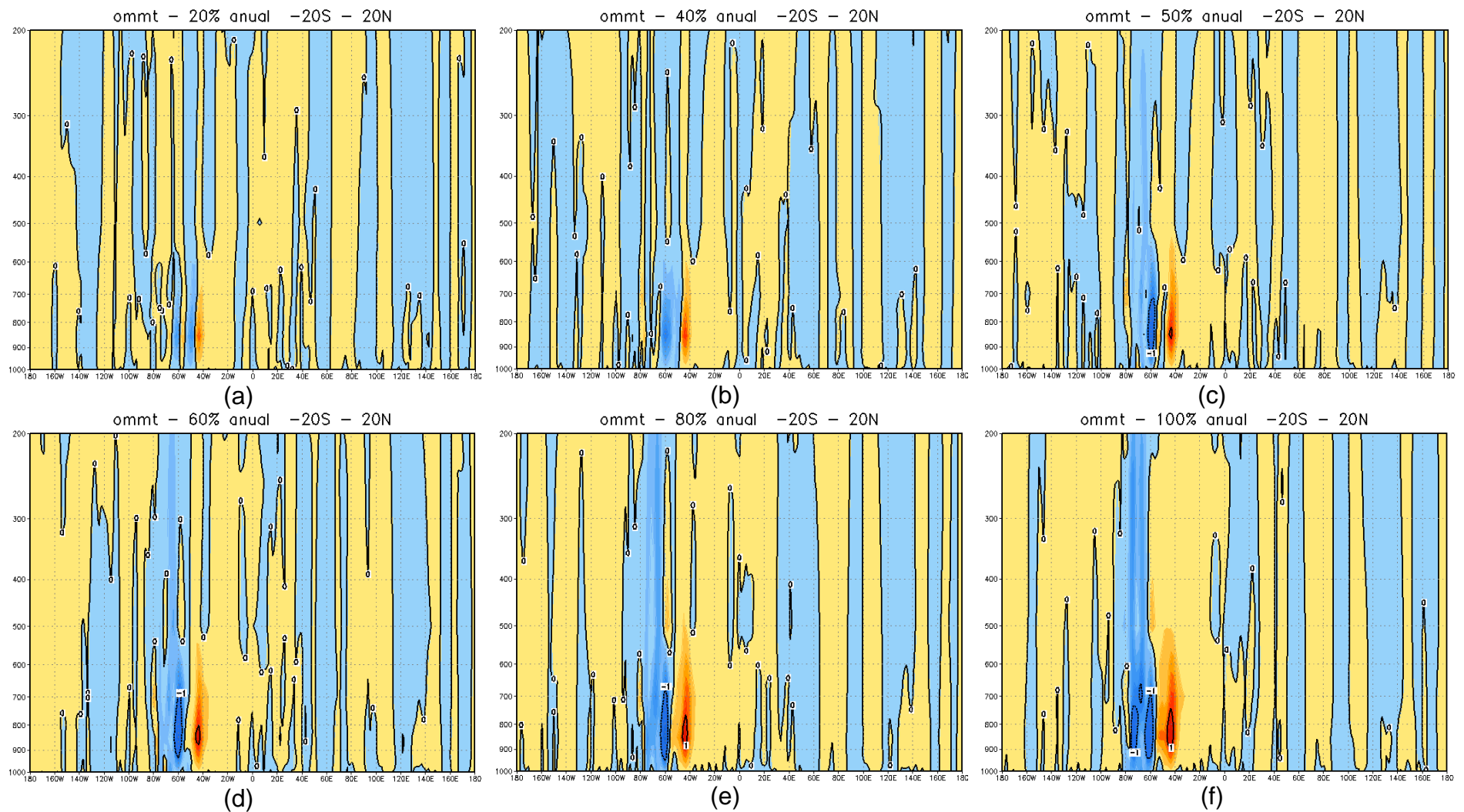


Fig. 6.7 – Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) em média anual na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.

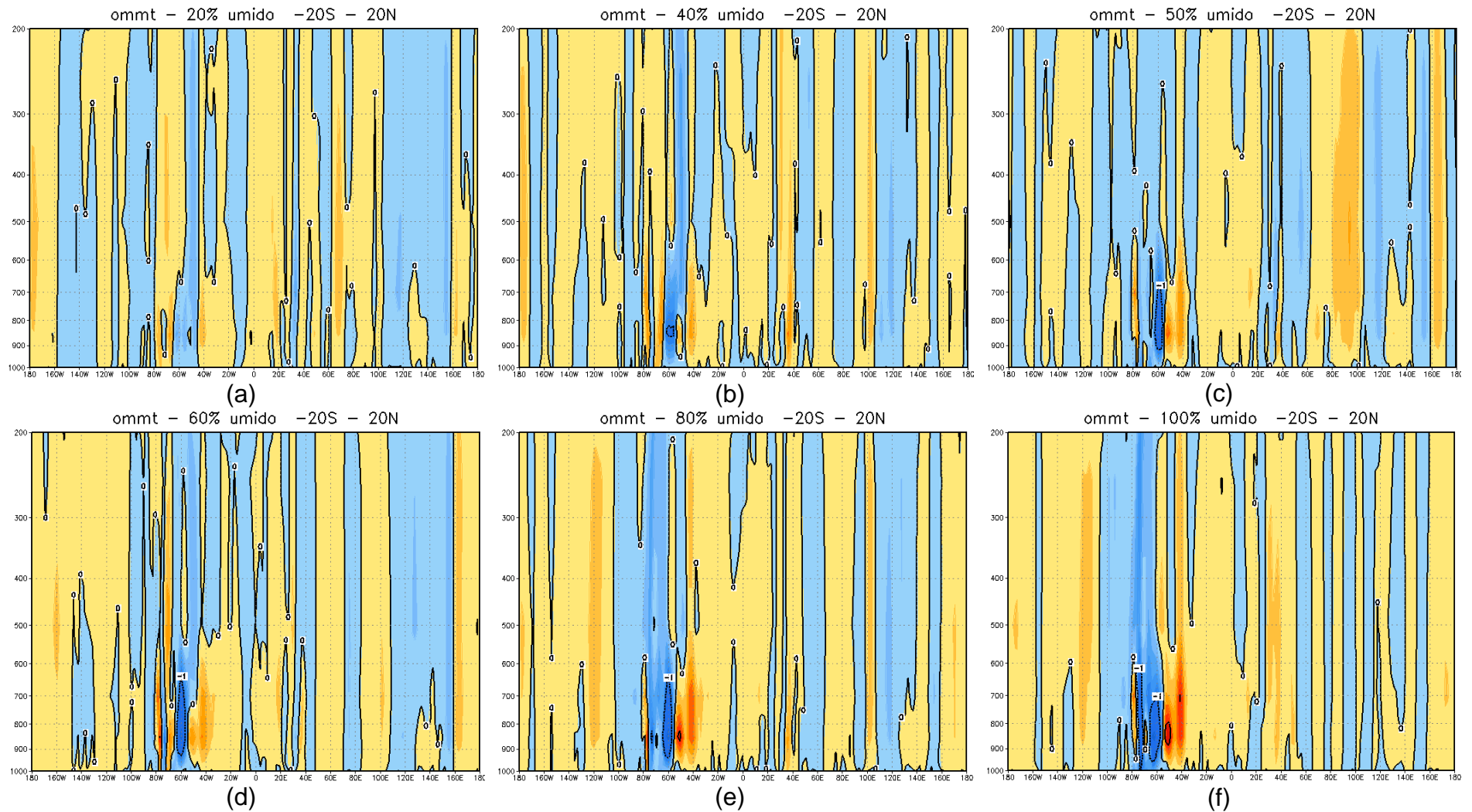


Fig. 6.8 –Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.

Utilizando a mesma metodologia empregada por Avissar e Werth (2005) para análise da precipitação, porém para a componente zonal do vento em 850 hPa (Figura 6.9), observa-se persistência de anomalias negativas do vento zonal no nordeste da América do Sul (Figura 6.9 a, b, c, d, e, e, f), ou seja, intensificação da componente zonal do vento, o que é consistente com a redução no arrasto (“stress”) do vento, uma vez que houve diminuição do comprimento de rugosidade sobre a área desflorestada. Nota-se que a intensificação da componente zonal do vento ocorre principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 40%. Adicionalmente, sobre o Atlântico equatorial também há aumento da intensidade da componente zonal do vento, o que induz a diminuição do movimento ascendente sobre a região devido a redução da convergência de umidade (McGuffie et al., 1995). Isto explica o padrão de diminuição da precipitação na região da ZCIT no Atlântico tropical (Figura 6.1). Por outro lado, quando analisa-se o padrão de persistência de anomalias positivas do vento zonal em 850 hPa, observa-se que no oeste da América do Sul próximo ao Equador e no Pacífico Equatorial leste, a partir da taxa de 50% de desflorestamento, há aumento da anomalia positiva do vento zonal em 850 hPa, ou seja, há diminuição da intensidade do vento na região o que concorda com o aumento do movimento ascendente e a ocorrência de precipitação nesta região. Aparentemente, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, há modificação da célula de Walker (como discutido acima) e então no Pacífico Equatorial leste surge um padrão de variabilidade que é semelhante ao padrão do fenômeno El Niño, com enfraquecimento dos ventos alísios, movimento ascendente e aumento da precipitação na região (Figura 6.9 g, h, i, j, k, l). Este padrão parece ter analogia com o encontrado por Schneider et al. (2006), que discute os efeitos do desflorestamento da Amazônia a partir de simulações com o MCGA acoplado oceano-atmosfera. Em seus resultados, apontam que o desflorestamento da Amazônia influencia o clima na região tropical em todo o globo, e em particular induz a um significativo aumento da variabilidade do El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Isto porque há mudanças das propriedades físicas da superfície, que induzem mudanças no “stress” do vento superficial no Pacífico tropical, que desestabiliza o estado médio do sistema acoplado oceano-atmosfera, e amplifica a variabilidade do ENOS. Os resultados apresentados nesse estudo, apesar do MCGA utilizado não ser acoplado,

sugerem que os desflorestamentos da Amazônia poderiam ter uma ligação com o ENOS.

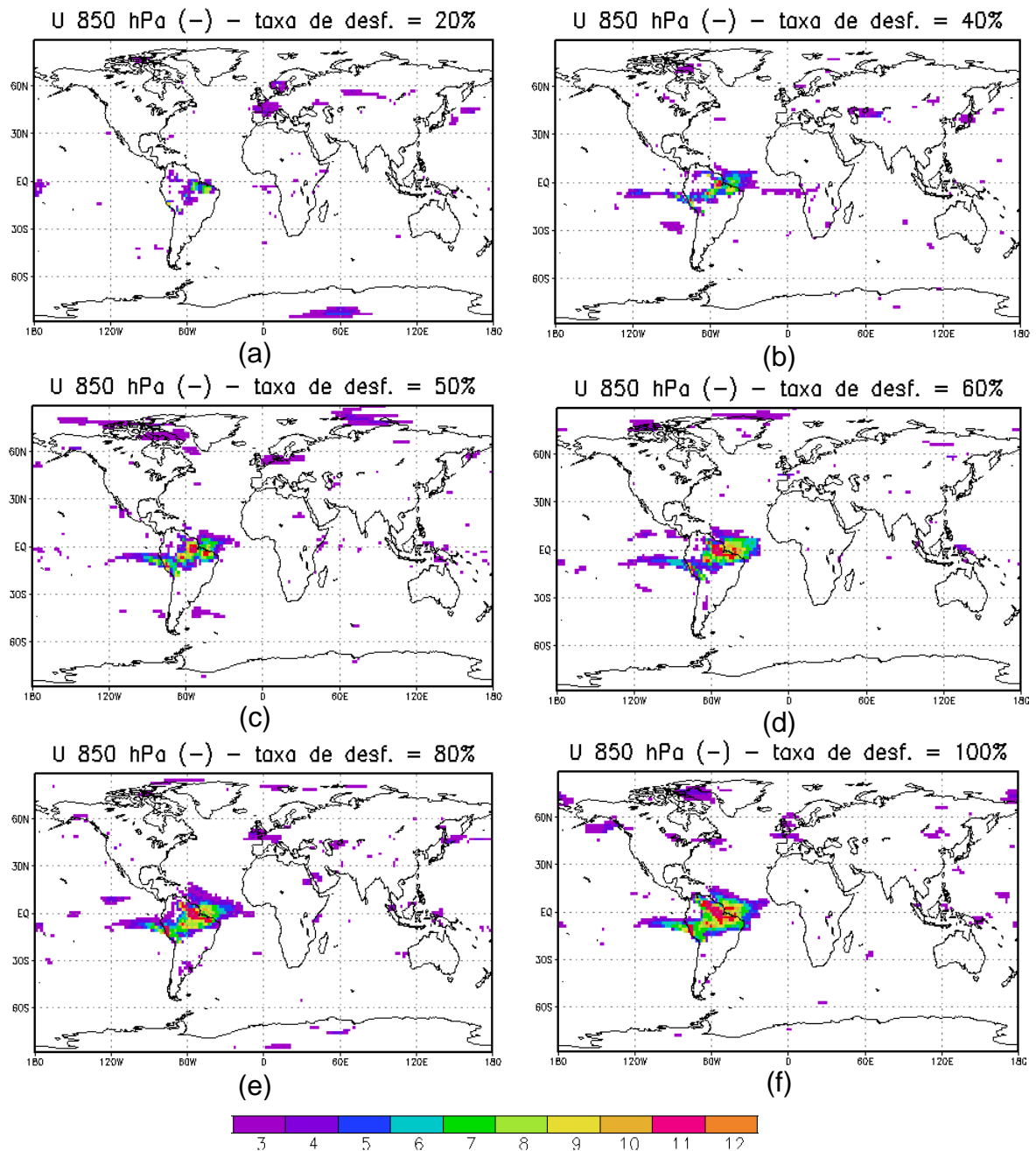


Fig. 6.9 - Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da componente zonal do vento em 850 hPa, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por pastagem degradada) para os cenários “realísticos” de 20% (a e g); 40% (b e h); 50% (c e i); 60% (d e j); 80% (e e k) e 100% (f e l). (Continua).

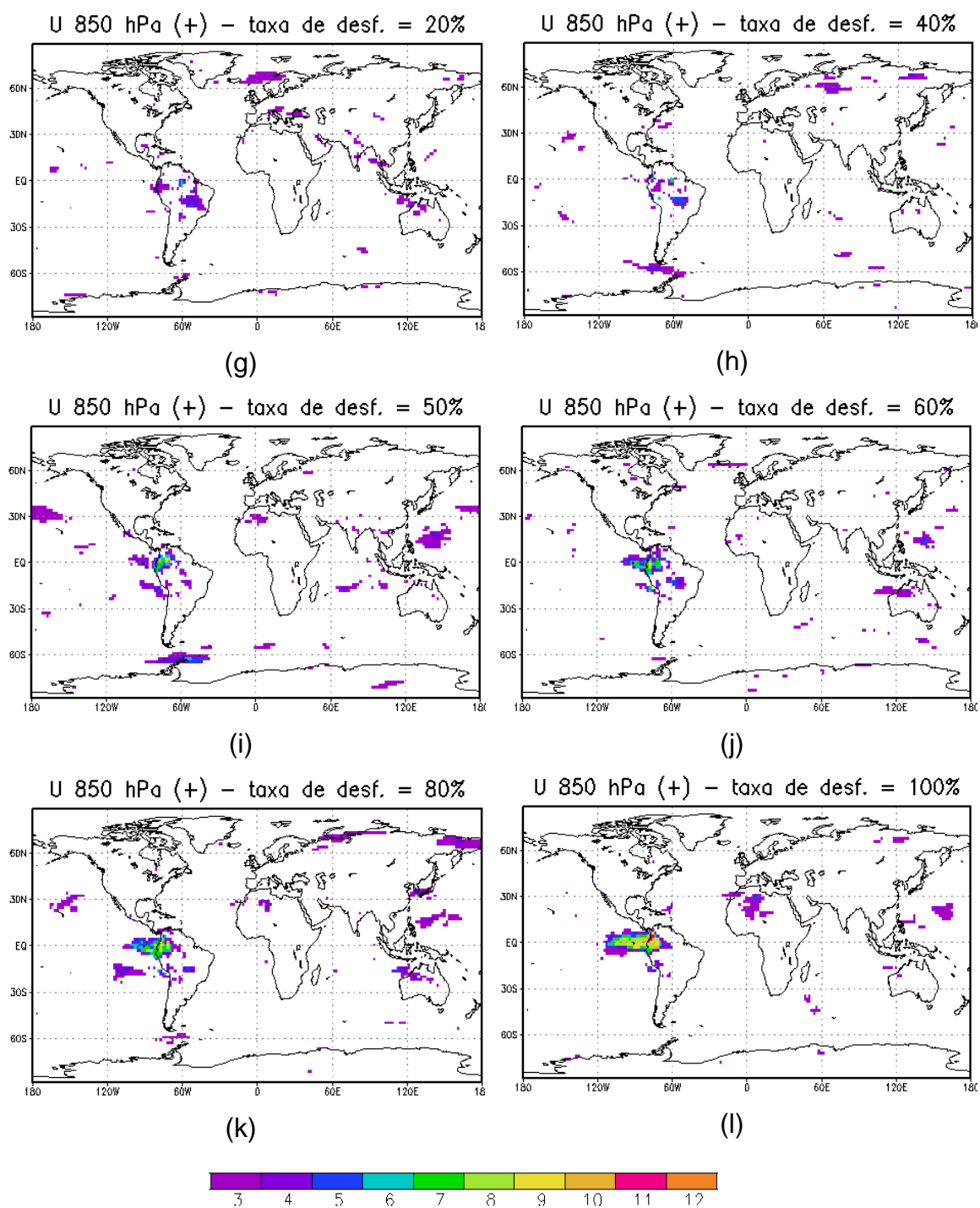


Fig. 6.9 – Conclusão.

Os resultados obtidos neste estudo concordam com os de Avissar e Werth (2005), pois foi detectada diminuição da precipitação no sudeste dos Estados Unidos e aumento no norte da Europa e norte da África. Como explicado em Avissar e Werth (2005), modificações no padrão de circulação em regiões

externas aos trópicos, como resultado do desflorestamento, ocorrem pois há alterações nos fluxos de calor sensível e latente para a atmosfera como discutido em Shukla e Mintz (1982). Tais alterações modificam a distribuição de pressão atmosférica e conseqüentemente as zonas de convergência e divergência na atmosfera, o que modifica a circulação tanto nos trópicos, quanto em latitudes médias e altas, o que alteraria o padrão típico do Jato Polar e da precipitação. Segundo Werth e Avissar (2002), a existência de um mecanismo de propagação do efeito das mudanças na cobertura vegetal para o escoamento de grande escala pode fazer com que o sinal gerado pelo desflorestamento se propague para fora da Amazônia, e conduza a mudanças em qualquer parte do globo. Por exemplo, Trenberth et al. (1998) verificaram, através de estudos de modelagem e observacionais, a existência de ondas de Rossby induzidas pela interação entre a temperatura da superfície do mar nos trópicos e em latitudes médias. Em outro estudo de modelagem, Zhang et al. (1996) observaram mudanças nos valores da altura geopotencial em 500 hPa em resposta ao desflorestamento de grande escala na Amazônia. Werth e Avissar (2005a e 2005b) em estudos de modelagem simularam os efeitos dos desflorestamentos do sudeste da Ásia e da região equatorial da África e encontraram mudanças na altura geopotencial em virtude das mudanças nos campos de vento em médias latitudes. No caso do estudo para o sudeste da Ásia, Werth e Avissar (2005a) discutem que os impactos são proporcionais à área desflorestada.

Neste estudo, ao analisar os campos globais de pressão atmosférica e geopotencial em 200 hPa, nos períodos úmido e seco, observam-se mudanças estatisticamente significativas (teste t de Student) em latitudes médias e altas. Analisando o período úmido, observa-se que a partir de 50% de desflorestamento um padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão PNA (Pacific North-America, em inglês, WALLACE E GUTZLER, 1981), com anomalias negativas de geopotencial no oeste dos Estados Unidos, anomalias positivas de geopotencial no centro-oeste da América do Norte e anomalias negativas de geopotencial no leste/sudeste da América do Norte (Figuras 6.10 e 6.12). Da mesma forma, porém com menor significância estatística, observa-se padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão NAO (North Atlantic

Oscillation, em inglês – WALLACE E GUTZLER, 1981; BARNSTON E LIVEZEY, 1987), com anomalia de geopotencial e pressão acima do normal nas altas latitudes do Atlântico Norte e abaixo do normal no centro do Atlântico Norte, leste dos Estados Unidos e oeste da Europa (Figuras 6.10 e 6.12). Ressalta-se que ambas as fases da NAO são associadas com mudanças na intensidade e localização do jato do Atlântico Norte e do “storm track” e em modulação de grande escala dos padrões normais de aquecimento zonal e meridional e transporte de umidade (HURRELL, 1995), que resulta na mudança de temperatura e padrões de precipitação que se estendem do leste da América do Norte até o oeste e Europa Central (WALKER E BLISS, 1932; VAN LOON E ROGERS, 1978; ROGERS E VAN LOON, 1979). Tais mudanças de precipitação no leste da América do Norte e oeste da Europa são observadas na Figura 6.1, o que sugere que os desflorestamentos da Amazônia podem induzir modificações na NAO. No período seco (Figuras 6.11 e 6.13), inverno no Hemisfério Sul, observa-se um “trem de ondas”, a partir dos campos de altura geopotencial em 200 hPa para taxas igual ou superiores a 20% de desflorestamento, desde o nordeste da Austrália e Indonésia, se dirigindo para o sul com centro de anomalias positivas de geopotencial ao sul da América do Sul, anomalias negativas ao sul da África e anomalias positivas no sudeste do Índico, com centro em torno de 45°S. Este padrão se assemelha ao padrão de teleconexão PSA (Pacific South Atlantic, MO E GHIL, 1987). Adicionalmente nota-se padrão de onda 3 nas altas latitudes no Hemisfério Sul em todos os experimentos.

