



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/08.18.20.53-TDI

**OS EFEITOS DE INCÊNDIOS NATURAIS E DAS
MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS NA
DISTRIBUIÇÃO DA VEGETAÇÃO NA AMÉRICA DO
SUL TROPICAL - UM ESTUDO DE MODELAGEM**

Marina Hirota

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Carlos Nobre, e Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 03 de setembro de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/384KSSE>>

INPE
São José dos Campos
2010

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/08.18.20.53-TDI

**OS EFEITOS DE INCÊNDIOS NATURAIS E DAS
MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS NA
DISTRIBUIÇÃO DA VEGETAÇÃO NA AMÉRICA DO
SUL TROPICAL - UM ESTUDO DE MODELAGEM**

Marina Hirota

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Carlos Nobre, e Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 03 de setembro de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/384KSSE>>

INPE
São José dos Campos
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

M27e Hirota, Marina.
Os efeitos de incêndios naturais e das mudanças climáticas globais na distribuição da vegetação na América do Sul Tropical - um estudo de modelagem / Marina Hirota. – São José dos Campos : INPE, 2010.
132 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/08.18.20.53-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

Orientadores : Drs. Carlos Nobre, e Marcos D.Oyama.

1. Mudanças Climáticas. 2. Modelagem Conceitual. 3. Transição Floresta-Cerrado. 4. Fogo Natural. 5. Biomas da América do Sul. I.Título.


CDU 551.588.6

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

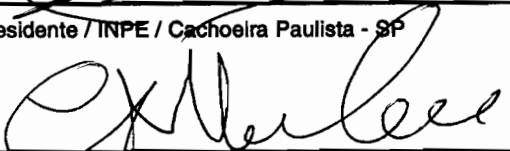
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia

Dr. José Antonio Marengo Orsini



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Carlos Afonso Nobre



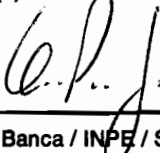
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Marcos Dalsuke Oyama



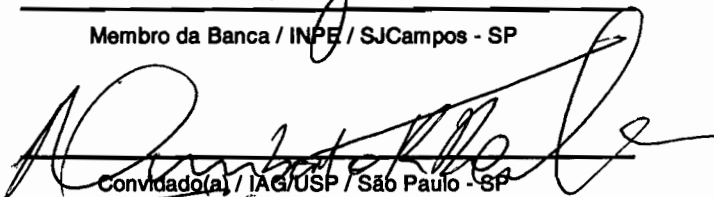
Orientador(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Osmar Pinto Junior



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Humberto Ribeiro da Rocha



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

Dr. Valério De Patta Pillar



Convidado(a) / UFRGS / Porto Alegre - RS

Aluno (a): Marina Hirota Magalhães

São José dos Campos, 03 de setembro de 2010

*"When you want more than you have, you think you need...
and when you think more than you want, your thoughts begin to bleed.*

*I think I need to find a bigger place...
cause when you have more than you think, you need more space.*

*Society, you're a crazy breed.
I hope you're not lonely, without me.*

*Society, crazy indeed...
I hope you're not lonely, without me."*

EDDIE VERDER

*A meus avós **Aiko** e **Schin-Ichi Hirota**, com amor. Que eu possa sempre ser tão lúcida e carinhosa com as pessoas, como eles foram comigo.*

AGRADECIMENTOS

Aos professores Carlos Nobre e Marcos Oyama pela confiança e incentivo de todos os momentos. Obrigada por me mostrarem e ensinarem que os avessos da mesma costura podem caminhar juntos de maneira complementar a fim de que os ideais e a lucidez se equilibrem e coexistam dentro de mim.

À minha família pelo amor, carinho e apoio.

Ao companheiro de vida e mestre Felipe pela compreensão, alegria, amor, carinho e apoio em todos os momentos.

Aos queridos amigos incondicionais de todas as horas Clara, Diana, Lucho, Marília, Diego e Isabel por estarem sempre de braços abertos e de olhos fechados. Levarei vocês pela vida!

Aos amigos mais recentes e não menos importantes e presentes Daniel, Celso, Rita e Félix pela força e diversão dos últimos tempos.

A todos os amigos da pós graduação do INPE, especialmente, Annette, Etienne, Ana Paula, David, Leandro e Luciana por dividirem muitos momentos divertidos e cansativos ao longo do doutorado.

Ao mestre de Fortran e amigo Paulo Kubota e ao amigo de trabalho Gilvan Sampaio por me ajudarem a enfretar, entre outras coisas, o modelo global e supercomputador do CPTEC.

A todos os professores da PGMet por me ensinarem tudo a partir do nada! Em especial ao mestre V. B. Rao por me fornecer lucidez nos momentos escuros dos conceitos meteorológicos.

Aos colegas de trabalho do CES: Guillermo, Manoel, Viviane, Íris, Thales, Giovanni, Jorge, Roger, Lincoln, Wagner, Marcos Sanches, Juninho, Pesquero, Suzana, Emily e Luiz pela companhia divertida durante a semana, e em alguns momentos, solitária dos finais de semana.

A todos os funcionários do INPE de Cachoeira Paulista e São José dos Campos que

me ajudaram durante essa caminhada: secretárias lindas (Denise, Lilian, Simone, Fabielle, Ana Laura, Regiane e Lina), pessoas da biblioteca, pessoas da limpeza, motoristas e guardas. Pode parecer que não, mas sem vocês teria sido muito mais difícil! Obrigada, obrigada, obrigada!

A todos que eu não citei, mas que direta ou indiretamente passaram ou estão em minha vida e que por isso me ensinaram ou ainda me ensinam a ser uma pessoa melhor. Muito obrigada.

RESUMO

Elaborou-se um modelo conceitual clima-vegetação-fogo natural (CVFN) para avaliar a sensibilidade e vulnerabilidade da floresta, da savana e da transição floresta-savana a mudanças ambientais globais, na América do Sul tropical. Inicialmente, em condições ambientais atuais, os resultados do modelo CVFN sugeriram que na ausência de incêndios, as florestas tropicais se estenderiam em aproximadamente 200 km para oeste sobre o domínio savânico atualmente observado. Posteriormente, mudanças ambientais na precipitação, temperatura e descargas elétricas foram impostas ao modelo. Essas alterações, que em forma agregada representam as mudanças climáticas esperadas devido ao aquecimento global e ao desmatamento, variam entre um aquecimento de 2°C a 6°C, entre +10% a -20% de precipitação, e 0 a 15% de aumento no número de raios. As alterações mais críticas na vegetação foram projetadas para o extremo leste da bacia Amazônica, com um alargamento da transição floresta-savana de 150 km para 300 km, com perdas da cobertura arbórea variando entre 20% e 85%. Isso significa que ~6% das áreas atualmente cobertas por florestas poderiam potencialmente se transformar em paisagens savânicas abertas (dominadas por gramíneas). O mecanismo que controla essa redução arbórea consiste na combinação de condições climáticas menos favoráveis para árvores e mais atividade de fogo. Adicionalmente, essa análise de sensibilidade previu que a vegetação de caatinga no Nordeste do Brasil poderia potencialmente se tornar um solo descoberto. Por outro lado, a sensibilidade climática a mudanças individuais e concomitantes de cobertura da terra na Amazônia (AMZ), no Cerrado (CER) e no Nordeste do Brasil (NEB) também foi avaliada através de simulações utilizando o MCGA/CPTEC. Os resultados do experimento de aridização do CER não foram conclusivos. Ainda, além dos efeitos locais da “savanização” da AMZ (SAV) e da desertificação do NEB (DES), os quais já foram estudados anteriormente e ratificados neste trabalho, dois novos aspectos foram abordados para ambas áreas: a avaliação de efeitos não-locais e sinérgicos. De acordo com os resultados, os impactos não-locais são importantes para AMZ e NEB, e devem ser incluídos para futuras avaliações da sensibilidade climática. No contexto dos impactos sinérgicos, para a AMZ, o efeito líquido da degradação simultânea SAV e DES (denominado SD) na precipitação poderia ser aproximado pela soma linear dos efeitos locais (SAV) e não-locais (DES). A hipótese de linearidade, no entanto, falha para o NEB: o efeito líquido de SD foi menor que a soma linear das anomalias locais (DES) e não-locais (SAV); processos de sinergia agiram para compensar as anomalias de precipitação, e o efeito líquido foi próximo ao resultado do experimento individual DES.

THE ROLE OF NATURAL FIRES AND THE IMPACTS OF GLOBAL CLIMATE CHANGES ON THE VEGETATION DISTRIBUTION OF TROPICAL SOUTH AMERICA - A MODELING STUDY

ABSTRACT

We used a climate-vegetation-natural fire conceptual model (CVNF) to evaluate the sensitivity and vulnerability of forest, savanna, and forest-savanna transition to environmental changes in tropical South America. Initially, under current environmental conditions, CVNF model results suggested that in the absence of fires, tropical forests would extend westward about 200 km into the presently-observed savanna domain. Then, environmental changes were imposed upon the model in temperature, precipitation and lightning strikes. These changes range from 2°C to 6°C warming, +10% to -20% of precipitation changes and 0 to 15% increase in lightning frequency, which, in aggregate form, mimic the expected future climatic changes in response to global warming and deforestation. The most critical vegetation changes were projected to take place over the easternmost portions of the basin, with a widening of the forest-savanna transition. The transition width would increase from 150 km to about 300 km, with tree cover losses ranging from 20% to 85%. This means that $\sim 6\%$ of the areas currently covered by forests could potentially turn into grass-dominated savanna landscapes. The mechanism driving tree cover reduction consists of a combination of less favorable climate conditions for trees and more fire activity. In addition, this sensitivity analysis predicted that the current dry shrubland vegetation of NE Brazil could potentially turn into a bare soil landscape. On the other hand, the climatic effects of individual and concurrent (or combined) land-cover changes in Amazonia (AMZ), Cerrado (CER) and Northeast Brazil (NEB) were also evaluated by simulations using the CPTEC AGCM. The experiment of CER aridization was not conclusive. Moreover, besides the local effects of AMZ “savannization” (SAV) and NEB desertification (DES), which have been studied previously and were ratified here, we addressed two new aspects over both areas: the evaluation of non-local and synergistic effects. According to our results, non-local impacts are markedly important for both AMZ and NEB regions and should be considered for future assessments on climatic sensitivity. In the context of the synergistic impacts, for AMZ, the net effect of concurrent SAV and DES (SD) on precipitation could be approximated by a linear sum between the local (SAV) and non-local effects (DES). This linear additivity assumption, however, failed for NEB: the net effect (SD) was weaker than the linear sum between the local (DES) and non-local effects (SAV); synergistic processes acted to compensate the precipitation anomalies, and the net effect was close to the individual DES experiment.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

1 INTRODUÇÃO	25
2 O MODELO CONCEITUAL CLIMA-VEGETAÇÃO-FOGO NATURAL (CVFN)	35
2.1 Simplificações adotadas para região de estudo	35
2.2 Descrição do modelo	38
2.2.1 O sub-modelo de fogo	45
3 SIMULAÇÕES E ESTUDO DE SENSIBILIDADE DO MODELO CONCEITUAL CLIMA-VEGETAÇÃO-FOGO NATURAL	53
3.1 Desenho experimental das simulações	53
3.2 Resultados do modelo CVFN sob condições atuais	54
3.3 Sensibilidade da vegetação representada pelo modelo CVFN a mudanças ambientais	59
4 SIMULAÇÃO CLIMÁTICA COM UMA NOVA CONFIGURAÇÃO DO MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA (MCGA) DO CPTEC	67
4.1 Nova configuração do MCGA/CPTEC	67
4.2 O modelo de superfície SSiB	68
4.2.1 Inclusão do mapa de vegetação LONS08	70
4.3 Avaliação da simulação controle	70
5 SIMULAÇÕES DE SENSIBILIDADE CLIMÁTICA DEVIDO A MUDANÇAS DE COBERTURA VEGETAL	83
5.1 Simulações individuais	83
5.2 Simulação combinada SD	89
5.3 A sinergia no experimento SD	92
5.3.1 Condições de não-sinergia	92

5.3.2	Conjecturas sobre as causas da sinergia no NEB	96
6	CONCLUSÕES	111
6.1	Trabalhos Futuros	116
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 (a) Mapa de vegetação natural (Lapola et al. (2008)) e (b) gradiente de cobertura arbórea, a (DeFries et al. (1999); DeFries et al. (2000)) na América do Sul tropical (75°W - 35°W e 20°S - 5°N) com resolução espacial de 1° × 1°	26
1.2 Diagrama esquemático da estabilidade, ilustrando como as condições externas afetam a resiliência do ecossistema. Fonte: Scheffer e Carpenter (2003).	28
2.1 (a) Biomas naturais na América do Sul tropical de acordo com o mapa LONS08, e área selecionada para aplicação do modelo CVFN; (b) zoom do domínio selecionado para estudo (15°S - 5°S, 71°W - 42°W); (c) mapa unidimensional de distribuição de biomas derivado da Figura 2.1b - exposição de floresta, savana e intervalo de pontos associado às fronteiras floresta-savana (o mapa LONS08 não indica as transições diretamente).	36
2.2 Funções f_i , $i = g, a$ dependentes do índice de umidade HI – a linha contínua (traço contínua) representa HI para gramíneas (arbóreas).	41
2.3 Ciclo anual da a) precipitação (mm dia ⁻¹), b) temperatura (°C), c) raios nuvem-solo (dia ⁻¹) gerados para quatro locais: regiões de floresta densa com dois regimes anuais de precipitação (66°W e 58°W), área de transição atual floresta-savana (46°W), e porção central da savana no Brasil (44°W). 43	43
2.4 (a) Probabilidade de ignição de fogo (P_R) como função do número de raios dia ⁻¹ e do respectivo limiar (0, 55); (b) índice de memória da umidade do solo (w) como função da precipitação média anual; (c) ilustração de um evento de fogo na longitude 46°W depois de aproximadamente 500 anos de geração - as linhas vermelha, verde e azul referem-se aos três fatores limitantes da ocorrência de fogo: o índice de umidade (HI), a probabilidade de ignição de fogo (P_R) e a serrapilheira (L), com os respectivos limiares $HI_{\max} \leq 1, 2$, $P_{R,\min} \geq 0, 55$, and $L_{\min} \geq 0, 45$	48
2.5 Variações da função h utilizadas no modelo, dependendo dos parâmetros k and b	50

- 3.1 (a) Mapa unidimensional de distribuição de biomas derivado da Figura 2.1b - exposição de floresta, savana e intervalo de pontos associado às fronteiras floresta-savana (reproduzido para melhor visualização); (b) resultados do modelo CVFN para a distribuição de árvores/gramíneas após 1000 anos de simulação, para os experimentos *fire-off* (linhas pontilhadas finas) e *fire-on* (linhas contínuas espessas). A região circulada pelas elipses representam a transição floresta-cerrado (“ecótono”) calculada pelo modelo nos experimentos *fire-on* (em preto) e *fire-off* (em cinza). 55
- 3.2 Evolução temporal das frações de área das populações de árvores (verde) e gramíneas (laranja) (%) para um ponto em 69°W, e três pontos longitudinais entre 47°W e 45°W. Ao final do período de simulação (1000 anos), mostra-se o equilíbrio das frações de cobertura vegetal para o experimento *fire-on* (linhas sólidas espessas): (a) predomínio de árvores, sem sofrer os efeitos de fogo (oeste, 69°W); (b) com predomínio de árvores (leste, 47°W); (c) com uma mistura entre árvores e gramíneas (46°W); e (d) com predomínio de gramíneas (45°W). Para comparação, os resultados do experimento *fire-off* também são mostrados (linhas finas pontilhadas) indicando que o equilíbrio final da vegetação seria predominantemente de arbóreas para todos os pontos do intervalo longitudinal. 57
- 3.3 Distribuição da vegetação simulada pelo modelo CVFN segundo as condições ambientais atuais (linhas traço-ponto), e de acordo com o cenário de mudanças ambientais extremas - EXT (linhas contínuas, $\Delta P = -20\%$, $\Delta T = +6\text{C}$, $\Delta R = +15\%$). A evolução de árvores e gramíneas é mostrada em verde e laranja, respectivamente. Os números 1, 2, 3 e 4 indicam as regiões em que as mudanças nas condições ambientais afetam o equilíbrio final na Amazônia (1), na zona de transição floresta-cerrado (2 e 3), e no cerrado campo limpo (4), após 1000 anos de simulação. 59
- 3.4 Fração de área coberta por árvores (%) na longitude 66°W em função de (a) variações de precipitação (ΔP) e temperatura (ΔT) ($\Delta P = -20\%$, -10% , -5% , $+5\%$, $+10\%$, $\Delta T = +2\text{C}$, $+4\text{C}$, $+6\text{C}$); (b) idem for ΔT and ΔR ($\Delta R = +5\%$, $+10\%$, $+15\%$); (c) idem for ΔP e ΔR 61
- 3.5 Número de eventos de fogo (para uma dada longitude), após o 500° ano de simulação em função das variações de P e T ($\Delta P = -20\%$, -10% , -5% , $+5\%$, $+10\%$, $\Delta T = +2\text{C}$, $+4\text{C}$, $+6\text{C}$) nas longitudes (a) 66°W e (b) 47°W. 63

3.6	Fração de área coberta por árvores (%) na longitude 47°W em função de (a) variações de precipitação (ΔP) e temperatura (ΔT) ($\Delta P = -20\%$, -10% , -5% , $+5\%$, $+10\%$, $\Delta T = +2^\circ\text{C}$, $+4^\circ\text{C}$, $+6^\circ\text{C}$); (b) idem for ΔT and ΔR ($\Delta R = +5\%$, $+10\%$, $+15\%$); (c) idem for ΔP e ΔR	66
4.1	Mapa de vegetação natural LONS08 para a América do Sul.	73
4.2	Precipitação (mm dia^{-1}) sobre a AS. Os painéis à direita, ao centro e à esquerda apresentam, respectivamente, os dados do GPCP e as saídas do modelo na resolução T126 e T062. A primeira linha dispõe as médias anuais, e as seguintes, as médias sazonais, respectivamente, de DJF, MAM, JJA e SON.	78
4.3	Ciclo anual da precipitação (mm dia^{-1}) nas áreas definidas em (a) segundo Marengo et al. (2003), denominadas NAMZ e SAMZ (norte e sul da bacia Amazônica), NNEB e SNEB (norte e sul da Nordeste brasileiro), região de monções na América do Sul (MAS), e região sul (SUL). As linhas verdes, pretas e vermelhas representam respectivamente os valores do GPCP, e as saídas dos CTL-T126 e CTL-T062.	79
4.4	Isolinhas do escoamento horizontal e movimento vertical (Pa s^{-1}) (sombreado) em 850 hPa. Os painéis à direita, ao centro e à esquerda apresentam, respectivamente, as reanálises do NCEP e as saídas do modelo na resolução T126 e T062. A primeira linha dispõe as médias anuais, e as seguintes, as médias sazonais, respectivamente, de DJF, MAM, JJA e SON.	80
4.5	Isolinhas e magnitude (m s^{-1} , sombreado) do escoamento horizontal em 200 hPa. Os painéis à direita, ao centro e à esquerda apresentam, respectivamente, as reanálises do NCEP e as saídas do modelo na resolução T126 e T062. A primeira linha dispõe as médias anuais, e as seguintes, as médias sazonais, respectivamente, de DJF, MAM, JJA e SON.	81
5.1	Ilustração das mudanças de cobertura vegetal para (a) a rodada controle, os experimentos individuais (b) SAV, (c) ARI, (d) DES, e o experimento combinado (e) SD. A CTL e os experimentos são realizados a partir do mapa LONS08 descrito na seção 4.2.1.	101

5.2	Anomalias de precipitação (a) anuais, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, (e) SON resultantes do experimento SAV. As áreas sombreadas representam a significância estatística pelo teste <i>t</i> -Student, com intervalo de confiança de 95%. Os contornos pontilhados e contínuos representam as anomalias negativas e positivas (mm dia^{-1}) respectivamente.	102
5.3	Anomalias de precipitação (a) anuais, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, (e) SON resultantes do experimento ARI. As áreas sombreadas representam a significância estatística pelo teste <i>t</i> -Student, com intervalo de confiança de 95%. Os contornos pontilhados e contínuos representam as anomalias negativas e positivas (mm dia^{-1}) respectivamente.	103
5.4	Áreas de avaliação dos impactos climáticos do experimento ARI. NCER e SCER (CCER) referem-se às regiões norte e sul (central) do CER, onde se observam anomalias negativas (positivas) de precipitação (sombreado, em mm dia^{-1}).	104
5.5	Padrões de fluxos (setas), convergência e divergência de umidade (sombreado, em mm dia^{-1}) para a rodada CTL (painéis superiores, a-c) e para o experimento ARI (painéis inferiores, d-f) nas camadas verticais entre 1000 – 850 hPa (a, d), 850 – 700 hPa (b, e), e 700 – 500 hPa (c, f).	105
5.6	Anomalias de precipitação (a) anuais, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, (e) SON resultantes do experimento DES. As áreas sombreadas representam a significância estatística pelo teste <i>t</i> -Student, com intervalo de confiança de 95%. Os contornos pontilhados e contínuos representam as anomalias negativas e positivas (mm dia^{-1}) respectivamente.	106
5.7	Regiões a) AMZ-BOX e b)NEB-BOX escolhidas para a avaliação dos termos locais, não locais e de sinergia.	107
5.8	Anomalias de precipitação anuais, DJF, MAM, JJA, SON (primeira a última linha respectivamente) resultantes da soma linear, SAV+DES, e do experimento combinado SD. As áreas sombreadas representam a significância estatística pelo teste <i>t</i> -Student, com intervalo de confiança de 95%. Os contornos pontilhados e contínuos representam as anomalias negativas e positivas (mm dia^{-1}) respectivamente.	108

- 5.9 Ilustração da relação definida pela equações (5.6)-(5.8), com $\bullet = NEB$, para os períodos (a) anual, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, (e) SON. Os valores utilizados são mostrados nas Tabelas 5.5 e 5.6 para as anomalias de precipitação (mm dia^{-1}), Tabela 5.8 para as anomalias de ω ($\Delta\omega$, 10^{-5} cb s^{-1}). Cada símbolo (barras) corresponde à contribuição média (ao desvio padrão da média) de um experimento de sensibilidade: \circ =SAV; \square =DES; \diamond =SD; \triangle =SAV+DES. 109
- 5.10 Diagrama esquemático apresentando o ramo de realimentação negativa (positiva) que pode ter causado o comportamento sinérgico (não-sinérgico) observado pela simulação SD na região NEB-BOX (AMZ-BOX).110

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Descrição do conjunto completo de parâmetros e variáveis utilizados no modelo CVFN.	50
2.1 Conclusão.	51
2.1 Conclusão.	52
4.1 Classificação dos biomas segundo Dorman e Sellers (1989), seguindo tradução de Francis (1994).	69
4.2 Classificação da vegetação segundo LONS08.	71
4.3 Principais parâmetros utilizados pelo SSiB para caracterizar os biomas floresta, savana e cerrado.	72
4.4 Erro quadrático médio e viés da precipitação simulada pelo MCGA/CPTEC com a resolução espacial T126 e T062, em comparação com os dados do GPCP.	75
5.1 Descrição dos experimentos de sensibilidade climática devido à mudança de cobertura vegetal natural.	83
5.2 Valores dos parâmetros da vegetação do esquema SSiB para os biomas tropicais utilizados nas simulações de sensibilidade climática que podem influenciar os mecanismos de <i>feedback</i> . As siglas FCV, IAF, ED, PR são abreviações de fração de cobertura vegetal, índice de área foliar, espessura do dossel e profundidade de raízes, respectivamente; z_0 o representa comprimento de rugosidade.	85
5.3 Média dos valores absolutos e das anomalias de divergência e convergência de umidade (mm dia^{-1}) nas áreas mostradas na Figura 5.4, para três camadas verticais, entre 1000 e 850 hPa, 850 e 700 hPa, e 700 e 500 hPa. Os valores absolutos negativos indicam convergência e os positivos, divergência.	86
5.4 Média dos valores absolutos e das anomalias de movimento vertical (ω , $\times 10^{-5}$ cb s^{-1}) nas áreas mostradas na Figura 5.4, para três níveis verticais, 1000, 850 e 700 hPa. Os valores absolutos negativos indicam ascensão e os positivos, subsidência de massa.	87

5.5	Contribuição das anomalias de precipitação (mm dia^{-1}) para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX (Figura 5.7), computada para as simulações SAV e DES. Denota-se como $\Delta P_{I,J}$ a anomalia de precipitação na região J devido mudança de cobertura vegetal da região I ($I = J$: efeito local; $I \neq J$: efeito não local).	90
5.6	Anomalias de precipitação (mm dia^{-1}) para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX (Figura 5.7), computada para a soma linear SAV+DES e para o experimento SD. Denota-se como $\Delta P_{I,J}$ a anomalia de precipitação na região J devido mudança de cobertura vegetal da região I ($I = J$: efeito local; $I \neq J$: efeito não local). Calculam-se as diferenças entre SAV+DES e SD e a significância estatística dentro do intervalo de confiança de 95%. O símbolo * (ausência de símbolo) indica que há (não há) significância estatística.	92
5.7	Parâmetro α (K hPa^{-1}) para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX (Figura 5.7), computado para a rodada CTL e para todos os experimentos de mudança de cobertura da terra.	94
5.8	Contribuição das anomalias de movimento vertical em 500 hPa ($\Delta\omega$, $\times 10^{-5}$ cb s^{-1}) para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX (Figura 5.7), computada para as simulações SAV, DES, SD e para a soma linear SAV+DES. Calculam-se as diferenças entre SAV+DES e SD (DIFF) e a significância estatística dentro do intervalo de confiança de 95%. O símbolo * (ausência de símbolo) indica que há (não há) significância estatística.	95
5.9	Valores sazonais médios das anomalias de umidade específica integrada ($\times 10^{-4}$ g kg^{-1}) nas camadas entre os níveis verticais 1000-850, 850-700 e 700-500 hPa, para a rodada CTL e os experimentos SAV, DES e SD, na região NEB-BOX.	97
5.10	Valores sazonais médios de anomalias de ω ($\times 10^5$ cb s^{-1}) em 1000, 850, 700 e 500 hPa, para os experimentos SAV, DES e SD, e valores absolutos de ω para o experimento CTL, na região NEB-BOX. As anomalias negativas e positivas significam decréscimo ou acréscimo de ascendência (\uparrow) ou subsidência (\downarrow).	98

1 INTRODUÇÃO

Embora a faixa latitudinal que compreende a América do Sul tropical (20°S - 5°N de latitude) já venha sendo afetada pela interferência humana desde os períodos do Pleistoceno-Holoceno (Behling et al. (2007), Behling e Pillar (2007)), os mapas construídos para representar a distribuição da vegetação natural¹ classificam, de forma geral, três biomas principais nessa região: floresta ombrófila (Amazônia), savana (cerrado) e caatinga (localizada no Nordeste do Brasil, NEB). Esses biomas apresentam tanto fisionomia quanto composição diferentes; em geral, floresta ombrófila se caracteriza por predomínio de cobertura arbórea e dossel contínuo; cerrado, por uma fisionomia mais aberta, com coexistência de gramíneas e árvores, embora, em regiões de matas ciliares ou de galeria (aquelas que acompanham o curso dos rios), seja encontrada cobertura arbórea densa (Furley et al. (1992)); e caatinga, pela presença de arbustos, particularmente nas regiões mais áridas (caatinga hiperxerófila). Embora existam diversas subdivisões ecológicas dentro de uma população florestal, savânica, ou de caatinga, para fins de modelagem, tais biomas podem ser diferenciados, em primeira ordem, através da densidade de vegetação arbórea (a), definida como a fração da área total coberta por árvores. Enquanto nas florestas tropicais o dossel é horizontalmente contínuo, implicando, em geral, a próximo de 1, nas savanas a paisagem é de árvores ou bosques imersos em áreas cobertas por gramíneas, o que implica valores intermediários de a . Nas regiões cobertas por caatinga, espera-se a pequeno². Na América do Sul tropical, o gradiente longitudinal de a é bastante acentuado entre a Amazônia e o NEB, começando pela caatinga com $a \sim 0,1$, passando pelo cerrado, p. ex. Maranhão com $a \sim 0,5$, e se estendendo até a floresta Amazônica com $a \sim 0,9$ (Figura 1.1).

Existem ainda regiões, denominadas de transição, ecótonos ou zonas de tensão, onde há coexistência de espécies de dois biomas distintos. Em geral, os mapas de vegetação natural utilizados em modelos climáticos não representam essas regiões de transição. Dessa forma, embora ecologicamente algumas dessas regiões já sejam muito estudadas e consideradas bastante importantes (a exemplo da região do Saara-

¹Distribuição da vegetação natural considerando a intensa ação antrópica causada pelo crescimento urbano ocorrido nos últimos três séculos, especialmente na América Latina (Ramakutty e Foley (1999)).

²A distinção de campo limpo e caatinga não deve ser feita através de a e sim da cobertura por arbustos. Isso porque a paisagem de campo limpo, uma das feições do cerrado brasileiro, é composta essencialmente por herbáceas, ao contrário do que ocorre na caatinga, a qual é composta por uma mistura entre herbáceas e arbustos.

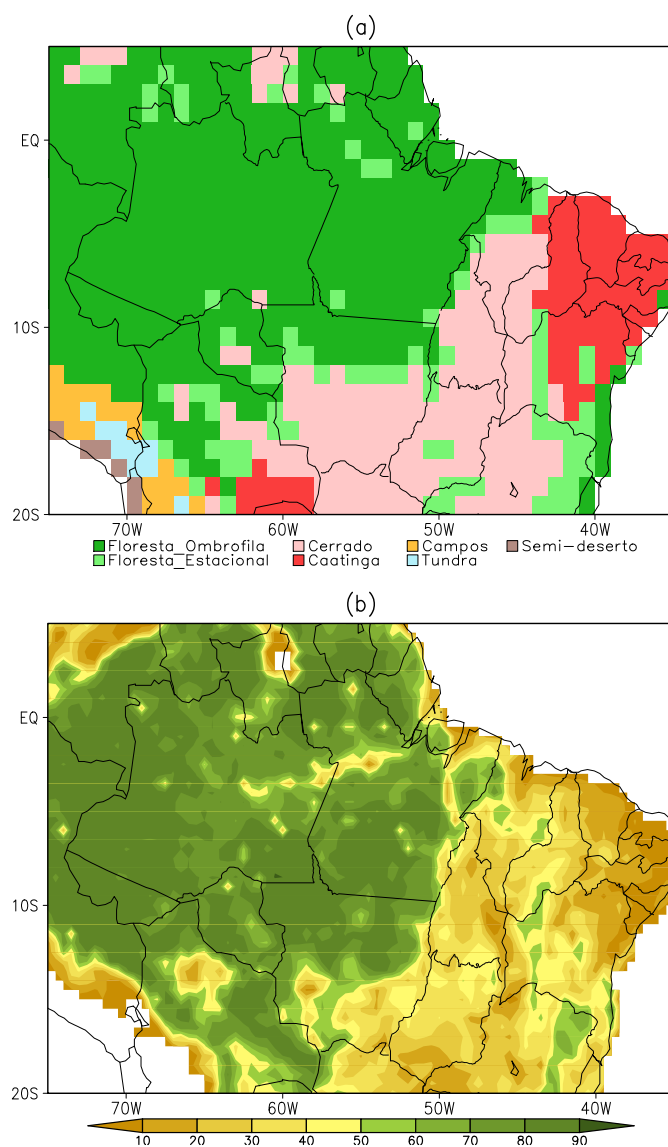


Figura 1.1 - (a) Mapa de vegetação natural (Lapola et al. (2008)) e (b) gradiente de cobertura arbórea, a (DeFries et al. (1999); DeFries et al. (2000)) na América do Sul tropical (75°W - 35°W e 20°S - 5°N) com resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$.

Sahel, na África, e da transição Amazônia-cerrado na América do Sul), do ponto de vista climático, a inclusão dessas fronteiras ainda é discutível e pouco abordada tanto em estudos globais quanto em estudos regionais. Uma hipótese, porém, é que essas regiões de transição, por apresentarem coexistência e intensa competição entre espécies de biomas distintos, influenciam na expansão/contração dos biomas, isto é, mudanças na distribuição dos biomas podem depender das evoluções temporais e espaciais dessas transições. Logo, representá-las em estudos que se concentrem sobre áreas menores com uma resolução espacial mais fina torna-se importante. Os fatores que influenciam a distribuição da vegetação (p. ex., *a*) são variados: clima, solo, geologia, topografia, inundações, ocorrência de incêndios naturais, etc. Esses fatores são mais ou menos determinantes de acordo com as escalas temporal e espacial adotadas.

A variabilidade climática natural no planeta (fator climático), por exemplo, pode alterar significativamente os padrões de vegetação, como aparentemente ocorreu na África, durante o período do Holoceno médio, há aproximadamente 6000 B.P., com condições climáticas mais quentes e secas que as atuais (Claussen et al. (1999)); ou ainda, levar a eventos extremos que testam a resiliência do sistema terrestre natural como a “seca amazônica de 2005” (Aragão et al. (2007), Saleska et al. (2007), Phillips et al. (2009)), decorrente da variabilidade multidecadal do Atlântico, que intensificou uma condição mais seca na região Amazônica (Marengo et al. (2008)). Considerando apenas um sistema que inclua o fator climático (p. ex., precipitação e temperatura) e a vegetação, caso o fator climático e a cobertura vegetal estejam em equilíbrio, ocorre o que se denomina um estado ou ponto de equilíbrio bioma-clima. Cada sistema pode apresentar diversos pontos de equilíbrio, e de acordo com a intensidade desses distúrbios, o sistema pode saltar de um estado de equilíbrio para outro e modificar completamente sua configuração prévia (Figura 1.2).

Para compreender melhor as transições entre estados estáveis, conceitos como o de resiliência (Holling (1973); Ludwig et al. (1997)) são utilizados. A resiliência de um sistema pode ser definida de duas formas diferentes na literatura, cada uma refletindo diferentes aspectos da estabilidade. Adota-se, neste trabalho, o conceito de resiliência ecológica, a qual é medida pela magnitude da perturbação que pode ser absorvida pelo sistema antes que seu comportamento seja reestruturado em um novo estado de equilíbrio (Gunderson et al. (2002)). Isso porque o intuito aqui é avaliar até que ponto (limiar) o sistema suporta distúrbios externos sem que haja

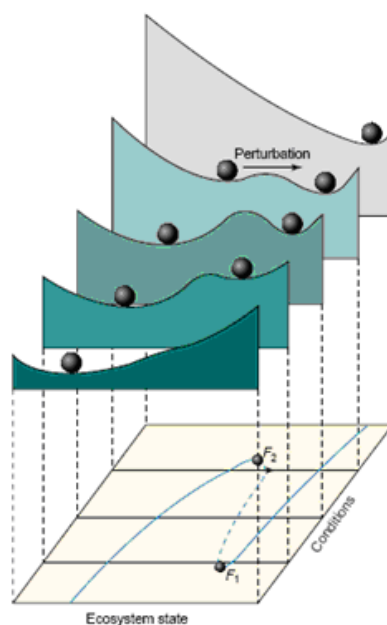


Figura 1.2 - Diagrama esquemático da estabilidade, ilustrando como as condições externas afetam a resiliência do ecossistema. Fonte: Scheffer e Carpenter (2003).

mudança entre estados de equilíbrio. Na Figura 1.2, uma maior (menor) resiliência do sistema pode ser definida como uma maior (menor) profundidade dos vales de atração.

Atualmente, existem diversas classes de modelos de superfície que têm como objetivo representar a relação entre a distribuição de vegetação e o clima globais, tais como os modelos de vegetação estática (p. ex., o modelo BATS de Dickinson et al. (1986); o esquema SSiB proposto por Xue et al. (1991)), os modelos biogeográficos de equilíbrio ou de vegetação potencial (PVMs, p. ex., CPTEC - PVM de Oyama e Nobre (2004); BIOME3 - Haxeltine e Prentice (1996)), e os modelos de vegetação dinâmica (DGVMs sigla em inglês de *Dynamic Global Vegetation Model*) - por exemplo, SDGVM (Woodward et al. (1995)), IBIS (Foley et al. (1996)), ED (Moorcroft et al. (2001)), LPJ (Sitch et al. (2003)), aDGVM (Scheiter e Higgins (2009)), entre muitos outros. Embora todos eles possuam representações das interações entre a vegetação, a superfície e a atmosfera (balanço de energia, transferência radiativa, ciclo hidrológico, ciclos biogeoquímicos, etc), a complexidade dos processos parametrizados varia para cada uma das classes. Os modelos estáticos, por exemplo, fornecem informações sobre a sensibilidade da superfície (vegetação + solo) ao clima predominante. No

entato, em modelos estáticos, o clima não atua como forçante para a alteração da distribuição da vegetação uma vez que a cobertura da superfície é fixa. Os PVMs determinam a vegetação que está potencialmente em equilíbrio com determinadas condições climáticas (e.g., precipitação e temperatura). Por outro lado, os DGVMs 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. Por isso, esses modelos são mais complexos e possuem um número maior de variáveis e parametrizações de processos ecofisiológicos e eco-climáticos.

Todas as classes de modelos já foram aplicadas em um contexto global e apresentam, de uma forma geral, bons resultados na representação dos biomas/tipos funcionais predominantes. Entretanto, a representação desses biomas é deficiente em escala regional, particularmente sobre a América do Sul tropical. Isso porque, em geral, os modelos são calibrados com dados coletados em sítios que contenham espécies de um determinado bioma e, não necessariamente, essas medidas específicas estão associadas à cobertura vegetal desse bioma em todas as regiões em que é encontrado. Por exemplo, o cerrado brasileiro é, em geral, representado através de parâmetros obtidos a partir da savana africana (Sampaio (2008)). Embora alguns esforços venham sendo feitos para melhorar parâmetros na região Amazônica (p. ex., para o modelo IBIS como pode ser visto em Imbuzeiro (2006)), ainda há deficiências na representação dos demais biomas tropicais da América do Sul.

Estudos de modelagem focados nos estados de equilíbrio na América do Sul foram realizados apenas através do acoplamento entre modelos biogeográficos e modelos de circulação atmosférica (MCGAs) (e.g., Oyama e Nobre (2003), Nobre et al. (2004), Salazar et al. (2007) utilizando o CPTEC-PVM; Lapola et al. (2009) utilizando o CPTEC-PVM com a inclusão do ciclo de carbono). Os resultados mostram que podem existir dois estados de equilíbrio estável (Oyama e Nobre (2003)): um mostrando a distribuição atual entre floresta, cerrado e caatinga; e um segundo estado, com a vegetação savânica cobrindo a maior parte do leste e sudeste da Bacia Amazônica e o bioma caatinga sendo substituído por uma cobertura característica de deserto. Embora o segundo estado possa, aparentemente, ser atingido a partir de cenários de mudanças climáticas globais futuras (Nobre et al. (2004), Salazar et al. (2007)), os resultados variam em relação à extensão das mudanças quando o ciclo e o efeito de

fertilização do carbono são considerados (Lapola et al. (2009)).

Nas últimas décadas, além da forçante climática, o papel do fogo natural e os regimes de fogo antropogênicos têm recebido atenção considerável em estudos de ecossistemas. A maioria das investigações focam nas perturbações por fogo de origem antrópica associadas a florestas tropicais (e.g., Barlow e Peres (2008)) e boreais (e.g., Gransstrom e Niklasson (2008)). Florestas ombrófilas com dossel fechado são fortemente resistentes ao fogo. Mesmo depois de meses sem chuvas, essas florestas podem manter um dossel verde e níveis de umidade altos no sub-dossel, tornando a manutenção da combustão bastante difícil. A resiliência ao estresse climático através da reciclagem de umidade, intensificada pela capacidade de captar água através de um sistema radicular profundo de muitas espécies (Nepstad et al. (2004)), permitiu com que muitas florestas tropicais persistissem às secas severas de períodos glaciais anteriores (Cochrane (2003)). Embora os incêndios naturais sejam reconhecidos como um elemento histórico, mas não freqüente do regime de distúrbios Amazônicos, as florestas podem e queimam mesmo adaptadas a condições de seca (Cochrane (2003)). No entanto, atualmente, os efeitos de incêndios de origem antrópica sobrepõem os impactos causados por fogo natural, particularmente os incêndios florestais relacionados às queimadas existentes nas fronteiras agrícolas (Morton et al. (2006)), se movendo inadvertidamente para dentro das florestas a partir de áreas desflorestadas. Esses incêndios alteram significativamente os regimes de fogo a quilômetros de distância dos limites da floresta (Cochrane et al. (1999); Cochrane e Laurence (2002)). Em particular, para a Amazônia, o fogo associado ao desflorestamento causa empobrecimento da vegetação (Cochrane e Schulze (1997), Nepstad et al. (1999)) e aumenta a vulnerabilidade da floresta com relação ao fogo (Cochrane e Schulze (1997), Cochrane et al. (1999), Cochrane (2003), Cardoso et al. (2009)). Além da pressão humana, a ocorrência de fogo é altamente modulada pelas condições climáticas, tanto pela variabilidade natural do clima como em eventos de seca induzidos por episódios de *El Niño* (Nepstad et al. (2004)), quanto por gradientes de precipitação e temperatura sobre a superfície (Werf et al. (2008)).

Incêndios antropogênicos também são utilizados para converter savanas tropicais, na maioria das vezes para expandir fronteiras agrícolas e criar atividades relacionadas à pecuária. Simulações com Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) indicam que o desflorestamento e a degradação ambiental da savana tropical aumentam o risco de fogo, gerando um *feedback* positivo que favorece uma vegetação

mais baixa e composta por menos biomassa (Hoffmann et al. (2002), Nobre e Borma (2009)). Por outro lado, ao contrário das florestas, as quais são pouco vulneráveis a incêndios naturais, as savanas tropicais são naturalmente influenciadas por incêndios disparados pela atividade de raios (e.g., Ramos-Neto e Pivello (2000)). Particularmente na América do Sul, os incêndios naturais são descritos na literatura ecológica como uma das principais forçantes na determinação do bioma cerrado (Mistry (1998)), controlando o avanço ou a retração da vegetação florestal (Coutinho (1982); Coutinho (1990); Mistry (1998); Miranda et al. (2002)).

Devido à relevância ecológica do fogo natural, alguns PVMs e DGVMs incluem, com vários níveis de complexidade, a ignição de incêndios **naturais** e seus efeitos na vegetação em seus módulos de fogo (e.g., Thonicke et al. (2001), Arora e Boer (2005), Cardoso et al. (2007)). Em simulações considerando um mundo sem atividade de fogo natural, por exemplo, haveria uma expansão significativa das áreas florestais (Bond et al. (2005), Scheiter e Higgins (2009)). Além disso, a inclusão dos efeitos de incêndios naturais nos modelos de vegetação é importante para diferenciar savanas tropicais de florestas, uma vez que ambos tipos vegetais ocorrem sob o mesmo envelope climático, especialmente na América do Sul (Coutinho (1990), Cardoso et al. (2007)). Modelos demográficos também foram desenvolvidos para investigar detalhadamente a coexistência entre árvores e gramíneas no bioma savana em escala mais fina (e.g., Higgins et al. (2000); Gardner (2006); Hanan et al. (2008)). Esses modelos consideram essencialmente que os impactos dos distúrbios, particularmente do fogo, são diferentes dependendo dos estágios do ciclo de vida das arbóreas, i.e., as perturbações afetam diferentemente as fases germinativas, de plântula e de outras transições demográficas (Sankaran et al. (2004)). Através de qualquer um dos tipos de modelos, os resultados das interações entre clima, vegetação e fogo natural passam a representar estados de equilíbrio bioma-clima-fogo.

Devido ao alto nível de complexidade, estudos que utilizem DGVMs ou PVMs têm dificuldade de avaliar separadamente os impactos das principais forçantes da vegetação para investigar quantitativamente (*tipping points*) em que condições o sistema pode repentinamente mudar de um estado de equilíbrio para outro (Scheffer et al. (2001)). Em particular, estudos que considerem os *tipping points* e os estados de equilíbrios possíveis do sistema vegetação-clima-fogo ainda são insuficientes para compreender e quantificar o papel do fogo na determinação da localização e extensão da transição floresta-savana na América do Sul tropical tanto atual quanto

futuramente (Nobre e Borma (2009)).

Nesse contexto, os modelos conceituais demonstraram ser ferramentas poderosas para simular e analisar o comportamento transiente de sistemas complexos de maneira mais direta e compreensível. Embora suas parametrizações simples incluam somente os aspectos mais importantes dos processos em jogo, esses modelos obtiveram resultados relevantes como primeira aproximação (e.g., Zeng et al. (2005) para África; Sternberg (2001) para as transições tropicais floresta-savana). No entanto, a maioria dessas abordagens foi feita considerando apenas o clima e a vegetação como variáveis de estado.

Dessa forma, uma das contribuições deste trabalho é a elaboração de um modelo conceitual que consegue representar a localização e a extensão da transição floresta-savana na América do Sul tropical em resposta às forçantes climáticas e ao fogo natural³. De posse desse modelo, pretende-se responder às seguintes questões:

- a) *Qual é o papel dos incêndios naturais na América do Sul tropical? Como esse componente altera a resiliência do sistema natural vegetação-clima? Quais as possíveis respostas desse "novo" sistema acoplado vegetação-clima-fogo às mudanças climáticas globais?*
- b) *Considerando tais distúrbios, existem de fato outros estados de equilíbrio estáveis para essa região, como mostram, em escala global, estudos de modelagem anteriores?*

Por outro lado, na dinâmica de interação (usualmente não linear) entre os biomas e o clima, não apenas o clima influencia a cobertura vegetal, mas também as mudanças da superfície continental influenciam o clima através dos mecanismos de *feedback* internos do sistema. O estudo pioneiro nesse assunto foi proposto por Charney (1975) para regiões de desertos circundadas por regiões florestais. A partir deste, muitos outros o seguiram tanto através de investigações teóricas (Elthair (1996), em regiões de florestas tropicais; Zeng et al. (1999)), para a região do Saara/Sahel), quanto através do uso de MCGAs (e.g., para a Amazônia, Nobre et al. (1991); Hahmann e Dickinson (1997); Costa et al. (2007); Sampaio et al. (2007), Nobre et al. (2009),

³Esse trabalho não aborda as conseqüências da dinâmica do fogo (embora existam diversos modelos que consigam representar esse fenômeno), mas apenas o efeito do fogo na determinação e manutenção dos biomas naturais

entre muitos outros). Em geral, a alteração da cobertura da terra pode afetar a quantidade de precipitação local, modificando todo o ciclo hidrológico na região. Embora muitos estudos já tenham investigado a sensibilidade climática à mudança de cobertura e/ou usos da terra utilizando o MCGA do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (MCGA/CPTEC), este estudo aborda este tema para responder às seguintes perguntas:

- a) *Tecnicamente falando, considerando que os esquemas de parametrização física da atmosfera permanecem inalterados, utilizar o MCGA/CPTEC numa resolução espacial mais fina pode fornecer resultados mais apurados para as simulações de sensibilidade climática previamente realizadas (Oyama e Nobre (2004); Sampaio et al. (2007))?*
- b) *Quais seriam os impactos climáticos de um processo de aridização do cerrado projetados pelo MCGA/CPTEC?*
- c) *Considere que os processos de degradação da cobertura vegetal ocorrem simultaneamente na floresta, no cerrado e na caatinga. É razoável somar linearmente os impactos climáticos obtidos por simulações numéricas de "savanização" da Amazônia e desertificação do Nordeste? Ou há necessidade de simular numericamente tais processos de forma combinada?*

Para responder a essas questões, o trabalho está organizado da seguinte forma. No capítulo 2, descreve-se o modelo conceitual utilizado para investigar quantitativamente o papel do fogo natural na delimitação da transição floresta-savana. Então, o modelo é forçado por cenários de mudanças ambientais para que outros estados de equilíbrio do sistema sejam investigados (capítulo 3). Em seguida, são apresentadas as características operacionais do MCGA/CPTEC bem como as modificações incorporadas para as simulações de sensibilidade deste estudo (capítulo 4). Já no capítulo 5, apresentam-se os efeitos climáticos das mudanças de cobertura da terra resultantes das simulações do capítulo 4. Finalmente, no capítulo 6, dispõem-se as conclusões finais e as sugestões de trabalhos futuros.

2 O MODELO CONCEITUAL CLIMA-VEGETAÇÃO-FOGO NATURAL (CVFN)

2.1 Simplificações adotadas para região de estudo

A região de estudo concentra-se na América do Sul tropical, na faixa compreendida entre 15°S - 5°S e 71°W - 42°W, conforme descrito no capítulo 1. Observações ecológicas têm indicado uma enorme variedade de tipos de cobertura arbórea e herbácea que constituem o gradiente de vegetação entre os biomas floresta Amazônica e cerrado. O alto nível de complexidade da diversidade da flora nessa faixa tropical é determinado e afetado tanto primária quanto secundariamente, por muitos fatores naturais, tais como condições climáticas, fogo, tipos de solo, topografia e histórico geológico, dependendo das escalas temporais e espaciais (Furley et al. (1992)).

Nesse estudo, abordam-se processos de grande escala espacial, em que o clima e o fogo sobrepõem outros fatores de escala mais fina como a fertilidade e a drenagem do solo. Isso porque, mesmo considerando o controle edáfico sobre variações estruturais, composicionais e fisionômicas dentro de um único bioma (p. ex., florestas de terra firme x alagáveis; savanas distróficas × mesotróficas), ele não é suficiente para explicar a transição floresta-savana que se espera representar (e.g., Janssen et al. (2008)).

O mapeamento de grande escala da região de estudo requer simplificações de acordo com o grau de representação que se deseja. Nesse caso, o mapa de vegetação natural proposto por Lapola et al. (2008) (doravante LONS08) representa a distribuição da vegetação para estudos climáticos, com foco particular na melhoria da distribuição na América do Sul (ver maiores detalhes na seção 4.2.1). A classificação da cobertura vegetal é feita através de diferentes tipos de biomas (Figura 2.1a) e será utilizada como um guia geral para avaliar o modelo proposto, através da comparação de suas saídas com a localização da floresta, do cerrado e da transição entre esses dois biomas.