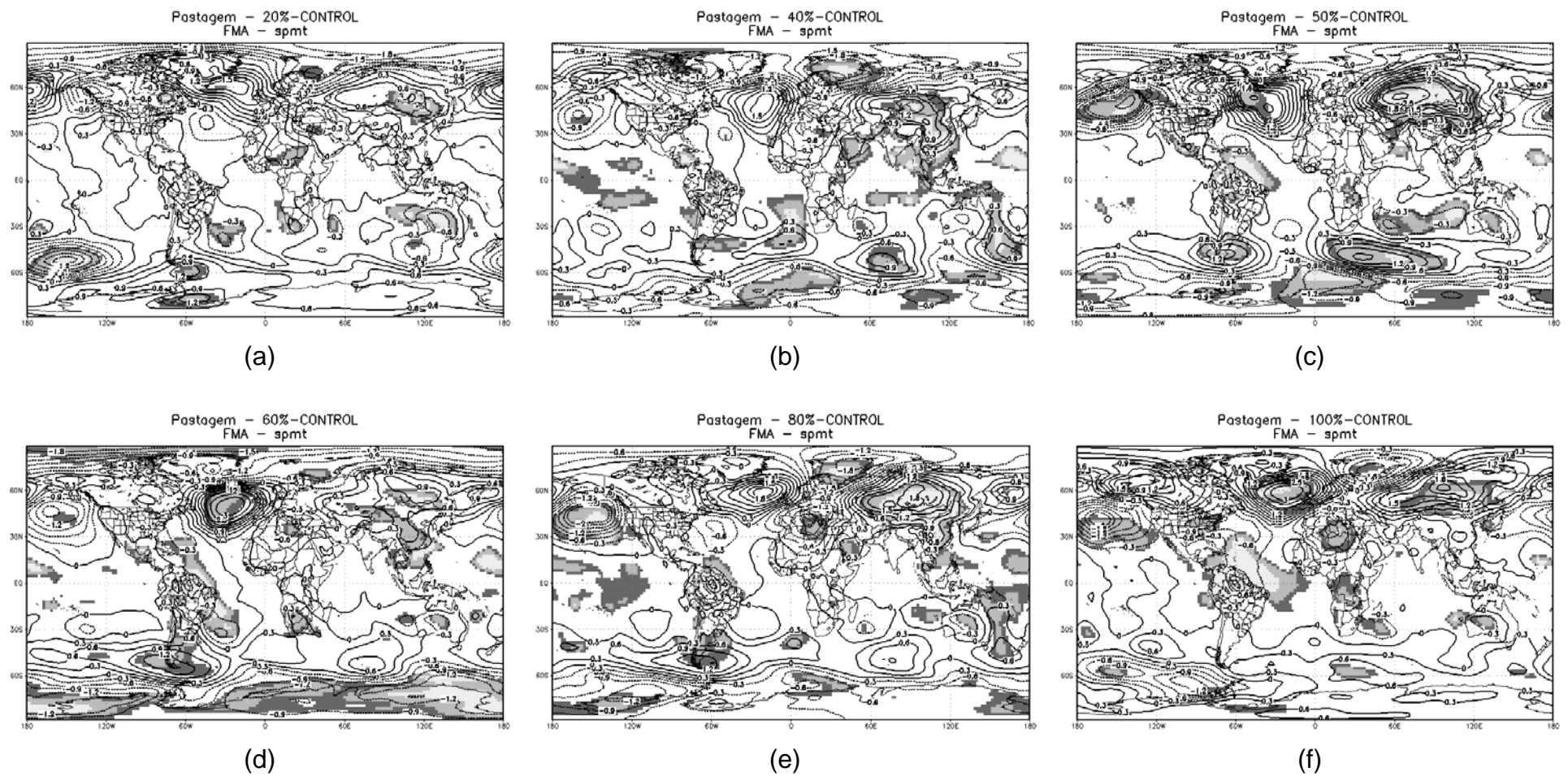


Fig. 6.10 – Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

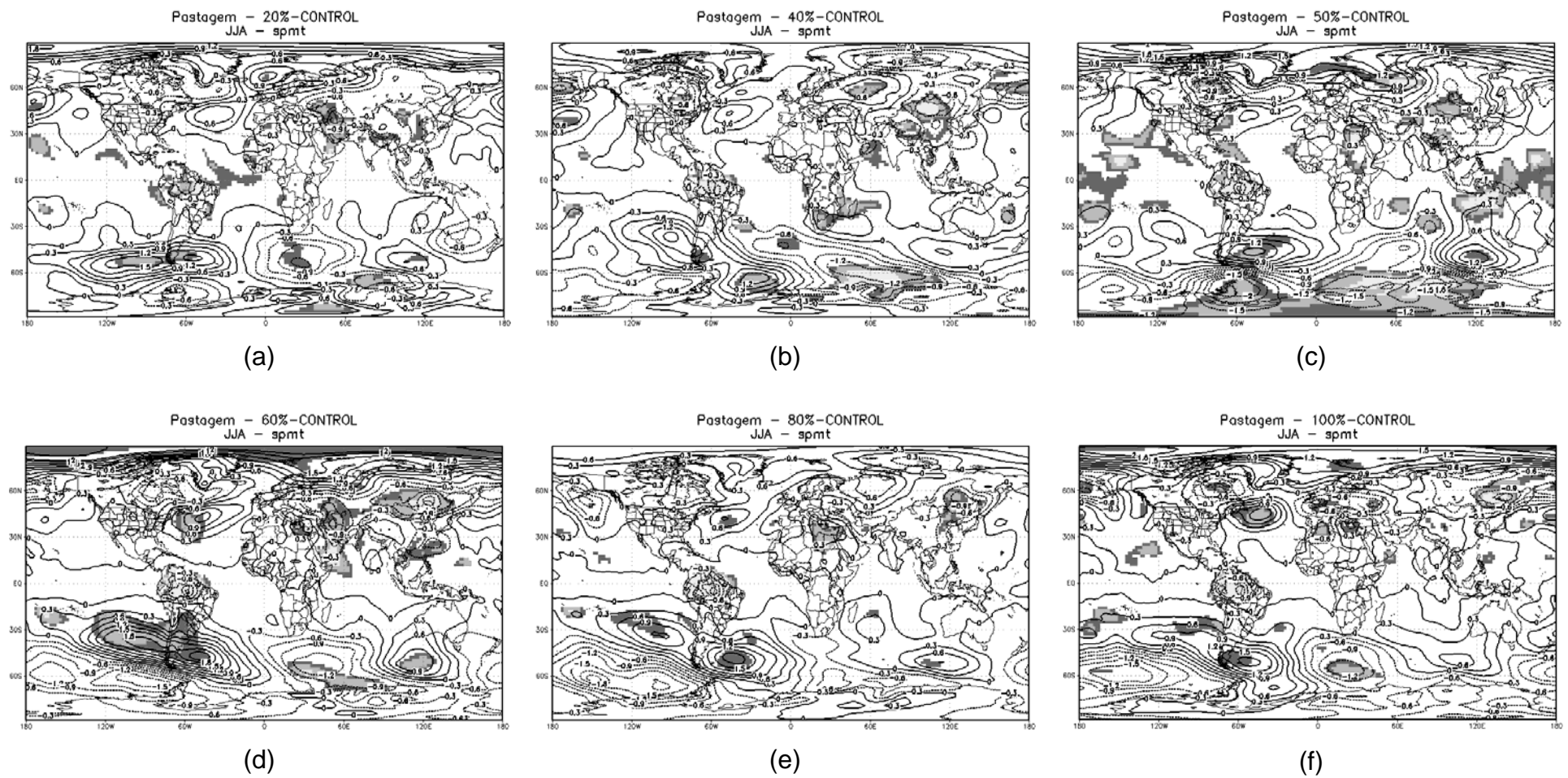


Fig. 6.11 - Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

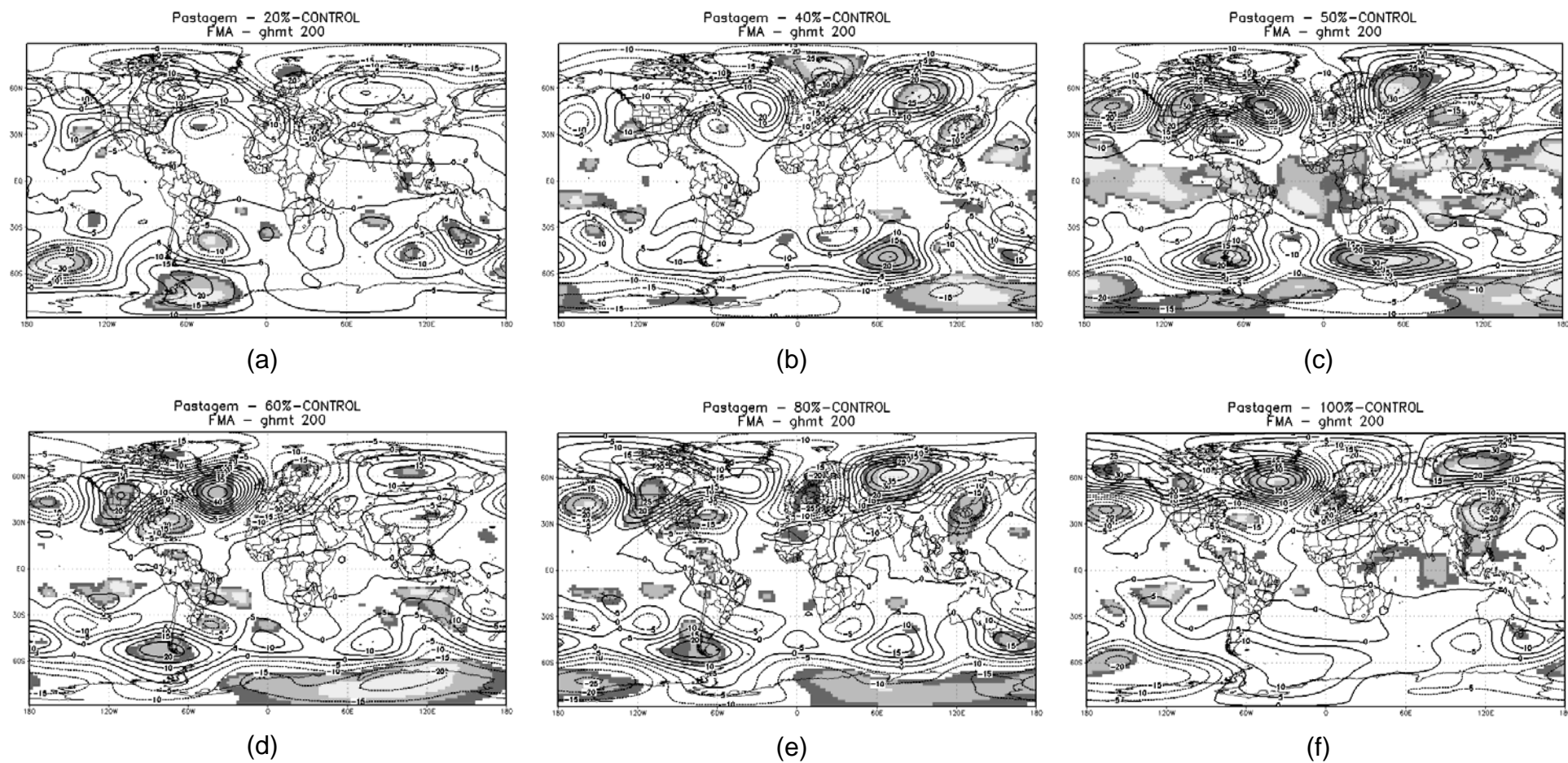


Fig. 6.12 - Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

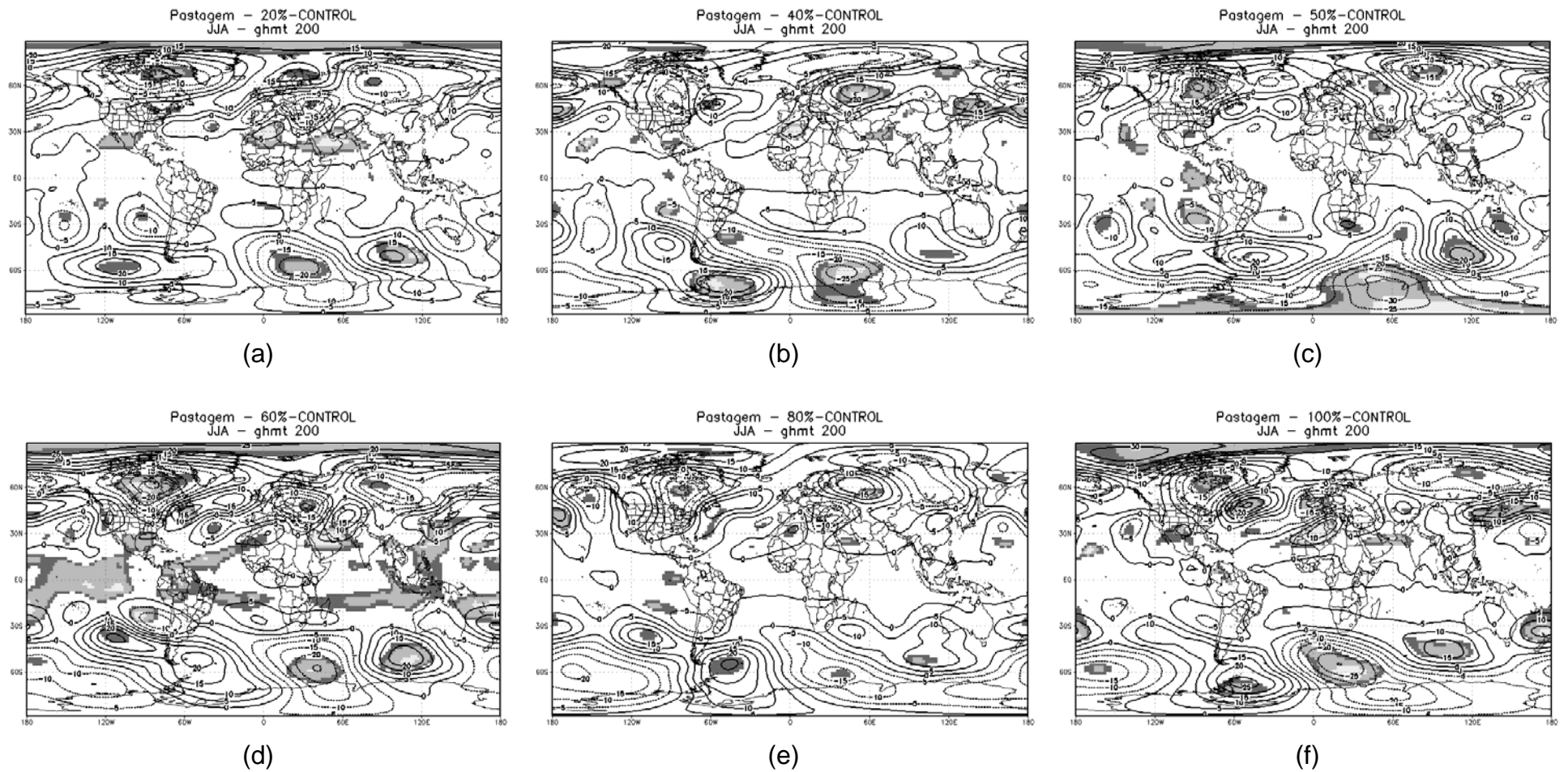


Fig. 6.13 - Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

Assim como em Correia (2005), nesse estudo o desflorestamento não induziu um resfriamento da camada superior da troposfera nos trópicos em torno da Amazônia, como pode ser observado nas anomalias de altura geopotencial em 200 hPa e pressão atmosférica à superfície (Figuras 6.10 a 6.13). Sud et al. (1996), avaliando o impacto do desflorestamento na Amazônia, África e Ásia, observaram um resfriamento nos trópicos, na América Central e sobre o oceano próximo as áreas desflorestadas. Segundo os autores, isso acontece em decorrência da redução da energia estática úmida que, por sua vez, é causada pela redução dos fluxos de calor à superfície. A anomalia no geopotencial não correspondeu bem com as anomalias no campo da pressão à superfície sobre a Amazônia, onde se esperava uma redução no geopotencial. De maneira diferente acontece sobre a Antártica, onde existe boa relação entre as anomalias de geopotencial em 200hPa e a pressão atmosférica à superfície, sugerindo a existência de uma estrutura barotrópica nas anomalias de circulação.

A redução da altura geopotencial observada em vários estudos de desflorestamento de grande escala nos trópicos pode ser explicado pelo mecanismo proposto por Eltahir 1996. Segundo este mecanismo, o desflorestamento modifica o balanço de energia na superfície e reduz o saldo de radiação. Essa redução no saldo de radiação deve conduzir a uma redução do fluxo total de calor da superfície, incluindo os fluxos latente e sensível. Isso por sua vez, leva a uma redução na entropia da camada limite. A redução da entropia modifica o perfil vertical de temperatura e causa resfriamento nos altos níveis sobre a área desflorestada em relação à área ao redor. Para manter o equilíbrio térmico, a coluna é aquecida adiabaticamente através do movimento de subsidência sobre a área desflorestada. O princípio de conservação de massa sugere que a subsidência é consistente com uma circulação convergente nos altos níveis e divergente a camada limite. Comparando com o presente estudo, essa circulação divergente em baixos níveis não se apresentou, uma vez que se verificou um aumento na convergência horizontal e da altura geopotencial, mesmo que tenha havido diminuição do saldo de radiação.

No entanto, existem mecanismos restauradores que podem inibir o efeito descrito acima. A redução do calor latente, e conseqüentemente da evapotranspiração, no desflorestamento poderiam aumentar a temperatura à superfície e o fluxo de calor sensível, o que aqueceria a baixa troposfera. Isso geraria uma baixa térmica em superfície relativamente à vizinhança; associada à baixa surgiria uma convergência de massa de ar em baixos níveis. Além disso, como mencionado anteriormente, na resposta da atmosfera tropical ao desflorestamento na Amazônia dois mecanismos competem entre si: a circulação convergente na camada limite governada pelo aumento na temperatura da superfície e a circulação divergente devido a correspondente redução na evapotranspiração e no aquecimento pela sua liberação de calor latente. Esses mecanismos podem ser usados para explicar os resultados observados nos experimentos de desflorestamento realizados nesse estudo.

6.2 – Impactos Remotos dos Desflorestamentos – Substituição da Floresta Amazônica por Pastagem Degradada – Cenários Aleatórios

Os impactos remotos dos desflorestamentos, com substituição da floresta amazônica por pastagem degradada utilizando os cenários aleatórios são muito semelhantes aos resultados obtidos com os experimentos com cenários “realísticos”. A semelhança ocorre a partir da taxa de 40% de desflorestamento. A Figura 6.14 apresenta, para cada um dos experimentos onde a floresta amazônica foi substituída por pastagem degradada (cenários aleatórios), o número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) ao longo de um ano da anomalia de precipitação. Analisando a Figura, nota-se que com 20% de taxa de desflorestamento os impactos são pequenos e aparecem em áreas esparsas. A partir de 40% de taxa de desflorestamento os resultados se assemelham aos resultados obtidos com os experimentos com cenários “realísticos”, com os principais impactos ocorrendo à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, principalmente no centro-norte da América do Sul e vizinhanças (Figura 6.14). Uma diferença marcante entre os experimentos com cenários “realísticos” e os cenários

aleatórios aparece no Pacífico Equatorial Leste, onde os principais sinais da anomalia positiva de precipitação ocorrem a partir da taxa de 60% de desflorestamento e não 40%. Nesta Seção não foi apresentada nenhuma análise das 6 regiões discutidas na Seção 6.1, pois os resultados são muito semelhantes.

Em relação aos movimentos verticais, também os resultados são muito semelhantes para taxas de desflorestamento igual ou superior a 40%. Em média anual (Figura 6.15) nota-se que entre o Equador e cerca de 20°N há anomalias positivas, ou seja, há diminuição do movimento vertical ascendente sobre esta região que é progressivo com o aumento da taxa de desflorestamento, embora o sinal seja um pouco mais fraco do que nos resultados com cenários “realísticos” em todos os cenários. O mesmo ocorre entre cerca de 45°N e 65°N o que poderia explicar a diminuição da precipitação no noroeste da Europa. No período úmido, diferentes dos experimentos com cenários “realísticos”, não há diminuição do movimento vertical em torno de 30°N (com exceção do cenário de desflorestamento extremo), e por isso não há diminuição da precipitação no sudeste dos Estados Unidos, como discutido na Seção 6.1.1. O aumento do movimento vertical próximo do equador, que nos experimentos com cenários “realísticos” aparece em torno de 10°S, neste caso aparecem em torno do equador, principalmente a partir da taxa de 50% de desflorestamento (Figura 6.16).

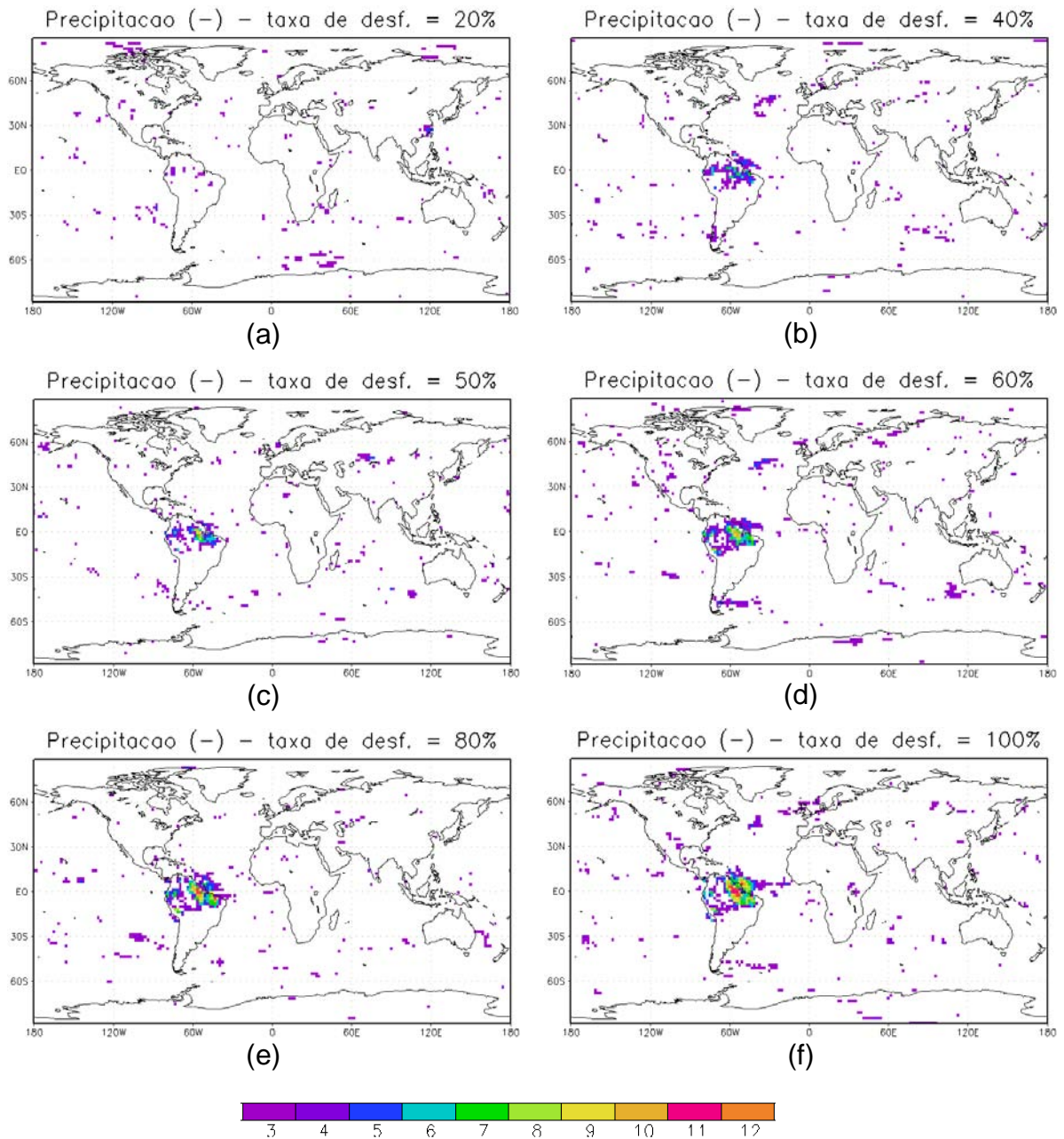


Fig. 6.14 - Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da precipitação, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por pastagem degradada) para os cenários aleatórios de 20% (a e g); 40% (b e h); 50% (c e i); 60% (d e j); 80% (e e k) e 100% (f e l). (Continua).

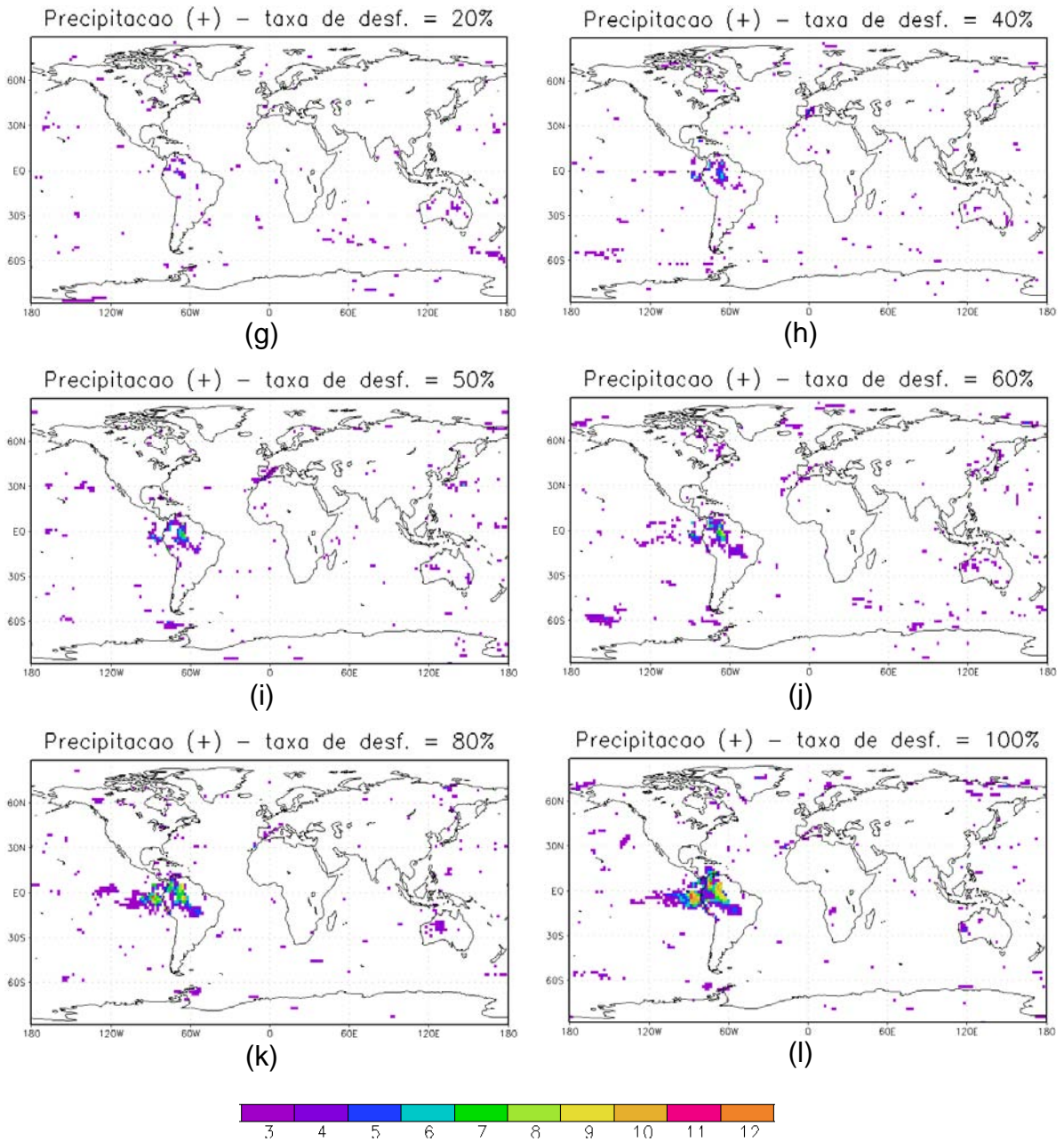


Fig. 6.14 – Conclusão.

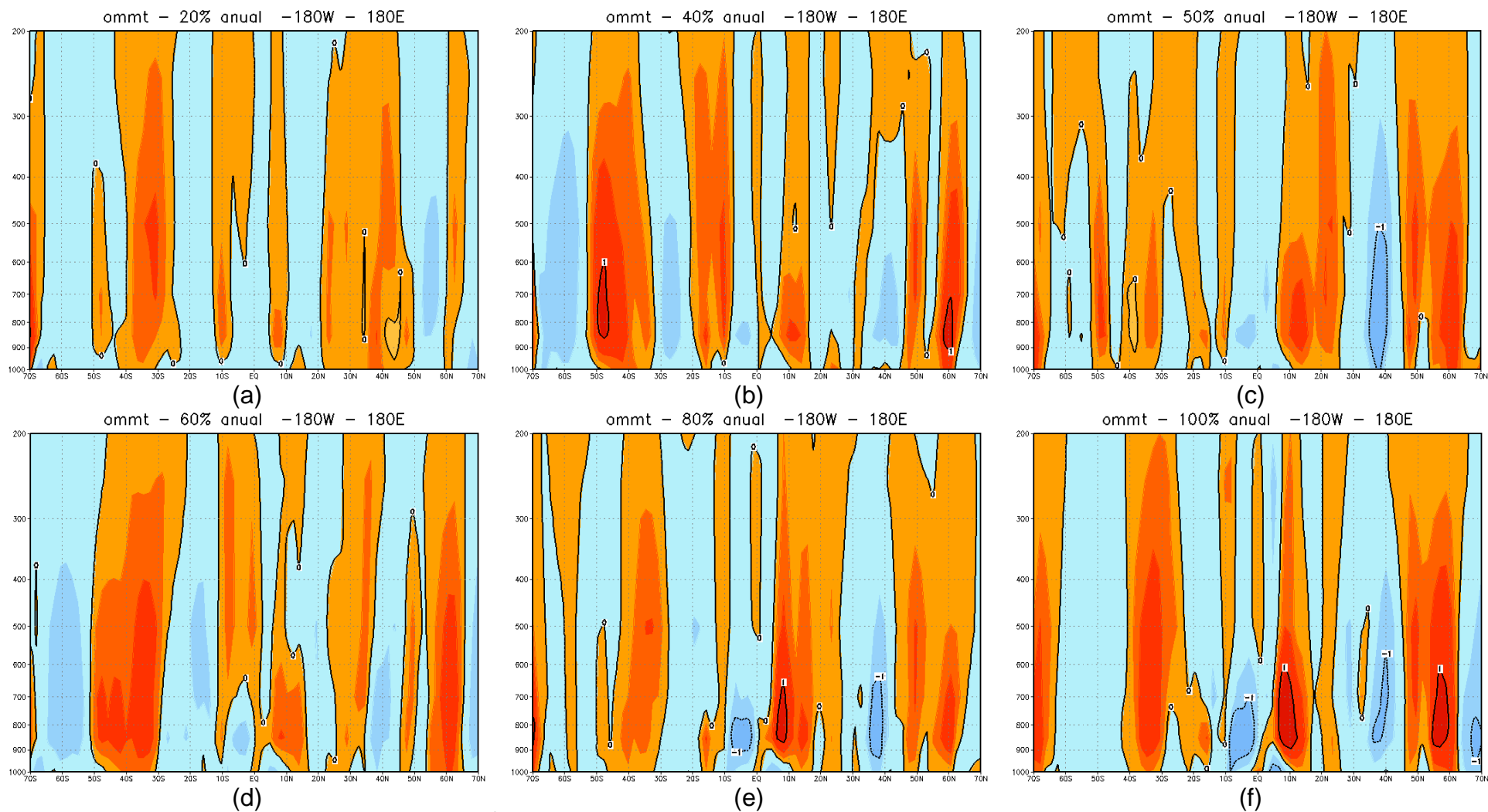


Fig. 6.15 - Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) em média anual na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.

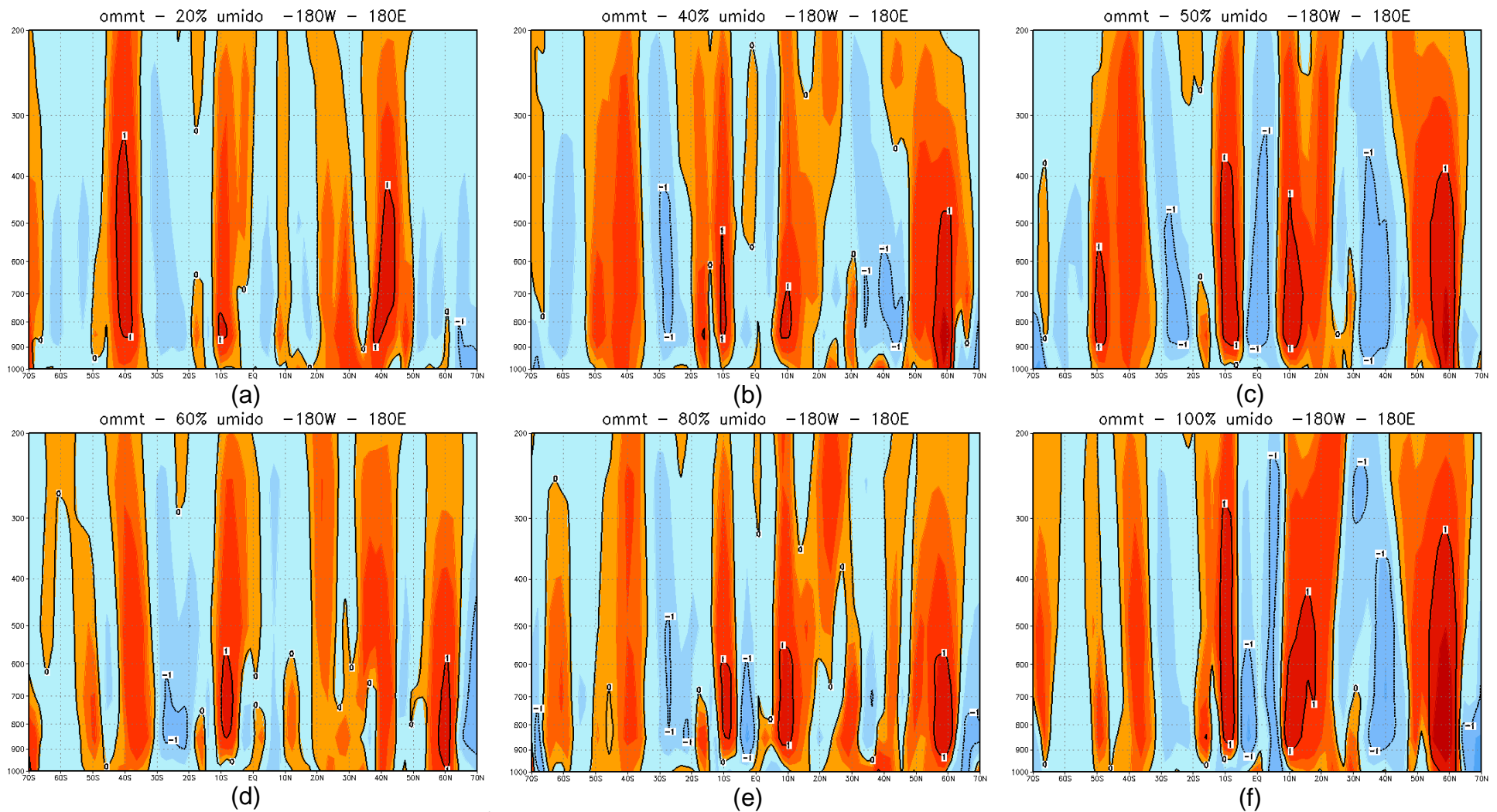


Fig. 6.16 - Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.

Em relação à circulação zonal, os resultados também são semelhantes aos experimentos com cenários “realísticos”, porém o sinal é mais fraco. Por exemplo, em média anual, os resultados para a taxa de desflorestamento de 60% se assemelham aos resultados obtidos com taxa de 40% com cenários “realísticos”, o que indica que o padrão de desflorestamento tem grande influência nos resultados obtidos. Entretanto, o padrão apresentado é o mesmo, com aumento do movimento ascendente no oeste da Amazônia, associado ao aumento de precipitação, como discutido no Capítulo 4, principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 50% (Figuras 6.17 e 6.18). O mesmo ocorre no período úmido no Pacífico Leste, o que induziu ao aumento de precipitação na região. Por outro lado, no leste da Amazônia, com máximo em torno de 40°W-50°W, há diminuição do movimento vertical, inclusive com subsidência sobre a região o que também explica a redução da precipitação no leste da Amazônia, também principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 50%. O aumento do movimento vertical no oeste da América do Sul, em torno de 90°W-100°W (Pacífico Leste) durante o período úmido também explica o aumento da precipitação nesta região (Figuras 6.18).