Como o mapa LONS08 foi elaborado para fornecer as localizações aproximadas dos tipos de bioma de acordo com as espécies dominantes da vegetação, ele não separa a cobertura vegetal por diferentes tipos de árvores (sempre-verde, decídua, etc) ou herbáceas (perenes, sazonais, C₃, C₄). O modelo proposto, por sua vez, representa a cobertura vegetal basicamente por um único tipo de árvore e de gramínea. Por isso,

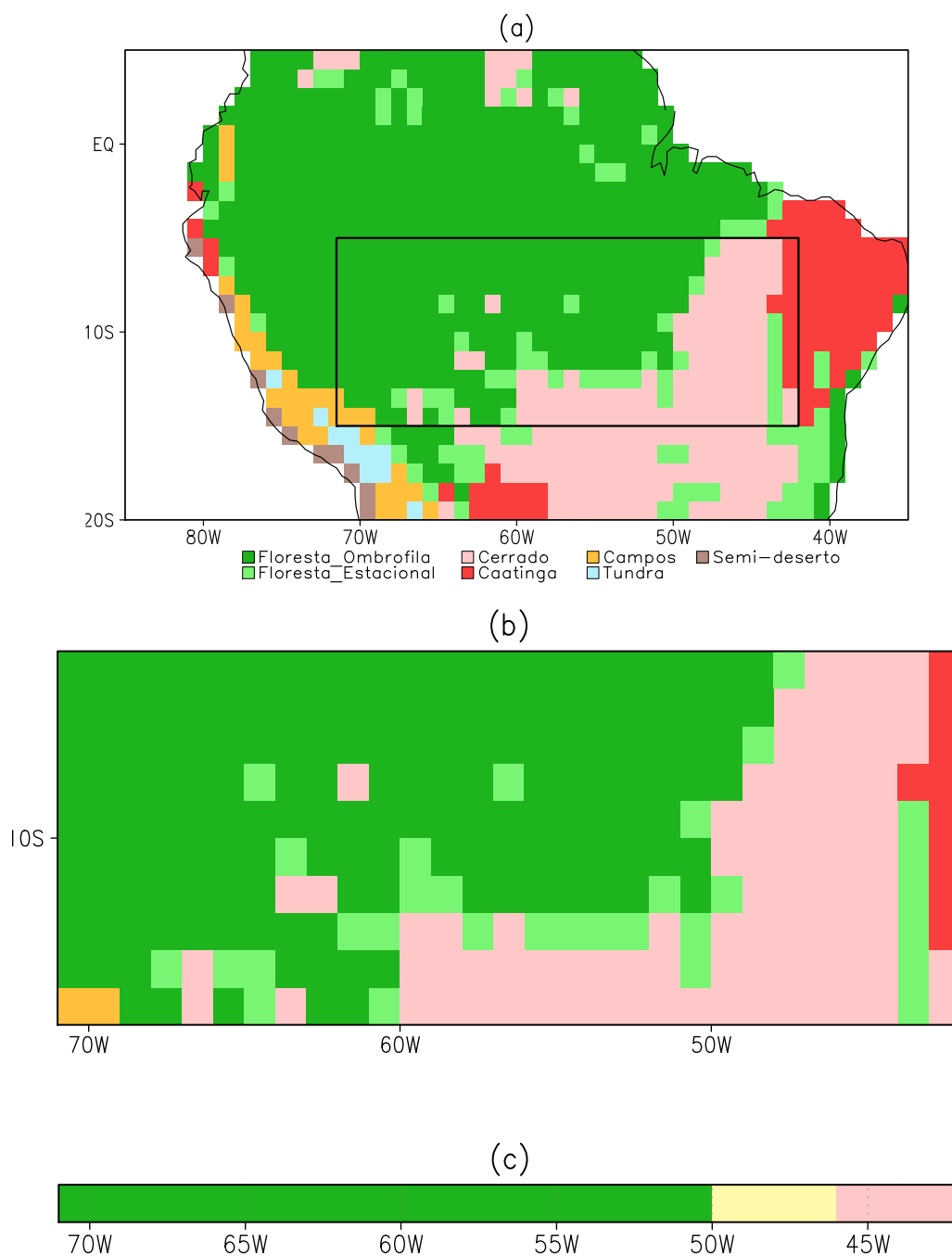


Figura 2.1 - (a) Biomas naturais na América do Sul tropical de acordo com o mapa LONS08, e área selecionada para aplicação do modelo CVFN; (b) zoom do domínio selecionado para estudo ($15^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{S}$, $71^{\circ}\text{W} - 42^{\circ}\text{W}$); (c) mapa unidimensional de distribuição de biomas derivado da Figura 2.1b - exposição de floresta, savana e intervalo de pontos associado às fronteiras floresta-savana (o mapa LONS08 não indica as transições diretamente).

assume-se simplificada que o tipo de árvore do modelo está associado a uma espécie “genérica” da floresta sempre-verde, e portanto, suporta a sazonalidade climática e é muito sensível a distúrbios de fogo (Nepstad et al. (2004)). As gramíneas, por outro lado, são parametrizadas para representar as espécies herbáceas do cerrado, o que significa que, embora a sazonalidade climática e o fogo possam promover mortalidade da biomassa herbácea acima do solo, as gramíneas se recuperam rapidamente porque sua zona de raízes é preservada e permanece intacta (Batmanian e Haridasan (1985)). Além disso, o modelo utiliza frações de área para cada tipo de vegetação ao invés de indivíduos ou o bioma completo (veja a próxima seção). Portanto, o bioma floresta tropical do mapa LONS08 é associado à fração de área em que haja dominância de árvores genéricas (próxima a 100%) e baixo desenvolvimento da população de gramíneas (~ 0). Nesse esquema simplificado, a fronteira floresta-savana começa sempre que a cobertura arbórea é menor que 100%, e continua quando há coexistência de árvores e gramíneas. Assim, apenas áreas dominadas pelo extrato herbáceo, as quais representariam as fisionomias savânicas mais abertas, são associadas ao bioma savana (cerrado).

Como o modelo proposto é unidimensional (veja na próxima seção) e o mapa adotado para comparação é bidimensional, toma-se a região selecionada no mapa LONS08 (Figura 2.1b) para que um mapa unidimensional correspondente seja criado (Figura 2.1c). A definição dos pontos de grade longitudinais referentes aos biomas floresta e cerrado, e à zona transição é baseada na variação latitudinal dos biomas para uma dada longitude. Por exemplo, ponto de grade referente à longitude 60°W, em que há dominância latitudinal do bioma floresta no mapa 2-D (Figura 2.1b), é definido como floresta no mapa 1-D (Figura 2.1c); por outro lado, o ponto de grade referente à longitude 49°W é definido como transição pois a variação latitudinal entre os biomas floresta ombrófila, floresta estacional e cerrado é maior. Essa simplificação resulta em três regiões: 1) dominância de árvores (em verde-escuro), definida entre 71°W e 50°W, por estar associada principalmente ao bioma floresta, exceto onde o mapa LONS08 indica porções do bioma savana no fronteira sudeste da floresta Amazônica (entre 60°W e 50°W); 2) coexistência entre arbóreas e herbáceas caracterizando a zona de transição floresta-savana (amarelo claro), marcada de acordo com um intervalo de localizações possíveis baseado nos limites entre floresta e cerrado (lembrando que o mapa não indica as transições diretamente); 3) dominância de gramíneas (rosa claro), definida como os pontos restantes à leste.

2.2 Descrição do modelo

O sistema clima-vegetação-fogo natural (CVFN) na América do Sul tropical é representada por um modelo 1-D, com uma grade espacial longitudinal de $0, 5^\circ$. Tanto a unidimensionalidade quanto as parametrizações são propostas com o objetivo de se observar a dinâmica desse sistema de uma maneira idealizada, simples e conceitual, e não de representar exatamente com todos os processos ocorrem.

O modelo CVFN é composto por um conjunto de equações que, através da representação de processos biofísicos entre a vegetação, o clima e o fogo natural, busca simular a dinâmica da transição floresta-cerrado (Hirota et al. (2010)).

O modelo representa a evolução temporal da fração de área (%) coberta por gramíneas (g) e árvores (a), utilizando um sistema baseado nas equações de competição de Lotka-Volterra (de maneira similar ao modelo TRIFFID (Cox (2001))). Há estudos que mostram a ineficiência das equações clássicas de Lotka-Volterra (LV) em simular coexistência entre espécies vegetais, e propõem ajustes para modelá-la corretamente (Bampfylde et al. (2005); Arora e Boer (2006)). No entanto, o modelo CVFN foi elaborado com base nessas equações devido a dois aspectos principais: 1) este estudo de modelagem não visa representar a competição entre espécies coexistindo no mesmo bioma, i.e., não visa a representação da diversidade do bioma (Bampfylde et al. (2005)); 2) a inclusão de mortalidade causada por fogo natural visa fornecer uma vantagem competitiva diferente de uma espécie sobre a outra, de modo que os estados de equilíbrio estáveis resultantes apresentem a coexistência entre árvores e gramíneas característica das regiões de transição floresta-cerrado. O sistema de equações é dado por:

$$\frac{dg}{dt} = \underbrace{\beta_g g}_I \left(1 - \underbrace{\frac{g}{g^*}}_{II} - \underbrace{c_{ga} \frac{a}{a^*}}_{III} \right) - \underbrace{\nu g}_{IV} - \underbrace{d_g f i r_g g}_V, \quad (2.1)$$

$$\frac{da}{dt} = \underbrace{\beta_a a}_I \left(1 - \underbrace{\frac{a}{a^*}}_{II} \right) - \underbrace{d_a f i r_a a}_V. \quad (2.2)$$

Existem duas diferenças básicas entre as equações (2.1)-(2.2) e as equações clássicas de competição LV: 1) as funções de crescimento (β_a , β_g) dependem das condições

climáticas, ao invés de permanecerem constantes (Nordstrom et al. (2005)); 2) os efeitos de mortalidade da vegetação causados por fogo de origem natural são incorporados no sistema ($d_a fir_a, d_g fir_g$).

O primeiro termo (I) é um termo fonte controlado pelos parâmetros de crescimento da vegetação, $\beta_i, i = g, a$ definidos como:

$$\beta_i = \frac{f_i}{\gamma_i}; i = a, g, \quad (2.3)$$

com γ_i representando o tempo de estabelecimento de cada tipo vegetal e f_i uma função de crescimento dependente das condições climáticas. γ_i é uma constante obtida da equação proposta por Hughes et al. (2006) para determinar o tempo de estabelecimento da vegetação considerando frações de área e não apenas elementos individuais de uma determinada população vegetal. A expressão obtida por Hughes et al. (2006) (a partir das equações do modelo TRIFFID (Cox (2001))) é descrita como:

$$\frac{1}{\gamma_i} = -T_i \ln \left(\frac{V_f^{-1} - 1}{V_s^{-1} - 1} \right), \quad (2.4)$$

em que, T_i é o tempo médio de estabelecimento de um elemento da população vegetal i ; e V_f e V_s são respectivamente as frações de área final e inicial da população i . Tipicamente, indivíduos de florestas tropicais levam aproximadamente 50 anos para chegarem à fase madura, i.e., $T_a = 50$ (Chambers et al. (1998)). Por outro lado, as gramíneas levam muito menos tempo para se desenvolverem completamente entre as fases de semente e adulta. Embora medidas de campo não sejam conclusivas em relação ao intervalo de crescimento de gramíneas desde a fase de semente até a fase adulta no cerrado, sabe-se que a parte aérea de espécies herbáceas típicas desse bioma levam aproximadamente 2 anos para se recuperarem de um evento de fogo (Batmanian e Haridasan (1985)). Assim, assume-se que um ciclo completo semente-maturidade levaria pelo menos o dobro do tempo de recuperação (Martins et al. (1999)), i.e., define-se $T_g = 4$ anos. Logo, utilizando a equação 2.4, as populações de árvores e gramíneas levariam em torno de 340 e 27 anos respectivamente ($\gamma_a \sim 340$ e $\gamma_g \sim 27$) para crescer de $V_s = 0,01$ a $V_f = 0,9$.

Vale ressaltar, no entanto, que nesta primeira versão do CVFN, não foram incluídos períodos diferentes para a recuperação da vegetação após distúrbios ambientais, particularmente fogo. Isso poderá ser incorporado posteriormente para melhorar a representação da recuperação das populações vegetais, uma vez que as gramíneas,

por exemplo, levariam menos tempo para desenvolver apenas a parte aérea danificada pelo distúrbio (as cadeias de raízes estariam intactas). Ademais, ao invés de morrerem completamente, as árvores sempre-verdes “genéricas” consideradas no modelo poderiam apenas ser parcialmente danificadas, gerando um processo de sucessão secundária da vegetação.

As f_i são parametrizadas como funções degrau (baseadas em Arora e Boer (2005)):

$$f_i = f_i(HI) = \max \left[\min \left(\frac{HI - HI_{l,i}}{HI_{u,i} - HI_{l,i}}, 1 \right), 0 \right] ; \quad i = a, g; \quad (2.5)$$

em que, HI é o índice de umidade e $HI_{u,i}$ ($HI_{l,i}$) o limitante superior (inferior) acima (abaixo) do qual f_i é igual a 1 (0). O índice de umidade (Hulme et al. (1992)), HI , é derivado do índice de aridez ou seca, AI (Budyko (1974)), e é definido como uma combinação dos valores de precipitação (P) e temperatura (T) mensais, da seguinte forma:

$$HI = \frac{1}{AI} = \frac{P}{PET}, \quad (2.6)$$

com $PET = PET(T)$ representando a evapotranspiração potencial calculada segundo Thornthwaite (1948). Assim, os parâmetros de crescimento da vegetação ($\beta_i, i = g, a$) são maiores/menores quanto mais/menos úmidas forem as condições ambientes (HI).

As gramíneas (g) e arbóreas (a) crescem de acordo com valores diferentes de $HI_{l,i}$ e $HI_{u,i}$. Esse valores são baseados na classificação de regimes climáticos sugerida por Holdridge (1947) e discutida por Ponce et al. (2000). Para os propósitos desse trabalho, utiliza-se a delimitação de climas úmidos na faixa $0,375 \leq AI \leq 0,75$, a qual está relacionada ao desenvolvimento de uma vegetação típica de floresta tropical. Utilizando uma álgebra simples aplicada à equação (2.6), essa expressão acima transforma-se em $1,3 \leq HI \leq 2,6$. Assim, define-se $HI_{l,a} = 1,0$ como o ponto em que as arbóreas podem iniciar crescimento, e $HI_{u,a} = 3,0$ como o valor a partir do qual as condições climáticas não são mais fatores limitantes para o desenvolvimento de árvores (Figura 2.2a). Por outro lado, os limiares para gramíneas são empiricamente definidos com base na delimitação feita para a população arbórea. Como as herbáceas necessitam de condições menos favoráveis de umidade do solo para se desenvolver (em comparação com as arbóreas), elas começam a crescer a partir de $HI_{l,g} = 0,1$, e passam a não ser mais controladas por HI quando $HI_{u,g} = 1,1$, e são restritas apenas ao fator competitivo (representado pelo coeficiente de

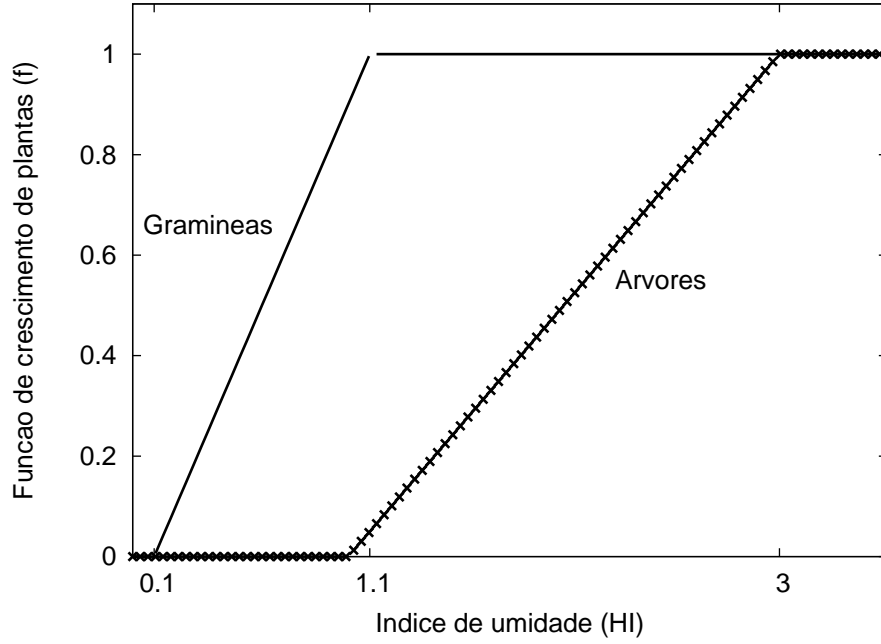


Figura 2.2 - Funções f_i , $i = g, a$ dependentes do índice de umidade HI – a linha contínua (traço contínua) representa HI para gramíneas (arbóreas).

competição, c_{ga} (equação (2.1)), que será discutido a seguir) (Figura 2.2a).

As séries temporais de precipitação e temperatura mensais, utilizadas para calcular o índice HI , são geradas sinteticamente. Os valores de precipitação (P) são gerados com base na metodologia utilizada por D'Andrea et al. (2006) e Dolman et al. (2009), através da seguinte equação:

$$P, T = \max \left[\left(\mu_{P,T} + \Delta \cdot \sigma_{P,T} + A_{P,T} \cos \left(\frac{2\pi t}{\tau} + \phi_{P,T} \right) \right), 0 \right]. \quad (2.7)$$

O primeiro termo da equação (2.7), $\mu_{P,T}$, representa a média anual de longo prazo da precipitação/temperatura; o segundo termo, $\Delta \cdot \sigma_{P,T}$, representa a variação aleatória prescrita dos valores climatológicos e é composta pelo produto de um número randômico com uma distribuição normal padrão ($\Delta \sim N(0,1)$), pelo desvio padrão do valor médio anual ($\sigma_{P,T}$), que representa a variabilidade natural da precipitação/temperatura; o terceiro termo representa o ciclo anual, composto pelo período ($\tau = 12$ meses), pela amplitude do ciclo ($A_{P,T}$), e pela fase ($\phi_{P,T}$). $A_{P,T} = \mu_{P,T} - \min(P, T)$ é definida usando o valor mínimo extraído da climatologia

de precipitação/temperatura mensal; e $\phi_{P,T} = 2\pi m_{(P,T),\max}/\tau$ leva em consideração o mês m , no qual o valor máximo de precipitação/temperatura mensal ocorre. A climatologia de ambas variáveis é obtida a partir da série temporal do *Climate Research Unit* (CRU), composta por 100 anos e com resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (New et al. (1999); Mitchell et al. (2004)). Vale ressaltar que para transformar os valores climatológicos de precipitação do CRU de 2-D para 1-D, calcula-se, para uma determinada longitude x ($0,5^\circ$), a média da precipitação entre as latitudes 15°S e 5°S , faixa latitudinal definida neste trabalho com a região tropical. A partir desses valores, obtêm-se as médias ($\mu_{P,T}$) e os desvios padrões ($\sigma_{P,T}$) correspondentes. As Figuras 2.3a,b mostram o ciclo anual da precipitação e temperatura no 500º ano gerado.

A Figura 2.3a mostra o ciclo anual da precipitação gerada, tomado aleatoriamente por volta do 500º ano. A Figura 2.3a mostra o gradiente de precipitação, entre quatro locais distintos: 1) 66°W , ponto localizado em floresta densa, a oeste da bacia Amazônica (linha mais espessa), 2) 58°W , localizado na região central da bacia, 3) 46°W , localizado na região da transição atual entre floresta e savana, e 4) 44°W , localizado numa área correspondente ao bioma cerrado (linha mais fina). Esse gradiente é mais forte durante a estação úmida entre os pontos 58°W , 46°W e 44°W que possuem março com o mês de precipitação máxima. Por outro lado, o ponto 66°W tem um ciclo de precipitação que apresenta uma amplitude anual menor que os demais pontos, e um máximo em janeiro ao invés de março. Em resumo, menores gradientes de precipitação na estação úmida e estações secas mais longas são claramente visíveis ao se comparar a distribuição de precipitação em locais correspondentes a florestas com dossel fechado (66°W e 58°W , linhas mais espessas), à regiões de transição (46°W) e ao cerrado (44°W , linhas mais finas).

Com relação à geração de temperatura, para as mesmas localidades e para o mesmo 500º ano descritos acima, a Figura 2.3b mostra que o gradiente de temperatura entre 66°W e 46°W alcança um decréscimo de até 2°C , e que há uma leve modificação do mês em que a temperatura mínima ocorre (de julho para agosto) no ponto referente ao cerrado atual (44°W).

A formulação descrita acima pode servir ao propósito de simular cenários climáticos futuros através da alteração da média anual de precipitação/temperatura ($\mu_{P,T}$) e da variabilidade interanual ($\sigma_{P,T}$). Tanto a amplitude ($A_{P,T}$) quanto os picos do ciclo anual ($\phi_{P,T}$) também podem ser modificados caso essas informações sejam relevantes

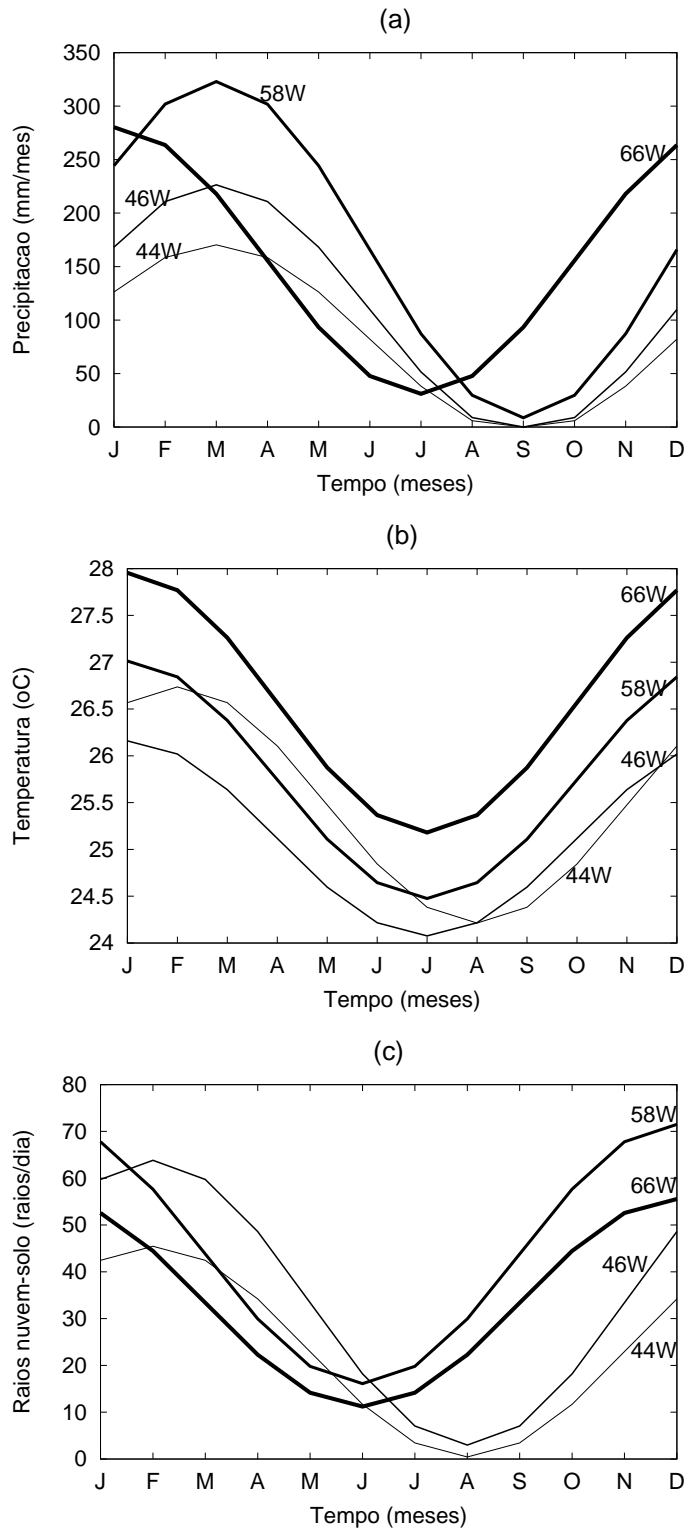


Figura 2.3 - Ciclo anual da a) precipitação (mm dia^{-1}), b) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), c) raios nuvem-solo (dia^{-1}) gerados para quatro locais: regiões de floresta densa com dois regimes anuais de precipitação (66°W e 58°W), área de transição atual floresta-savana (46°W), e porção central da savana no Brasil (44°W).

para os cenários considerados.

Além de controlar o termo fonte I , os parâmetros de crescimento das plantas, $\beta_i, i = g, a$ controlam os termos de sumidouro II e III relativos à competição intra-específica, i.e., a competição entre a população de uma mesma espécie; e a competição inter-específica, a qual mede a influência de um tipo vegetal sobre outro. As constantes g^* e a^* correspondem respectivamente às capacidades de campo de gramíneas e árvores, i.e., as frações de área máxima que as populações podem atingir. Essas constantes são definidas como 1 no modelo, seguindo a forma de definição padrão (Edelstein-Keshet (1988)). O coeficiente de competição inter-específica de árvores sobre gramíneas, c_{ga} , é constante e definido como 0,9 devido ao impacto do efeito de sombreamento de arbóreas sobre a vegetação herbácea (Cox (2001)). Por outro lado, o efeito de gramíneas sobre árvores é desprezível, i.e. $c_{ag} \sim 0$, e portanto, esse termo não aparece na equação (2.2).

O quarto termo da equação (2.1) representa a mortalidade natural de gramíneas, a qual é definida como constante $\nu = 0,1$ de acordo com os valores adotados por Hughes et al. (2006). Por outro lado, de acordo com medidas feitas através de isótopos de ^{14}C , as árvores existentes nas porções centrais da Amazônia podem ser muito antigas, apresentando um intervalo de idade que vai de 200 a 1400 anos dependendo da espécie (Chambers et al. (1998)). Assuma, por simplicidade, uma idade média de 800 anos para as árvores consideradas no modelo. Como esse tempo médio de vida é bastante longo (e praticamente excede o período de simulação de 1000 anos, vide seção 3), a mortalidade natural não é computada no modelo.

Além disso, uma vez que a mortalidade por fogo é incorporada num termo separado (termo V das equações (2.1) e (2.2)), apenas o clima poderia perturbar a cobertura arbórea e promover mortalidade de árvores jovens nesse esquema simplificado. No entanto, o tipo árvore adotado é associado a uma espécie sempre-verde genérica, que é muito resistente à sazonalidade climática devido a sua profunda zona de raízes (Nepstad et al. (2004)). Assim, como a mortalidade natural de árvores não é computada no modelo, esse termo não influencia a dinâmica da população arbórea (o termo IV é nulo na equação (2.2)).

O termo de sumidouro devido à ocorrência de fogo natural depende de dois fatores: 1) da constante d_i que representa o valor máximo da população morta em decorrência de um episódio de fogo; 2) da variável $fir_i, i = g, a$ correspondente aos efeitos do

fogo na vegetação. Isso significa que mesmo havendo intensidade extremas de fogo, apenas uma fração máxima d_i da população i morrerá. As constantes d_i são definidas como 0,3 para gramíneas (Gardner (2006)), e 0,1 para árvores conforme proposto por Balch et al. (2008) para a biomassa lenhosa queimada em uma região de transição no sudeste da Amazônia.

O efeito do fogo ($fir_i, i = g, a$) é a saída de um sub-modelo simplificado de fogo natural que será descrito na seção seguinte (seção 2.2.1).

2.2.1 O sub-modelo de fogo

O propósito desse sub-modelo não consiste em simular a propagação, deslocamento e outras características ecológicas e impactos das queimadas. Ao invés disso, o objetivo é representar simplificadaamente o disparo, a intensidade e os efeitos do fogo natural sobre a vegetação.