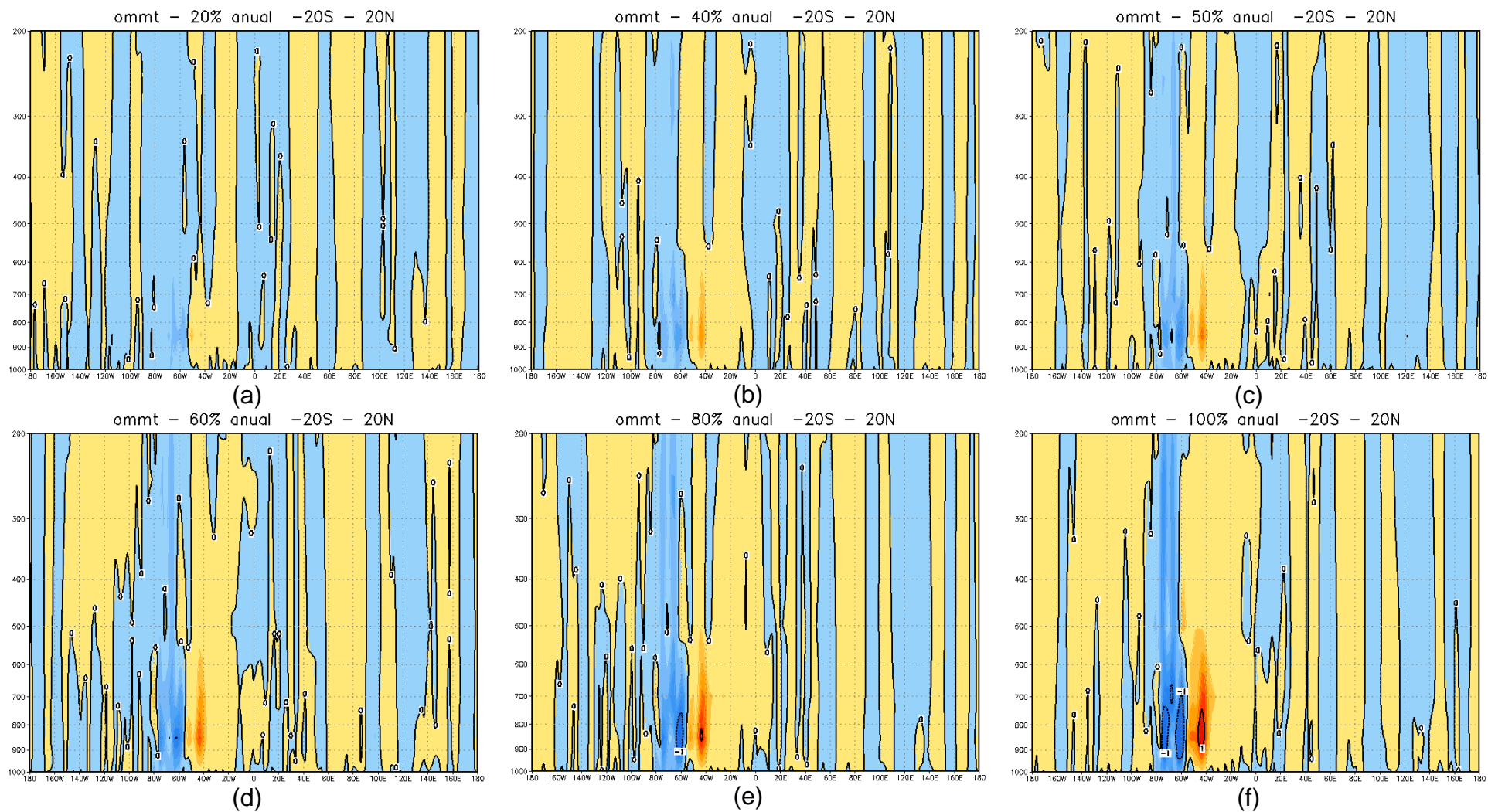


Fig. 6.17 - Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) em média anual na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.

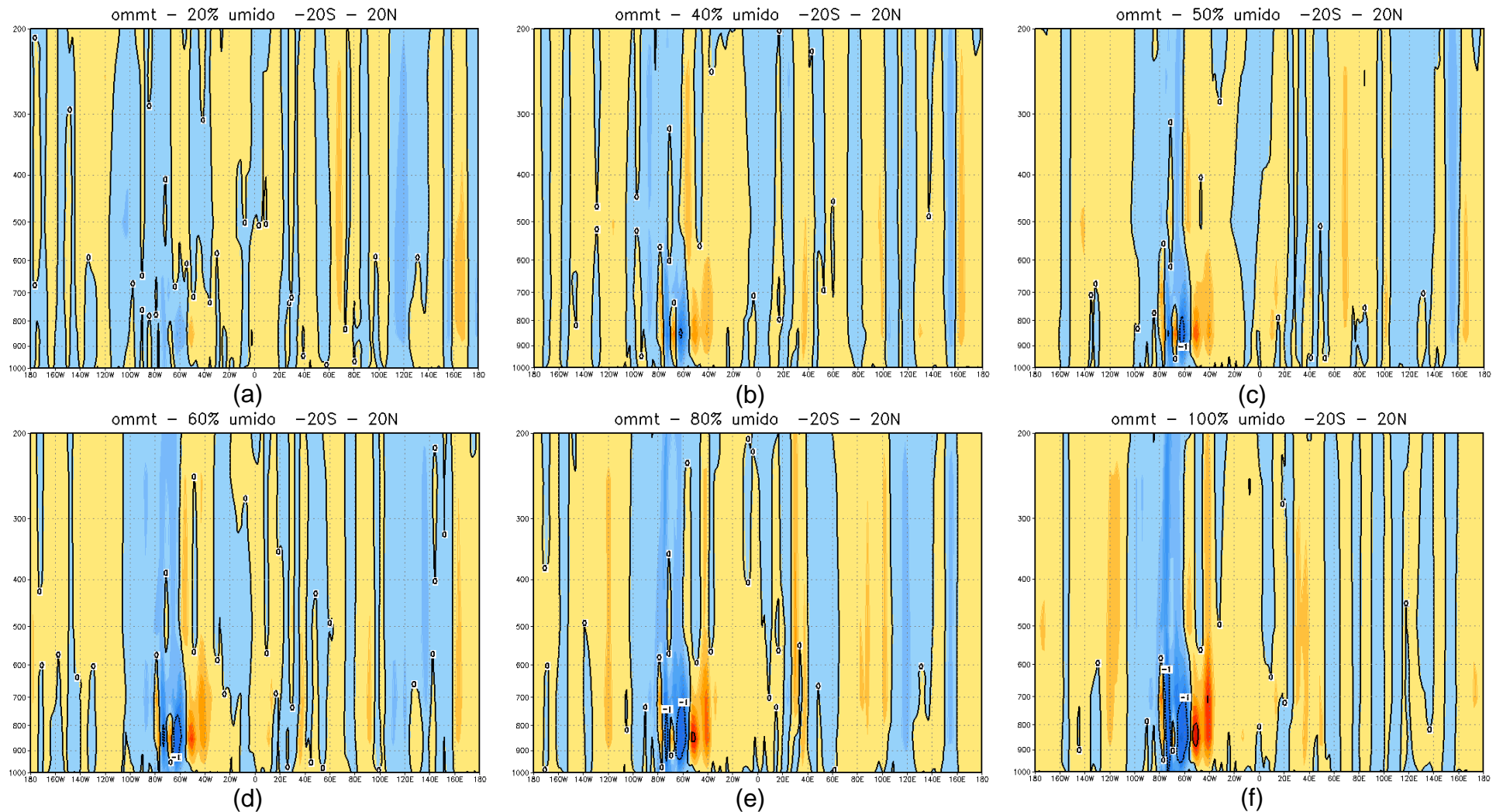


Fig. 6.18 - Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%.

Em relação à componente zonal do vento em 850 hPa (Figura 6.19), observa-se padrão semelhante de anomalias negativas no nordeste da América do Sul, porém com impacto menor, em virtude do padrão de desflorestamento, como discutido no Capítulo 4. A intensificação da componente zonal do vento nesta região também ocorre a partir da taxa de 40% de desflorestamento com aumento (anomalias mais negativas) também no Atlântico em torno do equador. Em relação ao padrão de persistência das anomalias positivas do vento zonal em 850 hPa, observa-se que a partir da taxa de 40% de desflorestamento há aumento da anomalia positiva do vento zonal, ou seja, há diminuição da intensidade do vento na região o que também concorda com o aumento do movimento ascendente e a ocorrência de precipitação na região, embora esta última ocorra principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 50%. Como discutido na Seção 6.1, aparentemente, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, há modificação da célula de Walker (como discutido acima) e então no Pacífico Equatorial leste surge um padrão de variabilidade que é semelhante ao padrão do fenômeno El Niño, com enfraquecimento dos ventos alísios, movimento ascendente e aumento da precipitação na região (Figura 6.19 g, h, i, j, k, l).

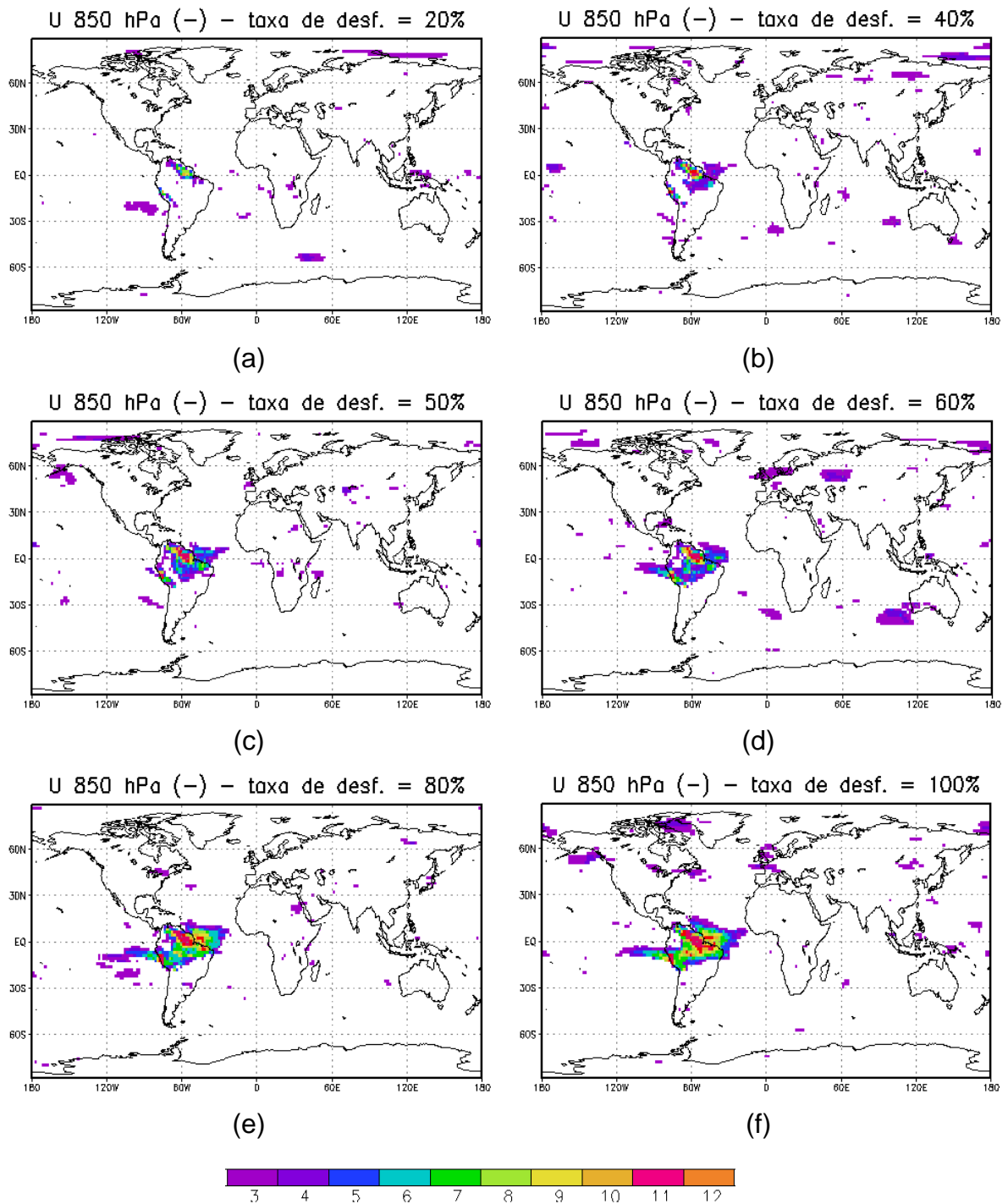


Fig. 6.19 - Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da componente zonal do vento em 850 hPa, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por pastagem degradada) para os cenários “realísticos” de 20% (a e g); 40% (b e h); 50% (c e i); 60% (d e j); 80% (e e k) e 100% (f e l). (Continua).

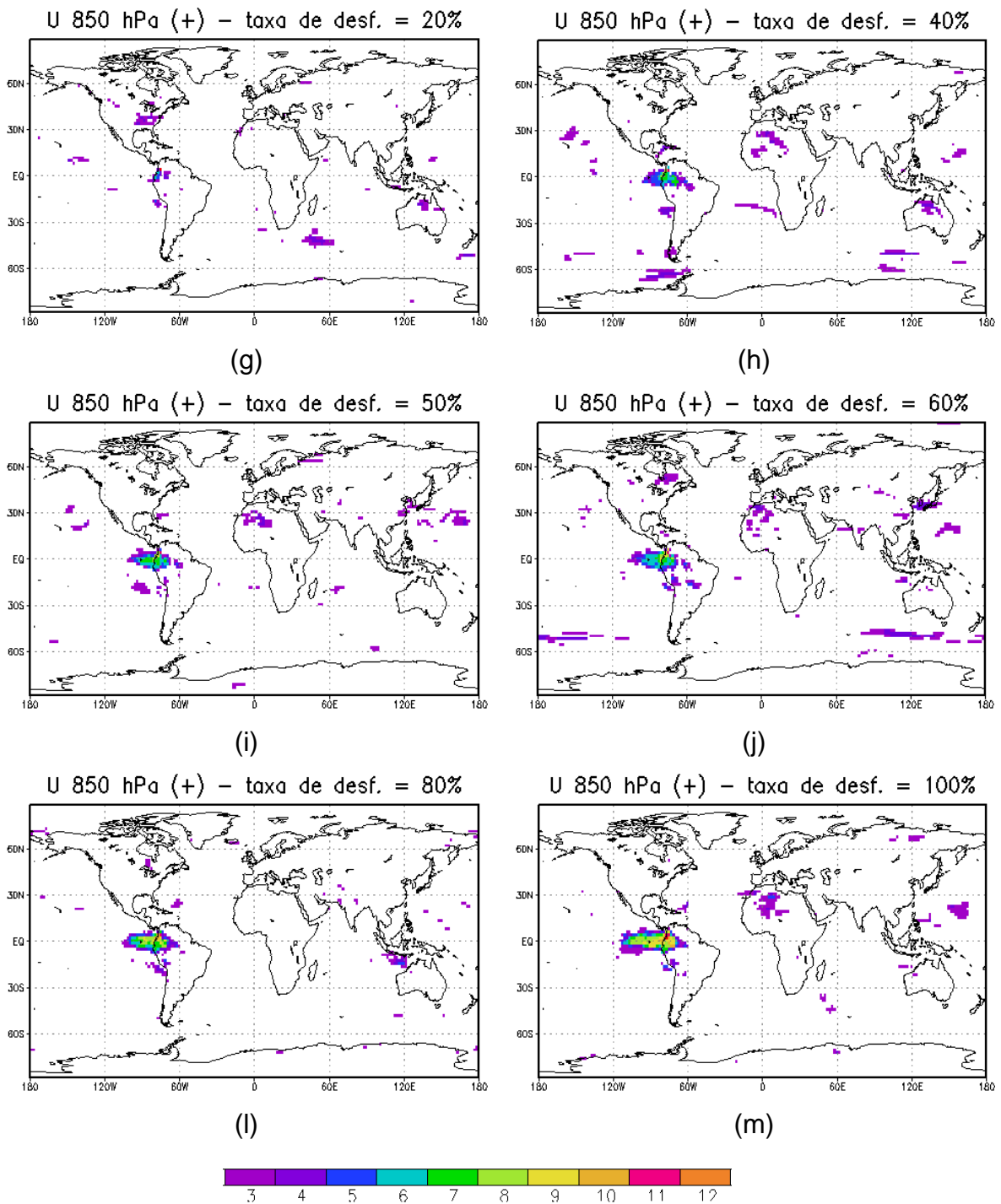


Fig. 6.19 – Conclusão.

Ao analisar os campos globais de pressão atmosférica e geopotencial em 200 hPa, nos períodos úmido e seco, observam-se mudanças estatisticamente significativas (teste t de Student) em latitudes médias e altas. Analisando o período úmido, observa-se que a partir de 50% de desflorestamento - porém

com sinal fraco que é mais claro para a taxa de 80% de desflorestamento - um padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão PNA (Pacific North-America, em inglês, WALLACE E GUTZLER, 1981), com anomalias negativas de geopotencial no oeste dos Estados Unidos, anomalias positivas de geopotencial no centro-oeste da América do Norte e anomalias negativas de geopotencial no leste/sudeste da América do Norte (Figuras 6.20 e 6.22). Da mesma forma, porém com menor significância estatística, observa-se padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão NAO (North Atlantic Oscillation, em inglês – WALLACE E GUTZLER, 1981; BARNSTON E LIVEZEY, 1987), com anomalia de geopotencial e pressão acima do normal nas altas latitudes do Atlântico Norte e abaixo do normal no centro do Atlântico Norte, leste dos Estados Unidos e oeste da Europa (Figuras 6.20 e 6.22). Como os sinais são mais fracos do que os observados nos experimentos com cenários “realísticos”, estas mudanças no padrão de circulação de grande escala não induzem mudanças de precipitação no leste da América do Norte. Já para o oeste da Europa ocorrem a partir da taxa de 60% de desflorestamento, porém com sinal não muito persistente, pois com 80% de taxa de desflorestamento o sinal da anomalia de precipitação desaparece (Figura 6.14). No período seco (Figuras 6.21 e 6.23), inverno no Hemisfério Sul, da mesma forma que nos experimentos com cenários “realísticos” observa-se um “trem de ondas”, a partir dos campos de altura geopotencial em 200 hPa para taxas igual ou superiores a 20% de desflorestamento, desde o leste da Austrália e Indonésia, se dirigindo para o sul com centro de anomalias positivas de geopotencial em 200 hPa ao sul da América do Sul, anomalias negativas ao sul da África e anomalias positivas no sudeste do Índico, com centro em torno de 45°S-50°S. Este padrão se assemelha ao padrão de teleconexão PSA (Pacific South Atlantic, MO E GHIL, 1987). Adicionalmente nota-se padrão de onda 3 nas altas latitudes no Hemisfério Sul em todos os experimentos.

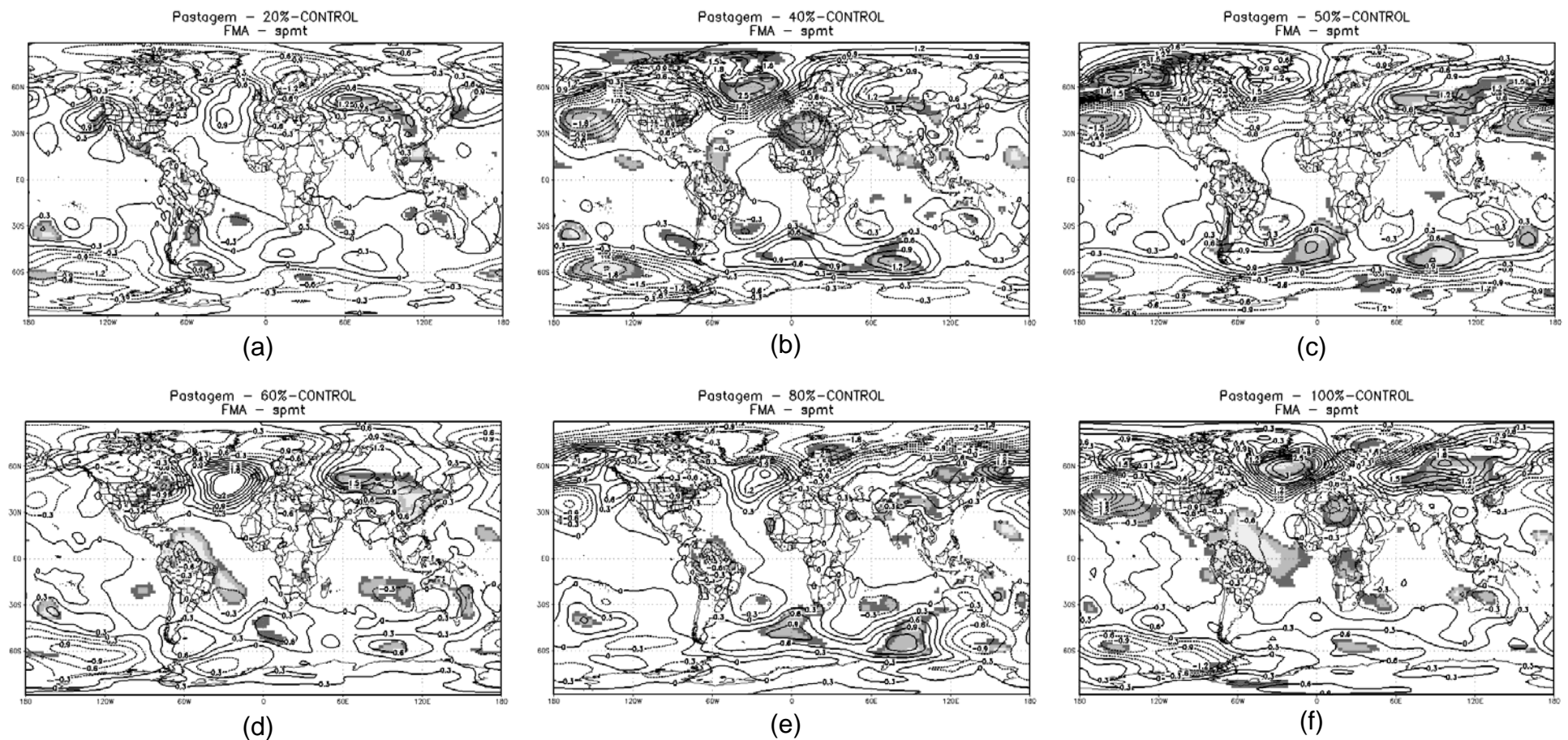


Fig. 6.20 - Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

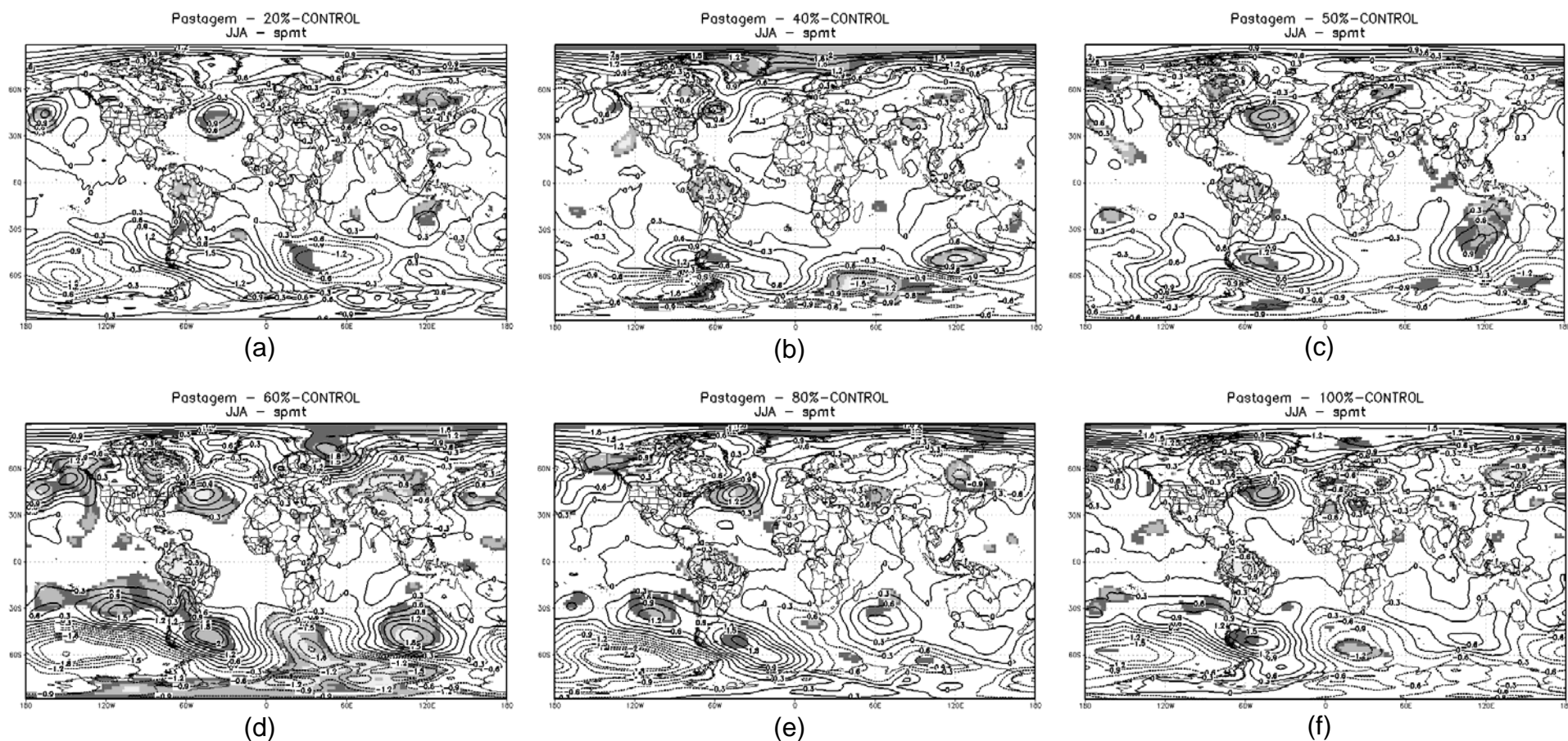


Fig. 6.21 - Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

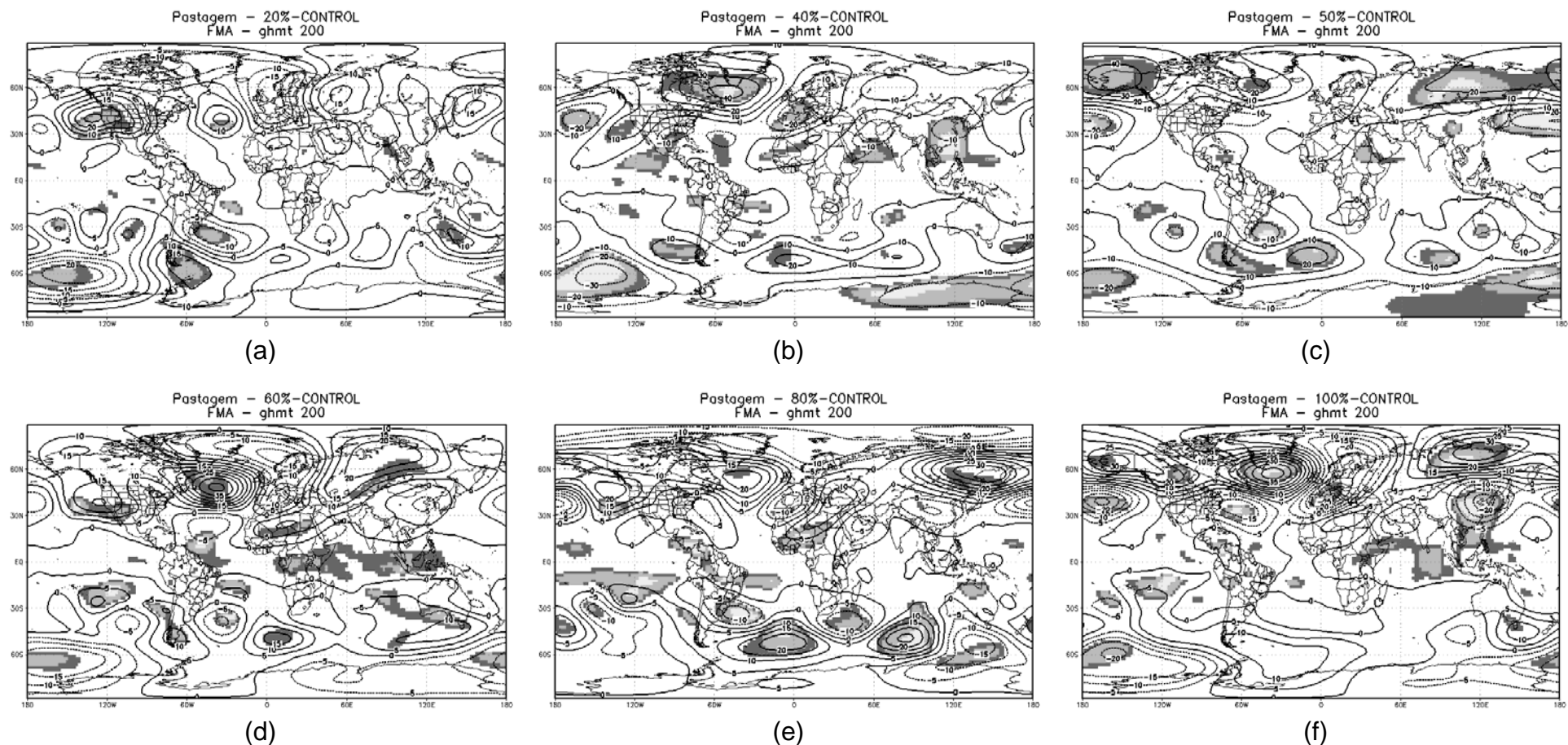


Fig. 6.22 - Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

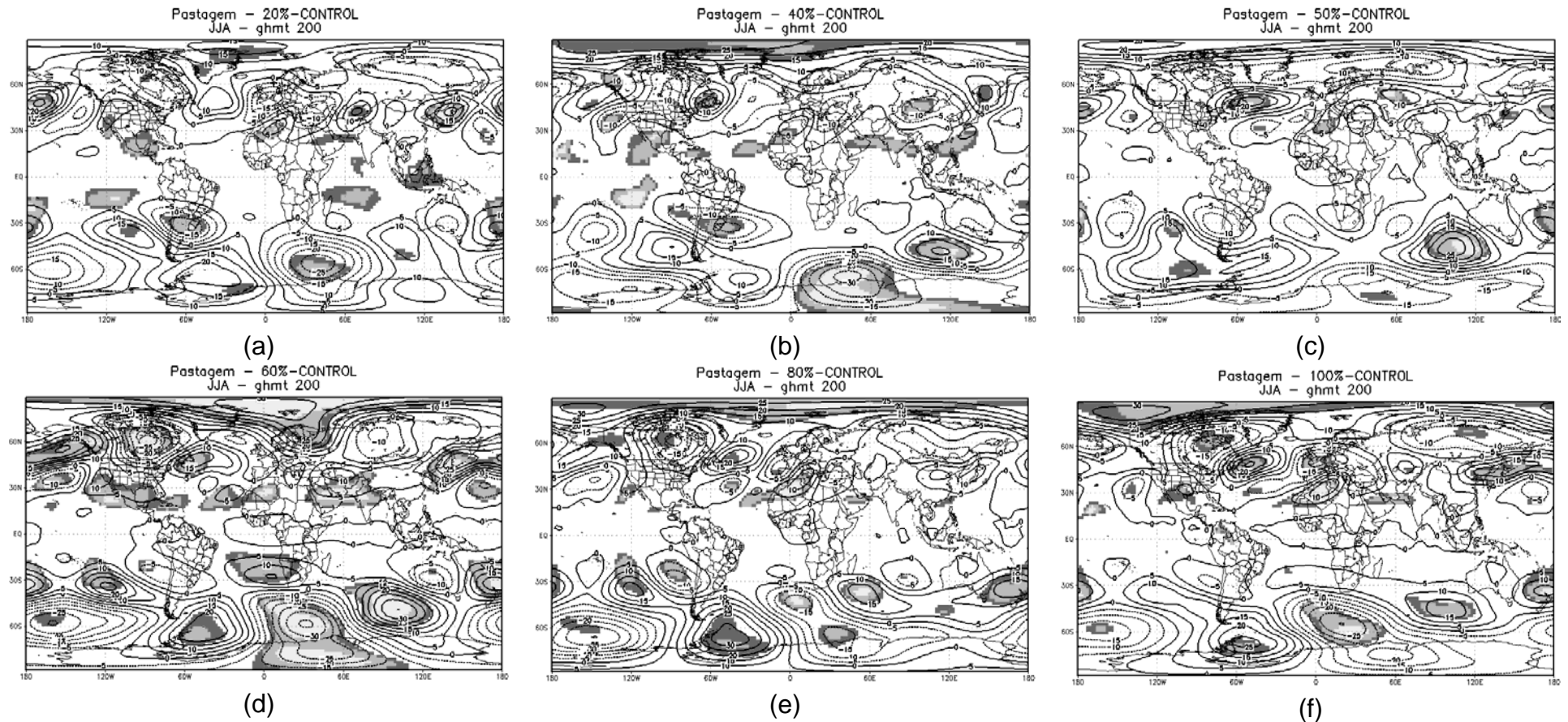


Fig. 6.23 - Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 40%; (c) 50%; (d) 60%; (e) 80% e (f) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

6.3 – Impactos Remotos dos Desflorestamentos – Substituição da Floresta Amazônica por Plantação de Soja – Cenários “Realísticos”

Como discutido no Capítulo 4, a soja tem porte menor do que a pastagem degradada, e como em metade do ano o solo fica sem cobertura vegetal, os impactos da substituição da floresta Amazônica por plantação de soja no clima regional são mais pronunciados do que quando há substituição da floresta por pastagem degradada. Da mesma forma, os impactos remotos também são mais pronunciados dos que nos experimentos com pastagem. Na Figura 6.24 observa-se que a persistência de anomalias negativas de precipitação ocorre em área maior em torno da América do Sul do que nos experimentos com pastagem degradada, mesmo no cenário de 20% de taxa de desflorestamento. Da mesma forma, a diminuição da precipitação no leste da Amazônia e na região da ZCIT no Atlântico Equatorial é mais definida. Da mesma forma, a persistência de anomalias positivas de precipitação no oeste da Amazônia e ao longo do Pacífico Equatorial é maior em intensidade e área. Entretanto, no sudeste do Estados Unidos, e no noroeste da África e sudoeste da Europa o sinal é fraco ou não é persistente (Figura 6.24)

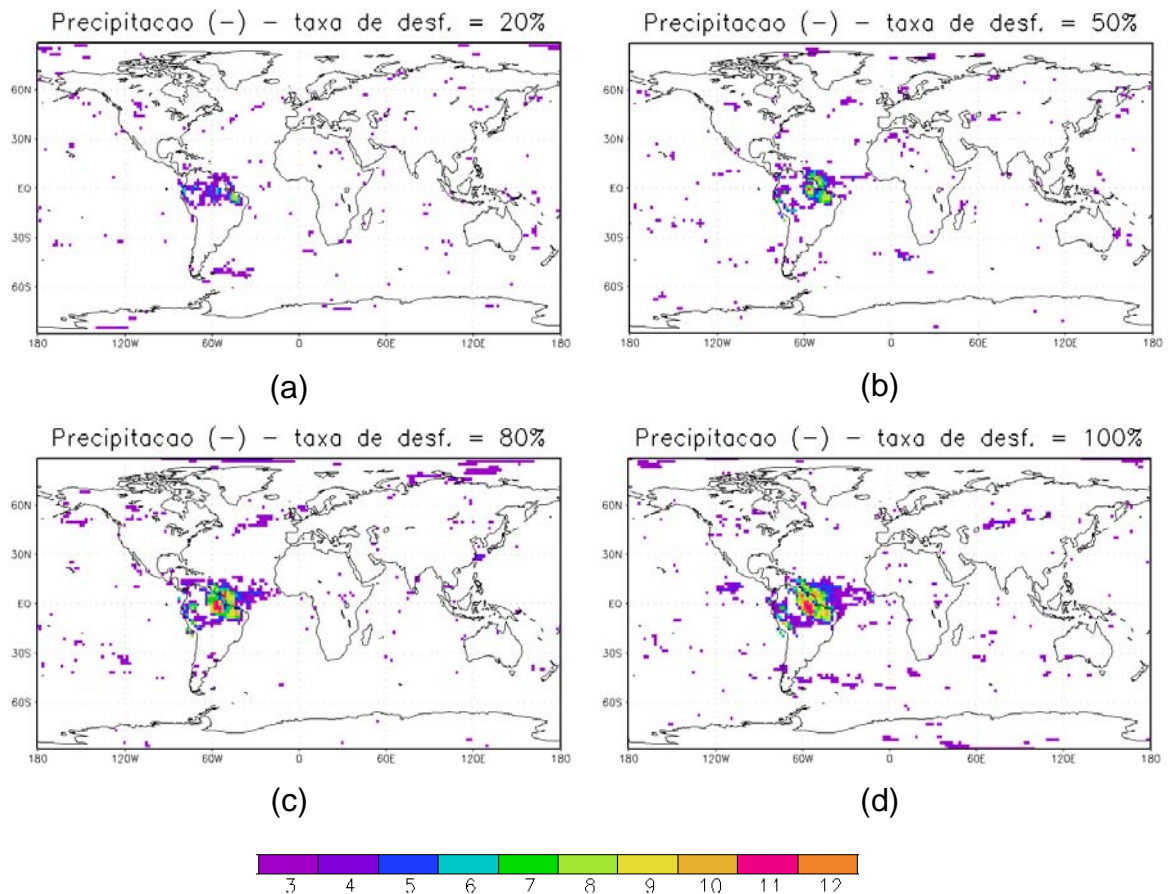


Fig. 6.24 - Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da precipitação, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por plantação de soja) para os cenários “realísticos” de 20% (a e e); 50% (b e f); 80% (c e g) e 100% (d e h). (Continua).

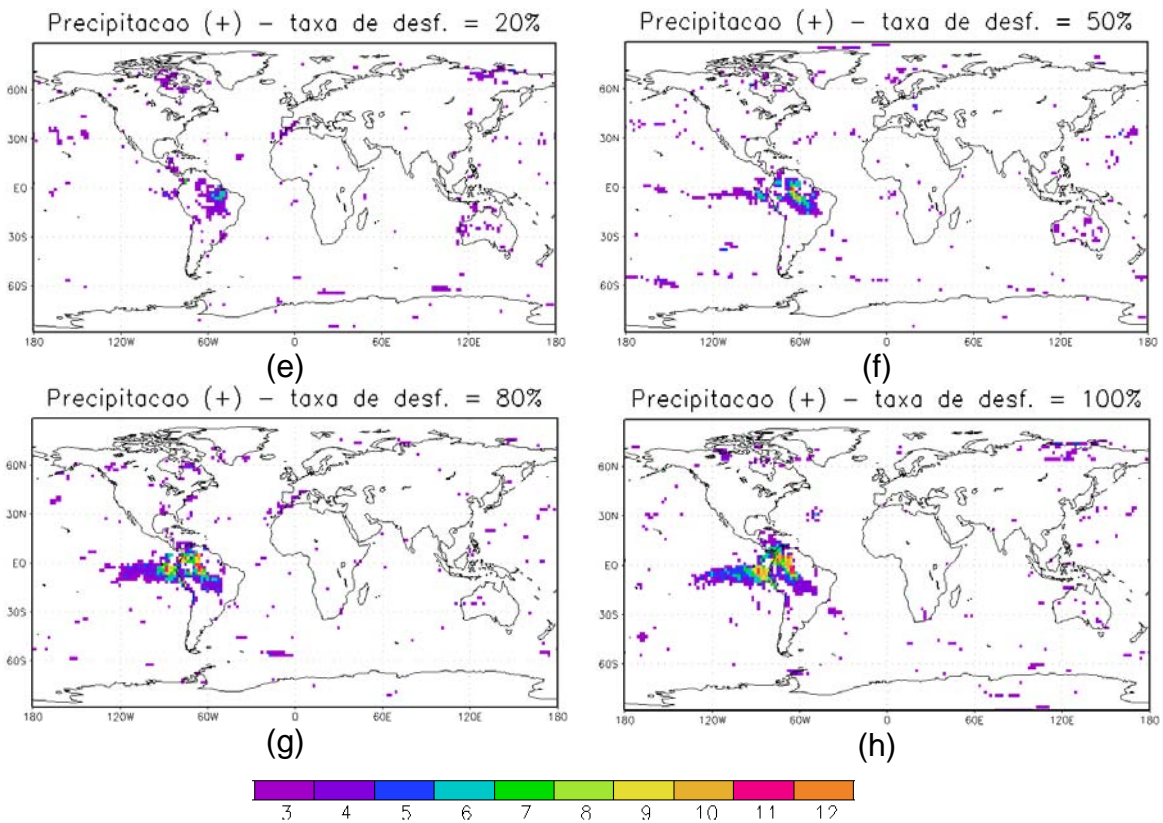


Figura 6.24 – Conclusão.

Em relação aos movimentos verticais, os resultados são muito semelhantes aos experimentos com pastagem degradada (cenários “realísticos”.) para taxas de desflorestamento igual ou superior a 50%. Em média anual (Figura 6.25) nota-se que entre o Equador e cerca de 20°N há anomalias positivas, ou seja, há diminuição do movimento vertical ascendente sobre esta região que é progressivo com o aumento da taxa de desflorestamento. O mesmo ocorre entre cerca de 45°N e 65°N o que poderia explicar a diminuição da precipitação no noroeste da Europa, ainda que o número de pontos de grade que aparecem na Figura 6.24 seja pequeno. A subsidência associada à célula de Hadley aumenta em torno de 40°S e de 20°N-30°N no período úmido (nesta última região com exceção do cenário de desflorestamento extremo), entretanto não se observa diminuição da precipitação no sudeste dos Estados Unidos, como discutido na Seção 6.1.1. O aumento do movimento vertical próximo do equador aparece entre o equador e em torno de 10°S, principalmente a partir da taxa de 50% de desflorestamento (Figura 6.16), o que explica, em parte, o aumento da precipitação no Pacífico Tropical Leste, junto à costa da América do Sul.

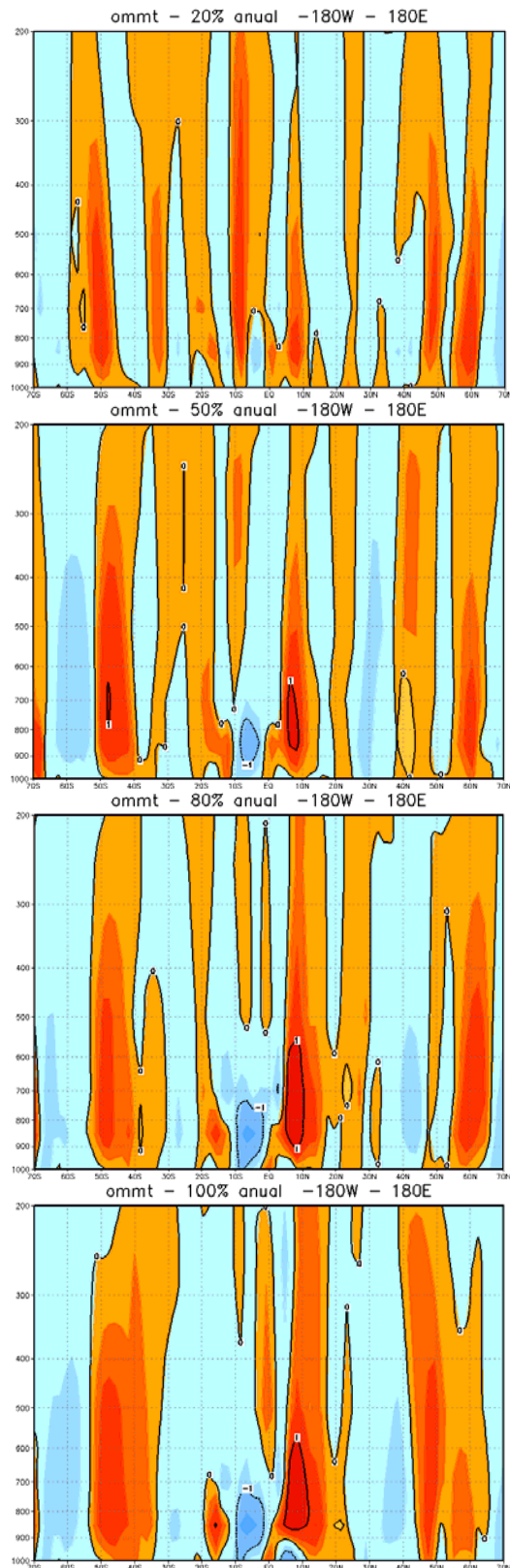


Fig. 6.25 – Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) em média anual na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%.

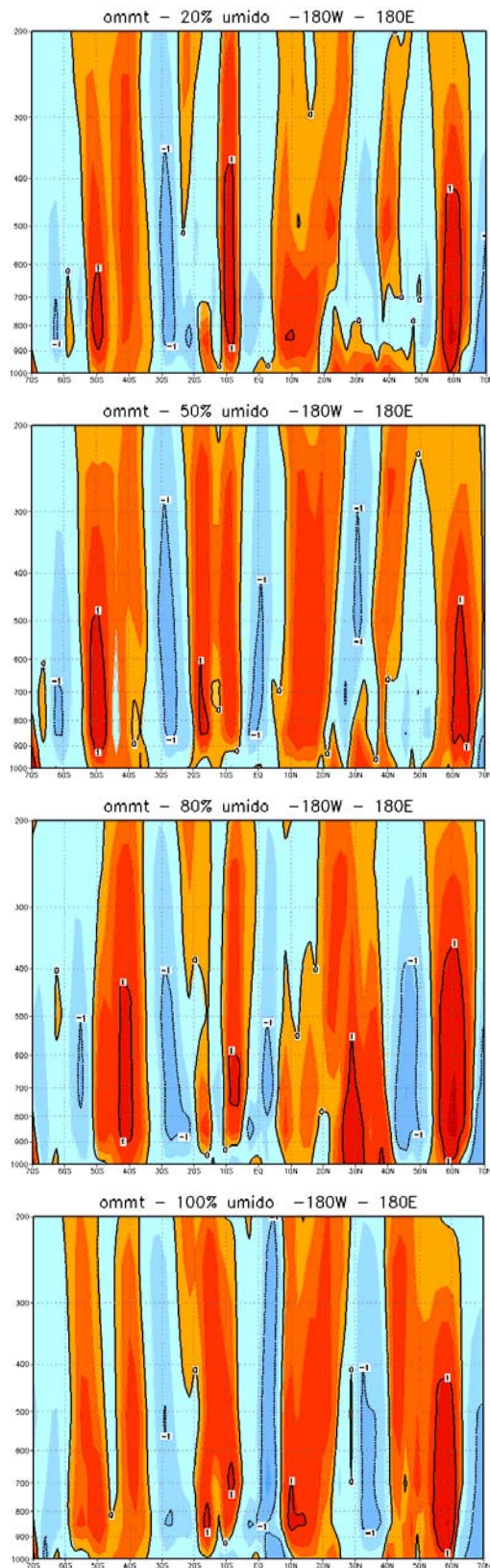


Fig. 6.26 – Mudanças na velocidade vertical (10^6 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 70°S a 70°N (média de 180°W a 180°E) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%.

Em relação à circulação zonal, os resultados também são semelhantes aos experimentos com pastagem e cenários “realísticos”, porém o sinal é mais intenso. Por exemplo, em média anual, os resultados para a taxa de desflorestamento de 20% se assemelham aos resultados obtidos com taxa de 40% com cenários “realísticos” (pastagem). O padrão apresentado é o mesmo, com aumento do movimento ascendente no oeste da Amazônia, associado ao aumento de precipitação, como discutido no Capítulo 4, principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 50% (Figuras 6.17 e 6.18). O mesmo ocorre no período úmido no Pacífico Leste, o que induziu ao aumento de precipitação na região. Por outro lado, no leste da Amazônia, com máximo em torno de 40°W-50°W, há diminuição do movimento vertical inclusive com subsidência sobre a região o que também explica a redução da precipitação no leste da Amazônia, também principalmente a partir da taxa de desflorestamento de 50%. O aumento do movimento vertical no oeste da América do Sul, em torno de 90°W-100°W (Pacífico Leste) durante o período úmido também explica o aumento da precipitação nesta região (Figuras 6.28).

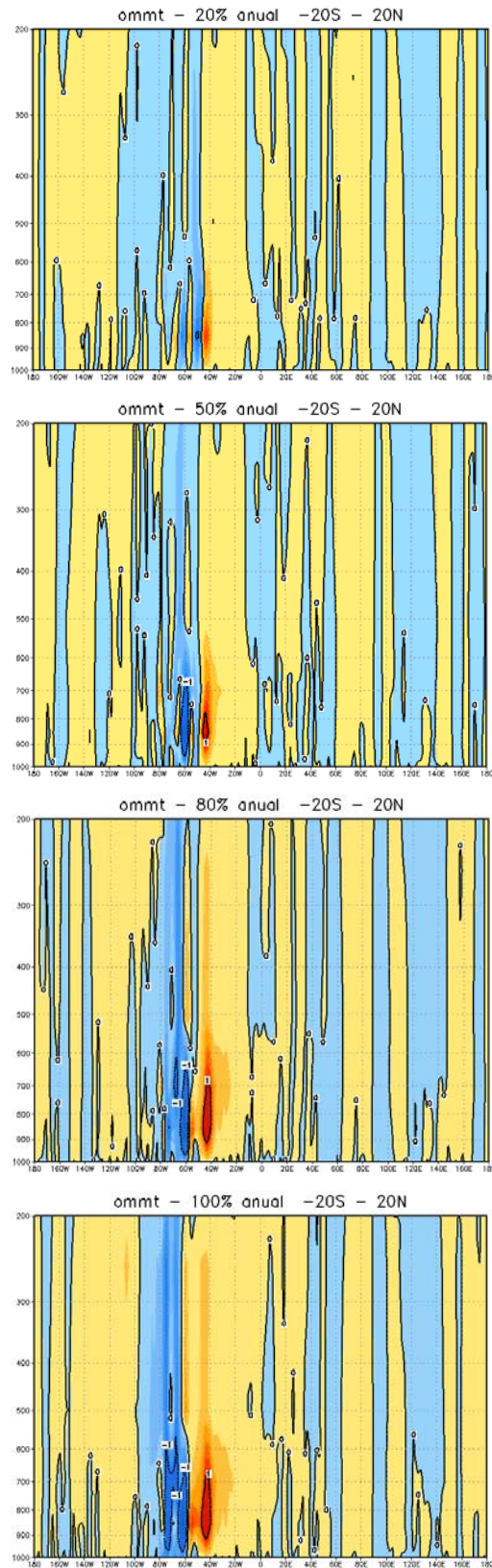


Fig. 6.27 – Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) em média anual na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%.

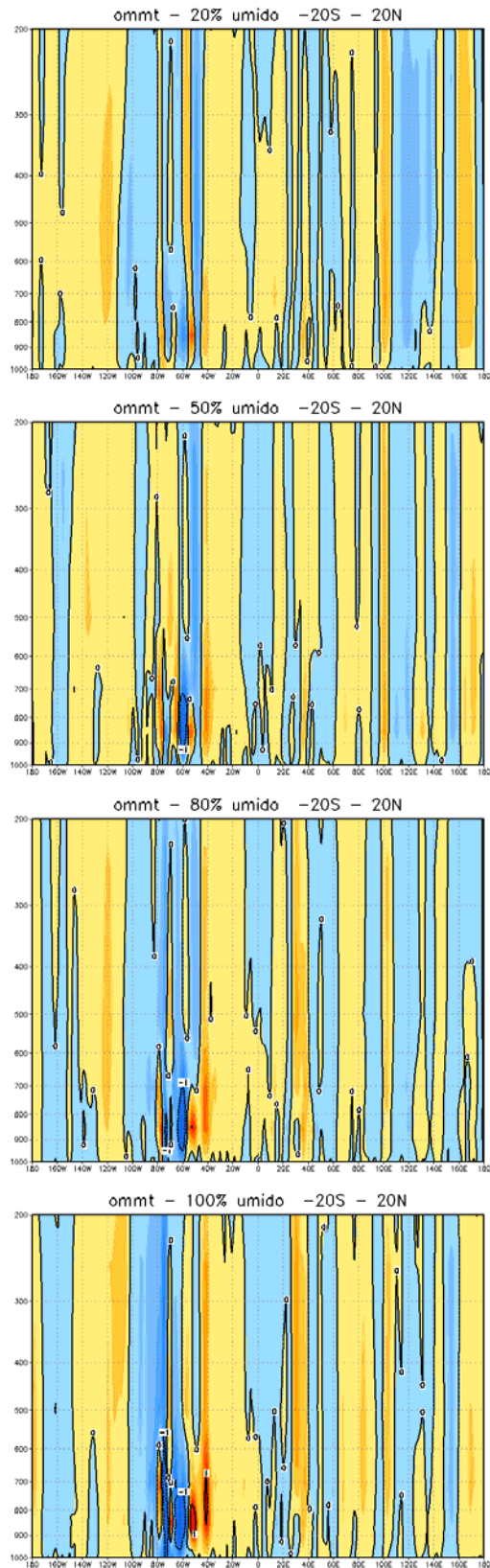


Fig. 6.28 – Mudanças na velocidade vertical (10^5 cbar/s) no período úmido na seção transversal de 180°W a 180°E (média de 20°S a 20°N) em relação ao controle para as taxas de desflorestamento de: (a) 20%; (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%.

Devido a diminuição da rugosidade, a persistência de anomalias negativas da componente zonal do vento em 850 hPa (Figura 6.29) é mais intensa no nordeste da América do Sul, e também sobre o Atlântico Equatorial, mesmo no cenário de 20% de taxa de desflorestamento. Em relação ao padrão de persistência das anomalias positivas do vento zonal em 850 hPa, observa-se que a partir da taxa de 50% de desflorestamento há aumento da anomalia positiva do vento zonal, ou seja, há diminuição da intensidade do vento na região o que também concorda com o aumento do movimento ascendente e a ocorrência de precipitação na região. Como discutido na Seção 6.1, aparentemente, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, há modificação da célula de Walker (como discutido acima) e então no Pacífico Equatorial leste surge um padrão de variabilidade que é semelhante ao padrão do fenômeno El Niño, com enfraquecimento dos ventos alísios, movimento ascendente e aumento da precipitação na região (Figura 6.29 e, f, g), que neste caso abrange uma área maior no Pacífico Tropical Leste.

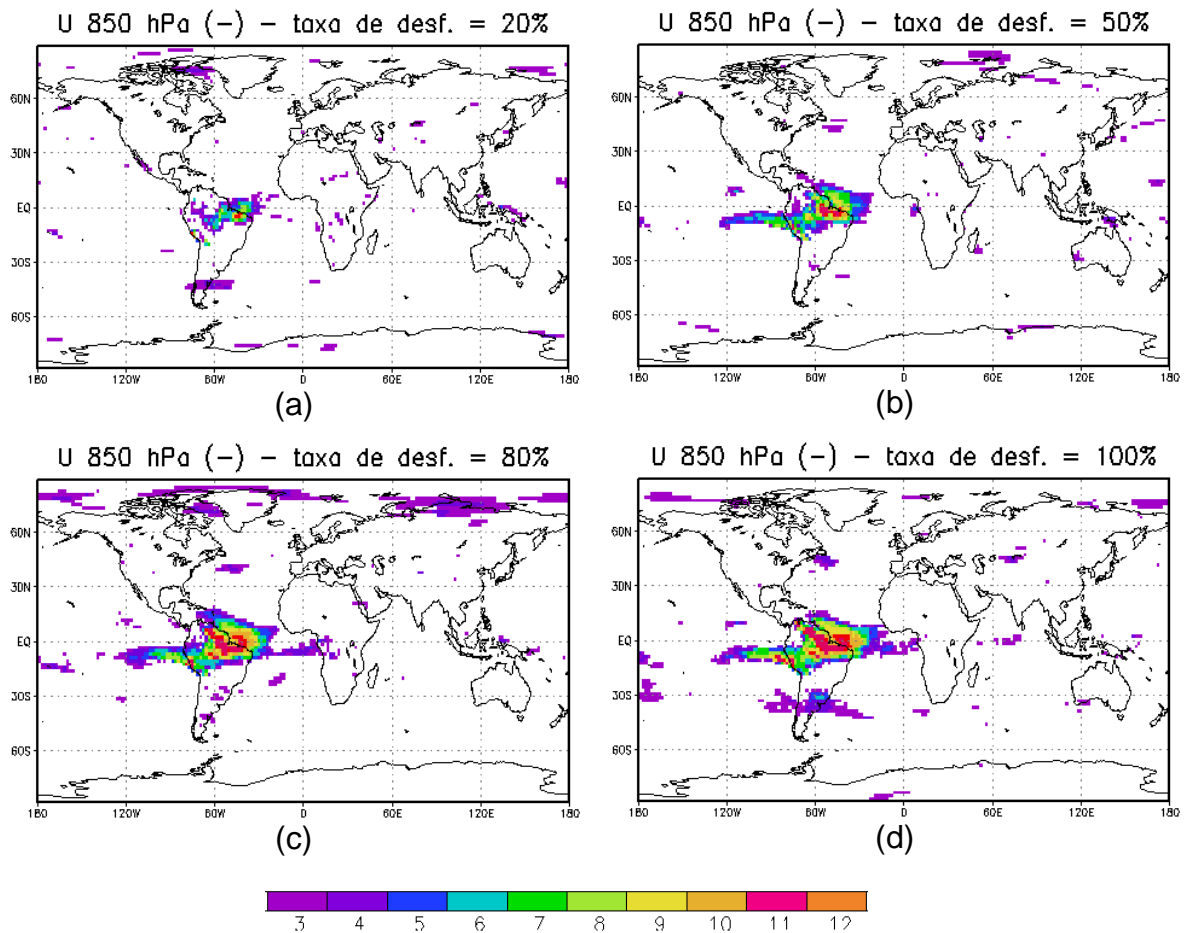


Fig. 6.29 – Número de meses com mudanças estatisticamente significativas (95% pelo teste t de Student) em 1 ano onde há decréscimo (a, b, c, d, e, f) ou aumento (g, h, i, j, k, l) da componente zonal do vento em 850 hPa, em relação ao controle, como um resultado do desflorestamento da Amazônia (substituição da floresta por plantação de soja) para os cenários “realísticos” de 20% (a e e); 50% (b e f); 80% (c e g); e 100% (d e h). (Continua).