O disparo do fogo natural depende da disponibilidade e da flamabilidade de combustível e de uma fonte de ignição (Whelan (1995)). Neste contexto, o primeiro estágio está associado a condições favoráveis de disparo de fogo levando em consideração os 3 aspectos mencionados acima. Ecologicamente, a disponibilidade de combustível deve-se principalmente à camada herbácea (Bond (2008)). Logo, o combustível é acumulado quando as gramíneas morrem (a uma taxa constante $\nu = 0,1$ da equação (2.1)) e formam áreas de serrapilheira ou liteira (L). A partir do momento em que L atingir o limiar $L_{\min} = 0,45$, a condição de disponibilidade é satisfeita e o fogo pode ser disparado. A flamabilidade é definida com base na hipótese conceitual de que as áreas de serrapilheira podem ser divididas em 2 camadas verticais. Inspirando-se em experimentos de campo de fogo controlado na Amazônia (Ray et al. (2005), Balch et al. (2008)), a camada superior (inferior) é altamente influenciada pela umidade do ar (umidade do solo). Para que o fogo seja iniciado, apenas a camada superior precisa estar suficientemente seca. Logo, o limiar de flamabilidade é definido de acordo com o índice de umidade (HI) calculado pela equação (2.6). Caso $HI < HI_{\max} = 1,2$, a condição de flamabilidade é satisfeita. Ambos limiares ótimos (L_{\min} e HI_{\max}) são definidos empiricamente através de experimentos com o modelo CVFN.

A ignição é causada por raios, cuja ocorrência é representada por uma série temporal mensal gerada de maneira similar ao procedimento de geração de precipitação e

temperatura (equação (2.7)):

$$R = 0,25 \cdot \max \left[\left(\mu_R + \Delta \cdot \sigma_R + A_R \cos \left(\frac{2\pi t}{\tau} + \phi_R \right) \right), 0 \right]. \quad (2.8)$$

Os valores estatísticos μ_R , σ_R e ϕ_R são extraídos de um conjunto de dados que combina dois sensores de satélite de detecção de raios (LIS/OTD) provenientes do *Global Hydrology Resource Center - NASA* (<http://thunder.nsstc.nasa.gov>). Vale lembrar que esses dados de número de raios são disponibilizados por dia e por km² (raios km⁻² dia⁻¹). Assim, para se obter uma estimativa diária da ocorrência de raios dentro de cada ponto de grade de 0,5°, i.e., aproximadamente 50 km, inicialmente, calculam-se as médias diárias para cada mês. Posteriormente, essas médias mensais são multiplicados por 2500 km² para se obter o total de raios diário dentro da área do ponto de grade de 50 km × 50 km. Assim, a nova unidade é definida como número de raios dia⁻¹.

Esses dados incluem a atividade de raios na faixa tropical global, considerando tanto os raios nuvem-nuvem quanto os nuvem-solo. Como apenas os eventos de raio nuvem-solo podem disparar incêndios naturais, utiliza-se o valor global de 25% (0,25) para representar esse tipo de atividade de raios (Price e Rind (1993)). A Figura 2.3c mostra o ciclo anual da atividade de raios gerada por essa metodologia. Observa-se que existe mais atividade de raios sobre florestas densas (66°W e 58°W) do que sobre savanas (44°W), durante a maior parte do ano. Entretanto, as florestas não queimam naturalmente porque mesmo que o fogo seja disparado, a alta umidade do solo limita sua intensidade (ver equação (2.12) a seguir).

Além disso, nem todos os raios nuvem-solo iniciam um evento de fogo. Existem algumas estimativas da relação entre raios e inícios de incêndios naturais em florestas boreais (por exemplo, Larjavaara et al. (2005) para as florestas da Finlândia). Uma estimativa para o sudeste do Brasil é proposta com base em dados observacionais da Rede Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas - BrasilDat (Pinto et al. (2006)). Do total de raios nuvem-solo, aproximadamente 10% possuem polaridade positiva e 90% polaridade negativa (Pinto e Pinto (2008)). Ambos os tipos podem disparar um incêndio natural. No entanto, com relação os raios com polaridade negativa, apenas aqueles que apresentam correntes contínuas de longa duração podem causar danos mais sérios associados a efeitos térmicos, especialmente fogo (Correia e Saba (2008)). Por isso, Correia e Saba (2008) mediram a presença desse tipo de

corrente em diversas tempestades. Os autores sugerem que em torno de 28% das descargas negativas possuem correntes contínuas longas e podem resultar em episódios de fogo. Essa estimativa pode ser estendida para áreas vizinhas do Brasil sem perda de generalidade. Assim, combinando ambas porcentagens (28% e 90%), obtém-se uma estimativa de 25% associada aos raios nuvem-solo negativos. Adicionando essa estimativa aos 10% de raios positivos, pode-se dizer que aproximadamente 35% do total de raios nuvem-solo pode causar um evento de fogo.

Baseando-se em [Arora e Boer \(2005\)](#), sugere-se uma função de probabilidade de disparo de fogo (P_R), similar à equação (2.5), expressa por:

$$P_R = \max \left[\min \left(\frac{R - R_l}{R_u - R_l}, 1 \right), 0 \right], \quad (2.9)$$

uma função dependente do número de raios por dia (R dado pela equação (2.8)) e de limitantes superior e inferior empíricos definidos como $R_l = 25$ and $R_u = 65$ (Figura 2.4a). Embora definidos empiricamente, esses valores-limite são inspirados no valor de 35% descrito acima. Seja R_f o número de descargas elétricas que pode causar ignição, tal que $R_f = 0,35R$. Aplicando essa relação aos valores $R_l = 25$ e $R_u = 65$, obtém-se aproximadamente $R_{f,l} = 8$ e $R_{f,u} = 22$. Logo, considerando um esquema bastante simplificado, a probabilidade P_R torna-se praticamente nula para menos de 8 descargas, uma vez que isso significaria 1 raio com potencial para disparar uma queimada a cada 3 dias. P_R cresce linearmente até R_f (R) atingir o valor 22 (65), acima do qual $P_R = 1$ (Figura 2.4a). Ademais, $R \geq 65$ ou $R_{f,u} = 22$ significa que pelo menos 1 descarga a cada 1,4 dias no mês pode promover ignição de fogo. Assim, assume-se a probabilidade máxima para esse caso ($P_R = 1$).

A ignição ocorre através de um limiar definido empiricamente como $P_R \geq P_{R,\min} = 0,55$ (Figura 2.4a). A Figura 2.4c mostra um exemplo do exato momento em que as três condições para ocorrência de disparo de fogo são satisfeitas no modelo. Note que o disparo ocorre na transição entre a estação seca e a chuvosa em novembro, quando existe suficiente quantidade de serrapilheira seca na superfície ($L \geq 0,45$ e $HI \leq 1,2$) e a probabilidade de ignição de fogo está acima do limiar (0,55).

Uma vez que as três condições acima são satisfeitas e há ignição do fogo, o segundo passo do modelo é definir quão é intenso o fogo. Isso é feito através de uma função de intensidade dependente de um índice de umidade do solo (w) e da quantidade de

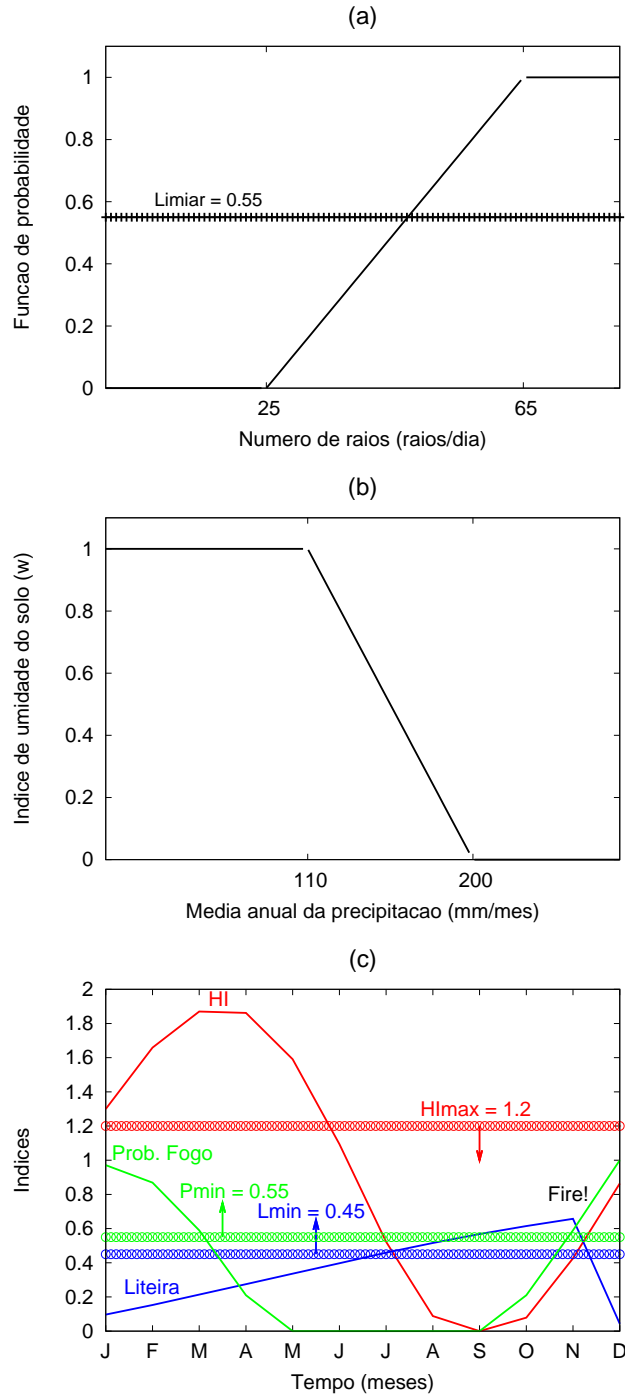


Figura 2.4 - (a) Probabilidade de ignição de fogo (P_R) como função do número de raios dia^{-1} e do respectivo limiar (0, 55); (b) índice de memória da umidade do solo (w) como função da precipitação média anual; (c) ilustração de um evento de fogo na longitude 46°W depois de aproximadamente 500 anos de geração - as linhas vermelha, verde e azul referem-se aos três fatores limitantes da ocorrência de fogo: o índice de umidade (HI), a probabilidade de ignição de fogo (P_R) e a serrapilheira (L), com os respectivos limiares $HI_{max} \leq 1,2$, $P_{R,min} \geq 0,55$, and $L_{min} \geq 0,45$.

serrapilheira disponível (L) para a queima. Matematicamente:

$$I = I(w, L) = w \cdot h(L, k_L, b_L). \quad (2.10)$$

De acordo com Anderies et al. (2002), a função $h(L, \alpha_L, b_L)$ é expressa como:

$$h(L, k_L, b_L) = \frac{L^{b_L}}{k_L^{b_L} + L^{b_L}}, \quad (2.11)$$

em que as constantes k_L e b_L são empiricamente definidas como 0,7 e 2,0, respectivamente, para representar o aumento/redução da intensidade do fogo devido à quantidade de serrapilheira (Figura 2.5).

O índice w , por sua vez, varia com a média anual de precipitação, μ_P , utilizada na geração da série temporal de acordo com a Figura 2.4b e conforme a expressão:

$$w(\mu_P) = \max \left[\min \left(\frac{w_u - \mu_P}{w_u - w_l}, 1 \right), 0 \right], \quad (2.12)$$

em que, $w_l = 110 \text{ mm month}^{-1}$ e $w_u = 200 \text{ mm month}^{-1}$ são os limitantes inferior e superior dos valores de μ_P . A Figura 2.4b mostra que essas constantes limitam respectivamente o ponto abaixo do qual $I(w, L)$ não é limitado por w (uma vez que $w = 1$), e acima do qual w anula totalmente a intensidade do incêndio (uma vez que $w = 0$). O conceito por trás da dependência de w está na hipótese idealizada da serrapilheira estar dividida em 2 camadas. Depois que há ignição do fogo, quem controla a continuidade do incêndio é a camada inferior da serrapilheira, dependendo de quão úmido está o solo. A umidade do solo, por sua vez, está associada à precipitação média anual. Logo, w se assemelha a um índice de memória da precipitação no solo. Esse modelo idealizado explica, por exemplo, porque, se houver um disparo de fogo na floresta causado por raios, não haverá continuidade do incêndio devido à alta umidade do solo.

Dependendo da intensidade do fogo I , calculam-se seus efeitos sobre a vegetação. Como tais efeitos são diferentes em árvores e gramíneas, algumas hipóteses são definidas para representar essas diferenças (Figura 2.5). A cobertura de gramíneas começa a queimar logo após o início do fogo e tem um tempo de rebrota bem menor que as árvores (esse tempo é parametrizado pelo parâmetro γ_g da equação (2.3)). As arbóreas, por outro lado, são resistentes a uma intensidade mais forte de fogo; no

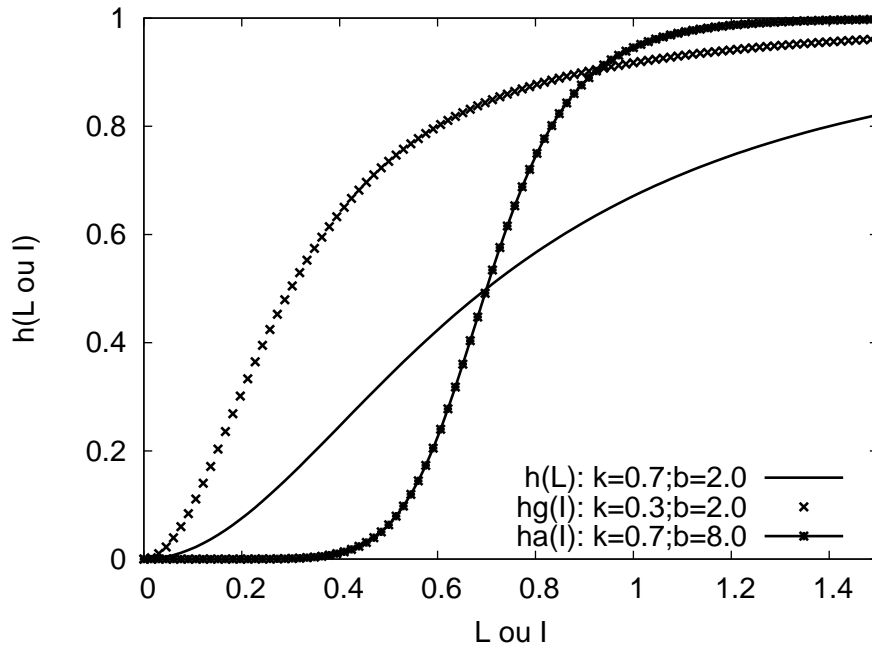


Figura 2.5 - Variações da função h utilizadas no modelo, dependendo dos parâmetros k and b .

entanto, sempre que a intensidade do fogo é forte o suficiente, as árvores queimam significativamente e necessitam de muito mais tempo para a rebrota ($T_g \ll T_a$). A formulação que representa essas relações é similar à equação (2.11), exceto pela dependência de h : ao invés de ser função da quantidade de liteira (L), h depende da intensidade do fogo I (Anderies et al. (2002)):

$$fir_i = h_i(I, k_i, b_i) = \frac{I^{b_i}}{k_i^{b_i} + I^{b_i}}; \quad i = a, g, \quad (2.13)$$

em que $k_g = 0,3$, $b_g = 2,0$, $k_a = 0,7$, $b_a = 8,0$ (Figura 2.5). A Tabela 2.1 sumariza os parâmetros e variáveis utilizados no modelo CVFN.

Tabela 2.1 - Descrição do conjunto completo de parâmetros e variáveis utilizados no modelo CVFN.

Parâmetros clássicos das equações LV		
Símbolo	Nome	Valor
a	Fração de área de árvores	Saída do modelo
g	Fração de área de gramíneas	Saída do modelo

continua na próxima página

Tabela 2.1 - Conclusão.

i	Tipo de vegetação	$i = g, a$
a^*, g^*	Capacidades de campo	$a^* = 1, 0; g^* = 1, 0$
c_{ga}	Coefficiente de competição ($a \rightarrow g$)	$c_{ga} = 0, 9$
ν	Mortalidade natural de gramíneas	$\nu = 0, 1$
β_i	Parâmetro de crescimento da planta	$\beta_i = \frac{\gamma_i}{f_i}$
γ_i	Tempo de estabelecimento (área)	$\gamma_a = 340; \gamma_g = 27$ anos
T_i	Idem (individual)	$T_a = 50; T_g = 4$ anos
V_s, V_f	Frações de área inicial e final	$V_s = 0, 01; V_f = 0, 9$
f_i	Função dependente do clima	$f_i = f_i(HI)$
$HI_{(u),a}$	Limites inferior/superior para a	$HI_{l,a} = 1, 0; HI_{u,a} = 3, 0$
$HI_{(u),g}$	Limites inferior/superior para g	$HI_{l,g} = 0, 1; HI_{u,g} = 1, 1$
HI	Índice de umidade	$HI = \frac{P}{PET}$

Geração das séries temporais

Símbolo	Nome	Valor
P	Precipitação	Entrada do modelo
T	Temperatura	Entrada do modelo
R	Número de raios	Entrada do modelo
$\mu_{P,T,R}$	Valor médio anual	Variação mensal por grade
$\sigma_{P,T,R}$	Desvio padrão anual	Variação mensal por grade
Δ	Número aleatório $\sim N(0, 1)$	-
τ	Período do ciclo anual	12 meses
$A_{P,T,R}$	Amplitude do ciclo anual	Variação mensal por grade
$\phi_{P,T,R}$	Fase do ciclo anual	Variação mensal para cada grade
$m_{(P,T,R),\max}$	Mês de máximo valor da variável	Variação por grade

Sub-modelo de fogo - mortalidade por fogo nas equações de LV

Símbolo	Nome	Valor
d_i	Morte máxima da população i	$d_a = 0, 1; d_g = 0, 3$
HI_{\max}	Limiar de HI para ignição	1,2
L	Liteira (morte de gramíneas)	$L = \nu \cdot g; \nu = 0, 1$
L_{\min}	Limiar de L para ignição	0,45
P_R	Probabilidade de fogo	$P_R = P_R(R, R_l, R_u)$
$R_{(u)}$	Limites inferior e superior de R	$R_l = 25; R_u = 65$ raios/dia

continua na próxima página

Tabela 2.1 - Conclusão.

$P_{R,\min}$	Limiar de P_R para ignição	0,55
R_f	Número de raios para a ignição	$R_f = 0,25R$
I	Intensidade do fogo	$I = I(w, L) = w \cdot h(L, k_L, b_L)$
w	Índice de memória do solo	$w = w(\mu_P, w_l, w_u)$
$w_{(l)}$ $w_{(u)}$	Limites inferior e superior de w	$w_l = 110; w_u = 200$ mm/mes
h	Intensidade do fogo dependente de L	$h(L, k_L, b_L)$
k_L, b_L	Parâmetros usados em h para L	$k_L = 0,7; b_L = 2,0$
fir_i	Efeito do fogo na vegetação i	$fir_i = h(I, k_i, b_i)$
k_a, b_a	Parâmetros usados em h para a	$k_a = 0,7; b_a = 8,0$
k_g, b_g	Parâmetros usados em h para g	$k_g = 0,3; b_g = 2,0$

3 SIMULAÇÕES E ESTUDO DE SENSIBILIDADE DO MODELO CONCEITUAL CLIMA-VEGETAÇÃO-FOGO NATURAL

3.1 Desenho experimental das simulações

O papel do fogo natural na dinâmica da fronteira floresta-savana na América do Sul é avaliado através de dois experimentos numéricos, utilizando o modelo CVFN, denominados *fire-on* e *fire-off*, i.e., com e sem a inclusão dos efeitos causados por incêndios naturais na vegetação. O conjunto simples de equações diferenciais ordinárias é integrado explicitamente por 1000 anos, com um passo de tempo mensal. O período de 1000 anos não é usual em simulações de sensibilidade da vegetação. No entanto, esse intervalo de tempo foi delimitado devido às características das parametrizações que levam o modelo CVNF a atingir o equilíbrio em aproximadamente 500 anos. Por exemplo, o tempo de estabelecimento de árvores é definido em torno de 340 anos (capítulo 2) para regiões em que as condições climáticas são ótimas para o desenvolvimento de arbóreas. Dessa maneira, a maturação da população de árvores pode atingir períodos ainda mais longos, que chegam aos 500 anos.

Posteriormente, o experimento *fire-on* é definido como controle (CTL) para testar a sensibilidade das populações vegetais às mudanças nos regimes de precipitação (P), temperatura (T), e descargas elétricas (R). Tais modificações são introduzidas na geração das séries temporais dessas variáveis ambientais através da alteração do valor das médias anuais dadas pelo parâmetro $\mu_{P,T,R}$. Conforme mencionado acima, o período de simulação (1000 anos) é muito maior que os períodos atuais de projeção de mudança climática. Dessa forma, os valores das variações em P , T e R foram definidos de forma agregada (%) correspondente às potenciais anomalias projetadas pelos cenários de mudança climática devido ao aquecimento global e ao desmatamento na América do Sul tropical (Magrin et al. (2007), Nobre e Borma (2009)). Por outro lado, a hipótese de que o número de raios crescerá com o aquecimento global foi baseada nos trabalhos de Price e Rind (1994), Reeve e Toumi (1999), Michalon et al. (1999) e Tost et al. (2006). Nesse contexto, as variações em P (ΔP) são definidas como -20% , -10% , -5% , $+5\%$, $+10\%$ de μ_P , i.e., após 500 anos, $\mu_P = \mu_P + \Delta P$. Analogamente, $\Delta T = +2^\circ\text{C}$, $+4^\circ\text{C}$, $+6^\circ\text{C}$, e $\Delta R = +5\%$, $+10\%$, $+15\%$.

Ao invés de introduzir as mudanças ambientais gradualmente, como de fato ocorreria no mundo real, elas são inseridas totalmente em um único passo de tempo. Adota-se essa metodologia porque, como o modelo CVFN é composto por um con-

junto muito simples de equações diferenciais de primeira ordem, espera-se que os impactos de perturbações externas graduais ou abruptas sejam matematicamente similares (Edelstein-Keshet (1988)). Por simplicidade, depois que o modelo atingir um equilíbrio, ou seja, após o 500º ano de simulação, as modificações são totalmente introduzidas.

3.2 Resultados do modelo CVFN sob condições atuais

A Figura 3.1b mostra o equilíbrio das populações de árvores e gramíneas para os experimentos *fire-on* e *fire-off*. A simulação que exclui o fogo, em que a vegetação é controlada apenas pelas condições climáticas, resulta em uma distribuição de equilíbrio que não concorda precisamente com a distribuição de biomas naturais (mapa unidimensional da Figura 2.1c reproduzido na Figura 3.1a para melhor visualização dos resultados). Nesse caso, a floresta, que nesse esquema simplificado é definida por uma fração de área dominada por arbóreas, estende-se mais a leste de sua posição natural, quando comparada à posição da fronteira entre floresta e cerrado, indicada pela Figura 3.1a. A solução de equilíbrio mostra coexistência entre árvores e gramíneas por volta da longitude 44°W - 43°W, que corresponde no mapa 1-D à área central do cerrado, i.e., uma área coberta somente por gramíneas genéricas segundo a definição simplificada da seção 2.1. Esse resultado confirma teorias ecológicas que postulam que se o fogo natural não existisse e a dinâmica do sistema fosse controlada apenas pelo clima, a floresta se expandiria sobre o que atualmente são áreas de cerrado, ou em outras palavras, a transição floresta-cerrado se moveria para leste-sudeste (Desjardins et al. (1996), Pessenda et al. (2001)).