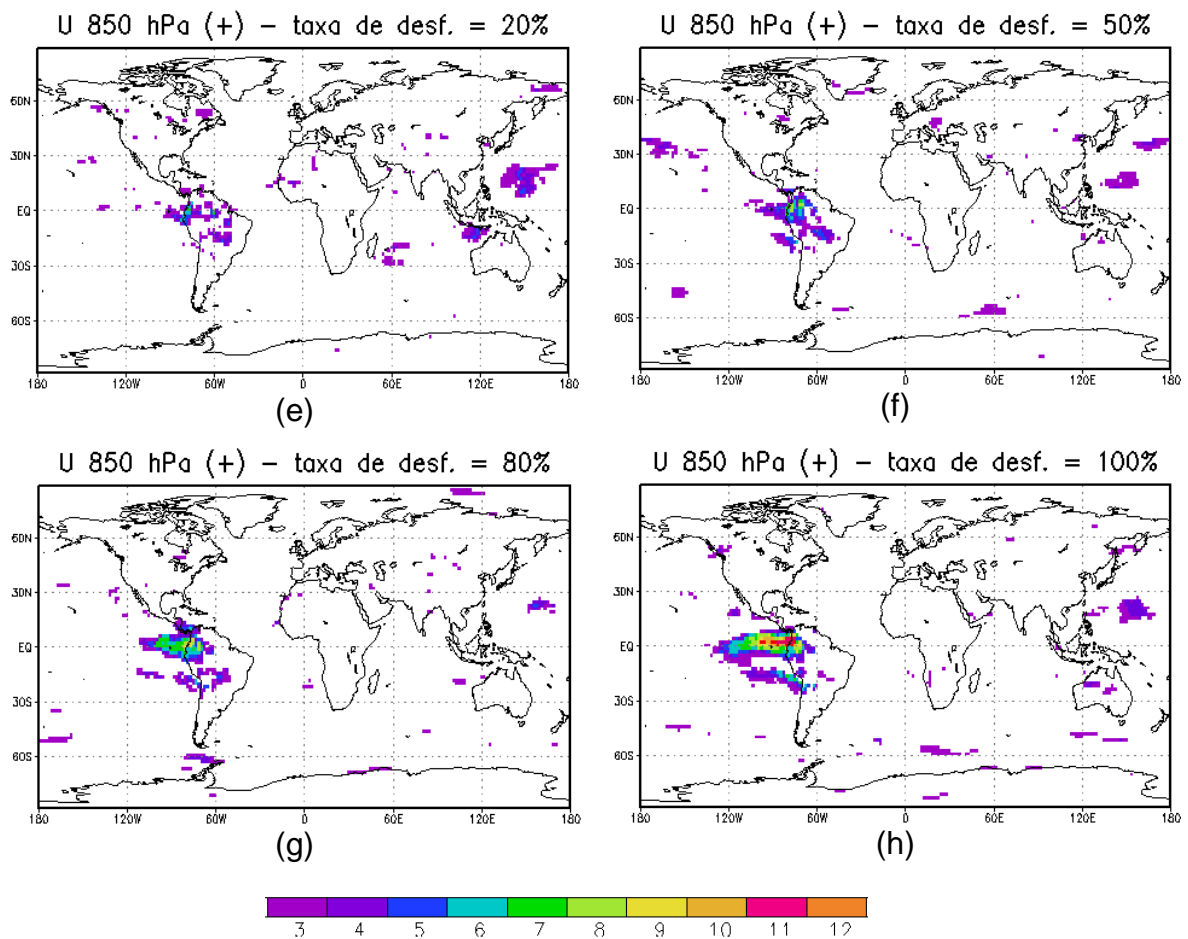


Fig. 6.29 – Conclusão.

A análise dos campos globais de pressão atmosférica e geopotencial em 200 hPa, nos períodos úmido e seco, indica que há mudanças estatisticamente significativas (teste t de Student) em latitudes médias e altas. No período úmido observa-se, desde a taxa de 20% de desflorestamento, um padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão PNA (Pacific North-America, em inglês, Wallace e Gutzler, 1981), com anomalias negativas de geopotencial no oeste dos Estados Unidos, anomalias positivas de geopotencial no centro-oeste da América do Norte e anomalias negativas de geopotencial no leste/sudeste da América do Norte (Figuras 6.30 e 6.32). Também observam-se mudanças estatisticamente significativas (teste t de Student) no Atlântico Norte e oeste da Europa, com padrão que se assemelha ao de teleconexão NAO (North Atlantic Oscillation, em inglês – Wallace e Gutzler, 1981; Barnston e Livezey, 1987), com anomalias positivas de geopotencial e pressão atmosférica em altas latitudes do Atlântico Norte e anomalias negativas no centro do Atlântico Norte,

leste dos Estados Unidos e oeste da Europa (Figura 6.30 e 6.32). Entretanto, no leste da América do Norte estes sinais são fracos e por isso não induziram mudanças de precipitação no leste da América do Norte. O mesmo ocorre em relação ao noroeste da África e sudoeste da Europa. No período seco (Figuras 6.31 e 6.33), inverno no Hemisfério Sul, da mesma forma que nos experimentos com cenários “realísticos” (pastagem) observa-se um “trem de ondas”, a partir dos campos de altura geopotencial em 200 hPa para taxas igual ou superiores a 20% de desflorestamento, desde o leste da Austrália e Indonésia, se dirigindo para o sul com centro de anomalias positivas de geopotencial em 200 hPa ao sul da América do Sul (diferenças menos significativas nos cenários de 50%, 80% e 100%), anomalias negativas ao sul da África e anomalias positivas no sudeste do Índico, com centro em torno de 45°S-50°S, o que se assemelha ao padrão de teleconexão PSA (Pacific South Atlantic, Mo e Ghil, 1987). Adicionalmente nota-se padrão de onda 3 nas altas latitudes no Hemisfério Sul nos experimentos de 20%, 50% e 100% e onda 4 no experimento de 80%.

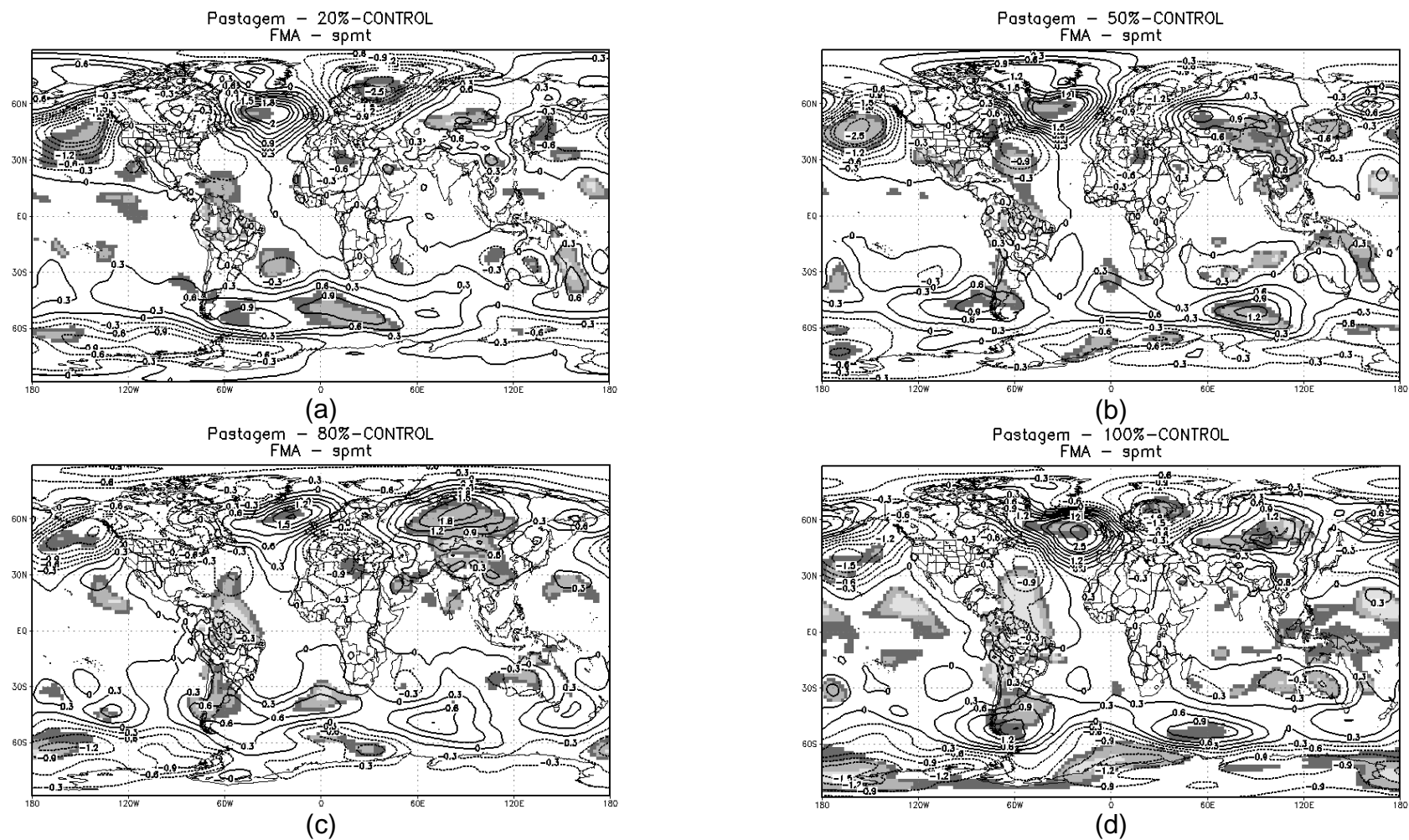


Fig. 6.30 – Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

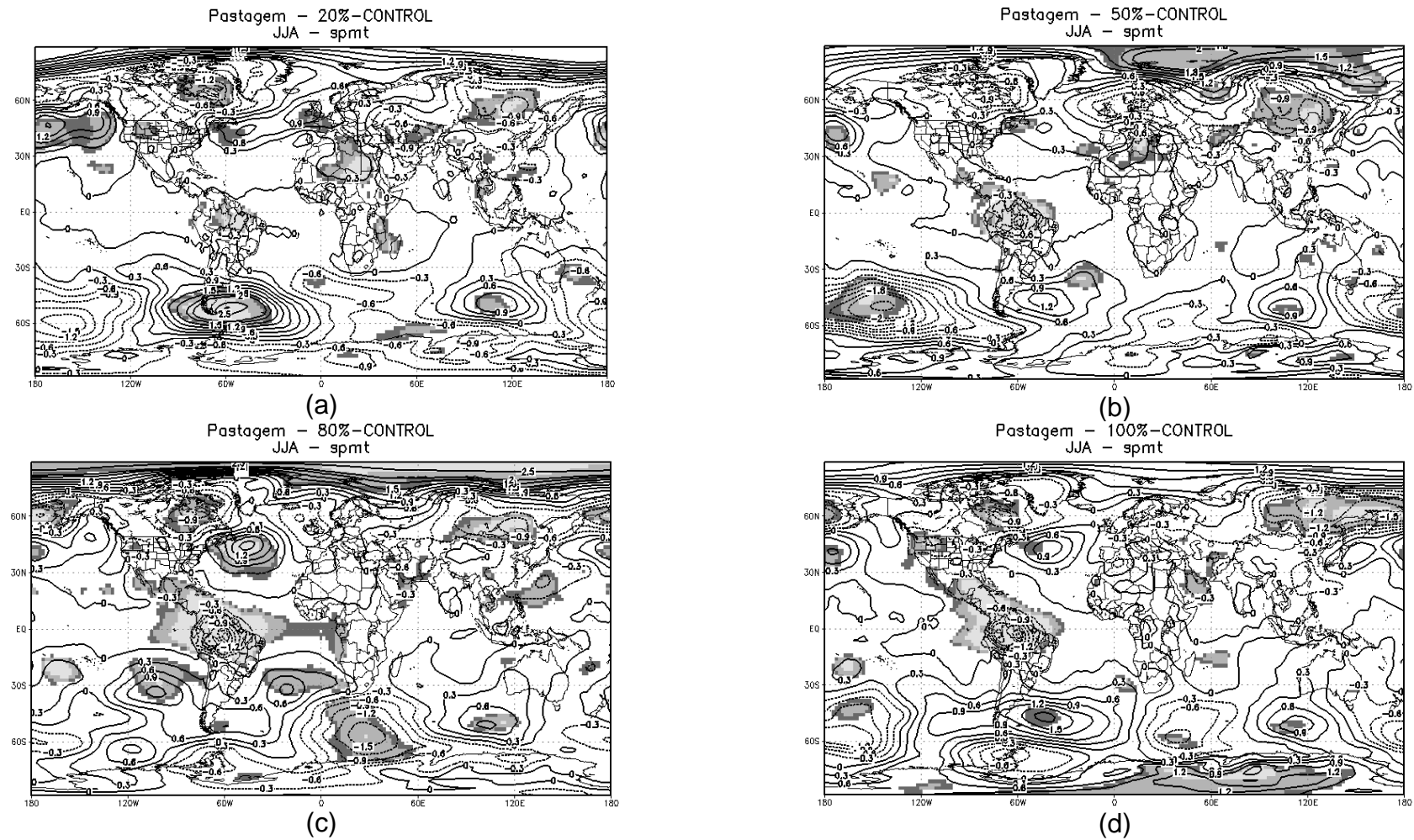


Fig. 6.31 – Mudanças (em relação ao controle) na pressão à superfície no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 50%; (c) 80%;e (d) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

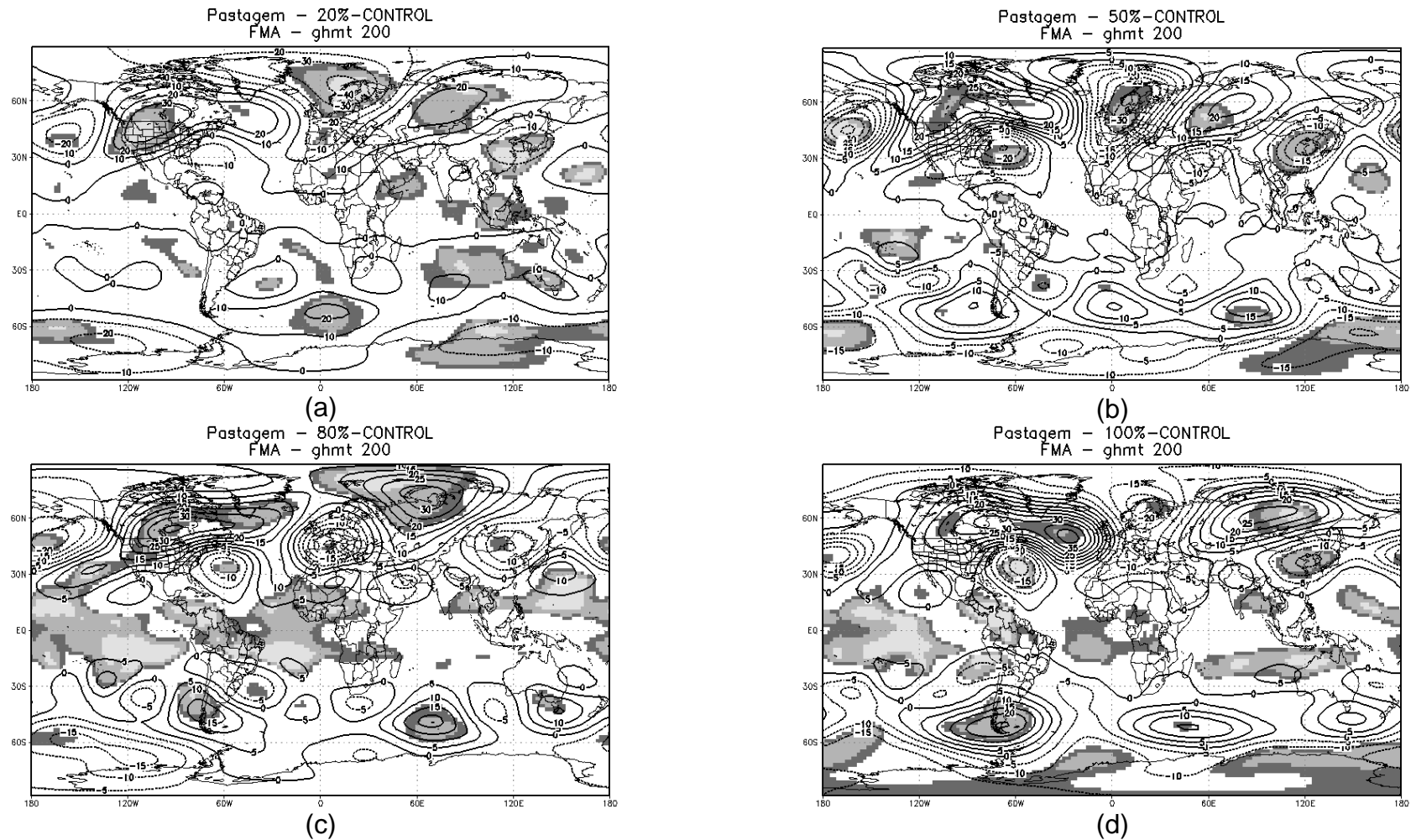


Fig. 6.32 – Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período úmido para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

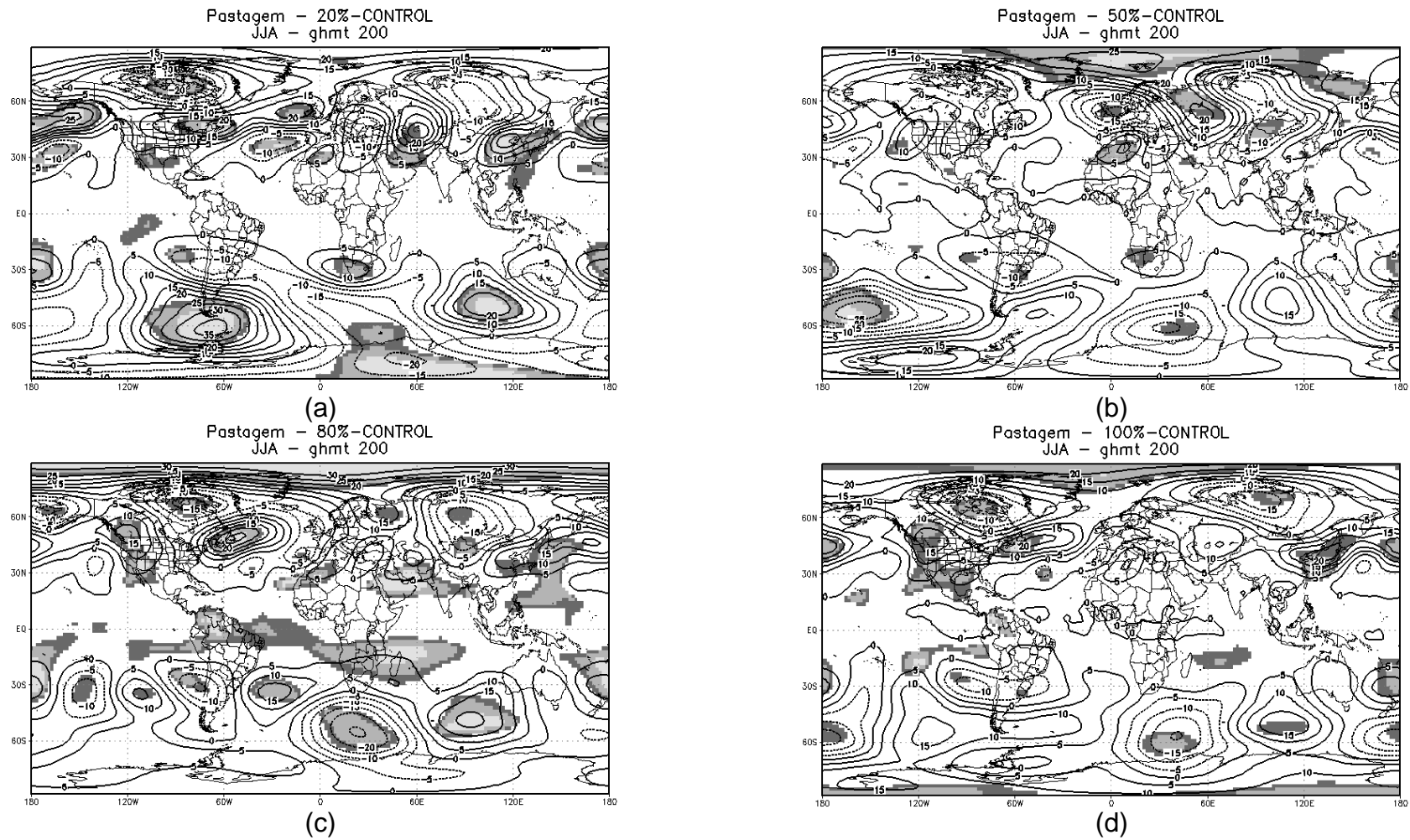


Fig. 6.33 – Mudanças (em relação ao controle) na altura geopotencial em 200 hPa no período seco para as taxas de 20% de desflorestamento (a); (b) 50%; (c) 80%; e (d) 100%. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza escuro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza claro para 99%.

6.4 – Discussão

Como discutido em Avissar e Werth (2005), explicar a dinâmica das interações que envolvem a atmosfera e a superfície nos padrões de teleconexões não é trivial. Em geral, em regiões remotas, a resposta do desflorestamento é estatisticamente fraca, porém pode ser significativa. Werth e Avissar (2002) discutem que as teleconexões entre a Amazônia e regiões remotas são devidas ao fato das mudanças na Amazônia servirem como uma fonte de onda para outras regiões.

No presente estudo, constatou-se que os principais impactos dos desflorestamentos da Amazônia na circulação global, ocorrem principalmente no centro-norte da América do Sul e regiões próximas. Werth e Avissar (2002) e Avissar e Werth (2005) encontraram o mesmo resultado. Tais impactos são principalmente relacionados às mudanças na célula de Walker. Na América do Sul, os desflorestamentos produziram aumento do movimento vertical e da precipitação no oeste da Amazônia e associada subsidência no leste da Amazônia e Atlântico Tropical (região da ZCIT), com conseqüente diminuição da precipitação. Henderson-Sellers et al. (1993) ressalta diminuição da precipitação na região da ZCIT no Atlântico em virtude do aumento da subsidência na região. No Pacífico Equatorial Leste, devido ao aumento da anomalia positiva da componente zonal do vento em baixos níveis da troposfera e do aumento do movimento vertical, associado à célula de Walker, há aumento da precipitação a partir das taxas de desflorestamento de 40%-50%. Aparentemente, este padrão sugere que à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, há modificação da célula de Walker e então no Pacífico Equatorial leste surge um padrão de variabilidade que é semelhante ao padrão do fenômeno El Niño, com enfraquecimento dos ventos alísios, movimento ascendente e aumento da precipitação na região. Este padrão parece ter analogia com o encontrado por Schneider et al. (2006), que discute os efeitos do desflorestamento da Amazônia a partir de simulações com o

MCGA acoplado oceano-atmosfera. O mesmo padrão foi encontrado por Nobre et al. (2008, comunicação pessoal) ao simular o desflorestamento da Amazônia (substituição por savana) com o MCGA CPTEC acoplado com o oceano. Os resultados apresentados nesse estudo, apesar do MCGA utilizado não ser acoplado, sugerem que os desflorestamentos da Amazônia poderiam ter uma ligação com o ENOS.

As mudanças relacionadas à célula de Hadley e em regiões remotas são mais fracas. Em todos os casos, as principais mudanças no padrão atmosférico ocorrem a partir de taxas entre 40% e 50% de desflorestamento. Como discutido em Gedney e Valdes (2000), mudanças na cobertura vegetal da Amazônia resultam em enfraquecimento da célula de Hadley, com modificação da fonte da onda de Rossby, o que ocasiona mudanças na circulação em médias e altas latitudes principalmente no inverno do Hemisfério Norte.

Neste estudo, ao analisar os campos globais de pressão atmosférica e geopotencial em 200 hPa, nos períodos úmido e seco, observam-se mudanças estatisticamente significativas (teste t de Student) em latitudes médias e altas. Analisando o período úmido, observa-se que a partir de cerca 50% de desflorestamento há um padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão PNA. Brankovic et al (2006) também encontrou resposta similar ao padrão PNA em função do desflorestamento completo da Amazônia. Da mesma forma, porém com menor significância estatística, observa-se padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão NAO. As mudanças na circulação de Hadley são semelhantes às encontradas em Gedney e Valdes (2000) para o oeste da Europa. No Hemisfério Sul observa-se padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão PSA. Adicionalmente nota-se padrão de onda 3 nas altas latitudes no Hemisfério Sul em todos os experimentos. Tais resultados indicam que o desflorestamento da Amazônia, além de principalmente influenciar a célula de circulação de Walker e menos a célula de Hadley, pode

conduzir a mudanças remotas em escala global que são progressivas com a taxa de desflorestamento.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

Realizou-se um estudo de modelagem para avaliar as conseqüências climáticas de alterações da vegetação na Amazônia. Utilizou-se como ferramenta básica de trabalho o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) e o Modelo de Vegetação Potencial (PVM) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do INPE. O estudo está apresentado em duas partes. Na parte I considera-se a interação biosfera-atmosfera unidirecional, ou seja, os biomas são prescritos, mantendo-se fixos durante a integração do modelo, mesmo que as condições climáticas simuladas pelo modelo não fossem favoráveis à sua manutenção. Na parte II, considera-se a interação biosfera-atmosfera bidirecional, ou seja, os biomas podem ser modificados de acordo com as evoluções das condições climáticas durante a integração. Na parte II utilizou-se o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM acoplado assincronamente ao MCGA CPTEC.

Para a realização da parte I deste estudo, foram feitas 16 simulações (controle mais 15 experimentos) com o MCGA. Nestes experimentos a floresta amazônica foi substituída gradualmente por pastagem degradada (em 20%, 40%, 50%, 60%, 80% e 100% em área) ou por plantação de soja (em 20%, 50%, 80% e 100% em área). Para tanto, foram utilizados dois tipos de cenários de desflorestamento: 1) **cenários realísticos futuros**, onde os padrões de desflorestamento futuros são baseados em cenários “business-as-usual”, os quais consideram que as tendências observadas de desflorestamentos recentes irão continuar no futuro, os planos de pavimentação e construção de rodovias na região serão cumpridos, haverá diminuição de áreas de reservas e a política de conservação de áreas protegidas enfraquecerá com o tempo. As fontes de tais cenários são: Soares-Filho et al. (2006) e Sampaio et al. (2007);

e 2) **cenários aleatórios**, onde os padrões de desflorestamento foram gerados utilizando-se um gerador de números aleatórios.

Os resultados da parte I deste estudo indicaram que as mudanças na cobertura vegetal da Amazônia afetam significativamente os balanços de radiação, de energia, de água, a estrutura dinâmica da atmosfera, e conseqüentemente, a convergência de umidade e de massa em baixos níveis da atmosfera, principalmente na estação seca, quando os impactos foram mais significativos. **Os principais impactos no clima da Amazônia, em virtude dos desflorestamentos, ocorrem no leste/nordeste e na região central (centro do Estado do Amazonas), e estes ocorrem principalmente a partir da taxa de 40% de desflorestamento**, com alta significância estatística pelo teste t de Student (maior ou igual a 95%), e com os maiores impactos nos cenários extremos de desflorestamento.

No leste/nordeste da Amazônia ocorre diminuição da precipitação com o aumento da taxa de desflorestamento. Por outro lado, há aumento da precipitação em parte do centro-oeste da Amazônia (sobretudo no Estado do Amazonas) que é progressivo com o aumento da taxa de desflorestamento. Houve aumento da precipitação também em parte das Regiões Centro-Oeste e Sudeste, em média anual e no período úmido, o que pode estar associado a uma possível intensificação da ZCAS ou ainda com algum problema de escala do modelo, por exemplo, em virtude dos Andes. Estes aumentos e reduções da precipitação em diferentes locais da América do Sul podem indicar que o desflorestamento de grande escala na Amazônia contribui para modificar a circulação regional, provavelmente devido ao aquecimento da superfície e diminuição da pressão atmosférica em virtude das mudanças das características da cobertura vegetal. Entretanto, sugere-se estudar este aumento da precipitação no centro-oeste da Amazônia em trabalhos futuros, haja visto que em alguns estudos (p. ex.: AVISSAR E WERTH, 2005; SCHNEIDER et al., 2006) não ocorre este padrão.

Em todos os experimentos, com taxa igual ou superior a 40% de desflorestamento, ocorre no leste/nordeste da Amazônia um enfraquecimento gradativo do ciclo hidrológico na atmosfera (precipitação, P, evapotranspiração, E, e convergência de umidade, C, diminuem). A taxa de diminuição, tanto da precipitação, quanto da evapotranspiração com o aumento da taxa de desflorestamento é menor nos experimentos com os cenários aleatórios, provavelmente em virtude dos padrões de desflorestamento. **Em todos os experimentos, para o leste/nordeste da Amazônia, os resultados indicam uma relação parabólica entre a redução da precipitação e o aumento do desflorestamento, para os dois tipos de cobertura de solo (pastagem e soja) com cenários realísticos e aleatórios.** Entretanto, como as modificações da superfície são maiores nos experimentos com soja, a diminuição da precipitação é maior com o aumento da taxa de desflorestamento. É importante ressaltar que desflorestamentos de pequena escala, irregulares e heterogêneos podem, em princípio, induzir circulações de mesoescala as quais podem aumentar a precipitação em áreas desflorestadas, como sugerido por Baidya Roy e Avissar (2002). Os MCGA não conseguem simular tais padrões. Todavia, quando o desflorestamento ocorre em largas escalas com coberturas da superfície mais homogêneas, então os processos de larga escala da superfície com a atmosfera são dominantes.

O mecanismo básico para as mudanças na precipitação simulada no leste/nordeste da Amazônia está ligado à redução da evapotranspiração com a associada diminuição do índice de área foliar, diminuição da profundidade de raízes, e uma redução da rugosidade, a qual, por outro lado, diminui o fluxo de calor latente através da diminuição do coeficiente de arrasto (HAHMANN E DICKINSON, 1997; COSTA et al., 2007). Pela redução da evapotranspiração, há diminuição do “bombeamento” de vapor d’água da superfície para a atmosfera, o que contribui para a redução de precipitação e da umidade do ar na região. Além disso, o desflorestamento diminui a interceptação, ou seja, a

evaporação da água interceptada diminui. Sendo assim, a baixa atmosfera fica mais seca e, no desenvolvimento de sistemas convectivos sobre a região, uma menor quantidade de vapor d'água estará disponível para ser transportada verticalmente e gerar precipitação. A redução da evapotranspiração e da umidade do ar ocorre em todas as regiões que foram substituídas por pastagem degradada, desde o cenário com 20% de desflorestamento, com alta significância estatística (acima de 95%). Nota-se que a partir de 40% de desflorestamento há redução de evapotranspiração em praticamente toda a Amazônia, principalmente no período seco.

Comparando os diferentes cenários de desflorestamento, observou-se que a mudança na cobertura vegetal conduziu a mudanças na estrutura dinâmica da atmosfera em baixos níveis (CLP) e, conseqüentemente, na convergência de umidade. O aumento do aquecimento na CLP, causada pelo aumento no fluxo de calor sensível e pela diminuição da evapotranspiração sobre as áreas desflorestadas, induziram a uma convergência termicamente forçada, que induziu aumento da precipitação na região central (Estado do Amazonas) e oeste da Amazônia. Na região com maior redução da precipitação (leste/nordeste da Amazônia), nota-se que houve diminuição da convergência de umidade.

Como os resultados indicaram redução da evapotranspiração, aumento da temperatura e aumento do fluxo de calor sensível no leste/nordeste da Amazônia poderia então surgir um mecanismo de “*feedback*” negativo dirigido pelo aumento do fluxo de calor sensível nas regiões desflorestadas. Isto então poderia gerar um perfil vertical mais instável e uma baixa térmica a qual poderia aumentar a convergência de umidade e a precipitação. Entretanto, para esta região há que se considerar os efeitos agregados do aumento do fluxo calor sensível, aumento da instabilidade atmosférica e redução do fluxo de calor latente, com diminuição da umidade do ar na camada limite planetária e diminuição da instabilidade. O cálculo da energia potencial convectiva

disponível (CAPE) demonstrou que, de fato, houve um decréscimo da instabilidade com o aumento da taxa de desflorestamento no leste da Amazônia, o que é consistente com redução da precipitação.

Ao analisar o balanço de radiação à superfície, deve-se levar em conta que na conversão de floresta para pastagem degradada ou para plantação de soja: 1) há aumento gradativo do albedo superficial com o aumento da taxa de desflorestamento; 2) a temperatura à superfície aumenta gradativamente; e 3) a nebulosidade diminui gradativamente. Estas modificações nestas três variáveis levaram à redução gradativa (com o aumento da taxa de desflorestamento) do saldo de radiação. Essa diminuição do saldo de radiação é quase igualmente dividida entre os dois fluxos turbulentos (calor sensível e latente). No nível de referência e em 850 hPa, o escoamento de leste sofre intensificação devido à redução da rugosidade, levando a uma subsidência sobre o leste/nordeste da Amazônia e ascendência a oeste, na região central da Amazônia (Estado do Amazonas).

Durante todo o ano e para todos os cenários de desflorestamento, o transporte de umidade do oceano Atlântico para a bacia amazônica foi a maior fonte externa de umidade, o que concorda com os resultados de Salati e Vose (1984), Salati e Nobre (1991) e Correia (2005). Nota-se, na média anual, que há aumento gradativo do transporte de umidade na borda leste com o aumento da taxa de desflorestamento, o que contribuiu para o aumento da precipitação na região central da Amazônia. Por outro lado, há diminuição do transporte de umidade para o sul, no norte da Argentina, Paraguai e parte da Bolívia, com conseqüente redução da precipitação nesta região.

Ao analisar toda a Amazônia, em média anual e na estação úmida, há pequena diminuição da precipitação média na região. Entretanto, há significativa redução da precipitação no período seco, sobretudo a partir da taxa de 40% de desflorestamento em todos os experimentos, com diminuição no cenário

extremo (100% de desflorestamento) de cerca de 16% para a substituição por pastagem e de cerca de 24% para a substituição por soja. Associado a isto, há aumento da temperatura em toda a Amazônia e diminuição da evapotranspiração. Estas mudanças podem trazer conseqüências para a floresta Amazônica, podendo inclusive conduzir a um novo estado de equilíbrio, no qual diferente tipo de vegetação substituiria a floresta tropical. Como evidenciado em Sternberg (2001), fatores que podem induzir mudanças entre floresta e savana, e vice-versa, podem estar relacionados com o clima, fogo e manipulações edáficas e antropogênicas. Todavia, dentre tais fatores, o clima é o que mais distingue estas mudanças, especialmente pela sazonalidade da precipitação. As savanas tropicais podem ter estação tão chuvosa quanto em regiões de floresta tropical, mas o período seco encontrado em savanas é muito extremo para que haja a permanência de uma floresta tropical (STERNBERG, 2001).

Como os experimentos da parte I foram feitos com a interação biosfera-atmosfera unidirecional, surge então a pergunta: com este novo clima na Amazônia, em virtude da substituição da floresta Amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja, qual seria o novo estado de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera? Quando são analisadas as novas condições climáticas em virtude dos desflorestamentos, com clima mais seco e quente no leste da Amazônia e mais úmido e quente no oeste, os resultados com o CPTEC-PVM indicaram que há uma diminuição gradual da área de floresta nesta região com o aumento da taxa de desflorestamento até o cenário com taxa de desflorestamento de 50%. A partir daí, até o cenário de desflorestamento extremo, a área de floresta da vegetação de equilíbrio praticamente permanece a mesma. Por outro lado, à medida que aumenta a taxa de desflorestamento, há o avanço da área de savana (cerrado). Conforme discutido em Oyama (2002), de modo geral aquecimento ou redução de precipitação favorece a expansão de biomas de menor porte. Neste caso, como o clima do leste da Amazônia ficou mais seco e houve aumento gradual

da temperatura, propiciou condições potenciais para o estabelecimento de savana na região. No oeste da Amazônia, em virtude do aumento da precipitação, o novo estado de equilíbrio indica em todos os cenários a presença da floresta tropical. **Conclui-se que a diminuição da área de floresta e o aumento da área de savana ocorrem até o cenário de 50% de desflorestamento e a partir desta taxa há estabilização entre as áreas dos referidos biomas até a taxa de desflorestamento de 100%, com o estabelecimento de um novo estado de equilíbrio no qual parte da Amazônia é substituída por savanas, e com semi-deserto e deserto na área mais árida do Nordeste Brasileiro. Este limiar de 50% ocorre em todos os cenários de usos da terra (“realísticos” e aleatórios).**

No presente estudo, constatou-se que os principais impactos dos desflorestamentos da Amazônia na circulação global, ocorrem principalmente no centro-norte da América do Sul e regiões próximas. Tais impactos são principalmente relacionados às mudanças na célula de Walker, o que concorda com os estudos de Avissar e Werth (2005) e Werth e Avissar (2002). Na América do Sul, os desflorestamentos produziram aumento do movimento vertical e da precipitação no oeste da Amazônia e associada subsidência no leste da Amazônia e Atlântico Tropical (região da ZCIT), com conseqüente diminuição da precipitação. No Pacífico Equatorial Leste, devido ao aumento da anomalia positiva da componente zonal do vento em baixos níveis da troposfera e do aumento do movimento vertical, associado à célula de Walker, há aumento da precipitação a partir das taxas de desflorestamento de 40%-50%. Aparentemente, este padrão sugere que à medida que aumenta a taxa de desflorestamento há modificação da célula de Walker, e então, no Pacífico Equatorial leste surge um padrão de variabilidade que é semelhante ao padrão do fenômeno El Niño, com enfraquecimento dos ventos alísios, movimento ascendente e aumento da precipitação na região. Este padrão parece ter analogia com o encontrado por Schneider et al. (2006), que discute os efeitos do desflorestamento da Amazônia a partir de simulações com o MCGA

acoplado oceano-atmosfera. Outro resultado semelhante foi encontrado por Nobre et al. (2008 – comunicação pessoal), utilizando o MCGA CPTEC acoplado oceano-atmosfera para avaliar os impactos da conversão da floresta amazônica por savana. Os resultados de Nobre et al. (2008), também sugerem um padrão de variabilidade que é semelhante ao do fenômeno El Niño no Pacífico Equatorial leste. Os resultados apresentados nesse estudo, apesar do MCGA utilizado não ser acoplado, sugerem que os desflorestamentos da Amazônia poderiam interagir com os mecanismos atmosféricos associados ao ENOS.

As mudanças relacionadas à célula de Hadley e em regiões remotas são mais fracas. Ainda assim, em todos os casos, as principais mudanças no padrão atmosférico ocorrem a partir de taxas entre 40% e 50% de desflorestamento.

Neste estudo, ao analisar os campos globais de pressão atmosférica e geopotencial em 200 hPa, nos períodos úmido e seco, observam-se mudanças estatisticamente significativas (teste t de Student) em latitudes médias e altas. Analisando o período úmido, observa-se que a partir de cerca 50% de desflorestamento há um padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão PNA. Da mesma forma, porém com menor significância estatística, observa-se padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão NAO, e no Hemisfério Sul padrão que se assemelha ao padrão de teleconexão PSA. Adicionalmente nota-se padrão de onda 3 nas altas latitudes no Hemisfério Sul em todos os experimentos. Tais resultados indicam que o desflorestamento da Amazônia, além de principalmente influenciar a célula de circulação de Walker e menos a célula de Hadley, pode conduzir a mudanças remotas em escala global que são progressivas com a taxa de desflorestamento. Os resultados obtidos neste estudo concordam com os de Avissar e Werth (2005) para a substituição total da floresta amazônica por pastagem, pois foi detectada diminuição da precipitação no sudeste dos Estados Unidos e aumento no norte da Europa e norte da África. Como explicado em Avissar e Werth (2005), modificações no

padrão de circulação em regiões externas aos trópicos, como resultado do desflorestamento, ocorrem pois há alterações nos fluxos de calor sensível e latente para a atmosfera como discutido em Shukla e Mintz (1982). Tais alterações modificam a distribuição de pressão atmosférica e conseqüentemente as zonas de convergência e divergência na atmosfera, o que modifica a circulação tanto nos trópicos, quanto em latitudes médias e altas, o que alteraria o padrão típico do Jato Polar e da precipitação.

Na parte II foram realizados 15 experimentos (controle mais 14 experimentos) com o CPTEC-PVM acoplado assincronamente ao MCGA CPTEC. No controle, integra-se o MCGA por 20 anos utilizando o mapa de biomas potenciais; ou seja, não se utiliza a interação biosfera-atmosfera bidirecional. Nos experimentos chamados de floresta e deserto, os biomas (exceto gelo) são convertidos em floresta tropical e deserto, respectivamente, e daí tem início as integrações. Nos demais experimentos, utilizam-se os padrões de desflorestamento “realísticos” para a obtenção de cenários de condição inicial da vegetação [deserto (floresta) na Amazônia e floresta (deserto) no restante do globo], e daí se iniciam as integrações. Os biomas são atualizados a cada 6 anos com o uso do CPTEC-PVM. Assim como em Oyama (2002) e Oyama e Nobre (2003), para eliminar o erro sistemático do MCGA, faz-se a correção dos resultados utilizando-se as climatologias potencial e a observada (se a correção não é realizada, então os erros sistemáticos do MCGA levam a incorreções no mapa de biomas). Após 4 iterações (24 anos de integração), atingem-se os estados de equilíbrio climático. Os biomas e o clima da última iteração são tomados para análise.

O experimento floresta, assim como em Oyama (2002), leva à situação de equilíbrio natural, isto é, a reprodução dos biomas naturais é próxima ao que é observado. Já o experimento deserto leva a um novo estado de equilíbrio, no qual parte da Amazônia é substituída por savanas, e surge semi-deserto e deserto na área mais árida do Nordeste Brasileiro. Os resultados dos

experimentos para a América do Sul indicaram que, independente da condição inicial da vegetação no oeste da Amazônia, a vegetação de equilíbrio é a floresta tropical. Por outro lado, no leste da Amazônia, se a condição inicial da vegetação é deserto, a vegetação de equilíbrio é savana, e se a condição inicial é floresta tropical, em geral, na vegetação de equilíbrio há predomínio de floresta tropical. **Em todos os experimentos, nota-se que a região onde ocorrem as principais modificações (em relação à vegetação potencial) é o leste da Amazônia.**

Nos experimentos onde a condição inicial da vegetação na Amazônia é de deserto e no restante do globo, floresta tropical, à medida que aumenta a área de floresta no leste, a vegetação de equilíbrio tende ao estado de equilíbrio atual, sobretudo a partir do experimento com 50% de deserto e de floresta na Amazônia (na condição inicial da vegetação). Já nos experimentos onde a condição inicial na Amazônia é de floresta e no restante do globo, deserto, à medida que aumenta a área de floresta no leste, também a vegetação de equilíbrio tende ao estado de equilíbrio atual, salvo pequena área no extremo leste da Amazônia com savana. A análise da área remanescente do bioma floresta tropical da vegetação de equilíbrio no norte da América do Sul (entre 15°S e 15°N; 90°W e 30°W) em função da taxa de desflorestamento (área de deserto da condição inicial da vegetação) da condição inicial de cada experimento, indicou que, quando a condição inicial da vegetação em todo o globo é de floresta tropical e na Amazônia há substituição por deserto, a área remanescente de floresta entre as taxas de 0% e 50% de desflorestamento é praticamente a mesma e partir de 50% de desflorestamento há diminuição da área de floresta até que se atinge o segundo estado de equilíbrio com savana no leste da Amazônia. Da mesma forma, quando a condição inicial da vegetação em todo o globo é de deserto, e na Amazônia é de floresta tropical, a área remanescente de floresta diminui à medida que aumenta a taxa de desflorestamento até a taxa de 50%, quando então atinge o segundo estado de equilíbrio (savana no leste da Amazônia). **Estes resultados sugerem que a**

taxa de 50% de desflorestamento seria o ponto onde a vegetação da Amazônia mudaria do estado de equilíbrio atual para um novo estado de equilíbrio, onde a vegetação do leste da Amazônia seria substituída por savana (savanização da Amazônia), ou vice-versa. Isto ocorre porque a maior diminuição da precipitação na região ocorre principalmente a partir dos experimentos com 40%-50% de desflorestamento (condição inicial da vegetação). Esta diminuição da precipitação é principalmente no período seco no leste da Amazônia. Adicionalmente, é também nesta região que há maior aumento da temperatura. Já no oeste da Amazônia, independe do cenário e do experimento, há o predomínio da floresta tropical.

Como discutido por Oyama (2002) o aquecimento levaria a um aumento do déficit da pressão parcial de vapor; para evitar o ressecamento, haveria uma redução da abertura estomática, diminuindo a razão entre evapotranspiração real e a máxima, ou seja, diminuindo o índice hídrico. A redução do índice hídrico seria suficientemente intensa para substituir a floresta tropical por savana (cerrado), e a caatinga por semi-deserto e deserto. Para modelos que consideram um intenso aumento de precipitação na Amazônia e no NEB, no entanto, o clima mais úmido poderia compensar os efeitos do aumento de temperatura, que é justamente o que ocorre no oeste da Amazônia.

Os resultados obtidos por este estudo indicaram que utilizando técnicas diferentes (partes I e II) constatou-se que o limiar de 40% a 50% de desflorestamento induziria a uma nova situação de equilíbrio da vegetação na Amazônia, com substituição da floresta tropical por savana (cerrado) no leste, e da caatinga por semi-deserto e deserto no Nordeste Brasileiro. Tais resultados confirmam os resultados encontrados em alguns estudos (por exemplo: NOBRE et al., 1991; OYAMA E NOBRE, 2003; HUTYRA et al., 2005), que sugerem que a redução da precipitação no leste da Amazônia pode criar condições favoráveis para potencialmente alterar a estrutura das florestas, e levar um processo de savanização.

Os resultados apresentados se tornam ainda mais importantes em virtude da pressão sobre a floresta por usos da terra na Amazônia, onde parte das florestas tropicais já se encontra degradadas ou foram convertidas em áreas agrícolas (NEPSTAD et al., 2002). Particularmente, nos últimos 40 anos a floresta amazônica foi desflorestada em mais do que 700.000 km² no Brasil devido ao rápido desenvolvimento da Amazônia e a expansão da pecuária e da agricultura, principalmente impulsionada pelo gado e mais recentemente pela soja (SOARES-FILHO et al., 2006). Em Hutyrá et al. (2005) é mostrado que as florestas presentes em áreas com alta frequência de secas (>45% de probabilidade de seca) podem mudar para savana, se a aridez aumentar. Com o incremento da aridez, é improvável que a vegetação de savana, que atualmente está presente em áreas com baixa frequência de seca (<45% de seca) mude para floresta. O aumento da aridez, portanto, levará à divisão da Amazônia (HUTYRA et al., 2005). Um outro fator importante é o fogo, pois a floresta densa amazônica era praticamente impenetrável ao fogo, mas devido à combinação da fragmentação florestal, desmatamentos e aquecimento em razão dos próprios desmatamentos e devido ao aquecimento global, aliada a prática agrícola predominante que utiliza fogo intensamente, este quadro está rapidamente mudando e a frequência de incêndios florestais vem crescendo assustadoramente a cada ano (NEPSTAD et al., 2002). Com isso, poderão acontecer rearranjos importantes nos ecossistemas e mesmo redistribuição de biomas. A assombrosa velocidade com que tais alterações estão ocorrendo, em comparação àquelas dos processos naturais em ecossistemas, introduz séria ameaça à mega-diversidade de espécies da flora e da fauna dos ecossistemas, em especial da Amazônia, com o provável resultado de sensível empobrecimento biológico (NOBRE , ASSAD, 2005; NOBRE et al., 2007).

Cabe salientar que, como os impactos climáticos podem ser muito dependentes do modelo utilizado, a validade dos resultados apresentados merece ser testada, em futuros trabalhos, com outros modelos. Deve-se levar

em conta também que, como discutido em Li et al. (2006) sobre os experimentos com modelos climáticos globais do IPCC (Fourth Assessment Report, IPCC AR4, 2007), as projeções futuras indicam diferentes padrões de precipitação na Amazônia. Tais incertezas são principalmente em virtude dos padrões de temperatura da superfície do mar no Pacífico e Atlântico Tropicais, representação de nuvens e feedbacks da superfície. Por isso, também é importante que estudos sejam feitos para que haja uma diminuição dos erros dos modelos na Amazônia.

Os ecossistemas na Amazônia estão sujeitos a várias, mas interconectadas forçantes ambientais que ocorrem em escalas regional e global. Se as tendências de expansão de pastagem e de plantação de soja em direção à floresta Amazônica continuarem, poderão provocar importantes conseqüências para a sustentabilidade da vegetação natural remanescente da região. A floresta Amazônica contém uma grande parte da biodiversidade do mundo, pois mais de 12% de todas as plantas com flores são encontradas na Amazônia (GENTRY, 1982). Sendo assim, ameaças à existência da floresta amazônica indicam sérias ameaças à biodiversidade.

7.1 – Trabalhos Futuros

Sugerimos investigar, utilizando modelos regionais, os impactos apontados neste estudo para verificar os limiares onde ocorrem as principais mudanças no clima da região. Uma outra possibilidade seria a realização dos experimentos com MCGA com vegetação dinâmica e com as projeções futuras de concentração de CO₂. Em relação ao MCGA CPTEC, incluir novos tipos de vegetação (por exemplo: florestas tropicais semi-decíduas). Sugere-se também a realização de experimentos numéricos de intercomparação de MCGAs com os cenários apresentados nesse estudo.

Sugerimos também aumentar a complexidade do CPTEC-PVM, incluindo, por exemplo, tipos de solo, topografia (explicitamente), efeitos do fogo em savanas, e novos tipos de vegetação (por exemplo: cerrado brasileiro). Com as novas implementações no CPTEC-PVM, sugere-se estudar a região de transição floresta-savana na América do Sul tropical, com este acoplado assincronamente ao MCGA CPTEC. Adicionalmente, sugere-se estudar a região de transição floresta-savana na América do Sul tropical juntamente com as projeções futuras de concentração de CO₂.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, C. M.; Batty, M.; Monteiro, A. M. V.; Câmara, G.; Soares-Filho, B. S.; Cerqueira, G. C.; Pennachin, C. L. Stochastic cellular automata modeling of urban land use dynamics: empirical development and estimation. **Computers, Environment and Urban Systems**, n.27, p. 481-509, 2003.
- Anthes, R. A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Monthly Weather Review**, v.105, p.270-286, 1977.
- Avissar, R.; Werth, D. Global hydroclimatological teleconnections resulting from tropical deforestation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, n. 2, p.134-145, 2005
- Avissar, R.; Liu, Y. Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land-surface forcing. **Journal of Geophysical Research**, v.101, p.7499-7518, 1996.
- Avissar, R.; Schmidt, T. An evaluation of the scale at which ground-surface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using large-eddy simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.55, n. 16, p.2666-2689, 1998.
- Avissar, R.; Silva-Dias, P.L.; Silva-Dias, M.A.F.; Nobre, C. The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.107, n. D20, Doi:10.1029/2002JD002704, 2002.
- Baidya Roy, S.; Avissar, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v.107, doi:10.1029/2000JD000266, 2002.
- Barnston, A.; Livezey, R. E.: Classification, seasonality, and persistence of low-frequency circulation patterns. **Monthly Weather Review**, v.115, p.1083–1126, 1987.
- Berbet, M. L. C.; Costa, M. H.: Climate change after tropical deforestation: Seasonal variability of surface albedo and its effects on precipitation change, **Journal of Climate**, v.16, p. 2099–2104, 2003.
- Bonatti, J. P. Modelo de Circulação Geral Atmosférico do CPTEC. **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.
- Brankovic, C.; Molteni, F.; Viterbo, P. GCM sensitivity experiments with locally modified land surface properties over tropical South America. **Climate Dynamics**, v.26, p.729-749, 2006.

Brovkin, V.; Claussen, M.; Petoukhov, V.; Ganopolski, A. On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region. **Journal of Geophysical Research**, v.103, p.31.613-31.624, 1998.

Brovkin, V.; Ganopolski, A.; Svirezhev, Y. A continuous climate-vegetation classification for use in climate-biosphere studies. **Ecological Modelling**, v.101, p.251-261, 1997.

Cardoso, M. F.; Nobre, C. A.; Lapola, D. M.; Oyama, M. D.; Sampaio, G. Long-term potential for fires in estimates of the occurrence of savannas in the tropics. **Global Ecology and Biogeography**, v.17, p.222-235, 2008.

Carson, D. J.; Songester, A. B. The influence of land-surface albedo and moisture on general circulation model simulations. **Numerical Experimentation Programme Report**, n.2, p.514-521, 1982.

Cavalcanti, I.F.A. Previsão climática no CPTEC. **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

Cavalcanti, I.F.A.; Marengo, J.A.; Satyamurti, P.; Nobre, C.A.; Trosnikov, I.; Bonatti, J.P.; Manzi, A.O.; Tarasova, T.; Pezzi, L.P.; D'Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C.C.; Sanches, M.B.; Camargo, H. Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v.15, n.21, p.2965-2988, 2002.

Cavalcanti, I.F.A.; Pezzi, L.; Nobre, P.; Sampaio, G.; Camargo, H. Climate prediction of precipitation in Brazil for the Northeast rainy season (MAM) 1998. **Experimental Long-Lead Forecast Bulletin**, v.7, p.24-27, 1998.

Charney, J.; Quirk, W.J.; Chow, S.H.; Kornfield, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.34, p.1366-1385, 1977.

Charney, J.G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.101, n.428, p.193-202, 1975.

Chen, F.; Avissar, R. Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. **Journal of Applied Meteorology**, v.33, p.1382-1401, 1994b.

Chen, F.; Avissar, R. The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes. **Journal of Applied Meteorology**, v.33, p.1323-1340, 1994a.

Claussen, M. Modeling bio-geophysical feedback in the African and Indian monsoon region. **Climate Dynamics**, v.13, p.247-257, 1997.

Claussen, M.; Esch, M. Biomes computed from simulated climatologies. **Climate Dynamics**, v.9, p.235-243, 1994.

Correia, F. W. S. **Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal amazônica no clima regional**. 2005-03-11. 422 p. (INPE-14094-TDI/1077). (campo ausente ou vazio: 'thesistype') - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1913/2005/04.11.13.20>>. Acesso em: 04 mar. 2008.

Correia, F. W. S.; Alvalá, R. C.; Manzi, A. O. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p.153-167, 2006.

Costa M. H.; Foley, J. A. Trends in the hydrological cycle of the Amazon basin. **J. Geophysical Research-Atmos**, v. 104, n. 14, p. 189-98, 1999.

Costa, M. H. Large-scale hydrological impacts of tropical forest conversion. In: Bonell, M.; Bruijnzeel, L. (eds). **Forest, water and people in the humid tropics**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 590-597, 2005.

Costa, M. H.; Yanagi, S. N. M. Effects of Amazon deforestation on the regional climate – historical perspectiva, current and future research. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p. 200-211, 2006.

Costa, M. H.; Yanagi, S. N. M.; Souza, P. J. O. P.; Ribeiro, A.; Rocha, E. J. P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion, **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, L07706, doi:10.1029/2007GL029271, 2007.

Costa, M.; Foley, J. Combined effects of deforestation and doubled Atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v.13, p.18-34, 2000.

Cox, P.M.; Betts, R.A.; Jones, C.D.; Spall, S.A.; Totterdell, I.J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model **Nature**, v.408, p.184-187, 2000.

Dalu, G.; Pielke, A.; Baldi, M.; Zheng, X. Heat and momentum fluxes induced by thermal inhomogeneities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.53, p.3286-3320, 1996.

Déqué, M. **Documentation ARPEGE-Climat**. Toulouse: Centre National de Recherches Meteorologiques, Tech report CNRM, 1999.

Dickinson, R. Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In : Hansen, J.E.; Takahashi, T. (eds.). **Climate processes and**

climate sensitivity. Washington: Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing, v. 5, p. 58-72, 1984.

Dickinson, R.; Henderson-Sellers, P. Modeling tropical deforestation - a study of GCM land surface parametrizations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.114, n.480, p. 439-462, 1988.

Dickinson, R.; Henderson-Sellers, P.; Kennedy, J.; Wilson, M. **Biosphere – Atmosphere Transphere Scheme (BATS) for the NCAR-CCM.** Boulder: National Center for Atmospheric Research, NCAR/TN-275-STR, 1986. 72p.

Dickinson, R.; Kennedy, P. Impacts on regional climate of Amazon deforestation. **Geophysical Research Letters**, v.19, p.1947-1950, 1992.

Dirmeyer, A. S.; Shukla, J. Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, D10, p.20863-20877, 1994.

Dirmeyer, P. A.; Zeng, F. J. **An update to the distribution and treatment of vegetation and soil properties in SSiB.** Calverton, MD: Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, 1999, 25 p. *COLA Technical Report 78.*

Dirmeyer, P. A.; Shukla, J. The effect on regional and global climate of expansion of the world's deserts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, p. 451 - 482, 1996.

Dorman, J. L.; Sellers, P. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (SiB). **Journal of Applied Meteorology**, v.28, p. 833-855, 1989.

Eltahir, E. A. The role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n.D2, p.4255-4267, 1996.

Ferreira, N. S. Zona de convergência intertropical. **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos.** 1997-08. 181 p. (INPE-7121-TDI/672). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1997. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/1999/06.15.09.40>>. Acesso em: 15 maio 2006.

Foley, J. A.; Prentice, I. C.; Ramankutty, N.; Levis, S.; Pollard, D.; Sitch, S.; Haxeltine, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v10, p.603-628, 1996.

Foley, J.A.; M.H. Costa; C. Delire; N. Ramankutty; P. Snyder. Green Surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v.1, n.1, p.38-44, 2003.

Foley, J.A.; Levis, S.; Costa, M.H.; Cramer, W.; Pollard, D. Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. **Ecological Applications**, v.10, p.1620-1632, 2000.

Francis, J.K. **English-Portuguese Equivalents of Forestry and Conservation Terms (Termos Equivalentes em silvicultura e conservação Português- Inglês)**. New Orleans, Louisiana, United States of America. 1994, United States Department of Agriculture, General Technical Report so-1 09.