Quando o fogo é acionado no modelo CVFN, essa transição se desloca para oeste em comparação com a solução de equilíbrio sem fogo, e sua localização é mais realista em comparação ao mapa 1-D (Figura 3.1a,b). Entretanto, a transição (delimitada por clima e fogo) inicia-se em torno de 50°W no mapa 1-D, enquanto as saídas no modelo indicam que esse início estaria localizado em aproximadamente 47°W. Aparentemente, isso se deve às hipóteses simplificadas de representação tanto da transição floresta-savana quanto dos biomas floresta e savana. Por exemplo, florestas e savanas tropicais apresentam um grande variedade de fisionomias entre árvores e gramíneas, particularmente na América do Sul, onde de acordo com as condições climáticas atuais, bosques compostos por árvores de ~ 15 m de altura podem ser encontrados muito próximos à fronteira da floresta (Oliveira-Filho e Ratter (2002)). O modelo, no entanto, leva em consideração apenas uma espécie de arbórea (genérica)

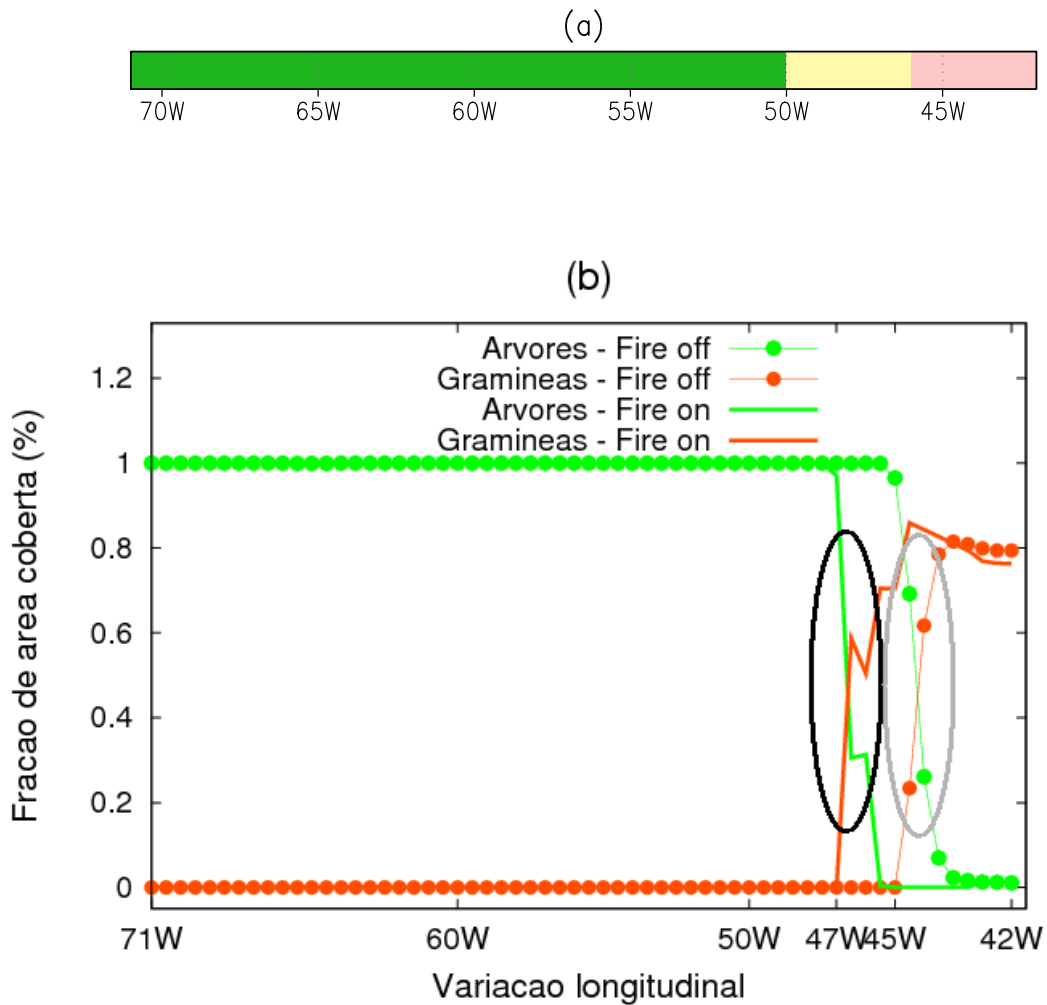


Figura 3.1 - (a) Mapa unidimensional de distribuição de biomas derivado da Figura 2.1b - exposição de floresta, savana e intervalo de pontos associado às fronteiras floresta-savana (reproduzido para melhor visualização); (b) resultados do modelo CVFN para a distribuição de árvores/gramíneas após 1000 anos de simulação, para os experimentos *fire-off* (linhas pontilhadas finas) e *fire-on* (linhas contínuas espessas). A região circulado pelas elipses representam a transição floresta-cerrado (“ecótono”) calculada pelo modelo nos experimentos *fire-on* (em preto) e *fire-off* (em cinza).

que representa todos os demais tipos de árvores. Mesmo assim, o deslocamento causado pelos incêndios é significativo e corresponde a aproximadamente 200 km. Em outras palavras, isso significa que, ao longo de ~ 200 km, ao invés de uma cobertura correspondente a florestas ($\sim 100\%$ coberta por árvores), a população de arbóreas decai para $\sim 98\%$ em 47°W , $\sim 30\%$ em 46°W , e se torna 0 em 45°W (elipse preta na Figura 3.1b). Simultaneamente, a fração de gramíneas aumenta e domina a área a partir de 46°W .

Para ilustrar os efeitos do fogo no comportamento transiente das populações de árvores e gramíneas, quatro pontos são escolhidos, dos quais três estão entre as longitudes 47°W e 45°W , e um localiza-se mais a oeste, em aproximadamente 69°W (Figura 3.2a-d). Para todos os pontos mais a leste, tanto árvores quanto gramíneas evoluem similarmente no experimento *fire off*: no início do período de simulação, as gramíneas crescem muito mais rapidamente que as árvores e dominam o local. No entanto, conforme essa vegetação rasteira é afetada pelo efeito de sombreamento das árvores (através da competição), há redução da área coberta por gramíneas, a qual tende a zero conforme a fração de área coberta por árvores tende ao valor máximo (linhas pontilhadas finas das Figuras 3.2b-d). Observa-se ainda que, para esses pontos, as condições climáticas determinam a dominância de árvores após aproximadamente 500 anos, embora seu tempo de estabelecimento tenha sido definido como ~ 340 anos (capítulo 2). Isso acontece porque nesses locais específicos, existem provavelmente condições climáticas menos favoráveis às arbóreas que mais a oeste, onde se nota, pela Figura 3.2a, um tempo de estabelecimento de árvores bem menor. Além disso, a mortalidade natural de gramíneas (ν na equação (2.1)) caracteriza as variações periódicas (“sobe-desce”) apresentadas na evolução da população herbácea.

À oeste, em 69°W , o experimento *fire on* não afeta a evolução temporal nem da população de gramíneas, nem a de árvores (Figura 3.2a). Nesse local, embora possa haver ignição de fogo durante algum momento, a intensidade é muito baixa devido à alta umidade do solo, ou seja, o parâmetro w é bem próximo de zero, resultando em $I = I(w, L) \sim 0$ (equações (2.10) e (2.12)).

Os resultados do experimento com fogo (*fire on*) no primeiro ponto selecionado na região leste (localizado em aproximadamente 47°W) mostram claramente o local em que o fogo natural começa a influenciar o equilíbrio entre árvores e gramíneas (linhas sólidas espessas da Figura 3.2b). Em outras palavras, movendo-se para leste a partir desse ponto, o fogo natural e o clima atuam simultaneamente como forçantes

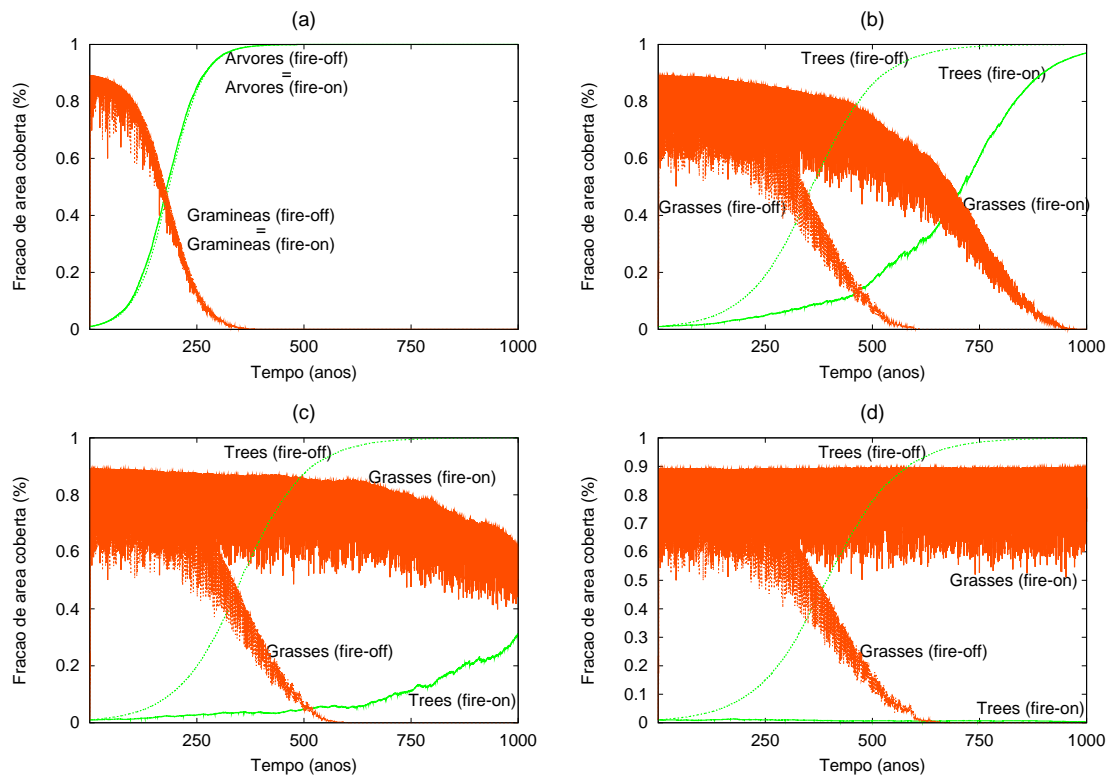


Figura 3.2 - Evolução temporal das frações de área das populações de árvores (verde) e gramíneas (laranja) (%) para um ponto em 69°W, e três pontos longitudinais entre 47°W e 45°W. Ao final do período de simulação (1000 anos), mostra-se o equilíbrio das frações de cobertura vegetal para o experimento *fire-on* (linhas sólidas espessas): (a) predomínio de árvores, sem sofrer os efeitos de fogo (oeste, 69°W); (b) com predomínio de árvores (leste, 47°W); (c) com uma mistura entre árvores e gramíneas (46°W); e (d) com predomínio de gramíneas (45°W). Para comparação, os resultados do experimento *fire-off* também são mostrados (linhas finas pontilhadas) indicando que o equilíbrio final da vegetação seria predominantemente de arbóreas para todos os pontos do intervalo longitudinal.

da cobertura vegetal, fornecendo, portanto, diferentes distribuições de árvores e gramíneas. Nessa longitude específica, embora o predomínio de arbóreas prevaleça ao final do período de simulação, existe um atraso no tempo de estabelecimento dessa vegetação de 500 para aproximadamente 900 anos. O fogo causa ainda redução aleatória na linha evolutiva da fração de árvores, que não é mais tão suave como no experimento *fire-off*. As variações na população de gramíneas mencionadas acima (“sobe-desce”) aumentam pelo aumento da mortalidade desse tipo vegetal devido à atividade de fogo. Logo, o fogo no modelo CVFN atua no sentido de aumentar as condições não-favoráveis para árvores, o que resulta num tempo de estabelecimento maior, ao mesmo tempo que adiciona uma competição significativa das gramíneas sobre as árvores (e.g., [Anderies et al. \(2002\)](#); [Scheiter e Higgins \(2009\)](#)). Esse fator competitivo é causado pela relação inter-dependente entre gramíneas e fogo. Por um lado, a serrapilheira formada por gramíneas habilita o disparo e aumenta a intensidade do fogo (quanto maior a intensidade do fogo, maior a chance de haver mortalidade de arbóreas). Por outro lado, a mortalidade de árvores por fogo significa menos efeito de sombreamento, o que favorece o crescimento de gramíneas.

O segundo ponto longitudinal - localizado em aproximadamente 46°W (Figura 3.2c) - mostra uma região de transição em que há coexistência entre ambos tipos vegetais devido à ação do fogo natural. Essa região pode ser denominada de “ecótono” floresta-cerrado nessa representação simplificada. O próximo ponto a leste, entre 46°W e 45°W (Figura 3.2d), mostra um caso em que o estado final da distribuição vegetal é dominado por gramíneas no experimento com fogo, ao invés de dominado por árvores conforme mostrado para o experimento sem fogo. Note que, embora haja variações “sobe-desce” neste ponto, é possível determinar um valor médio da população de gramíneas em torno de 75%. Isso implica uma cobertura de solo nu de $\sim 25\%$, uma vez que a fração de arbóreas tende a aproximadamente zero.

Em resumo, dependendo de seus efeitos, o fogo pode promover coexistência (Figura 3.2c), predomínio de gramíneas ao invés de arbóreas (Figura 3.2d), e até no caso em que a população de árvores prevalece, há um aumento significativo no tempo de seu estabelecimento (Figura 3.2b). Portanto, o fogo desempenha o papel de modificar as frações de área da cobertura vegetal, favorecendo a dominância de gramíneas através de uma relação inter-dependente entre a vegetação rasteira e o fogo, conforme descrito acima ([Anderies et al. \(2002\)](#)).

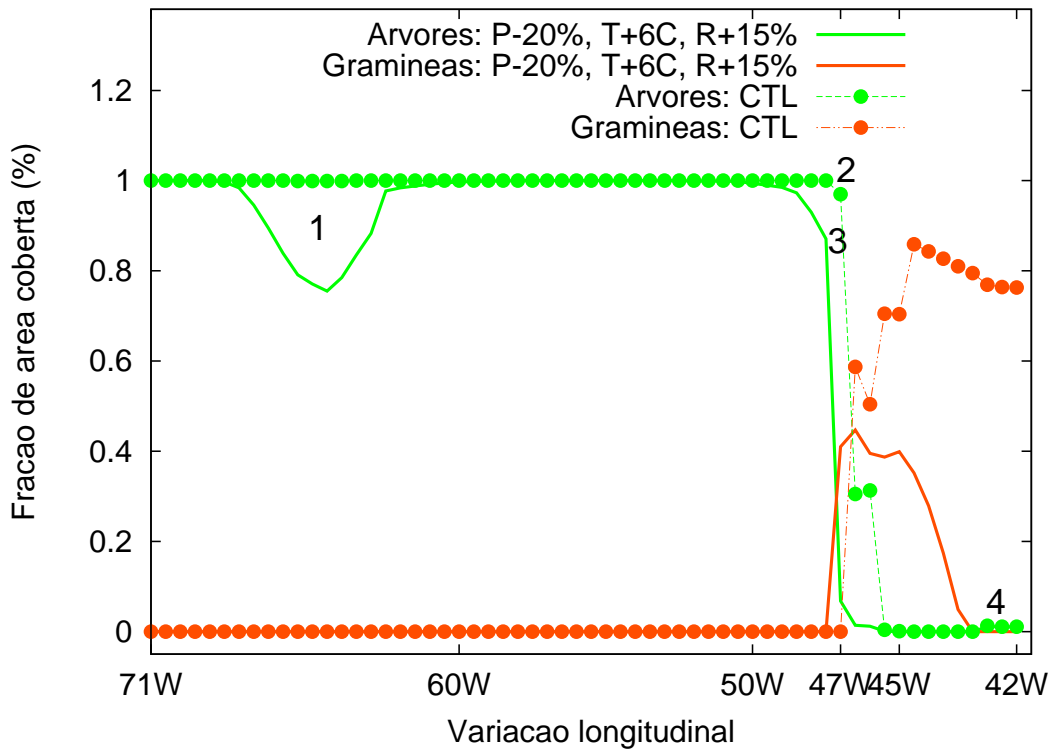


Figura 3.3 - Distribuição da vegetação simulada pelo modelo CVFN segundo as condições ambientais atuais (linhas traço-ponto), e de acordo com o cenário de mudanças ambientais extremas - EXT (linhas contínuas, $\Delta P = -20\%$, $\Delta T = +6C$, $\Delta R = +15\%$). A evolução de árvores e gramíneas é mostrada em verde e laranja, respectivamente. Os números 1, 2, 3 e 4 indicam as regiões em que as mudanças nas condições ambientais afetam o equilíbrio final na Amazônia (1), na zona de transição floresta-cerrado (2 e 3), e no cerrado campo limpo (4), após 1000 anos de simulação.

3.3 Sensibilidade da vegetação representada pelo modelo CVFN a mudanças ambientais

A solução de equilíbrio referente à simulação do cenário de mudanças ambientais extremas com $\Delta P = -20\%$, $\Delta T = +6C$, $\Delta R = +15\%$ (doravante denominada experimento EXT) é comparada à distribuição da vegetação obtida para as condições ambientais atuais descritas na seção anterior (Figura 3.3).

A partir dos resultados do experimento EXT, selecionam-se as 4 regiões mostradas na Figura 3.3 para uma análise detalhada. A primeira aponta uma diminuição de 20% na fração de área de árvores numa região localizada em torno da porção centro-

oeste da floresta Amazônica (em aproximadamente 65°W). Essa redução poderia causar um aumento na população de gramíneas uma vez que o efeito competitivo de sombreamento diminui. No entanto, as gramíneas permanecem constantemente ausentes (Figura 3.3), o que significa, nesse modelo simplificado, que os 20% da fração área, antes coberta por árvores, não seria substituída por gramíneas ($g \sim 0$), mas sim por uma superfície sem cobertura vegetal. Adota-se um ponto fixo na região 1 (Figura 3.3) em 66°W para avaliar as interações entre as mudanças das condições ambientais e a vegetação.

Nesse ponto, quando combinado à variação da precipitação, um incremento de +2°C na temperatura resulta em uma redução da cobertura de árvores (Δa) para todo o intervalo de variação de precipitação, com maiores (menores) reduções arbóreas de $\sim 11\%$ ($\sim 3\%$), decorrentes de $\Delta P = -20\%$ ($\Delta P = +10\%$) (Figura 3.4a). A máxima redução em Δa ocorre a partir de um incremento de 4°C na temperatura, quando a cobertura arbórea atinge valores de aproximadamente 0,8 (80%), independentemente dos efeitos de ΔP . Esse valor permanece inalterado para $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ e para todas as variações de precipitação. Assim, para $\Delta T \geq 4^\circ\text{C}$, a fração coberta por árvores parece atingir um novo estado de equilíbrio, cujo valor é aproximadamente 80% (Figura 3.4).

Por outro lado, para esse caso, ao invés de afetar negativamente as árvores, estas não apresentam sensibilidade às variações no número de raios (ΔR) nem mesmo quando ΔR é combinado à ΔT ou ΔP (Figura 3.4). Assim, os efeitos de ΔR sobre a vegetação podem ser considerados desprezíveis, uma vez que a redução da cobertura de árvores está principalmente relacionada às variações de precipitação e temperatura (Figuras 3.4b,c).

Esse é um resultado inesperado na medida em que, teoricamente, o número de disparos de incêndios aumentaria com a grande quantidade de raios (com ou sem o aumento de R) sobre a floresta devido à intensa atividade convectiva somada a condições climáticas mais secas e quentes. Além do aumento no número de disparos, valores mais baixos das médias anuais de precipitação (μ_P) implicariam em um aumento na intensidade (I) dos incêndios (equação (2.10)), que por sua vez, teriam impactos mais significativos sobre ambos tipos vegetais. No entanto, o número de eventos de incêndios aumenta até $\Delta T = 4^\circ\text{C}$ nesse ponto (Figura 3.5a). Isso significa que todas as mudanças ambientais estão contribuindo para o aumento da ocorrência de ignição de fogo, mas a respectiva intensidade não é efetiva para afetar

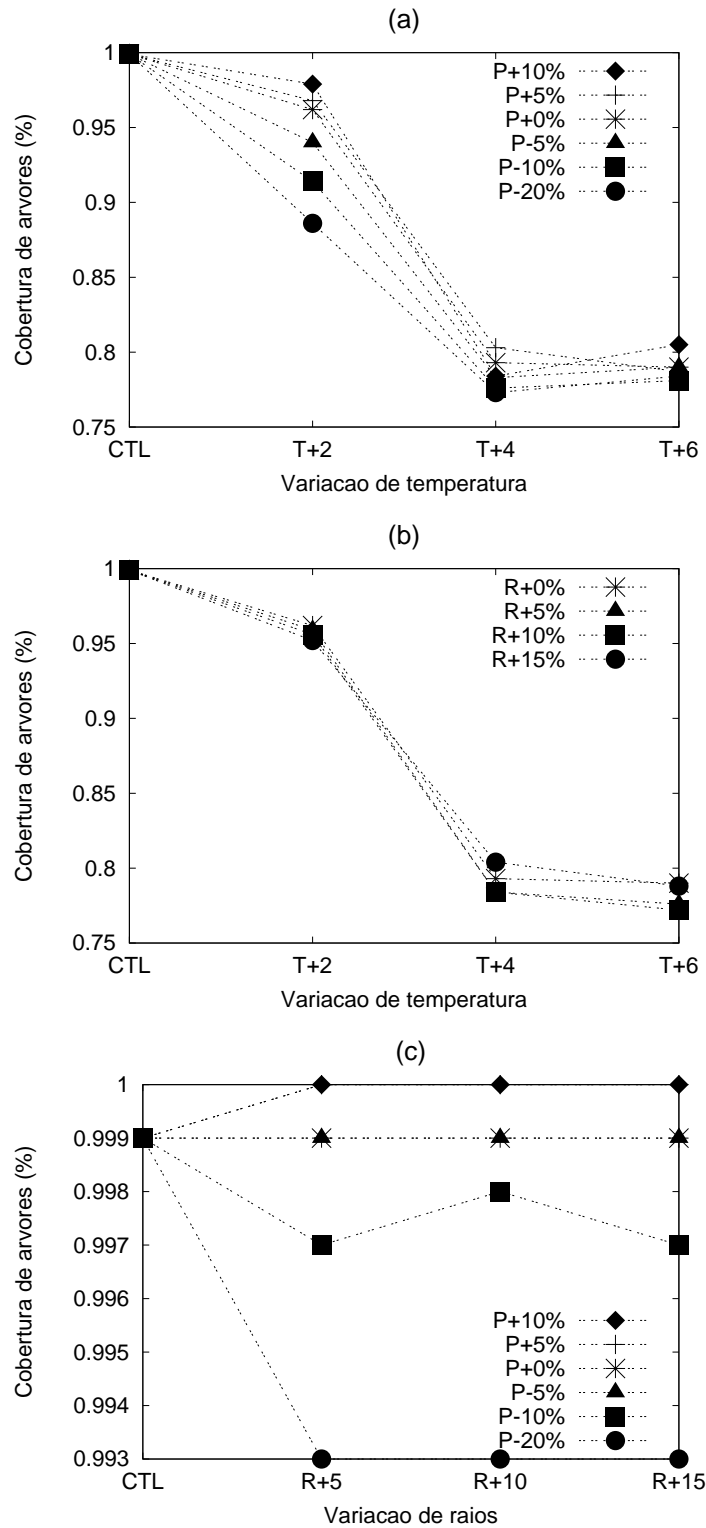


Figura 3.4 - Fração de área coberta por árvores (%) na longitude 66°W em função de (a) variações de precipitação (ΔP) e temperatura (ΔT) ($\Delta P = -20\%$, -10% , -5% , $+5\%$, $+10\%$, $\Delta T = +2^{\circ}\text{C}$, $+4^{\circ}\text{C}$, $+6^{\circ}\text{C}$); (b) idem for ΔT and ΔR ($\Delta R = +5\%$, $+10\%$, $+15\%$); (c) idem for ΔP e ΔR .

significativamente a redução da fração de árvores (Figuras 3.4b,c). A intensidade dos incêndios depende da quantidade e da secura da liteira. Se, por um lado, um clima mais seco causaria intensidades mais altas, por outro lado, devido ao efeito competitivo de sombreamento, a fração de gramíneas seria baixa, implicando baixo acúmulo de liteira e conseqüentemente baixa intensidade de fogo. Nesse caso, o efeito de acúmulo de liteira sobrepõe o impacto de condições climáticas mais secas, e as arbóreas não são afetadas pelos incêndios de baixa intensidade. Ao contrário, a população herbácea, que é atingida inclusive por incêndios de baixa intensidade, não cresce e permanece constantemente nula na solução de equilíbrio (Figura 3.3).

Um resultado inesperado é a ausência de eventos de fogo para $\Delta T = 6^\circ\text{C}$. Nesse caso, a ignição do fogo nem mesmo ocorre, i.e., ela é inibida por pelo menos um dos três fatores descritos na seção 2.2.1. Como as condições de ignição e flamabilidade são aparentemente satisfeitas, a única condição que aparentemente não é preenchida é a disponibilidade de combustível suficiente para a queima. De fato, a solução de equilíbrio da população herbácea é zero em 66°W para o experimento EXT (Figura 3.3), e isso ocorre pelo mesmo motivo descrito acima: o fator competitivo de sombreamento sobre as gramíneas inibe seu desenvolvimento. Conseqüentemente, há menos acúmulo de liteira e menos ignição de incêndios. Logo, o sistema atinge um novo equilíbrio com 20% menos cobertura de arbóreas, devido principalmente à combinação das variações climáticas e à baixa disponibilidade de vegetação rasteira para iniciar ou aumentar a intensidade dos incêndios.

A segunda região selecionada para análise (região 2 na Figura 3.3) mostra que o início da transição floresta-cerrado, caracterizado pela redução da fração de área de árvores, foi deslocado para oeste. De acordo com o modelo CVFN, o início dessa transição está localizado em 47°W , considerando condições ambientais atuais. Alterações extremas moveriam essa fronteira para $48,5^\circ\text{W}$, o que significaria um retraimento de aproximadamente 150 km nas áreas de floresta densa (caracterizada por $a = 1,0$). No entanto, o crescimento anômalo de herbáceas não acompanha a diminuição da fração de árvores ao longo de ~ 150 km, sendo notado apenas a partir de $47,5^\circ\text{W}$, ou seja, a apenas 50 km da posição indicada pela rodada CTL (Figura 3.3). Isso ocorre porque, como se observa na Figura 3.3, o decréscimo da população de arbóreas não é suficientemente grande - $\sim 2\%$ em $48,5^\circ\text{W}$; $\sim 20\%$ em $47,5^\circ\text{W}$ - para que o efeito competitivo de sombreamento nesses primeiros 100 km seja cancelado e as gramíneas possam se desenvolver. Sem disponibilidade de combustível, nenhum episódio

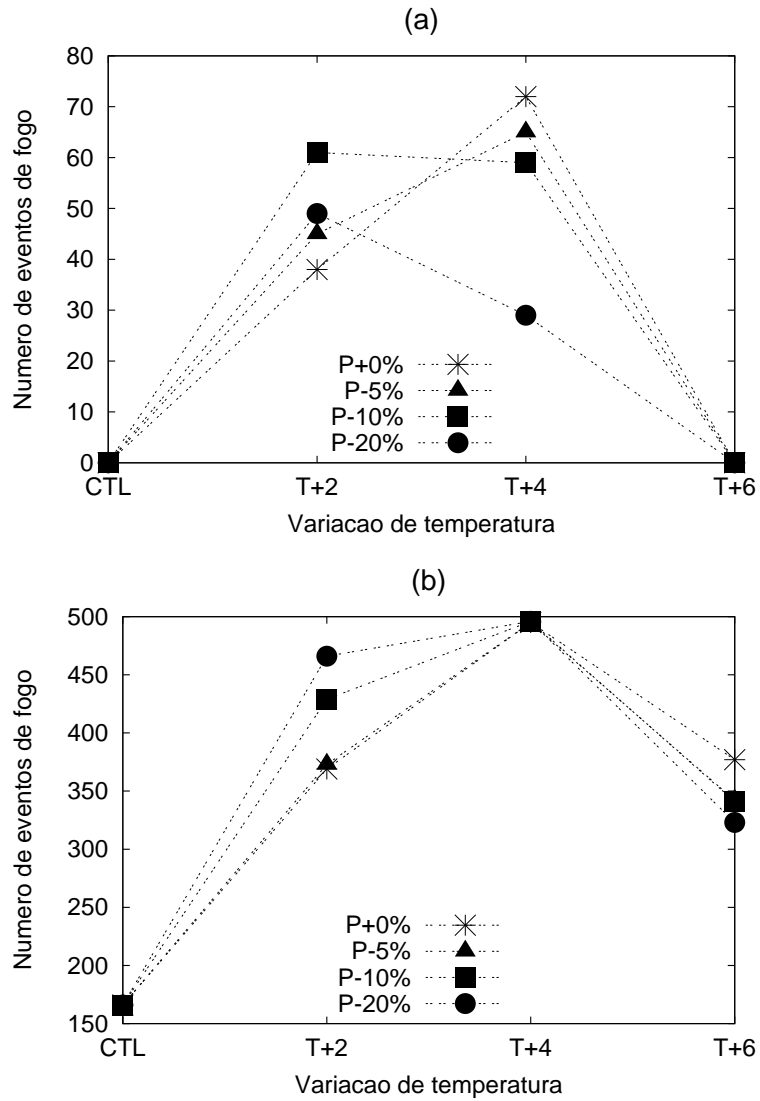


Figura 3.5 - Número de eventos de fogo (para uma dada longitude), após o 500° ano de simulação em função das variações de P e T ($\Delta P = -20\%, -10\%, -5\%, +5\%, +10\%$, $\Delta T = +2^\circ\text{C}, +4^\circ\text{C}, +6^\circ\text{C}$) nas longitudes (a) 66°W e (b) 47°W .

de fogo é computado nesse ponto após o 500° ano de simulação. A disponibilidade de combustível deve ser ainda menor que em 66°W, onde o número de eventos de incêndios é maior (Figura 3.5a). Sem um efeito direto dos incêndios nesse ponto, a redução de árvores nesse ponto também é controlada pelas alterações climáticas, principalmente devido ao aumento de temperatura.