Garreaud, R. D.; J. M. Wallace. Summertime incursions of midlatitudes air into subtropical and tropical South America, **Mon. Weather Rev.**, v.126, p.2713–2733, 1998.

Garstang, M.; Fitzjarrald, D. R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**, 1. ed. New York: Oxford Univ. Press, 1999. 405p.

Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n.5, p.823-830, 1997.

Gash, J.H.C.; Nobre, C.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L. **Amazonian deforestation and climate**. Chicester, UK: John Wiley, p. 549-576, 1996.

Gedney, N.; P. Valdes. The effect of Amazonian deforestation on the northern hemisphere circulation and climate. **Geophys. Res. Lett.**, v. 27, p. 3053–3056, 2000.

Hagen A. Multi-method assessment of map similarity, **International Journal of Geographical Information Science**., v.17, n. 3, p. 235-249, 2003

Hahmann, A.; Dickinson R. E. RCM2-BATS Model over Tropical South America: Applications to Tropical Deforestation – **Journal of Climate**, v. 10, p.1944-1964, 1997.

Haxeltine A.; Prentice, I.C. A general model for the light use efficiency of primary productivity. **Functional Ecology**, v.10, p.551–561, 1996b.

Haxeltine, A.; Prentice, I.C. BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. **Global Biogeochemical Cycles**, v.10, n.4, p.693-709, 1996a.

Henderson-Sellers, A. Continental vegetation as a dynamic component of a global climate model: a preliminary assessment. **Climate Change**, v.23, p.337-377, 1993.

Henderson-Sellers, A.; Dickinson, R.E.; Durbidge, T.B.; Kennedy, P.J.; Mcguffie, K.; Pitman, A.J. Tropical deforestation modeling local to regional scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D4, p. 7289-7315, 1993.

Henderson-Sellers, A.; Gornitz, V. Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation. **Climatic Change**, v.6, p.231-258, 1984.

Herdies, D. L.; da Silva, A.; Silva Dias, M. A. F. ;Niето, R. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America, **J. Geophys. Res.**, v.107, n. D20, 8075, doi:10.1029/2001JD000997, 2002.

Hoskins, B. J.; Karoly, D. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **J. Atmos. Sci.**, v.38: p.1179-1196, 1981.

Hurrell, J.W. Transient eddy forcing of the rotational flow during northern winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, n.12, p.2286-2301, 1995

Hutyra, L. R.; Munger, J. W.; Nobre, C. A.; Saleska, S. R.; Vieira, S. A.; Wofsy, S. C. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazônia, **Geophys. Res. Lett.** , v. 32, L24712, doi:10.1029/2005GL024981, 2005.

Imbuzeiro, H.M.A. (2005) **Calibração do modelo IBIS na floresta Amazônica usando múltiplos sítios**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa, MG, Brasil, 93 p.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). **Climate change 2007: the physical science basis – summary for policymakers**, Disponível em: <http://www.ipcc.ch/SPM2feb07.pdf>. Acesso em 14 jun 2007.

Jones R.G.; Murphy J.M.; Noguier M. Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. Part I: assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.121, p.1413–1449, 1995.

Kiehl, J.; Hack, J.; Bonan, G.; Boville, B.; Williamson, D.; Rasch, P. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. **J. Climate**, v.11, p.1131–1149, 1998.

King, G.A.; Neilson, R.P. The transient response of vegetation to climate change: a potential source of CO₂ to the atmosphere. **Water, Air and Soil Pollution**, v.64, p.365-383, 1992.

Kinter III, J.; DeWitt, D.; Dirmeyer, P.; Fennessy, M.; Kirtman, B.; Mark, L.; Schneider, E.; Shukla, J. ; Straus, D. **The COLA atmosphere-biosphere general circulation model**. Volume 1: Formulation. Center for Ocean-Land Atmosphere Studies. 1997, 44 p., Report n^o.51.

Kirtman, B. P.; Fan, Y.; Schneider, E. K. The COLA global coupled and anomaly coupled ocean-atmosphere GCM. **J. Climate**, v.15, p.2301-2320, 2002.

Kleidon, A.; Heimann, M. Assessing the role of deep rooted vegetation in the climate system with model simulations: mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation. **Climate Dynamics**, v. 16, p.183-199, 2000.

Kousky, V. E. Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 11, p. 1951-1957, 1985.

Kubatzki, C.; Claussen, M. Simulation of the global bio-geophysical interactions during the Last Glacial Maximum. **Climate Dynamics**, v.14, p.461-471, 1998.

Kucharik, C. J.; Foley, J. A.; Delire, C.; Fisher, V. A.; Coe, M. T.; Lenters, J. D.; Young-Molling, C.; Ramankutty, N. Testing the performance of a Dynamic Global Ecosystem Model: water balance, carbon balance, and vegetation structure. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 14, n. 3, p. 795-825, 2000.

Kuchler, A. W. **World map of natural vegetation**. New York: Mcnally, 1983.

Kuo, H.-L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.31, p.1232-1240, 1974.

Kutzbach, J.; Gallimore, R.; Harrison, S.; Behling, P.; Selin, R.; Laarif, F. Climate and biome simulations for the past 21,000 years. **Quaternary Science Reviews**, v.17, p.473-506, 1998.

Lapola, D. M.; Oyama, M. D.; Nobre, C. A. Consequences of global climatic changes on South American biomes: a potential vegetation model including the carbon cycle. **Global Biogeochemical Cycles**, 2008b (submetido).

Lapola, D. M.; Oyama, M. D.; Sampaio, G.; Nobre, C. A. A new world natural vegetation map for global change studies. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. ; ISSN/ISBN: 00013765, 2008a (in press).

Laval, K.; Picon, A. General-circulation model experiments with surface albedo change. **Climatic Change**, v.9, n.1/2, p.91-102, 1986

- Lean, J.; Button, C. B.; Nobre, C.; Rowntree, P.R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L., ed. **Amazonian Deforestation and Climate**. Chicester, UK. John Wiley, p. 549-576, 1996.
- Lean, J.; Rowntree, P. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **Journal of Climate**, v.10, p. 1216-1235, 1997.
- Lean, J.; Rowntree, P.R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**. v.119, p.509-530, 1993.
- Lean, J.; Warrilow, D.A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. **Nature**, v.342, n. 6248, p. 411-413, 1989.
- Li, B.; Avissar, R. The impact of spatial variability of land surface characteristics on land-surface heat fluxes. **J. Climate**, v.7, p.527–537, 1994.
- Li, W.; Fu, R.; Dickinson, E. Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. **Journal of Geophysical Research**, v.111, D02111, 2006.
- Liebmann, B.; Kiladis, G.; Marengo, J; Ambrizzi, T. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone, **J. Clim.**, v.12, p.1877– 1891, 1999.
- Lynn, B.H.; Rind, D.; Avissar, R. The importance of mesoscale circulations generated by subgrid-scale landscape heterogeneities in general circulation models. **J. Climate** , v.8, p.191–205, 1995.
- Manzi, A. O.; Planton, S. A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L., ed. **Amazonian Deforestation and Climate**. Chicester, UK. John Wiley, p. 505-529, 1996.
- Marengo, J. A. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin, Int. **J. Climatol.**, v.12, p.853–863, 1992.
- Marengo, J. Characteristics and variability of the water budget in the Amazon Basin. **Climate Dynamics**, v.24, p.11-22, 2005.
- Marengo, J. Characteristics and variability of the atmospheric water balance of the Amazon Basin. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6., 2000, Santiago, Chile. **Proceedings...**Santiago: AMS Publ., p. 284–285, 2000.

Marengo, J.A.; Cavalcanti, I.F.A.; Satyamurty, Trosnikov, I.; Nobre, C.; Bonatti, J. P.; Camargo, H.; Sampaio, G.; Sanches, M.B.; Manzi, A. O.; Castro, C.C.; D'Almeida, C.; Pezzi, L.P.; Candido, L. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v.21, p.459-475, 2003.

Marengo, J. **Caracterização do clima no Século XX e cenários climáticos no Brasil e na América do Sul para o Século XXI derivados dos modelos globais de clima do IPCC**. Relatório 1. Projeto PROBIO-Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade. Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. 230 p., 2006. Disponível em: <http://www6.cptec.inpe.br/mudancas_climaticas/prod_probio/Relatorio_1.pdf>. Acesso em 20-10-2007

McGuffie, K.; Henderson-Sellers, A.; Zhang, H.; Durbidge, T.; Pitman, A. Global climate sensitivity to tropical deforestation. **Global and Planetary Change**, v. 10, p. 97-128, 1995.

Mo, K.C.; Ghil, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **J. Atmos. Sci.**, v.44, p.877-901, 1987.

Monserud, R. A.; Leemans, R. Comparing global vegetation maps with the Kappa statistic. **Ecological Modelling**, v.62, p.275-293, 1992.

Moron, V.; A.; Navarra, M.; Ward, N.; Roeckner, E. Skill and reproducibility of seasonal rainfall patterns in the tropics in ECHAM-4 GCM simulation with prescribed SST, **Clim. Dyn.**, v.14, p.83–100, 1998.

Morton, D. C.; DeFries, D.S.; Shimabukuro, Y.E.; Anderson, L. O.; Arai, E.; del Bon Espirito-Santo, F.; Freitas, R.; Morissette, J. Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian Amazon, **Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.**, v.103, p.14,637 – 14,641, doi:10.1073/pnas.0606377103, 2006.

MOTA, M. A. S. **Convecção na amazônia: variabilidade, efeitos e resposta na circulação de grande escala**. 2004-07-08. 194 p. (INPE-15212-TDI/1308). Tese de Doutorado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2004. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/08.31.13.41>>. Acesso em: 17 maio 2008.

Mueller-Dombois, D.; Ellenberg, H. **Tentative physiognomic – ecological classification of plant formations of the Earth** Aims and methods of vegetation ecology. New York: John Wiley & Sons, 1974. p. 466-485.

Nepstad, D. C.; Stickler, C. M.; Almeida, O.T. Globalization of the Amazon and beef industries: Opportunities for conservation, **Conserv.Biol.**, v.20, p.1595–1603, doi:10.1111/j.1523-1739.2006.00510.x, 2006.

Nepstad, D.; McGrath, D.; Alencar, A.; Barros, A.C.; Carvalho, G.; Santilli, M. and Vera Diaz, M. C. – Frontier Governance in Amazônia – **Science**, v. 295, p. 629-631, 2002.

Nobre, C.; Sampaio, G.; Salazar, L. Mudanças climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura (SBPC)**, v. 59, p. 22-27, 2007.

Nobre, C.; Assad, E.D.; Oyama, M.D. Mudança ambiental no Brasil. em terra na estufa. **Scientific American Brasil**, n.12, p. 70-75, 2005. ed. especial

Nobre, C.A.; Oyama, M.D.; Oliveira, G.S.; Marengo, J.A.; Salati, E. **Impacts of climate change scenarios for 2091-2100 on the biomes of South America**. Baltimore: Estados Unidos, 2004. Palestra realizada no First CLIVAR International Conference, em 23 jun 2004.

Nobre, C.A.; Sellers, P.J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v.4, p.957-988, 1991.

Noilhan, J.; Planton, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. **Monthly Weather Review**, v.117, n.3, p.536-549, 1989.

Numaguti, A. Dynamics and energy balance of the Hadley circulation and the tropical precipitation zones: Significance of the distribution of evaporation. **J. Atmos. Sci.**, v.50, p.1874-1887, 1993.

Oyama, M. D.; C.A. Nobre. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South América. **Geophysical Research Letters**, v.30, n. 23, 2199. doi: 10.1029/2003GL018600, 2003.

OYAMA, M. D. **Conseqüências climáticas da mudança de vegetação do Nordeste brasileiro**: um estudo de modelagem. 2002-12-16. 220 p. (INPE-9898-TDI/875). Tese (Doutorado em meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/09.01.15.24>>. Acesso em: 17 maio 2008.

Oyama, M.D.; Nobre, C.A. A simple potencial vegetation model for coupling with the Simple Biosphere Model (SIB). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p. 203-216, 2004.

OYAMA, M. D.; ROCHA, E. J. P.; NOBRE, C. A. **Estudo preliminar sobre o tempo de "SPIN-UP" da umidade do solo no modelo climático do CPTEC**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de Janeiro (RJ). Anais... 2000. p. 1085-1094. CD-ROM. (INPE-10189-PRE/5717).

Disponível em: <<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2003/09.03.14.49>>. Acesso em: 04 mar. 2008.

Pitman, A. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. **International Journal of Climatology**, v.23, n.5, p.479-510, 2003.

Pitman, A.; Yang, Z.; Henderson-Sellers, A. Subgrid scale precipitation in AGCMS – reassessing the land-surface sensitivity using a single-column model. **Climate Dynamics**, v.9, n.1, p.33-41, 1993.

Pollard, D.; Thompson, S.L. Use of a land-surface-transfer scheme (LSX) in a global climate model: the response to doubling stomatal resistance. **Global and Planetary Change**, v.10, p.129–161, 1995.

Prentice, I.C.; Cramer, W.; Harrison, S.P.; Leemans, R.; Monserud, R.A.; Solomon, A. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. **Journal of Biogeography**, v.19, p.117-134, 1992.

Prentice, K.C. Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v.95, n. D8, p.811-11,830, 1990.

Priestly, C. H.; Taylor, R. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, v.100, p.81-92, 1972.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS . COORDENAÇÃO-GERAL DE OBSERVAÇÃO DA TERRA (INPE.OBT). **Projeto PRODES-INPE**. São José dos Campos, 2008. Disponível em: <www.obt.inpe.br/prodes/index.html> /acesso em 04 mar. 2008.

Reynolds, R.W.; Smith, T. M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **J. Climate**, v.7, p.929-948, 1994.

Roads, J.; Kanamitsu, M.; Stewart, R.C.S.E. Water and Energy Budgets in the NCEP-DOE Reanalysis. **J. Hydromet.**, v.3, p.227-248, 2002.

ROCHA, E. J. P. **Balço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da amazônia**. 2001-03-26. 210 p. (INPE-10243-TDI/904). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2001. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/01.23.11.46>>. Acesso em: 17 maio 2008.

Rocha, H.; Nobre, C.; Bonatti, J.; Wright, I. And Sellarés, P. A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonia deforestation using field data and a "single column" model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 122, n. 531, p. 567-594, 1996.

Rocha, H. R.; Goulden, M. L.; Miller, S.D.; Menton, M.C.; Pinto, L.D.V.O.; Freitas, H.C.; e Silva Figueira, A.M. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. 522-532, 2004.

Rogers, J.C.; Van Loon, H. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part II: some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes. **Mon. Wea. Rev.**, v.107, p.509-519, 1979.

Salati, E.; Nobre, C.; Santos, A. Amazonian deforestation: regional and global issues. **Amazoniana-Limnologia ET Oecologia Regionalis Systemae Fluminis Amazonas**, v.16, n.3/4, p. 463-481, 2001

Salati, E.; Nobre, C.A. Possible climatic impacts of tropical deforestation. **Climate Change**, v. 19, p. 177-196, 1991.

Salati, E.; Vose, P. B. Amazon basin: a system in equilibrium. **Science**, v.225, p. 129-138, 1984.

Salazar, L. F.; Nobre, C. A.; Oyama, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America, **Geophys. Res. Lett.**, v.34, L09708, doi:10.1029/2007GL029695, 2007.

Sampaio, G.; Nobre, C.; Costa, M. H.; Satyamurty, P.; Soares-Filho, B. S.; Cardoso, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion., **Geophysical Research Letters**, v.34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612, 2007.

Sato, N.; Sellers, P. J.; Randall, D. A.; Schneider, E. K.; Shukla, J.; Kinter III, J. L.; Hou, Y. Y.; Albertazzi, E. **Implementing the Simple Biosphere model (SiB) in General Circulation Model**: methodology and results. Washington: NASA, 1989. 77p.

Scheffer, M.; Carpenter, S.; Foley, J.A.; Folke, C.; Walker, B. Catastrophic shifts in ecosystems. **Nature**, v.413, n. 6856, p.591-596, 2001.

Schneider, E. K.; Fan, M.; Kirtman, B. P.; Dirmeyer, P. Potential effects of Amazon deforestation on tropical climate. **COLA Technical Report**, v. 226, 41 p, 2006.

Segal, M.; Arritt, W. Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heatflux gradients. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.73, p.1593-1604,1992.

Sellers, P. J. Biophysical models of land surface process. In: Trenberth, K. E. (ed). **Climate system modeling**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. Cap. 14, p. 451 - 490.

Sellers, P. J.; Mintz, Y.; Sud, Y. C.; Dalcher, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation model. **Journal of Atmosphere Sciences**, v.43, n.6, p.505 - 531, 1986.

Sellers, P.J.; Tucker, C.J.; Collatz, G.J.; Los, S.O.; Justice, C.O.; Dazlich, D.A.; Randall, D.A. A global 1o by 1o NDVI data set for climate studies. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI. **International Journal of Remote Sensing**, v.15, n.17, 3519-3545, 1994.

Shukla, J.; Mintz, Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. **Science**, v.215, p.1498-1501, 1982.

Shukla, J.; Nobre, C.; Sellers, P. Amazon deforestation and climate change. **Science**, v.247, p. 1322-1325, 1990.

Shuttleworth, W. J. Evaporation from Amazonian rainforest. **Proc. Roy. Soc. London B**, v.233, p. 321–346, 1988.

Silva Dias, F. S.; Regnier, P. Simulation of mesoscale circulations in a deforested area of Rondônia in dry season. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 531 - 547.

Silva-Dias, M.A.F.; Petersen, W.; Silva-Dias, P.L.; Cifelli, R.; Betts, A.K.; Longo, M.; Gomes, A.M.; Fisch, G.F.; Lima, M.A.; Antonio, M.A.; Albrecht, R.I. A case study of convective organization into precipitating lines in the Southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.107, n.D20, doi:10.1029/2001JD000375, 2002a

Silva-Dias, M.A.F.; Rutledge, S.; Kabat, P.; Silva-Dias, P.L.; Nobre, C.; Fisch, G.; Dolman, A.J.; Zipser, E.; Garstang, M.; Manzi, A.O.; Fuentes, J.D.; Rocha, H.R.; Marengo, J.; Plana-Fattori, A.; Sá, L.D.A.; Alvalá, R.C.S.; Andreae, M.O.; Artaxo, P.; Gielow, R.; Gatti, L. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 107, n. D20, p.8072-8092, doi:10.1029/2001JD000335, 2002b.

Snyder, P.K.; Delire, C.; Foley, J.A. Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate. **Climate Dynamics**, v. 23, p. 379-302, doi: 10.1007/s00382-004-0430-0, 2004.

Soares-Filho, B. S.; Alencar, A.; Nepstad, D.; Cerqueira, G.; Diaz, M.; Rivero, S.; Solórzanos, L.; Voll, E. Simulating the response of land-cover change to road paving and governance along a major Amazon highway: the Santarém-Cuiabá corridor. **Global Change Biology**, v. 10, p.745-764, doi: 10.1111/j.1529-8817.2003.00769.x, 2004.

Soares-Filho, B. S.; Cerqueira, G. C.; Pennachin, C. DINAMICA – a stochastic cellular automata model designed to simulate the landscape dynamics in an Amazonian colonization frontier. **Ecological Modelling**, v. 154, p. 217-235, 2002.

Soares-Filho, B.S.; Nepstad, D. C.; Curran, L. M.; Cerqueira, G.C.; Garcia, R.A.; Ramos, C.A.; Voll, E.; McDonald, C.; Lefebvre, P.; Schlesinger, P.. Modelling conservation in the Amazon basin. **Nature**, v.440, p.520-523, 2006.

Spiegel, M.R. **Estatística**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, , 1972. 580p.

Sternberg, L. S. L. Savanna-forest hysteresis in the tropics. **Global Ecology & Biogeography**, v. 10, p. 369-378, 2001.

Sud, Y. C.; Mintz, Y.; Shukla, J. Influence of land surface roughness on atmospheric circulation and precipitation: A sensitivity study with a general circulation model. **Journal of Applied Meteorology**, v.27, p.1036-1054, 1988.

Sud, Y. C.; Walker, G. K.; Kim, H. L.; Linton, G. E.; Sellers, P. J.; Lau, W. K. Biogeophysical consequences of the tropical deforestation Scenario: a GCM simulation Study. **Journal of Climate**, v.9, p.3225-3247, 1996a.

Sud, Y.; Chao, W.; Walker, G. Dependence of rainfall on vegetation: theoretical considerations, simulation experiments, observations, and inferences from simulated atmospheric soundings. **Journal of Arid Environments**, v.25, p.5-18, 1993.

Sud, Y.; Smith, W. Influence of local land-surface processes on the Indian monsoon – a numerical study. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.24, n.10, p.1015-1036, 1985.

Sud, Y.; Yang, R.; Walker, G. Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: General circulation model simulation study. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. D3, p.7095-7109, 1996b.

Sud, Y.C.; Fennessy, M. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-árid regions using the GLAS GCM. **Journal of Climatology**, v.2, p.105-125, 1982.

Sud, Y.C.; Fennessy, M. Influence of evaporation in semi-arid regions on the July circulation: a numerical study. **Journal of Climatology**, v.4, p.383-398, 1984.

Thompson, S.L.; Pollard, D. A global climate model (GENESIS) with a land-surface-transfer scheme (LSX). Part I: present climate simulation. **Journal of Climate**, v.8, p.732–761, 1995a.

Thompson, S.L.; Pollard, D. A global climate model (GENESIS) with a land-surface-transfer scheme (LSX). Part II: CO₂ sensitivity. **Journal of Climate**, v.8, p.1104–1121, 1995b.

Trenberth, K.; Branstator, G.; Karoly, D.; Kumar, N.; Lau, C.; Ropelewski, C. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. **Journal of Geophysical Research**, v.103, p.14.291-14.324, 1998.

Van den Hurk, B.J.J.M; Viterbo, P.; Beljaars, A.C.M.; Betts, A.K. **Offline validation of the ERA40 surface scheme**, 2000. Reading, England: ECMWF, ECMWF Tech Memo 295.

van Loon, H.; Rogers J.C. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I. general description. **Mon. Weather Review**, v.106, p.296-310, 1978.

Voldoire, A.; Royer, J. F. Tropical deforestation and climate variability. **Climate Dynamics**, v.22, p. 857-874, 2004.

Von Randow, C.; Manzi, A.; Kruijt, B.; Oliveira, P.; Zanchi, F.; Silva, R.; Hodnett, M.; Gash, J.; Elbers, J.; Waterloo, M.; Cardoso, F.; Kabat, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical Applied Climatology**, v. 78, p.5-26, 2004.

Walker, G.T.; Bliss, E.M. World Weather. **V Mem. Roy. Meteor. Soc.**, v.4, p.53-84, 1932.

Wallace, J. M.; Gutzler, D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, **Mon. Weather Rev.**, v.109, p.784–812, 1981.

Wang, J.; Bras, R.; Eltahir, A. Numerical simulation of nonlinear mesoscale circulations induced by the thermal heterogeneities of land surface. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.55, p.447-464, 1998.

Wang, J.; Bras, R.; Eltahir, A. The impact of observed deforestation on the mesoscale distribution of rainfall and clouds in Amazonia, **Journal of Hydrometeorology**, v.1, p.267-286, 2000.

Wang, J.; Bras, R.; Eltahir, B. A stochastic linear theory of mesoscale circulation induced by the thermal heterogeneity on the land surface. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.53, p.3349-3366, 1996.

Werth, D.; Avissar, R. The local and global effects of Amazon deforestation, **J. Geophys. Res.**, v.107, n.D20, 8087, doi:10.1029/2001JD000717, 2002.

Werth, D.; Avissar, R. The local and global effects of African deforestation, **Geophys. Res. Lett.**, v.32, L12704, doi:10.1029/2005GL022969, 2005a.

Werth, D.; Avissar, R. The local and global effects of Southeast Asian deforestation, **Geophys. Res. Lett.**, v.32, L20702, doi:10.1029/2005GL022970, 2005b.

Wetzel, P.; Argentini, S.; Boone, A. Role of land surface in controlling daytime cloud amount: Two case studies in the GCIP-SW area. **Journal of Geophysical Research**, v.101, p.7359-7370, 1996.

Willmott, C.J.; Matsuura, K. **Terrestrial air temperature and precipitation: monthly and annual climatologies**. 1998. Disponível em: <http://climate.geog.udel.edu/~climate>. Data de acesso: 14 set 2005

Willmott, C.J.; Rowe, C.M.; Mintz, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, v.5, p.589-606, 1985.

Wilson, M. F.; Henderson-Sellers. A global archive of land cover and soil data for use in general circulation climate models. **Journal of Climatology**, v.5, p.119-143, 1985.

Wright, I. R.; Gash, J.; Rocha, H.; Roberts, J. Modelling surface conductance for Amazonian pasture and forest. In: Gash, J.C.; Nobre, C.; Roberts, J.; Victoria, R. (eds). **Amazonian Deforestation and Climate**. New York: John Wiley, 1996. p. 437-458.

Xie, P.; Arkin, P. A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.78, p.2539–2558, 1997.

Xue, Y.; Bastable, H. G.; Dirmeyer, P. A.; Sellers, P. J. Sensitivity of simulated surface fluxes to changes in land surface parameterizations – a study using ABRACOS data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 35, p. 386-400, 1996.

Xue, Y.; Sellers, P.J.; Kinter, J.L.; Shukla, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v.4, p.345-364, 1991.

Zeng, N. Understanding climate sensitivity to tropical deforestation in a mechanistic model. **Journal of Climate**, v.11, p.1969-1975, 1998.

Zeng, N.; Neelin, J. D. A land-atmosphere interaction theory for the tropical deforestation problem. **J. Climate**, v. 12, p. 857-872, 1999.

Zhang, H.; Henderson-Sellers, A.; Impacts of tropical deforestation. Part I: Process Analysis of local climatic Change. **Journal of Climate**, v.9, p.1497-1517, 1996.

Zhang, H.; McGuffie, K.; Henderson-Sellers, A. Impacts of tropical deforestation. Part II: the role of large-scale dynamics. **Journal of Climate**, v.9, p.2498-2521, 1996.

ANEXO A – ARTIGO PUBLICADO

GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612, 2007



Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion

Gilvan Sampaio,¹ Carlos Nobre,¹ Marcos Heil Costa,² Prakki Satyamurty,¹ Britaldo Silveira Soares-Filho,³ and Manoel Cardoso¹

Received 7 May 2007; revised 7 August 2007; accepted 9 August 2007; published 13 September 2007.

[1] Field observations and numerical studies revealed that large scale deforestation in Amazonia could alter the regional climate significantly, projecting a warmer and somewhat drier post-deforestation climate. In this study we employed the CPTEC-INPE AGCM to assess the effects of Amazonian deforestation on the regional climate, using simulated land cover maps from a business-as-usual scenario of future deforestation in which the rainforest was gradually replaced by degraded pasture or by soybean cropland. The results for eastern Amazonia, where changes in land cover are expected to be larger, show increase in near-surface air temperature, and decrease in evapotranspiration and precipitation, which occurs mainly during the dry season. The relationship between precipitation and deforestation shows an accelerating decrease of rainfall for increasing deforestation for both classes of land use conversions. Continued expansion of cropland in Amazonia is possible and may have important consequences for the sustainability of the region's remaining natural vegetation. **Citation:** Sampaio, G., C. Nobre, M. H. Costa, P. Satyamurty, B. S. Soares-Filho, and M. Cardoso (2007), Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612.

1. Introduction

[2] Deforestation has reached an area of 560,000 km² (15% of the forest area) in Brazilian Amazonia alone (www.obt.inpe.br/prodes) due mostly to cattle ranching and agriculture, with soybean cropland expansion playing a major role in the last few years [Morton *et al.*, 2006; Costa *et al.*, 2007]. Agriculture has a major contribution for the economy in Brazil, which is increasingly becoming a leader in the meat, soy and biofuel international markets. If this trend continues into the future, about 40% of the Amazon forests will disappear by 2050 [Soares-Filho *et al.*, 2006]. Combining the types of land use that are currently observed and the fact that Amazonia represents a substantial fraction of the territorial extent indicates a strong potential for widespread expansion of pastures and agricultural areas in the place of original forests in the region.

¹Center for Weather Forecasting and Climate Studies, Brazilian Space Research Institute, Cachoeira Paulista, Brazil.

²Department of Agricultural and Environmental Engineering, Federal University of Viçosa, Viçosa, Brazil.

³Centro de Sensoriamento Remoto, Federal University of Minas Gerais, Minas Gerais, Brazil.

[3] Several studies have shown the importance of the tropical rainforests for the Earth's climate. For example, field observations [Gash and Nobre, 1997] and numerical studies [e.g., Dickinson and Henderson-Sellers, 1988; Nobre *et al.*, 1991; Hahmann and Dickinson, 1997; Costa and Foley, 2000] reveal that large scale deforestation in Amazonia could alter the regional climate significantly. Generally, replacing forests with pastures reduces evapotranspiration and increases the surface sensible heat flux and, consequently, surface temperature. In specific, forest conversion increases the surface albedo, lowers the surface roughness, and reduces the leaf-area index (and associated canopy interception) and the available soil moisture (mainly because pasture plants often have shallower roots than rainforest trees) [Gash and Nobre, 1997].

[4] As a consequence, tropical deforestation is expected to lower the ability of the land surface to maintain a high rate of evapotranspiration throughout the year, leading to changes in the latent heating of the atmospheric boundary layer and the strength of tropical convection. In general it is expected that these changes in the surface energy and water balance lead to a significant reduction in rainfall and an increase in surface temperature [Sud *et al.*, 1993; Costa and Foley, 2000].