A terceira região (região 3 na Figura 3.3) mostra uma redução abrupta na população de árvores entre 47,5°W e 47°W, após uma redução mais suave nos primeiros 100 km da zona de transição, entre 48,5°W e 47,5°W. Seleciona-se o ponto 47°W para avaliar as interações entre ΔP , ΔT e ΔR nessa área (Figura 3.6).

Diferentemente dos outros dois pontos longitudinais, há um grande decréscimo na cobertura arbórea nesse ponto. A magnitude desse impacto é muito maior que os casos anteriores: a fração de área arbórea cai de $\sim 100\%$ para aproximadamente 15% (Figuras 3.6a,b). Isso ocorre porque a população de árvores nessa área é mais sensível às variações climáticas que nos outras áreas analisadas. Por exemplo, se a temperatura aumentasse 2°C, a cobertura de árvores seria reduzida a 0,7 (0,3) no cenário mais positivo (negativo) de ΔP . Esse intervalo de redução de árvores diminui conforme a temperatura aumenta em 4°C, e praticamente desaparece para $\Delta T = 6^\circ\text{C}$. Com essa variação de temperatura, a redução da população arbórea converge para um único valor para qualquer valor de ΔP (Figura 3.6a). Ao contrário dos outros casos, a redução de árvores, e conseqüentemente a redução do efeito competitivo de sombreamento, é suficiente para permitir que a vegetação herbácea cresça. Esse crescimento gera mortalidade natural de gramíneas e acúmulo de serrapilheira. O aumento de serrapilheira, por sua vez, preenche a condição restante para que o fogo seja disparado, e o número de eventos de fogo aumenta particularmente para $\Delta P = -10\%$, -20% ($\Delta T = 4^\circ\text{C}$, Figura 3.5b). Para $\Delta T = 4^\circ\text{C}$, o número de eventos de fogo atinge valor máximo (500), o que representa, em média, um episódio de fogo por ano (Figura 3.5b). Os episódios de fogo tornam-se menos frequentes quando $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ porque até a população de gramíneas é negativamente afetada por esse aumento de temperatura e cresce mais lentamente. Assim, a população herbácea leva mais tempo para reabastecer a serrapilheira disponível para a queima. Embora a Figura 3.6c não seja tão conclusiva quanto as outras, ela mostra que, para $\Delta P = -20\%$, o aumento de R contribui para uma maior redução da cobertura de árvores, particularmente, para $\Delta R = +5\%$. Logo, maior cobertura de gramíneas, maiores áreas de liteira e maior número de incêndios são eventos inter-relacionados.

Adicionalmente, maiores áreas de liteira contribuem para incêndios mais intensos, causando maiores danos à cobertura arbórea, que por sua vez, leva um tempo mais longo que a população herbácea para se recuperar. Assim, o fogo consiste num fator competitivo de gramíneas sobre as árvores.

Nesse ponto, uma interação completa entre o clima, a vegetação e o fogo natural pode ser vista: perturbações climáticas afetam negativamente a área coberta por árvores; esse efeito é suficiente para reduzir ou até cancelar o efeito competitivo de arbóreas sobre gramíneas (esse efeito negativo não é suficiente nas longitudes 66°W e $48,5^\circ\text{W}$). Com o crescimento da população de gramíneas, as interações entre o fogo e as herbáceas geram e sustentam um fator competitivo de gramíneas sobre árvores e atinge-se um equilíbrio caracterizado pelo domínio de vegetação rasteira. Nesse contexto, o aumento de R age como um fator secundário que reforça esse mecanismo sempre que as mudanças climáticas são suficientemente mais secas e quentes para disparar um episódio de fogo.

Portanto, as regiões 2 e 3 ilustram os mecanismos operantes no modelo CVFN que controlam saltos na transição floresta-cerrado de acordo com diferentes condições climáticas. Para o intervalo de mudanças desse trabalho, a largura dessa transição pode aumentar de ~ 150 km ($48,5^\circ\text{W}$ - 47°W) para aproximadamente 300 km (50°W - 47°W) (Figura 3.3).

A última região (região 4 na Figura 3.3) mostra a área entre 43°W e 42°W . De acordo com o mapa LONS08 (Figura 2.1a do capítulo anterior), essa área abrange a fronteira leste do cerrado e o extremo oeste da caatinga no Nordeste do Brasil (NEB). Nessa região, há indícios de uma potencial substituição da vegetação de caatinga por semi-deserto ou deserto, em consequência de condições climáticas mais quentes e secas (Oyama e Nobre (2003)) (veja capítulo 5 para maiores detalhes). O experimento EXT concorda com essa hipótese e mostra uma configuração de solo nu na região 4, com decréscimos na população de árvores e gramíneas (Figura 3.3). Ainda, de acordo com os resultados, não apenas a caatinga do NEB é potencialmente vulnerável a mudar para uma vegetação associada a climas mais secos. Porções do extremo leste do cerrado brasileiro (que fazem fronteira com a caatinga) podem igualmente ser afetadas por mudanças similares no caso de intensas mudanças ambientais representadas pelo experimento numérico EXT.

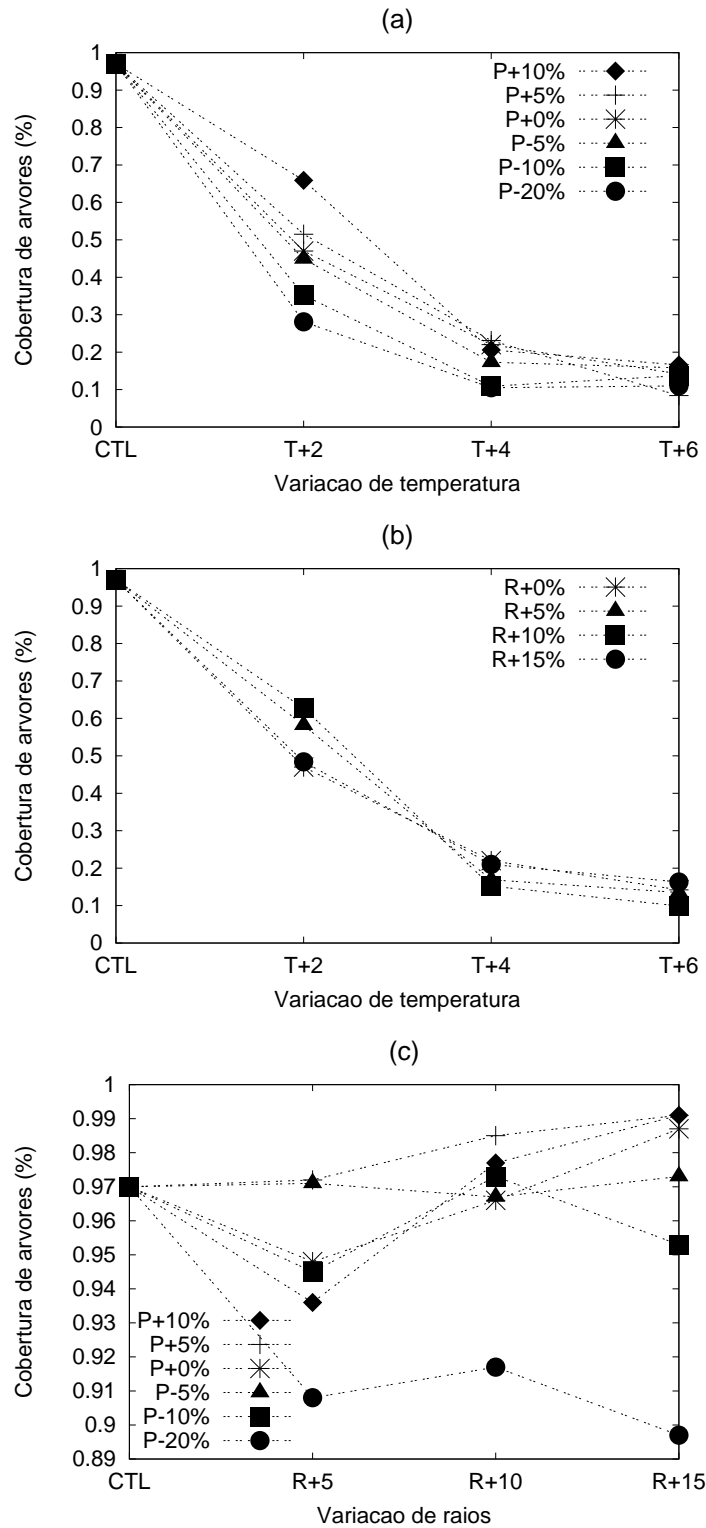


Figura 3.6 - Fração de área coberta por árvores (%) na longitude 47°W em função de (a) variações de precipitação (ΔP) e temperatura (ΔT) ($\Delta P = -20\%$, -10% , -5% , $+5\%$, $+10\%$, $\Delta T = +2^\circ\text{C}$, $+4^\circ\text{C}$, $+6^\circ\text{C}$); (b) idem for ΔT and ΔR ($\Delta R = +5\%$, $+10\%$, $+15\%$); (c) idem for ΔP e ΔR .

4 SIMULAÇÃO CLIMÁTICA COM UMA NOVA CONFIGURAÇÃO DO MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA (MCGA) DO CPTEC

O MCGA do CPTEC foi implementado utilizando as parametrizações físicas do MCGA desenvolvido no *Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies* (COLA) (KinterIII et al. (1997)). Resumidamente, 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 componente oceânico é representado através de uma climatologia atual da temperatura da superfície do mar (TSM), sem o acoplamento de um modelo oceânico específico. Neste trabalho, utilizar-se-á esse modelo para condições de clima atual, na mesma direção de estudos de validação que mostraram a acurácia desse modelo em reproduzir as principais características de grande escala do clima global (Cavalcanti et al. (2002)), bem como das variabilidades anual e sazonal (Marengo et al. (2003)).

4.1 Nova configuração do MCGA/CPTEC

Além dos processos físicos da atmosfera representados pelo MCGA/CPTEC operacional (Cavalcanti et al. (2002)), utiliza-se um esquema mais sofisticado de radiação de onda curta, denominado *CLIRAD-SW-M* (Chou e Suarez (1999), Tarasova e Fomin (2000)). O objetivo é melhorar a absorção atmosférica de radiação solar por gases e aerossóis, através da inclusão de bandas de absorção de gases de efeito estufa (H_2O , O_3 , O_2 and CO_2). Uma vez que o MCGA/CPTEC não inclui uma representação da química da atmosfera, a absorção por aerossóis é feita com base em quantidades climatológicas. A implementação do *CLIRAD-SW-M* no MCGA/CPTEC mostrou melhorias significativas nos fluxos de superfície (Tarasova et al. (2006)) e no ciclo hidrológico em escalas de tempo sazonais (Barbosa et al. (2008)), especialmente na América do Sul. Por exemplo, para escalas de tempo mensais, Barbosa et al. (2008) mostraram que o *CLIRAD-SW-M* causa um forte impacto na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), com diferenças de $\pm 2 - 3 \text{ mm dia}^{-1}$ (15 - 25%) durante a estação mais intensa (DJF).

4.2 O modelo de superfície SSiB

O esquema de superfície do modelo é o *Simplified Simple Biosphere Model* - SSiB, que foi desenvolvido por Xue et al. (1991), a partir de uma simplificação do *Simple Biosphere Model* - SiB (Sellers et al. (1986)).

O SSiB é um *big leaf model* que calcula os balanços de energia e de água à superfície. Os experimentos de Xue et al. (1991) mostraram, tanto em experimentos *off-line* quanto acoplados a um MCGA, que os resultados utilizando os modelos SiB e SSiB são semelhantes. São considerados no modelo SSiB os seguintes processos físicos (Xue et al. (1991)):

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

A cobertura da superfície sobre o qual o modelo opera é representada em um mapa de distribuição da vegetação atual, em que cada tipo de cobertura é representado por um bioma, segundo a classificação introduzida por Dorman e Sellers (1989) (doravante DS89) dada pela Tabela 4.1. A partir dessa classificação, um conjunto de parâmetros físicos (p. ex., comprimento de rugosidade, porosidade do solo), fisiológicos (p.ex., fração de folhas verdes, coeficientes de resistência estomática) e morfológicos (p.ex., altura do topo do dossel, índice de área foliar) é associado a cada bioma a fim de representar as principais interações entre a cobertura vegetal, a atmosfera e o solo.

Tabela 4.1 - Classificação dos biomas segundo Dorman e Sellers (1989), seguindo tradução de Francis (1994).

Bioma	Descrição	Denominação
1	árvores perenifólias com folhas largas	floresta tropical
2	árvores caducifólias com folhas largas	floresta temperada
3	árvores com folhas largas e 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
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

Embora o mapa de vegetação proposto por DS89 represente relativamente bem a distribuição da vegetação global atual (localização, valores de parâmetros, etc), Lapola et al. (2008) (doravante LONS08) propuseram uma alternativa baseada no mapa DS89 original, com particular atenção para a América do Sul. Como este estudo, embora global, concentre-se em impactos climáticos nessa região, adota-se o mapa LONS08 para representar a distribuição de biomas no esquema de superfície SSiB.

4.2.1 Inclusão do mapa de vegetação LONS08

Conforme mencionado no capítulo 2, o mapa proposto por LONS08 foi elaborado para representar a distribuição da vegetação natural, i.e. excluindo os biomas relacionados à atividade humana, para ser utilizado inicialmente em estudos climáticos globais com o MCGA/CPTEC e com o Modelo de Vegetação Potencial do CPTEC (PVM/CPTEC) (Oyama e Nobre (2004)). Assim, o bioma cultivos agrícolas (tipo 12 da Tabela 4.1) foi excluído. Por outro lado, incluiu-se um novo tipo de bioma, denominado **floresta estacional**, e seus respectivos parâmetros utilizados pelo modelo SSiB (tipo 13 na Tabela 4.2). A Figura 4.1 mostra a distribuição dos biomas na América do Sul segundo LONS08.

Além dessa alteração, apenas na América do Sul, os parâmetros dos pontos definidos originalmente como savana (tipo 6) são modificados conforme os sugeridos por Sampaio (2008), para melhor caracterizar a vegetação de cerrado tanto no Brasil central como nos *llanos* da Venezuela (tipo 14 na Tabela 4.2).

De acordo com a Tabela 4.2, os biomas 6 e 14 possuem a mesma descrição. No entanto, eles apresentam, na realidade, fisionomias (i.e., diferentes porcentagens de cobertura por arbóreas e herbáceas) bastante diferentes, o que altera tanto qualitativa quanto quantitativamente os processos de troca solo-vegetação-atmosfera (Furley et al. (1992)) e conseqüentemente na representação dessas trocas através dos valores dos parâmetros associados a cada um dos biomas (Tabela 4.3).

4.3 Avaliação da simulação controle

O desenho experimental das simulações segue as seguintes características:

- Utiliza-se a resolução T126L28 do MCGA-CPTEC, ou seja, 28 níveis na vertical e truncamento triangular na onda zonal de número 126 (T126), o

Tabela 4.2 - Classificação da vegetação segundo LONS08.

Bioma	Descrição	Denominação
1	árvores perenifólias com folhas largas	floresta tropical
2	árvores caducifólias com folhas largas	floresta temperada
3	árvores com folhas largas e 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
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
13	árvores perenifólias com folhas largas	floresta tropical estacional
14	árvores de folhas largas e gramíneas	cerrado
20	gelo perpétuo	gelo

que fornece uma resolução horizontal de aproximadamente um grau;

- Seguindo o desenho experimental sugerido por [Sampaio \(2008\)](#), o modelo é integrado por 72 meses sendo que as condições iniciais utilizadas são compostas por cinco análises do NCEP, perfazendo um conjunto de 5 membros. São analisadas as médias dos últimos 60 meses de simulação de cada experimento. Os primeiros 12 meses das integrações são ignorados devido ao ajustamento da umidade do solo. Isso porque, 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 4.3 - Principais parâmetros utilizados pelo SSiB para caracterizar os biomas floresta, savana e cerrado.

Parâmetro	Floresta Tropical (1)	Floresta Estacional (13)	Savana (6)	Cerrado (14)
Albedo	0,12/0,13	0,12/0,13	0,19/0,20	0,19/0,20
Comprimento de rugosidade (m)	2,65 /2,65	1,84/1,95	0,73/0,84	0,86/0,86
LAI (m ² m ⁻²)	5,0/5,0	2,9/4,9	1,2/5,2	1,4/4,8

- As demais condições de contorno, inclusive a temperatura da superfície do mar (TSM) proveniente do *Climate Prediction Center* do NCEP (Reynolds e Smith (1994)), são climatológicas.

Assim, três alterações foram realizadas no MCGA/CPTEC climático operacional previamente validado (Cavalcanti et al. (2002)): 1) maior resolução espacial, definida como aproximadamente um grau, ao invés de aproximadamente dois graus (resolução T062); 2) esquema de radiação de onda curta *CLIRAD*, diferentemente do esquema proposto por Lacis e Hansen (1974); 3) mapa de vegetação natural LONS08 representando a distribuição de biomas no modelo SSiB. Uma vez que essas modificações foram inseridas, avalia-se a seguir a representação dos padrões climáticos característicos na América do Sul de acordo com as saídas da simulação controle (CTL) com o MCGA/CPTEC modificado.

Dois conjuntos de dados médios mensais são utilizados para avaliar a simulação CTL-T126: para a precipitação, utilizam-se os dados $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) (1979-2007), que combinam tanto medidas de campo quanto informações fornecidas por satélite, e por isso, possuem uma representação da precipitação sobre a superfície e sobre os oceanos (Adler et al. (2003)). O escoamento horizontal e o movimento vertical são avaliados a partir das reanálises do NCEP (1948-2008), na resolução $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (Kalnay et al. (1996)). Além disso, a simulação CTL-T126 é comparada à rodada controle de Sampaio (2008) (doravante CTL-T062) com desenho experimental similar. A configuração da rodada CTL-T062 foi adotada com base em experimentos numéricos que mostraram que o erro médio quadrático da precipitação diminuiu sensivelmente com 2 alterações no MCGA/CPTEC operacional: o aumento do número de níveis verticais, de 28 para 42, e a diminuição do passo de tempo (Δt), de 1200 s para 600 s (Figura 3.2

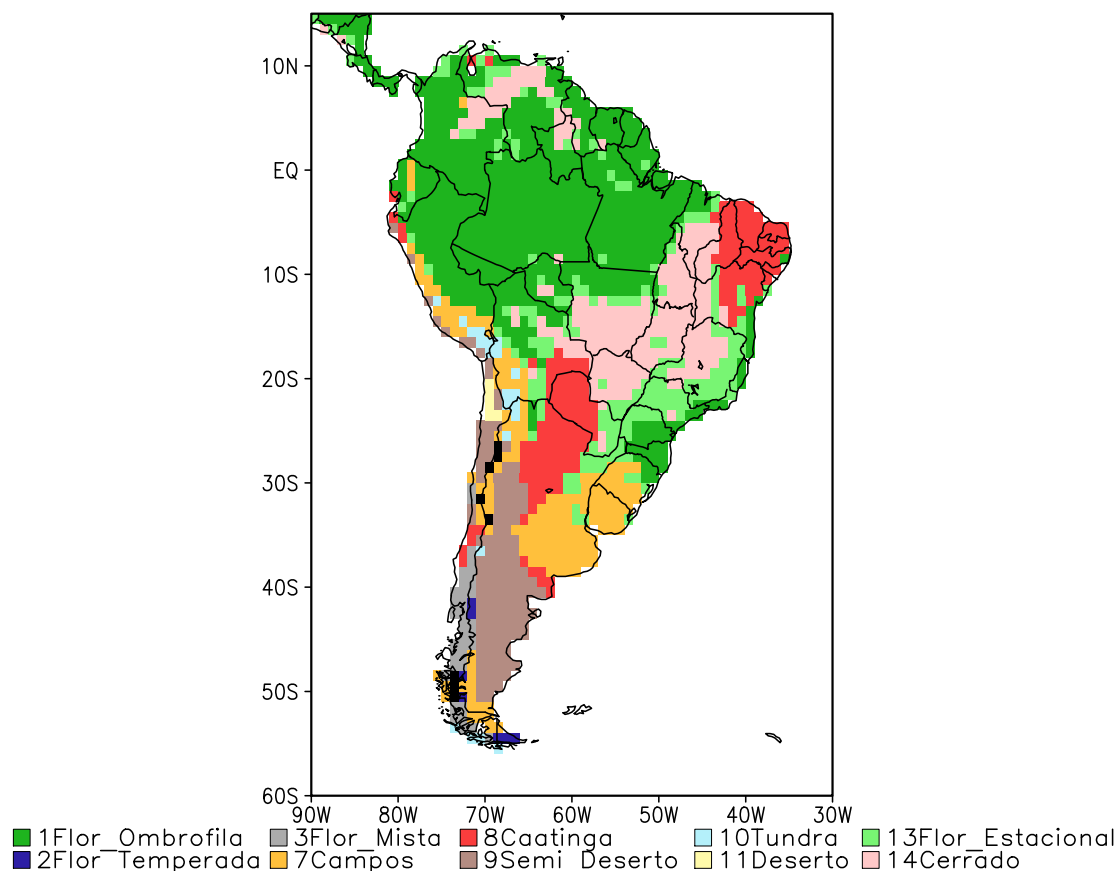


Figura 4.1 - Mapa de vegetação natural LONS08 para a América do Sul.

de Sampaio (2008), pág. 93). Para a região Amazônica, por exemplo, as modificações diminuem o erro da precipitação em 12% em relação do modelo operacional (Sampaio (2008)). Em todos os casos, as saídas dos modelos são degradadas para a resolução horizontal dos dados ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$).

Aparentemente, os erros sistemáticos do MCGA/CPTEC persistem mesmo após a inclusão das três modificações descritas acima. De maneira geral, esses erros sistemáticos afetam principalmente a região da bacia Amazônica (Nordeste brasileiro, NEB), onde, para ambas resoluções horizontais, há subestimativa (superestimativa) do montante de chuvas.

Embora o CTL-T126 consiga representar relativamente tão bem os sistemas de grande escala que governam o regime intra-anual de precipitação na AS quanto o CTL-T062, tanto a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) quanto a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) diferenciam-se da climatologia em posicio-

namento e magnitude de precipitação anual e sazonalmente (Figura 4.2). Em ambas simulações, a representação das ZCAS apresenta erros mais significativos durante o período em que se encontra mais intensa (DJF), com seu posicionamento deslocado para sudeste da posição climatológica, impactando principalmente a quantidade de chuvas no centro, norte e noroeste da região Amazônica (Figura 4.2b). Por outro lado, sobre o NEB, a ZCIT se localiza mais a sul do que o observado nas medidas do GPCP em todas as médias sazonais e, em particular, durante a estação chuvosa dessa região (MAM), o que corrobora com a superestimativa sobre o NEB durante todo o ano (Figura 4.2a).

A fim de verificar tais erros em diversas regiões, avalia-se o ciclo anual de chuvas em 6 das áreas definidas por Marengo et al. (2003): regiões norte e sul da Amazônia (NAMZ e SAMZ, respectivamente) e do NEB (NNEB e SNEB, respectivamente), região de monções da AS (MAS) e região sul do Brasil e Uruguai (SUL), conforme mostrado na Figura 4.3a. Observa-se novamente que para todas as áreas, com exceção da SUL (Figura 4.3g), as simulações CTL-T126 e CTL-T062 são bastante similares, apresentando as maiores subestimativas em NAMZ e SMAZ durante os meses de verão austral, e as maiores superestimativas em NNEB e SNEB durante todo o ano (Figuras 4.3b-e). Vale ressaltar que o CTL-T126 apresenta ligeira melhoria no SNEB com valores de precipitação menores entre maio e setembro, meses que incorporam parte do período chuvoso (Figuras 4.3e). A Figura 4.3f aponta a área MAS como a melhor simulada pelo MCGA/CPTEC, com erros relativamente pequenos. Por outro lado, ambas simulações não conseguem representar nem as variações intra-anuais, nem os valores do regime de chuvas na região SUL, simulando valores mais baixos entre maio e setembro, e mais altos entre outubro e abril (Figura 4.3g).

A Tabela 4.4 confirma tanto os padrões da Figura 4.2 quanto os valores da Figura 4.3. Com exceção da área SUL em que os erros não apontam nenhuma melhoria conclusiva, RMSE e viés mostram quantitativamente uma ligeira diminuição nos erros da simulação CTL-T126.

Uma das modificações para corrigir os erros sistemáticos de precipitação do CTL-T062 foi a substituição do esquema de radiação de onda curta (SW) de Lacis e Hansen (1974) pelo esquema *CLIRAD-SW-M* (seção 4.1). Teoricamente, uma melhor representação do balanço de SW influencia os fluxos de superfície, que por sua vez, afetam a temperatura da superfície e, indiretamente, o movimento vertical e a precipitação. No entanto, as saídas do CTL-T126 matêm o mesmo padrão de movimento

Tabela 4.4 - Erro quadrático médio e viés da precipitação simulada pelo MCGA/CPTEC com a resolução espacial T126 e T062, em comparação com os dados do GPCP.

NAMZ										
	Anual		DJF		MAM		JJA		SON	
	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>
RMSE	0,42	0,47	1,08	1,19	1,19	1,44	0,47	0,14	0,17	0,19
Viés	-0,69	-0,89	-1,66	-1,50	-1,77	-2,16	0,77	-0,06	-0,10	0,15
SAMZ										
	Anual		DJF		MAM		JJA		SON	
	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>
RMSE	0,37	0,42	1,34	1,48	0,32	0,39	0,08	0,09	0,58	0,66
Viés	-0,82	-1,03	-2,31	-2,54	-0,34	-0,53	0,03	-0,11	-0,65	-0,95
NNEB										
	Anual		DJF		MAM		JJA		SON	
	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>
RMSE	0,96	1,01	1,25	1,10	2,10	2,35	2,54	2,74	1,57	1,40
Viés	3,14	3,23	2,12	1,88	3,37	3,92	4,29	4,73	2,67	2,37
SNEB										
	Anual		DJF		MAM		JJA		SON	
	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>
RMSE	0,89	0,95	2,12	1,84	2,38	2,65	1,26	1,76	1,01	1,05
Viés	2,85	3,11	3,49	3,08	4,01	4,59	2,17	3,03	1,74	1,76
MAS										
	Anual		DJF		MAM		JJA		SON	
	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>
RMSE	0,13	0,26	0,37	0,71	0,26	0,41	0,09	0,16	0,27	0,59
Viés	-0,40	-0,79	-0,61	-1,21	-0,42	-0,69	-0,15	-0,26	-0,42	-1,02
SUL										
	Anual		DJF		MAM		JJA		SON	
	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>	<i>T126</i>	<i>T062</i>
RMSE	0,60	0,55	1,53	1,06	1,48	1,34	0,80	1,10	0,79	0,83
Viés	-1,95	-1,85	-2,64	-1,81	-2,53	-2,29	-1,25	-1,88	-1,36	-1,42

vertical (ω) em baixos níveis que as saídas do CTL-T062 (Figura 4.4). Portanto, embora o esquema *CLIRAD-SW-M* tenha demonstrado melhorias na representação do ciclo hidrológico na AS (Barbosa et al. (2008)), os resultados mostram que os padrões de precipitação são apenas ligeiramente influenciados pela alteração da representação de SW. Aparentemente, a parametrização SW pode afetar secundariamente os erros sistemáticos de precipitação; por outro lado, as parametrizações de convecção (Figuerola et al. (2006) utilizando, por exemplo, o esquema de convecção Grell) e o número de níveis verticais (Sampaio (2008)) possivelmente desempenham um papel mais importante que o esquema de SW em determinar a resposta do ciclo hidrológico nas escalas sazonal e decadal. De uma forma geral, as simulações CTL-T126 e CTL-T062 possuem representações similares dos padrões atmosféricos e de suas respectivas magnitudes.

Em comparação com as reanálises do NCEP, o CTL-T126 representa relativamente bem os padrões climatológicos sobre a AS. O posicionamento da Baixa do Chaco (BC) ($\omega < 0$ indicando ascendência, Figura 4.4b) e da Alta da Bolívia (AB) (Figura 4.5b) são relativamente bem caracterizados durante o verão austral, quando tais padrões se apresentam mais intensos. No entanto, embora o CTL-T126 consiga capturar a tendência de escoamento do cavado do Nordeste (CN), o modelo coloca esse padrão a NE de sua posição climatológica, o que pode alterar o regime de precipitação associado no NEB. Em MAM e SON, o efeito Gibbs descaracteriza a posição da BC (Figuras 4.4c,e), implicando diretamente na ausência de definição da circulação anticiclônica da AB durante essas estações (Figura 4.5c,e). O CTL-T126 representa bem o Jato de Baixos Níveis (JBN) anualmente e durante o inverno austral (JJA), período em que apresenta um ligeiro deslocamento para norte (Figuras 4.4a,d) (Marengo et al. (2004)). No entanto, em sua estação mais intensa (DJF), o CTL-T126 coloca a saída do JBN e o transporte de umidade associado ao JBN mais a norte do que a posição climatológica (Figura 4.4b), o que possivelmente contribui para maiores (menores) valores de precipitação em Minas Gerais e Bahia - Figura 4.2b (na região SUL - Figura 4.3g). Observa-se, ainda, que o movimento ascendente ($\omega < 0$) sobre o cento-oeste do NEB é mais intenso que o climatológico durante todo o ano, o que contribui para a superestimativa de precipitação sobre essa região naturalmente mais árida que o restante do NEB. O Jato Subtropical (JS) é bem posicionado pelo CTL-T126 tanto no verão austral, quando se apresenta mais ao sul da AS (Figura 4.5b), quanto no inverno austral, período em que se desloca para norte atingindo aproximadamente 20S (Figura 4.5d). A intensidade do JS, en-

tretanto, é superestimada pelo modelo durante DJF em grande parte da Argentina e extremo sul do Chile.

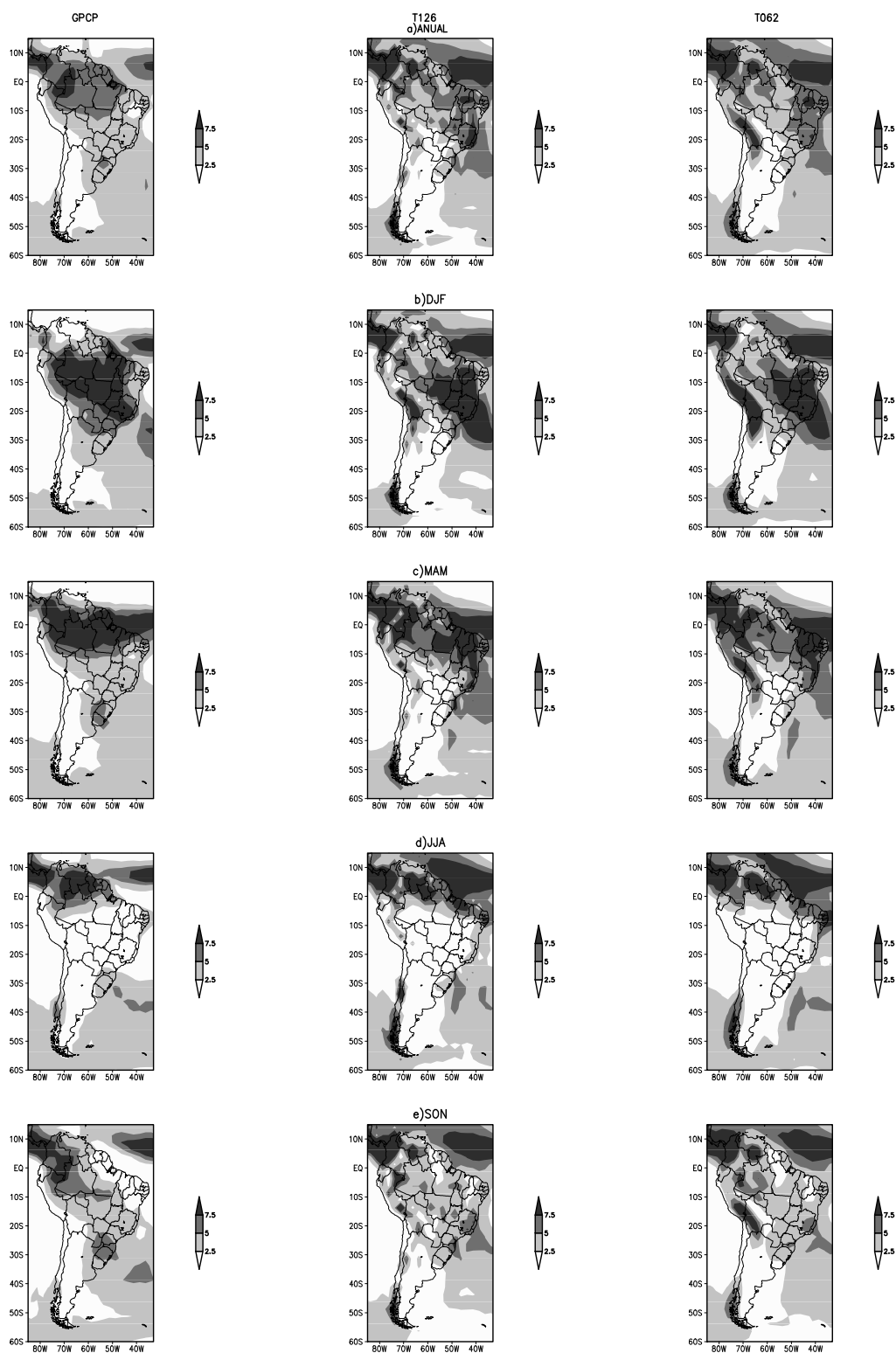


Figura 4.2 - Precipitação (mm dia^{-1}) sobre a AS. Os painéis à direita, ao centro e à esquerda apresentam, respectivamente, os dados do GPCP e as saídas do modelo na resolução T126 e T062. A primeira linha dispõe as médias anuais, e as seguintes, as médias sazonais, respectivamente, de DJF, MAM, JJA e SON.

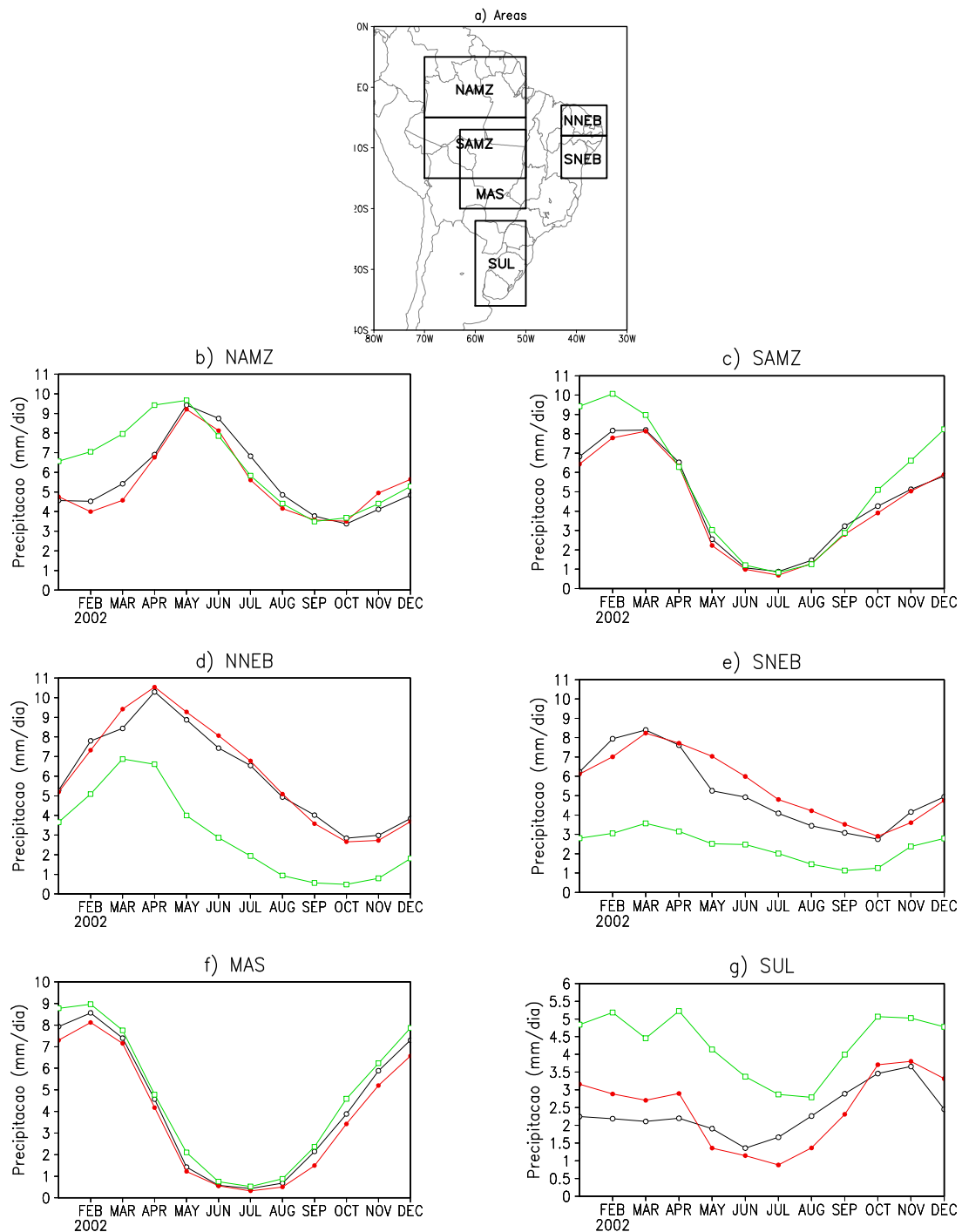


Figura 4.3 - Ciclo anual da precipitação (mm dia^{-1}) nas áreas definidas em (a) segundo Marengo et al. (2003), denominadas NAMZ e SAMZ (norte e sul da bacia Amazônica), NNEB e SNEB (norte e sul da Nordeste brasileiro), região de monções na América do Sul (MAS), e região sul (SUL). As linhas verdes, pretas e vermelhas representam respectivamente os valores do GPCP, e as saídas dos CTL-T126 e CTL-T062.

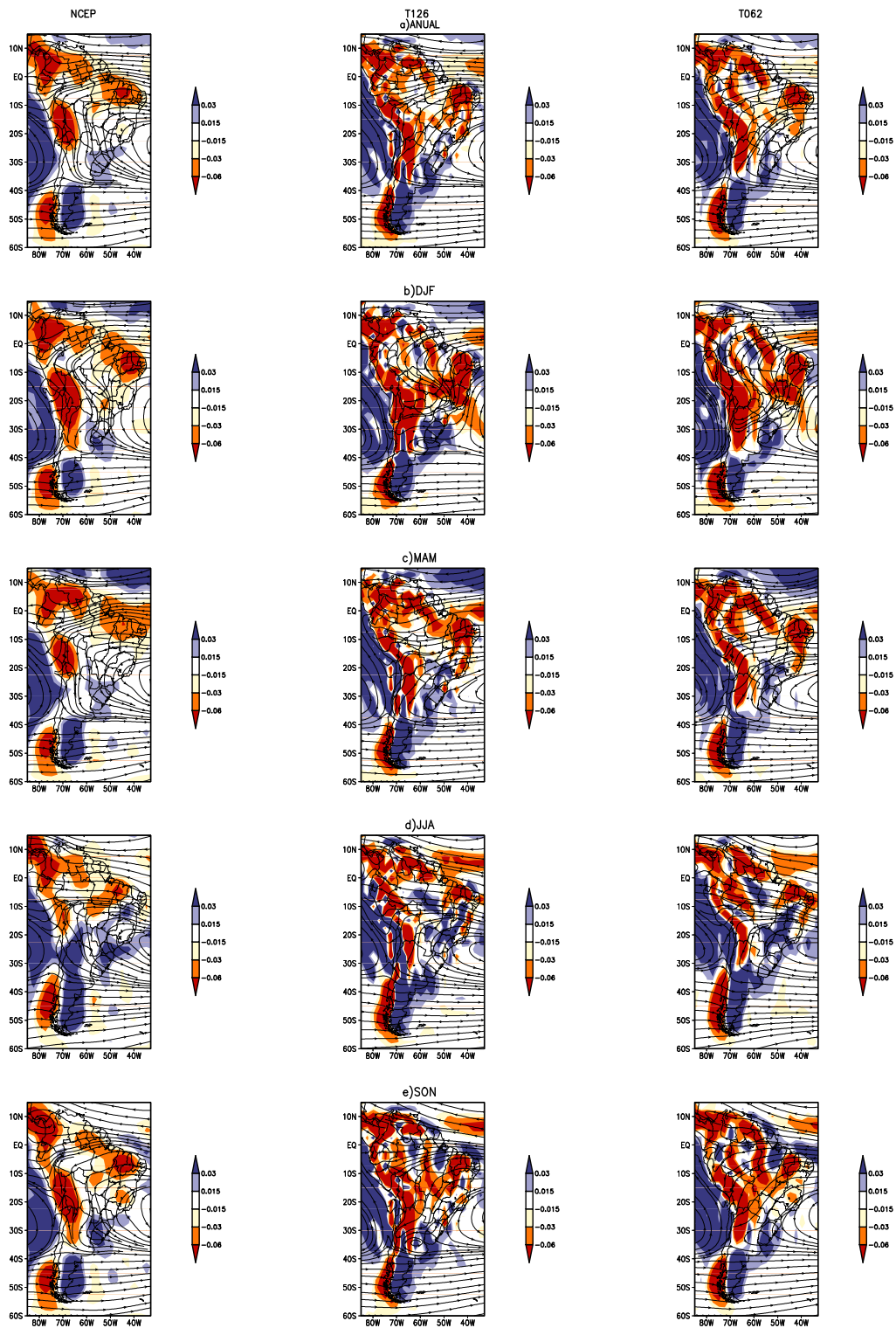


Figura 4.4 - Isolinhas do escoamento horizontal e movimento vertical (Pa s^{-1}) (sombreado) em 850 hPa. Os painéis à direita, ao centro e à esquerda apresentam, respectivamente, as reanálises do NCEP e as saídas do modelo na resolução T126 e T062. A primeira linha dispõe as médias anuais, e as seguintes, as médias sazonais, respectivamente, de DJF, MAM, JJA e SON.

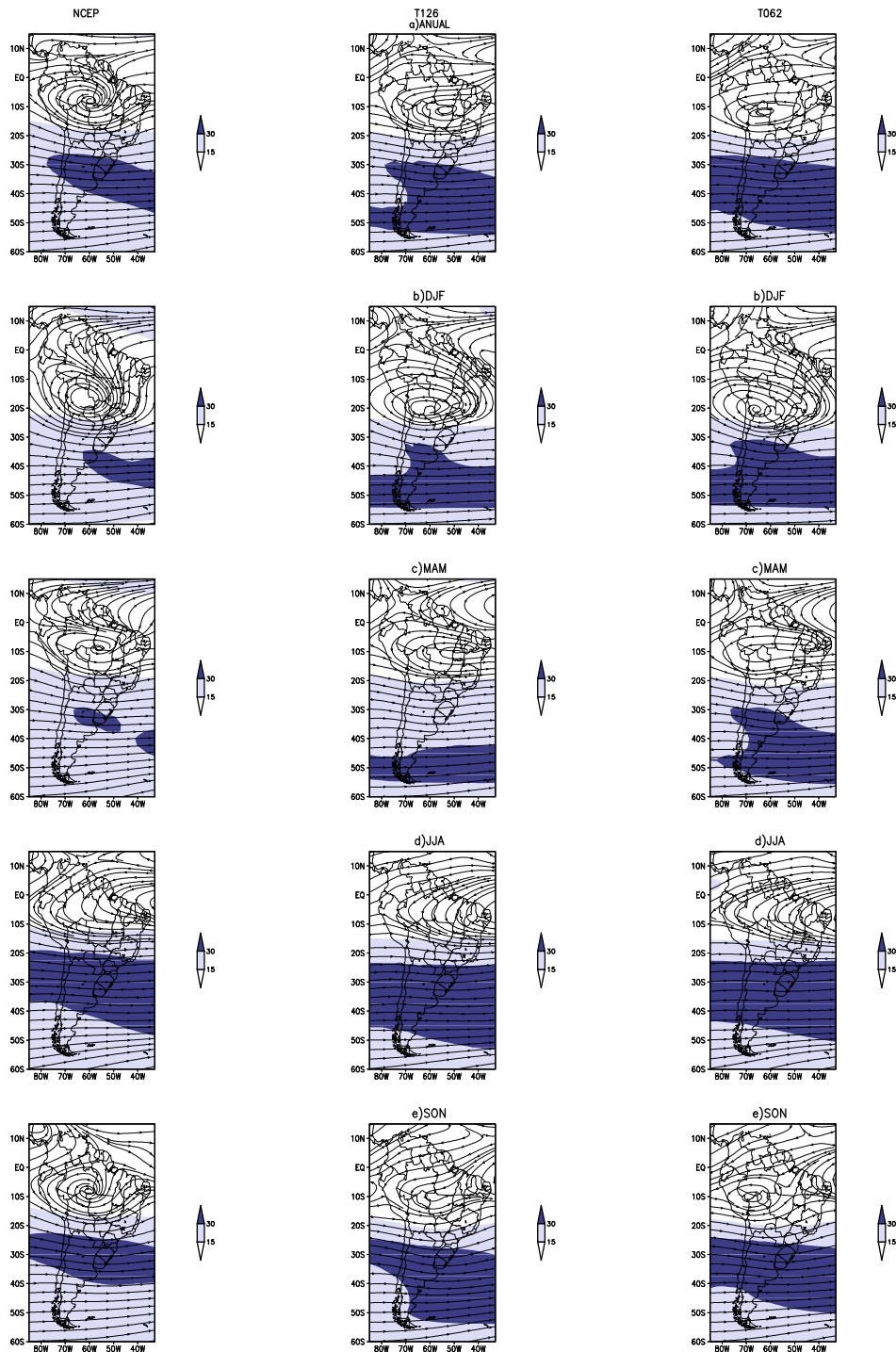


Figura 4.5 - Isolinhas e magnitude (m s^{-1} , sombreado) do escoamento horizontal em 200 hPa. Os painéis à direita, ao centro e à esquerda apresentam, respectivamente, as reanálises do NCEP e as saídas do modelo na resolução T126 e T062. A primeira linha dispõe as médias anuais, e as seguintes, as médias sazonais, respectivamente, de DJF, MAM, JJA e SON.

5 SIMULAÇÕES DE SENSIBILIDADE CLIMÁTICA DEVIDO A MUDANÇAS DE COBERTURA VEGETAL

As simulações são organizadas em dois grupos. O primeiro é composto por experimentos de sensibilidade climática devido à substituição de um bioma natural por outro que caracterize a degradação ambiental de fonte antrópica de uma determinada área (por exemplo, Rocha (2001) sugere que a substituição da floresta Amazônica por savana ou por pastagem pode levar a impactos climáticos similares). O segundo conjunto de simulações inclui experimentos de mudanças simultâneas de cobertura vegetal, uma vez que a degradação ambiental atual nos biomas tropicais da América do Sul ocorre concomitantemente.

5.1 Simulações individuais

A Tabela 5.1 descreve os experimentos individuais de substituição, e as Figuras 5.1b,c,d ilustram essas modificações de acordo com o mapa de vegetação natural LONS08 (seção 4.2.1) utilizado nas simulações.

Assim, para a Amazônia (AMZ), para o Cerrado (CER) e para o Nordeste brasileiro (NEB), as alterações da vegetação referem-se à substituição de floresta tropical, cerrado e caatinga por cerrado, caatinga e deserto, respectivamente. Além dos impactos climáticos locais resultantes da mudança de cobertura vegetal serem comparados aos obtidos por outros estudos de savanização da AMZ (Sampaio et al. (2007) utilizando o MCGA/CPTEC), desmatamento do CER (Hoffmann e Jackson (2000)) e desertificação do NEB (Oyama e Nobre (2003) utilizando o MCGA/CPTEC), quantificar-se-á como cada tipo de mudança de cobertura vegetal (SAV, ARI e DES) afeta regiões adjacentes.

O experimento SAV mostra que a savanização da AMZ poderia gerar uma grande

Tabela 5.1 - Descrição dos experimentos de sensibilidade climática devido à mudança de cobertura vegetal natural.

Experimento	SAV	ARI	DES
Tipo de degradação	Savanização da Amazônia (AMZ)	Aridização do Cerrado (CER)	Desertificação do Nordeste (NEB)
Bioma natural	floresta	cerrado	caatinga
Substituição	cerrado	caatinga	deserto

área de anomalias negativas de precipitação que se estende do norte da AMZ (NAMZ) até áreas a oeste do NEB (ONEB) tanto anual quanto sazonalmente (Figuras 5.2). Esses resultados são similares aos obtidos por Sampaio et al. (2007) utilizando o MCGA/CPTEC para estudos de sensibilidade climática na AMZ. Em geral, a partir da perturbação na cobertura vegetal da floresta, os mecanismos de *feedback* de albedo (Charney (1975), Dirmeyer e Shukla (1994), Yanagi (2006), pág. 76), de evapotranspiração (Xue e Shukla (1993), Sud et al. (1993)), de rugosidade (Sud et al. (1988), Oyama (2002)) e de raízes (Pitman (2003)) atuam para enfraquecer o ciclo hidrológico, diminuindo a precipitação e progressivamente favorecendo uma vegetação de menor porte (diagrama esquemático sugerido pela Figura 5.1 de Sampaio (2008)). Embora não seja o objeto de estudo desse trabalho quantificar a contribuição de cada um desses mecanismo em intensificar ou compensar a redução da precipitação, a Tabela 5.2 mostra que a alteração dos parâmetros do esquema SSiB associada ao experimento SAV (substituição de floresta por cerrado brasileiro, vide Tabela 5.1) favorece as interações entre todos os mecanismos teóricos descritos acima: o albedo aumenta cerca de 7 p.p., e o índice de área foliar (IAF), a espessura do dossel (ED), a profundidade de raízes (PR) e o comprimento de rugosidade diminuem significativamente.

Além das anomalias negativas, há aumento de precipitação no oeste da AMZ (OAMZ), configurando uma célula de circulação zonal causada por anomalias de movimento vertical (Sampaio (2008)): convergência e movimento ascendente mais intensos sobre o OAMZ, com o aumento do ramo subsidente no leste da AMZ (LAMZ), ONEB e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ao longo da costa norte da AS. É possível observar, portanto, que além dos impactos climáticos locais observados sobre as regiões OAMZ e LAMZ, o experimento SAV também afeta significativamente o ONEB, causando a intensificação de subsidência sobre esta área a consequente decréscimo de precipitação.