[5] In order to assess the effects of Amazonian deforestation on the regional climate, we used the CPTEC-INPE AGCM driven by land cover maps under a business-as-usual scenario. Previous studies [e.g., Nobre *et al.*, 1991; Lean and Rowntree, 1993; Costa and Foley, 2000; Berbet and Costa, 2003], in general, have considered a single scenario of degraded pasture. Here, the rainforest is gradually replaced by degraded pasture or by soybean cropland, allowing for analyses of transient states of the land cover and reflecting the potential for agricultural expansion in the region.

2. Model Description and Experiment Design

[6] The CPTEC-INPE global atmospheric model [Cavalcanti *et al.*, 2002] is used for the numerical simulations, with T062L42 spectral resolution (42 vertical levels, ~2° lat/lon horizontal resolution). The land surface scheme is the SSiB [Xue *et al.*, 1991]. For each land grid point, a vegetation type (biome) is prescribed following the classification by Dorman and Sellers [1989] along with a set of physical, morphological, and physiological parameters. Based on the work of Nobre *et al.* [1991], Xue *et al.* [1996] and the ABRACOS experiment [Gash *et al.*, 1996], we create a new vegetation type called degraded grass (pasture). Based on Costa *et al.* [2007], we created another new vegetation type called soybean cropland (soy-

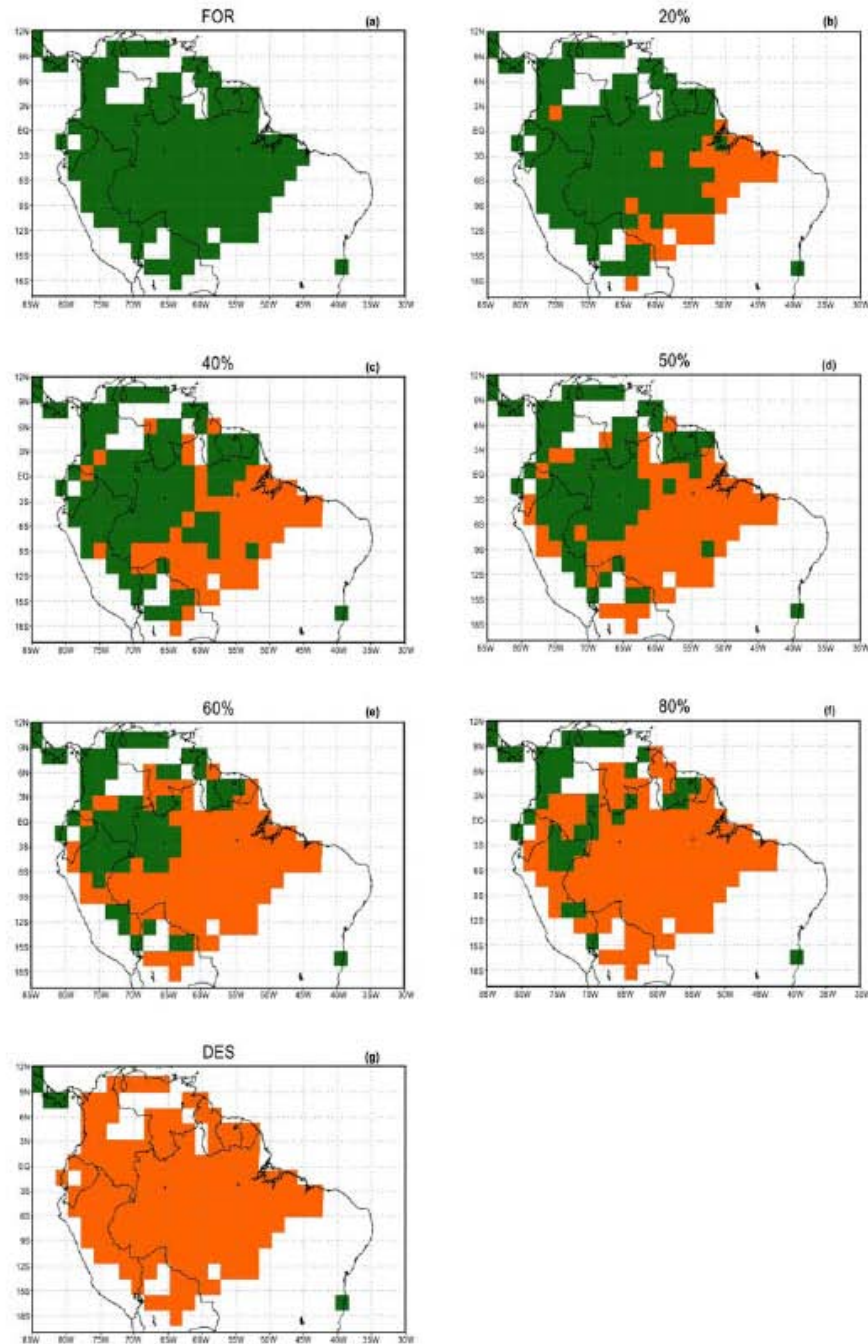


Figure 1. Deforestation scenarios for the Amazon on a $\sim 2^\circ$ lat/lon grid: (a) control case; land cover scenario with (b) $\sim 20\%$ of deforested area, (c) $\sim 40\%$ of deforested area, (d) $\sim 50\%$ of deforested area, (e) $\sim 60\%$ of deforested area, and (f) $\sim 80\%$ of deforested area; and (g) total deforestation case (green: tropical forest, red: pasture or soybean cropland).

bean), which has the physiology of a C3 plant and was parameterized with data from a soybean micrometeorological experiment performed in 2005 in Paragominas, eastern Amazonia.

[7] The modeled soybean crop was planted on 4 February, and harvested on 15 June, and in the remainder of the year the land cover type was bare soil. The simulated deforestation was converted to degraded grass (for land cover change

Table 1. Vegetation Parameters Used in CPTEC-INPE AGCM to Characterize Forest, Pasture and Soybean in the Amazon Basin

Parameter	Forest	Pasture	Soybean
Albedo ^a	0.13	0.19	0.18
Albedo ^b	0.12–0.13	0.17–0.21	0.17–0.25
Leaf area index ^b	5.0–5.0	1.2–2.2	0.13–5.9
Vegetation fraction ^b	0.98–0.98	0.50–0.90	0.0–0.90
Roughness length, ^a m	2.65	0.08	0.02
Height of canopy top, m	35.0	0.6	0.4

^aAnnual mean.

^bIntra-annual variation.

scenarios with deforested areas equal to 20%, 40%, 50%, 60%, 80% and 100% of the original extent of the Amazon forest) or to soybean cropland (with deforested areas of 20%, 50%, 80% and 100%), and for each scenario a pseudo-equilibrium between the climate and vegetation was obtained.

[8] The land cover change scenarios with deforested areas smaller than 40% are from *Soares-Filho et al.* [2006]. Their model produces annual maps of simulated future deforestation under user-defined scenarios of highway paving, protected areas networks, protected areas effectiveness, deforestation rates and deforested land ceilings. The land cover change scenarios with deforested areas greater than 40% are obtained using the same methodology extending further into the future the simulation of deforestation under the business-as-usual scenario, which considers that recent deforestation trends will continue; highways currently scheduled for paving will be paved; compliance with legislation requiring forest reserves on private land will remain low; and protected areas will not be enforced (Figure 1). Though extreme, it is important to evaluate scenarios of complete deforestation. The Amazon has entered a new era as the growing profitability of cattle ranching and soy production increases deforestation rates and drives the expansion of the highway network into the region's core [*Soares-Filho et al.*, 2006]. According to *Nepstad et al.* [2006 references therein], "Brazil is the world's leading exporter of poultry, beef, oranges, and sugar cane and will soon be the leading exporter of cotton, soybeans, and biofuels." Large areas of the Amazon Basin have suitable soils, climate, and topography with strong potential for large-scale mechanized agriculture [*Morton et al.*, 2006]. The extreme scenario of total deforestation is used to provide insight into underlying physical principles of the functioning of the system, since it is unlikely that

deforestation will affect all forests over western and north-western Amazon.

[9] For the control run and for each treatment, the AGCM is integrated for 87 months, with five different initial conditions derived from five consecutive days of NCEP analyses, from 14 to 18 October 2002. We use climatological boundary conditions, including sea surface temperature, for treatments and control. In all simulations, atmospheric CO₂ concentrations are set to 370 ppmv. In the present work, the assessment of climate impacts is based on anomaly values (difference between treatment and control runs). Due to the existence of systematic errors, it is necessary to assign uncertainties to the calculated anomalies [*Oyama and Nobre*, 2003]. The first 27 months of each integration are neglected due to the soil moisture spin up. The results are the mean of the last 60 months (treatment–control).

[10] Table 1 shows the differences between rainforest, pasture and soybean parameters. Albedo is one of the most important controlling parameters to explain precipitation changes [*Berbet and Costa*, 2003; *Costa et al.*, 2007]. Other important differences between pasture and soybean are: leaf area, vegetation fraction and surface roughness. These differences arise mainly because the soybean crop was grown only during the first half of the year, becoming bare soil during the remainder of the year. Although this is a realistic agricultural management practice in Amazonia, it is also common in certain regions to grow a secondary crop, such as millet or sorghum, that would maintain the albedo at higher levels than specified for longer periods [*Costa et al.*, 2007].

3. Results and Discussion

[11] This paper focuses only on eastern Amazonia because of the higher climate predictability of the CPTEC-INPE AGCM for this region [*Marengo et al.*, 2003]. This spatial pattern of predictability is also present in the results of other major climate models, such as ECHAM [*Moron et al.*, 1998] and CCM3 [*Kiehl et al.*, 1998].

[12] The results for pasture show warmer near-surface air temperature (hereafter referred as surface temperature) in all deforestation cases compared to the control case (Table 2). For the scenario of complete conversion of forest to pasture (hereafter referred to as "PAS"), some areas can become warmer than 4°C. The higher surface temperature in all deforestation cases gives rise to more outgoing longwave

Table 2. Average Differences Between Annual Means of Pasture and Control Case for Eastern Amazonia

Variable	Deforested Fraction ^a					
	20%	40%	50%	60%	80%	100% Pasture
Precipitation, %	−0.2 (0.4)	−2.2 (0.7)	−5.8 (2.4)	−9.2 (0.8)	−14.9 (3.0)	−18.2 (1.9)
Temperature, ^b °C	0.8 (0.1)	1.7 (0.1)	2.2 (0.1)	2.6 (0.1)	2.8 (0.1)	3.1 (0.1)
Evapotranspiration, %	−4.7 (0.3)	−11.0 (0.8)	−15.1 (0.8)	−19.1 (0.5)	−22.1 (1.4)	−25.7 (1.0)
Sensible heat flux, %	3.9 (1.4)	12.9 (1.9)	19.6 (3.5)	28.4 (2.0)	35.6 (5.5)	42.8 (4.5)
Relative humidity, %	−2.8 (0.2)	−6.3 (0.4)	−8.4 (0.7)	−10.5 (0.3)	−12.0 (0.8)	−13.7 (0.6)
Outgoing longwave radiation, %	0.4 (0.2)	0.9 (0.1)	1.5 (0.4)	2.1 (0.1)	2.9 (0.5)	3.5 (0.3)
Net radiation, %	−2.4 (0.3)	−4.3 (0.2)	−5.4 (0.4)	−5.7 (0.2)	−5.8 (0.4)	−6.2 (0.3)
Cloud cover, %	−2.1 (0.2)	−5.1 (0.4)	−7.2 (0.6)	−8.9 (0.4)	−10.5 (0.8)	−12.4 (0.6)
CAPE, %	2.2 (0.7)	−1.7 (0.8)	−6.1 (1.8)	−10.4 (0.6)	−12.9 (2.2)	−16.1 (1.2)

^aStandard deviation in parentheses.

^bDeforested-control.

Table 3. Average Differences Between Annual Means of Soybean and Control Case for Eastern Amazonia^a

Variable	Deforested Fraction			
	20%	50%	80%	100% Soybean
Precipitation, %	1.8 (2.2)	-4.6 (1.8)	-19.2 (1.7)	-25.8 (0.8)
Temperature, ^b °C	1.2 (0.1)	2.9 (0.1)	3.7 (0.1)	4.2 (0.1)
Evapotranspiration, %	-5.6 (0.8)	-18.1 (0.8)	-26.5 (1.2)	-31.2 (0.6)
Sensible heat flux, %	4.9 (1.2)	24.4 (2.6)	44.0 (2.6)	53.7 (2.0)
Relative humidity, %	-3.4 (0.5)	-10.4 (0.5)	-15.0 (0.6)	-17.5 (0.3)
Outgoing longwave radiation, %	0.3 (0.1)	1.7 (0.2)	3.7 (0.2)	4.9 (0.2)
Net radiation, %	-2.8 (0.4)	-6.2 (0.1)	-6.5 (0.3)	-7.0 (0.3)
Cloud cover, %	-2.1 (0.4)	-8.0 (0.5)	-12.9 (0.8)	-16.2 (0.5)
CAPE, %	5.2 (0.8)	-6.6 (1.6)	-16.8 (1.5)	-22.1 (1.2)

^aStandard deviation in parentheses.

^bDeforested-control.

radiation from the surface compared to the control case. This relative warming of the deforested land surface is consistent with the reduction in evapotranspiration, the lower leaf area and the lower surface roughness length (Table 2). Over eastern Amazonia the decrease of evapotranspiration is about 26% (~370 mm/year) in PAS

(Table 2). All the factors—the higher surface albedo, the lower surface aerodynamic roughness, the lower leaf area, and the shallower rooting depth of pasture and soybean cropland compared with forest—contribute to reduce evapotranspiration [Costa and Foley, 2000]. To partially compensate the decrease in evapotranspiration (latent heating),

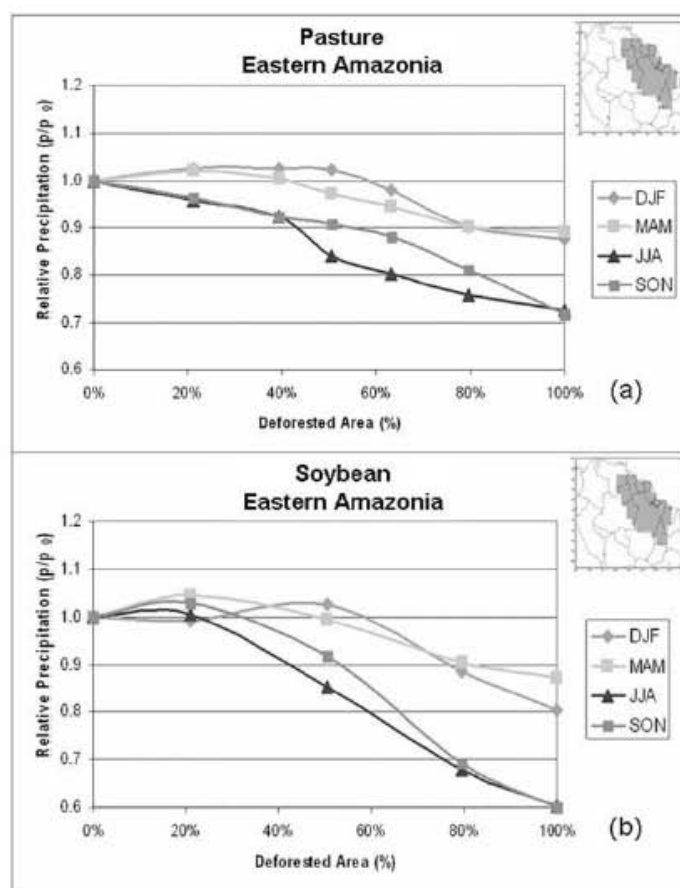


Figure 2. Mean seasonal precipitation of deforested cases compared to the control case over eastern Amazonia. Deforested areas are converted to (a) pasture and (b) soybean. Each point represents an average of 5 simulations (5 initial conditions) for each scenario.

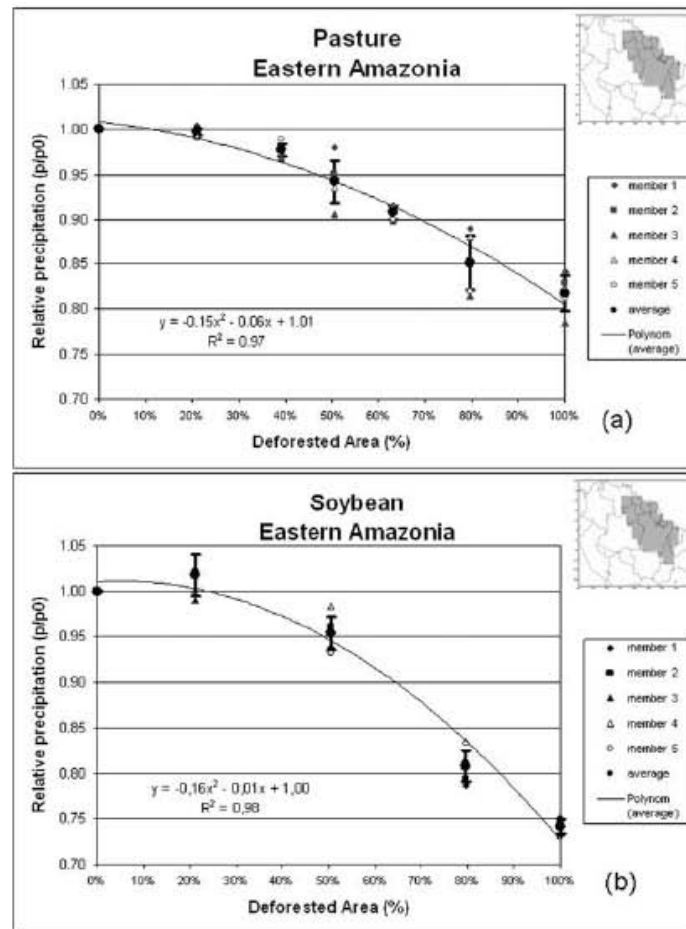


Figure 3. Annual mean precipitation of deforested cases compared to the control case in eastern Amazonia. Deforested areas are converted to (a) pasture and (b) soybean. Each point represents one simulation run for each scenario, and the black dots represent an average of 5 simulation runs. In both cases, the black line represents the parabolic best fit, in which the change in land surface explains the majority ($R^2 = 0.97$ and 0.98) of the precipitation variance. The bar represents the standard deviation.

sensible heat fluxes increase by about 43% ($\sim 20 \text{ W m}^{-2}$) in PAS, leading to the estimated increases in temperature. The results for soybean cropland (Table 3) show even warmer surface temperatures for all deforestation cases, higher reduction in evapotranspiration (31.2% for complete conversion of forest to soybean—hereafter referred to as “SOY”) and increase in sensible heat flux ($\sim 54\%$ for SOY).

[13] The annual precipitation is reduced by 18.2% ($\sim 346 \text{ mm}$) for the PAS case for eastern Amazonia, and there is a decrease in precipitation associated with pasture expansion (Table 2). The changes in precipitation for all experiments show reduction mainly over eastern Amazonia and increase in the western Amazonia. Figure 2 shows the seasonal averages for eastern Amazonia. The reduction in precipitation in this area is more evident when the deforestation exceeds 40% of the original forest extent. Small scale, patchy, heterogeneous deforestation pattern can, in principle, drive mesoscale circulations which might even enhance

precipitation over deforested areas, as suggested by *Baidya Roy and Avissar* [2002]. However, as deforestation affects larger scales with more homogeneous land covers, then large-scale land-atmosphere processes are dominant. The reduction in precipitation occurs mainly during the dry season for that region in June–July–August (JJA) and September–October–November (SON). The same tendency is observed for the soybean cropland expansion case, showing even a higher reduction in precipitation ($\sim 40\%$ in SOY case for JJA and SON). The tendency for decrease in precipitation associated with pasture expansion is similar to that of soybean cropland expansion for the same extent of deforested area. Still, the magnitude of precipitation decrease is higher over soybean than over pasture. This difference seems to be related to increase in land surface albedo, sensible heat flux and related increase in surface temperature, mainly because in soybean crops the land becomes bare soil during one half of the year.

[14] The underlying mechanism for the simulated changes in precipitation are linked to reduction of evapotranspiration associated with a decrease in leaf area index, a decrease in root depth, and reduction of roughness, which, in turn, decreases the surface latent heat fluxes through the decrease in drag coefficient [Hahmann and Dickinson, 1997; Costa et al., 2007]. By reducing evapotranspiration, forest clearing diminishes the amount of water being pumped into the atmosphere, thereby contributing to reducing precipitation and relative humidity (Tables 2 and 3). The reduction in absorbed solar radiation, due to increases both in albedo and surface temperature, leads to a decrease in the net radiative heating of the land surface.

[15] In the deforested case, the solar and longwave radiation changes imply a decrease of 6.2% ($\sim 10 \text{ W m}^{-2}$) in the net radiation at the surface for PAS and decrease of 7.0% ($\sim 11.3 \text{ W m}^{-2}$) for SOY, and this is dominated by the longwave part of the surface energy budget (Tables 2 and 3). Due to the reduction of latent heat flux, less energy fuels the atmospheric circulation, which ultimately results in a cooling of the upper atmosphere, followed by subsidence, less precipitation, reduction in convection and less cloudiness over the deforested areas [Eltahir, 1996; Hahmann and Dickinson, 1997]. Dirmeyer and Shukla [1994] have showed that the impact of an increase in continental albedo is a reduction in precipitation. In this work, for the case of replacing the entire Amazon forest by pastures (PAS case), there will be an increase of about 5% in continental albedo and a reduction of about 18.2% ($\sim 346 \text{ mm}$) in precipitation, and a reduction in precipitation of about 25.8% ($\sim 491 \text{ mm}$) for the SOY case (Tables 2 and 3).

[16] The results for pasture and soybean show reduction of evapotranspiration, warmer surface temperature and increase in sensible heat flux over eastern Amazonia (Tables 2 and 3). Thus, one can conceive of a negative feedback driven by enhanced sensible heating in the deforested case. That could generate both a more unstable vertical profile and a thermal low which, in turn, could enhance moisture convergence and precipitation. However, for that region one has to consider the aggregated effects of more sensible heating, increasing column instability, and less latent heating, drying out the boundary layer and decreasing instability. The calculation of the convective available potential energy-CAPE [Moncrieff and Miller, 1976] for eastern Amazonia shown in Tables 2 and 3 confirms a decrease of this instability index with increase of deforested area, which is consistent with reductions in precipitation.

[17] Avissar et al. [2002] discussed the impact of gradual deforestation on precipitation and proposed three hypothetical possible patterns: 1) a linear decrease of precipitation as a response of increasing deforested areas; 2) an initial sharp reduction of precipitation for a relatively small extent of deforestation, with further deforestation not having a significant impact; and 3) a possible increase of precipitation for a small extent of deforestation as a response to meso-scale circulations, followed by a catastrophic decrease in precipitation after the deforestation extent has passed a threshold value. Here, our results indicate a parabolic relationship between precipitation reduction and deforestation (Figures 3a and 3b) for both land uses (pasture and

soybean) which explains $\sim 98\%$ of the precipitation variance.

4. Summary and Conclusions

[18] This paper assesses the climate impacts of converting the Amazon rainforest into pastures or soybean croplands using simulated land cover maps from a business-as-usual scenario of future deforestation. The results for eastern Amazonia show increase in surface temperature and decrease in evapotranspiration and precipitation. The precipitation change after deforestation over eastern Amazonia is associated with increase in albedo and reduction of evapotranspiration associated with the lower surface aerodynamic roughness, the lower leaf area, and the shallower rooting depth of pasture and soybean cropland compared with forest. The relationship between simulated precipitation and deforestation shows an accelerating decrease of rainfall for increasing deforestation for both classes of land use conversions. The reduction in precipitation in this region is more evident when deforestation exceeds 40% of the original forest cover, and this reduction in precipitation occurs mainly during the dry season. When we analyze the average change in precipitation for the entire Amazon (not presented here) we find the same tendency: reduction in precipitation in dry season of about 16% for the case of replacing the entire forest by pasture, and 24% for replacing by soybean. The reduction in precipitation can create favorable conditions to potentially alter the structure of the forests, and lead to a process of savannization, as suggested by some studies [e.g., Nobre et al., 1991; Oyama and Nobre, 2003; Hutyrá et al., 2005].

[19] The ecosystems of Amazonia are subjected to various, but interconnected, environmental driving forces at the regional and global scales. Continuing trends of pasture and soybean cropland expansion over Amazon rainforests may have important consequences for the sustainability of the region's remaining natural vegetation.

[20] **Acknowledgments.** We thank Gordon and Betty Moore foundation and LBA.

References

- Avissar, R., P. L. Silva Dias, M. A. F. Silva Dias, and C. Nobre (2002), The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs, *J. Geophys. Res.*, *107*(D20), 8086, doi:10.1029/2002JD002704.
- Baidya Roy, S., and R. Avissar (2002), Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia, *J. Geophys. Res.*, *107*(D20), 8037, doi:10.1029/2000JD000266.
- Berbet, M. L. C., and M. H. Costa (2003), Climate change after tropical deforestation: Seasonal variability of surface albedo and its effects on precipitation change, *J. Clim.*, *16*, 2099–2104.
- Cavalcanti, I. F. A., et al. (2002), Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM, *J. Clim.*, *15*, 2965–2988.
- Costa, M. H., and J. A. Foley (2000), Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia, *J. Clim.*, *13*, 18–34.
- Costa, M. H., S. N. M. Yanagi, P. J. O. P. Souza, A. Ribeiro, and E. J. P. Rocha (2007), Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L07706, doi:10.1029/2007GL029271.
- Dickinson, R. E., and A. Henderson-Sellers (1988), Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterizations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *114*, 439–462.
- Dirmeyer, P. A., and J. Shukla (1994), Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation, *J. Geophys. Res.*, *99*(D10), 20,863–20,878.

- Doman, J. L., and P. J. Sellers (1989), A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB), *J. Appl. Meteorol.*, **28**, 833–855.
- Eltahir, E. A. B. (1996), Role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics, *J. Geophys. Res.*, **101**(D2), 4255–4268.
- Gash, J. H. C., and C. A. Nobre (1997), Climatic effects of Amazonian deforestation: Some results from ABRACOS, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 823–830.
- Gash, J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria (Eds.) (1996), *Amazonia Deforestation and Climate*, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Hahmann, A., and R. E. Dickinson (1997), RCM2-BATS model over tropical South America: Applications to tropical deforestation, *J. Clim.*, **10**, 1944–1964.
- Hutyra, L. R., J. W. Munger, C. A. Nobre, S. R. Saleska, S. A. Vieira, and S. C. Wofsy (2005), Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazonia, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24712, doi:10.1029/2005GL024981.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, D. L. Williamson, and P. J. Rasch (1998), The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCMB, *J. Clim.*, **11**, 1131–1149.
- Lean, J., and P. R. Rowntree (1993), A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 509–530.
- Marengo, J. A., et al. (2003), Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM, *Clim. Dyn.*, **21**, 459–475.
- Moncrieff, M. W., and M. J. Miller (1976), The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **102**, 373–394.
- Moron, V., A. Navarra, M. N. Ward, and E. Roeckner (1998), Skill and reproducibility of seasonal rainfall patterns in the tropics in ECHAM-4 GCM simulation with prescribed SST, *Clim. Dyn.*, **14**, 83–100.
- Morton, D. C., R. S. DeFries, Y. E. Shimabukuro, L. O. Anderson, E. Arai, F. del Bon Espirito-Santo, R. Freitas, and J. Morissette (2006), Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian Amazon, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **103**, 14,637–14,641, doi:10.1073/pnas.0606377103.
- Nepstad, D. C., C. M. Stickler, and O. T. Almeida (2006), Globalization of the Amazon and beef industries: Opportunities for conservation, *Conserv. Biol.*, **20**, 1595–1603, doi:10.1111/j.1523-1739.2006.00510.x.
- Nobre, C. A., P. J. Sellers, and J. Shulka (1991), Amazonian deforestation and regional climate change, *J. Clim.*, **4**, 957–988.
- Oyama, M. D., and C. A. Nobre (2003), A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(23), 2199, doi:10.1029/2003GL018600.
- Soares-Filho, B., et al. (2006), Modelling conservation in the Amazon basin, *Nature*, **440**, 520–523.
- Sud, Y. C., W. Chao, and G. Walker (1993), Dependence of rainfall on vegetation: Theoretical considerations, simulation experiments, observations, and inferences from simulated atmospheric soundings, *J. Arid Environ.*, **25**, 5–18.
- Xue, Y., P. J. Sellers, J. L. Kinter, and J. Shukla (1991), A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Clim.*, **4**, 345–364.
- Xue, Y., H. G. Bastable, P. A. Dirmeyer, and P. J. Sellers (1996), Sensitivity of simulated surface fluxes to changes in land surface parameterizations—A study using ABRACOS data, *J. Appl. Meteorol.*, **35**, 386–400.

M. Cardoso, C. Nobre, G. Sampaio, and P. Satyamurty, Center for Weather Forecasting and Climate Studies, Brazilian Space Research Institute, Rodovia Pres. Dutra, km 39-INPE, Cachoeira Paulista, SP 12530000, Brazil.

M. H. Costa, Department of Agricultural and Environmental Engineering, Federal University of Viçosa, Av. P.H. Rolfs, s/n, Viçosa, MG 36570-000, Brazil.

B. S. Soares-Filho, Centro de Sensoriamento Remoto, Federal University of Minas Gerais (UFMG), Av. Antonio Carlos 6627, Belo Horizonte, Minas Gerais 31270-901, Brazil.