A simulação de aridização do cerrado (experimento ARI), em média anual, resulta em anomalias de precipitação positivas sobre a área central do CER (CCER), e negativas nas porções sul do CER (SCER) e norte do CER (NCER). Esse sinal observado em médias anuais se deve particularmente às anomalias durante os períodos chuvoso (DJF), quando há ocorrência das ZCAS, e de transição (MAM) (Figura 5.3). Esses impactos diferem muito das intensas anomalias negativas obtidas pela simulação de degradação do CER realizada por Hoffmann e Jackson (2000), em que o

Tabela 5.2 - Valores dos parâmetros da vegetação do esquema SSiB para os biomas tropicais utilizados nas simulações de sensibilidade climática que podem influenciar os mecanismos de *feedback*. As siglas FCV, IAF, ED, PR são abreviações de fração de cobertura vegetal, índice de área foliar, espessura do dossel e profundidade de raízes, respectivamente; z_0 o representa comprimento de rugosidade.

Biomas	Mecanismos					
	Albedo	Evapotranspiração			Raízes	Rugosidade
	Albedo (%)	FCV (%)	IAF (%)	ED (m)	PR (m)	z_0 (m)
Floresta	13	98	5,0	34	1,0	2,65
Cerrado	19 – 20	74 – 99	1,3 – 4,8	8	0,5	0,73 – 0,98
Caatinga	21 – 23	10	0,3 – 1,5	3	0,5	0,20 – 0,29
Deserto	32 – 39	0	0,0	0	0,1	0,01

cerrado é substituído por uma vegetação de menor porte que a caatinga (campos). De acordo com análise de sensibilidade de Hoffmann e Jackson (2000), os principais mecanismos de *feedback* atuantes na redução da precipitação são o de albedo e o de rugosidade, enquanto o efeito do mecanismo de raízes é praticamente nulo. Os autores salientam ainda que, ao contrário da importância da mudança de albedo no decréscimo de precipitação na savanização da floresta Amazônica (Dirmeyer e Shukla (1994)), os mecanismos de albedo e de rugosidade contribuem igualmente para a redução da precipitação no CER.

As diferenças nos resultados estão relacionadas aos parâmetros da vegetação que substitui o cerrado nas simulações. De acordo com a Tabela 5.2, os valores de albedo para os biomas cerrado e caatinga são similares. Não havendo alteração do albedo, o efeito negativo do mecanismo de albedo é praticamente inexistente e diminui o efeito negativo encontrado por Hoffmann e Jackson (2000). Por outro lado, os parâmetros FCV, IAF, ED e z_0 (Tabela 5.2) têm valores menores que poderiam afetar a precipitação através dos mecanismos de evapotranspiração e rugosidade. No entanto, há redução significativa da precipitação apenas sobre SCER e NCER, principalmente durante DJF (Figura 5.3b).

Adotam-se as três áreas da Figura 5.4 para avaliar essas anomalias positivas durante a estação chuvosa (DJF): o norte e sul do CER (NCER, SCER respectivamente), onde há redução de precipitação, e a região central do CER (CCER), em que se observa anomalias positivas de precipitação. A Figura 5.5 mostra que, para a área CCER, o fluxo de umidade (convergência) em baixos níveis é ligeiramente (sig-

Tabela 5.3 - Média dos valores absolutos e das anomalias de divergência e convergência de umidade (mm dia^{-1}) nas áreas mostradas na Figura 5.4, para três camadas verticais, entre 1000 e 850 hPa, 850 e 700 hPa, e 700 e 500 hPa. Os valores absolutos negativos indicam convergência e os positivos, divergência.

Camadas	NCER		
	ARI	CTL	Anomalias
700 – 500 hPa	7,67	8,43	-0,76
850 – 700 hPa	2,79	3,04	-0,25
1000 – 850 hPa	-5,77	-6,05	0,28
Camadas	CCER		
	ARI	CTL	Anomalias
700 – 500 hPa	2,08	1,27	0,81
850 – 700 hPa	-5,44	-4,58	-0,86
1000 – 850 hPa	-11,73	-9,33	-2,41
Camadas	SCER		
	ARI	CTL	Anomalias
700 – 500 hPa	1,64	1,08	0,56
850 – 700 hPa	0,02	-0,45	0,47
1000 – 850 hPa	-0,51	-0,74	0,23

nificativamente) maior no experimento ARI, em comparação com o CTL, entre a superfície e 700 hPa. A Tabela 5.3 confirma esse aumento de convergência significativo em CCER até 700 hPa. A partir desse nível ocorre, correspondentemente, maior divergência. Além de mais convergência, o movimento vertical (ω) em CCER é intensificado no experimento ARI (Tabela 5.4), o que corrobora para as anomalias positivas de precipitação nessa região.

Embora a Figura 5.5 não aponte mudanças claras nas regiões NCER e SCER, as Tabelas 5.3 e 5.4 mostram, para NCER, decréscimo de convergência em baixos níveis (entre a superfície e 850 hPa) e menor ascendência (ω menor) a partir de 850 hPa. Em SCER, onde a anomalia de precipitação negativa é relativamente mais alta que na região NCER, a convergência é substituída por uma pequena divergência na camada entre 850 e 700 hPa (Tabela 5.3), o que possivelmente diminui a profundidade da convecção e conseqüentemente, reduz a precipitação.

De acordo com os parâmetros da Tabela 5.2, a substituição de cerrado por caatinga, nas simulações realizadas nesse trabalho, elimina a ação dos mecanismos de albedo e raízes. Embora os parâmetros que dirigem os mecanismos de evapotranspi-

Tabela 5.4 - Média dos valores absolutos e das anomalias de movimento vertical (ω , $\times 10^{-5}$ cb s^{-1}) nas áreas mostradas na Figura 5.4, para três níveis verticais, 1000, 850 e 700 hPa. Os valores absolutos negativos indicam ascendência e os positivos, subsidência de massa.

Níveis	NCER		
	ARI	CTL	Anomalias
700 hPa	-5,93	-7,27	1,34
850 hPa	-14,26	-17,32	3,06
1000 hPa	0,12	0,05	0,06
Níveis	CCER		
	ARI	CTL	Anomalias
700 hPa	-13,54	-10,13	-3,42
850 hPa	-10,90	-7,55	-3,35
1000 hPa	-2,47	-1,35	-1,12
Níveis	SCER		
	ARI	CTL	Anomalias
700 hPa	-1,52	-1,83	0,31
850 hPa	-2,70	-2,22	-0,49
1000 hPa	0,69	0,76	-0,07

ração (FCV, IAF, ED) e rugosidade (z_0) sejam razoavelmente modificados, apenas as regiões NCER e SCER parecem ser afetadas por eles com impactos negativos na precipitação. Já no CCER, há duas condições para que haja aumento de precipitação: 1) mesmo com a diminuição da evapotranspiração devido ao menor porte da vegetação de caatinga¹, a banda de nebulosidade que compõe a ZCAS garante o aporte de umidade de grande escala, principalmente considerando o erro sistemático do modelo que desloca a desembocadura do jato mais para norte de sua posição climatológica (seção 4.3 do capítulo 4); 2) há intensificação da convergência de umidade (Figura 5.5 e Tabela 5.3) e do movimento vertical (Tabela 5.4) na região, provavelmente decorrente do aumento de temperatura devido à mudança da cobertura vegetal.

O experimento ARI apresenta resultados não conclusivos e divergentes dos obtidos pelo estudo de Hoffmann e Jackson (2000), principalmente porque o albedo praticamente não é modificado. Portanto, novos testes são necessários para que esse experimento seja utilizado no cômputo dos *feedbacks* de grande escala da vegeta-

¹Na floresta Amazônica, os impactos da redução de evapotranspiração são extremamente relevantes devido à reciclagem de umidade na floresta.

ção no clima. Assim, os experimentos combinados que incluiriam a aridização do CER não serão avaliados nesse estudo, mas apenas após a execução de melhorias no esquema SSiB.

O experimento DES afeta fortemente a precipitação no ONEB durante todo o ano, conforme mostrado pelas anomalias negativas das Figuras 5.6. Esses resultados concordam com os obtidos por Oyama e Nobre (2004) quanto à circulação anômala que dispõe o ramo subsidente sobre o ONEB, e o ascendente sobre uma área oceânica ao norte do ONEB (doravante denominada NNEB), principalmente durante a estação úmida (MAM, Figura 5.6c). Por outro lado, a magnitude das anomalias de precipitação é maior que a obtida nas simulações de Oyama e Nobre (2004), atingindo até -7 mm dia^{-1} ao invés de -3 mm dia^{-1} . Além dessa diferença, as anomalias de precipitação não são apenas locais e confinadas no ONEB, mas também exibem uma espécie de propagação do ONEB até porções do centro-noroeste da AMZ. Essa propagação também foi observada por Souza (2006) utilizando o modelo regional Eta acoplado ao esquema de superfície SSiB. Essas anomalias sobre a AMZ ficam mais intensas conforme ficam mais intensas as anomalias sobre o ONEB. Aparentemente, há um ciclo que se inicia em SON (Figura 5.6e), quando as anomalias sobre o ONEB são menores e se propagam em direção ao extremo norte da AS. Com a intensificação das anomalias em DJF e MAM (Figuras 5.6b,c), nota-se que além das anomalias propagadas se intensificarem, elas mudam de direção e a propagação torna-se mais zonal. Em JJA, a direção de propagação das anomalias inclina-se para nordeste, fechando o ciclo. Através dessa propagação de anomalias negativas, o experimento DES mostra que a desertificação do NEB tem impactos climáticos significativos sobre a AMZ.

Analogamente ao experimento SAV, a atuação dos mecanismos de *feedback* (albedo, evapotranspiração, rugosidade e raízes) no processo de desertificação pode levar a uma redução de precipitação (Sud e Fennessy (1982), Sud e Fennessy (1984), Oyama (2002)). Isso é confirmado pela Tabela 5.2 que aponta o aumento do albedo (em média, de $\sim 22\%$ para $\sim 36\%$) e a diminuição dos valores de todos os outros parâmetros relacionados a esses mecanismos.

Além de ratificar os resultados dos efeitos locais analisados por estudos prévios para SAV e DES, observa-se que esses experimentos de mudança de cobertura vegetal afetam áreas adjacentes de maneira significativa. Para quantificar cada uma dessas influências, adotam-se as áreas mostradas na Figura 5.7 de acordo com as máximas

anomalias negativas de precipitação anual obtidas das simulações de mudança de cobertura vegetal: uma sobre o leste da AMZ (AMZ-BOX, Figura 5.7a), e outra sobre o oeste do NEB (NEB-BOX, Figura 5.7b).

A Tabela 5.5 mostra as anomalias de precipitação de cada simulação individual (SAV e DES) para as áreas AMZ-BOX e NEB-BOX. Doravante, denotar-se-á como $\Delta P_{I,J}$ o efeito climático na região J , $J = \text{AMZ, NEB}$ devido à mudança de cobertura vegetal da região I , $I = \text{SAV, DES}$. Além dos efeitos locais já discutidos anteriormente, a influência não local da DES sobre AMZ-BOX, i.e., $\Delta P_{\text{DES,AMZ}}$, é clara e relativamente alta tanto nas anomalias anuais quanto nas sazonais MAM e JJA. Isso significa que os efeitos não-locais têm um impacto considerável de aproximadamente 20% ($-0,35 \text{ mm dia}^{-1}$) do total² da anomalia anual, e 29% ($-0,63 \text{ mm dia}^{-1}$) e 26% ($-0,65 \text{ mm dia}^{-1}$) do total das anomalias de MAM e JJA, respectivamente. Essa influência é justificada pela propagação das anomalias descrita anteriormente, principalmente durante MAM e JJA (Figura 5.6).

A região NEB-BOX é claramente afetada pela savanização da AMZ nas escalas anual e sazonal (Tabela 5.5 e Figura 5.2). Os efeitos não locais variam entre $-0,9 / -1,13 \text{ mm dia}^{-1}$, durante a estação seca, e $-1,15 / -2,02 \text{ mm dia}^{-1}$ durante a chuvosa. O impacto relativo de SAV na redução da precipitação sobre o NEB é alto e varia entre 23% (MAM) e 52% (SON). Em MAM, o efeito relativo de SAV sobre NEB-BOX ($\Delta P_{\text{SAV,NEB}}$) é menor devido ao maior efeito local $\Delta P_{\text{DES,NEB}}$ da desertificação. Fisicamente, a influência do experimento SAV em NEB-BOX está conectado à intensificação do ramo subsidente da célula de circulação zonal descrita por Sampaio (2008) (Figura 5.2).

5.2 Simulação combinada SD

Inicialmente, os experimentos combinados consistiam em representar SAV e ARI, SAV e DES, ARI e DES, e SAV, ARI e DES ocorrendo simultaneamente. No entanto, conforme mencionado na seção anterior, os resultados do experimento ARI não foram conclusivos a respeito da sensibilidade climática à aridização do cerrado. Uma vez que o foco é quantificar os efeitos climáticos o mais realisticamente possível, simula-se apenas o experimento combinado que não considera a aridização do cerrado. Assim, apenas a degradação simultânea da AMZ (SAV) e do NEB (DES) será computada

²Neste caso, a anomalia total é a soma dos efeitos dos experimentos SAV e DES sobre a região J , i.e., $\Delta P_{\text{SAV},J} + \Delta P_{\text{DES},J}$.

Tabela 5.5 - Contribuição das anomalias de precipitação (mm dia^{-1}) para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX (Figura 5.7), computada para as simulações SAV e DES. Denota-se como $\Delta P_{I,J}$ a anomalia de precipitação na região J devido mudança de cobertura vegetal da região I ($I = J$: efeito local; $I \neq J$: efeito não local).

AMZ-BOX		
Período	SAV ($\Delta P_{\text{SAV,AMZ}}$)	DES ($\Delta P_{\text{DES,AMZ}}$)
Anual	-1,38	-0,35
DJF	-0,94	-0,02
MAM	-1,53	-0,63
JJA	-1,86	-0,65
SON	-1,21	-0,08

NEB-BOX		
Período	SAV ($\Delta P_{\text{SAV,NEB}}$)	DES ($\Delta P_{\text{DES,NEB}}$)
Anual	-1,30	-2,61
DJF	-2,02	-4,02
MAM	-1,15	-3,85
JJA	-0,90	-1,50
SON	-1,13	-1,05

através do experimento SD, ilustrado na Figura 5.1e. Esse experimento servirá para: 1) verificar e o efeito climático líquido da degradação ambiental simultânea da AMZ e do NEB (p. ex., Costa e Pires (2009) mostraram que o sinal das anomalias de precipitação decorrentes da degradação do CER pode afetar, por exemplo, a região do arco do desmatamento da AMZ); 2) avaliar e quantificar, para cada região (AMZ e NEB), se esse efeito climático líquido é equivalente à soma linear dos impactos causados pelas alterações individuais descritas no primeiro conjunto de simulações.

Um dos procedimentos mais simples de se estimar os impactos climáticos totais ou líquidos é somar linearmente os efeitos locais e resultantes de mudanças subjacentes. A hipótese de linearidade já foi testada em simulações para estudar os efeitos combinados do albedo e dos gases de efeito estufa (Ramaswamy e Chen (1997)), e de gases de efeito estufa e aerossóis (Gillett et al. (2004)). Assim, caso a soma linear seja uma boa aproximação para o efeito climático líquido da degradação simultânea, estudos anteriores de sensibilidade climática poderão ser utilizados para, em primeira aproximação, computar os efeitos climáticos totais para algumas regiões da América do Sul tropical.

O efeito climático líquido anual e sazonal do experimento SD (i.e., da degradação ambiental simultânea na AMZ e no NEB) é mostrado na segunda coluna da Figura 5.8. Em comparação com a soma linear dos experimentos individuais SAV+NEB (primeira coluna da Figura 5.8), há claramente uma diferença entre os padrões das anomalias de precipitação no NEB para todas as escalas de tempo, com exceção de MAM. Por outro lado, aparentemente, não há alterações significativas entre SAV+DES e SD na AMZ, mas apenas pequenas diferenças na região centro-norte da bacia Amazônica durante JJA e SON.

Para quantificar essa diferença, utilizam-se as áreas AMZ-BOX e NEB-BOX, de acordo com a anomalia de precipitação anual (Figura 5.7). Observa-se que na região AMZ-BOX, existem diferenças entre a simulação SD e a soma linear SAV+DES (Tabela 5.6). No entanto, essas diferenças não são estatisticamente significativas, i.e., para a região AMZ-BOX, a soma linear das anomalias causadas por SAV e DES ($\Delta P_{\text{SAV,AMZ}} + \Delta P_{\text{DES,AMZ}}$) pode ser considerada, em primeira aproximação, como uma boa estimativa para a degradação ambiental simultânea na AMZ e no NEB.

Por outro lado, a Tabela 5.6 mostra que, na área NEB-BOX, com exceção da estação MAM, os impactos climáticos combinados das mudanças de cobertura vegetal são mais fracos que os obtidos pela soma linear, i.e.,

$$\Delta P_{\text{SD,NEB}} < \Delta P_{\text{SAV+DES,NEB}}, \quad (5.1)$$

e a diferença entre as anomalias possui significância estatística.

Nesse caso, como a somar linear não representa completamente os efeitos totais, um incremento é necessário para computar os impactos decorrentes de interações não lineares. Nesse contexto, tem-se:

$$\Delta P_{\text{SD,NEB}} = \Delta P_{\text{SAV,NEB}} + \Delta P_{\text{DES,NEB}} + S_{\text{NEB}}, \quad (5.2)$$

com S_{NEB} representando as interações não-lineares, ou, em outras palavras, a sinergia. A seguir, hipóteses teóricas de linearidade serão deduzidas e testadas para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX. Além disso, conjecturas que justifiquem essa sinergia no NEB-BOX serão apresentadas e discutidas.

Tabela 5.6 - Anomalias de precipitação (mm dia⁻¹) para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX (Figura 5.7), computada para a soma linear SAV+DES e para o experimento SD. Denota-se como $\Delta P_{I,J}$ a anomalia de precipitação na região J devido mudança de cobertura vegetal da região I ($I = J$: efeito local; $I \neq J$: efeito não local). Calculam-se as diferenças entre SAV+DES e SD e a significância estatística dentro do intervalo de confiança de 95%. O símbolo * (ausência de símbolo) indica que há (não há) significância estatística.

AMZ-BOX			
Período	SAV+DES ($\Delta P_{\text{SAV+DES,AMZ}}$)	SD ($\Delta P_{\text{SD,AMZ}}$)	(SAV+DES) – SD
Anual	-1,73	-1,88	0,15
DJF	-0,96	-1,08	0,12
MAM	-2,16	-2,49	0,33
JJA	-2,51	-2,40	-0,11
SON	-1,29	-1,54	0,25

NEB-BOX			
Período	SAV+DES ($\Delta P_{\text{SAV+DES,NEB}}$)	SD ($\Delta P_{\text{SD,NEB}}$)	(SAV+DES) – SD
Anual	-3,91	-3,11	-0,80*
DJF	-6,04	-4,72	-1,32*
MAM	-5,00	-4,65	-0,35
JJA	-2,40	-1,61	-0,79*
SON	-2,18	-1,46	-0,72*

5.3 A sinergia no experimento SD

5.3.1 Condições de não-sinergia

Nesta seção, deriva-se uma condição de não-sinergia para a variável precipitação, baseando-se na equação da energia termodinâmica, dada por (Wallace e Hobbs (2006), pág. 291):

$$\underbrace{\frac{\partial T}{\partial t}}_{\text{I}} = \underbrace{-\mathbf{V} \cdot \nabla T}_{\text{II}} + \underbrace{\left(\frac{\kappa T}{p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \omega}_{\text{III}} + \underbrace{\frac{J}{c_p}}_{\text{IV}}. \quad (5.3)$$

O termo I representa a variação de temperatura local; o termo II, a advecção horizontal de temperatura; o termo III, o efeito combinado da compressão adiabática e da advecção vertical de temperatura; e, finalmente, o termo IV, a contribuição dos processos diabáticos.

Uma vez que, em escala sazonal, a variação local e a advecção horizontal de temperatura são pequenas para regiões equatoriais/tropicais (Wallace e Hobbs (2006)), os termos I e II podem ser desprezados na equação (5.3). Assim, para a região de interesse, a equação (5.3) pode ser simplificada pelo balanço entre o aquecimento adiabático e o diabático:

$$-\underbrace{\left(\frac{\kappa T}{p} - \frac{\partial T}{\partial p}\right)}_{\text{III}} \omega = \underbrace{\frac{J}{c_p}}_{\text{IV}}. \quad (5.4)$$

A contribuição diabática (termo IV), na região tropical/equatorial, se deve principalmente, ao aquecimento causado pela liberação de calor latente de condensação a partir da intensa atividade convectiva. Esse aquecimento é compensado pelo resfriamento adiabático que o termo IV gera a partir do forte movimento vertical ascendente ($\omega < 0$) na região (Wallace e Hobbs (2006)). Assumindo, em primeira aproximação, que as anomalias de aquecimento diabático são devidas principalmente às anomalias de liberação de calor latente (e.g., Oyama e Nobre (2004)), tem-se que $\Delta(J/c_p) \simeq \Delta P$. Logo, a equação (5.4), torna-se:

$$\Delta P = -\left(\frac{\kappa T}{p} - \frac{\partial T}{\partial p}\right) \Delta \omega = -\alpha \Delta \omega, \quad (5.5)$$

i.e., há uma relação linear entre as anomalias de P e de ω . O parâmetro α é calculado a partir das saídas do MCGA/CPTEC para a rodada CTL e para os experimentos individuais e combinados (Tabela 5.7). Observa-se que a variação desse parâmetro entre as áreas AMZ-BOX e NEB-BOX não é significativa ao longo de todo o ano, mesmo sendo um pouco mais acentuada durante JJA e SON. Portanto, é razoável considerá-lo, em primeira ordem, constante e igual para ambas regiões.

Considerando apenas os impactos relacionados apenas às mudanças de cobertura vegetal (SAV e DES), a equação (5.5) pode ser utilizada da seguinte maneira:

$$\Delta P_{\text{SAV},\bullet} = -\alpha \Delta \omega_{\text{SAV},\bullet}, \quad (5.6)$$

$$\Delta P_{\text{DES},\bullet} = -\alpha \Delta \omega_{\text{DES},\bullet}, \quad (5.7)$$

$$\Delta P_{\text{SD},\bullet} = -\alpha \Delta \omega_{\text{SD},\bullet}, \quad (5.8)$$

Tabela 5.7 - Parâmetro α (K hPa^{-1}) para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX (Figura 5.7), computado para a rodada CTL e para todos os experimentos de mudança de cobertura da terra.

DJF				
Região	CTL	SAV	DES	SD
AMZ-BOX	0,162	0,167	0,162	0,168
NEB-BOX	0,161	0,162	0,162	0,162

MAM				
Região	CTL	SAV	DES	SD
AMZ-BOX	0,161	0,165	0,161	0,165
NEB-BOX	0,160	0,160	0,160	0,160

JJA				
Região	CTL	SAV	DES	SD
AMZ-BOX	0,157	0,167	0,156	0,169
NEB-BOX	0,160	0,160	0,158	0,159

SON				
Região	CTL	SAV	DES	SD
AMZ-BOX	0,160	0,172	0,160	0,175
NEB-BOX	0,163	0,164	0,162	0,162

com \bullet =AMZ ou NEB. Logo, **SE**:

$$\Delta\omega_{SD,\bullet} = \Delta\omega_{SAV,\bullet} + \Delta\omega_{DES,\bullet}, \quad (5.9)$$

ENTÃO, a soma das equações (5.6) e (5.7) fornece:

$$\Delta P_{SD,\bullet} = \Delta P_{SAV,\bullet} + \Delta P_{DES,\bullet}, \quad (5.10)$$

ou seja, o termo de sinergia pode ser desprezado para as anomalias de P . Resumindo, se as anomalias de P e ω devido às mudanças de cobertura da terra são linearmente relacionadas (equações (5.6)-(5.8)), e a hipótese de linearidade vale para $\Delta\omega$ (equação (5.9)), então, a hipótese de linearidade de ΔP (equação (5.10)) também é válida.

Para aplicar a condição de não sinergia (equações (5.6)-(5.8) e (5.9)), utilizam-se os as médias sazonais e anuais das anomalias de precipitação (ΔP) dos experimentos SAV, DES (Tabela 5.5), SD e da soma linear SAV+DES (Tabela 5.6), para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX definidas na Figura 5.7. Os anomalias de movimento vertical ($\Delta\omega$) são calculadas no nível de 500 hPa (Tabela 5.8), para evitar os ruídos que o

Tabela 5.8 - Contribuição das anomalias de movimento vertical em 500 hPa ($\Delta\omega$, $\times 10^{-5}$ cb s^{-1}) para as regiões AMZ-BOX e NEB-BOX (Figura 5.7), computada para as simulações SAV, DES, SD e para a soma linear SAV+DES. Calculam-se as diferenças entre SAV+DES e SD (DIFF) e a significância estatística dentro do intervalo de confiança de 95%. O símbolo * (ausência de símbolo) indica que há (não há) significância estatística.

AMZ-BOX					
Período	SAV	DES	SAV+DES	SD	DIFF
Anual	-1,23	-0,33	-1,56	-1,66	0,10
DJF	-0,84	-0,01	-0,85	-0,96	0,21
MAM	-1,28	-0,54	-1,82	-1,99	0,17
JJA	-1,74	-0,67	-2,41	-2,20	-0,21
SON	-1,04	-0,11	-1,15	-1,43	0,28

NEB-BOX					
Período	SAV	DES	SAV+DES	SD	DIFF
Anual	-0,78	-1,87	-2,65	-2,06	-0,59*
DJF	-1,32	-3,10	-4,42	-3,37	-1,05*
MAM	-0,65	-2,64	-3,29	-3,14	-0,15
JJA	-0,52	-0,93	-1,45	-0,91	-0,54*
SON	-0,63	-0,82	-1,45	-0,83	-0,62*

modelo gera para ω em níveis verticais mais baixos.

Analogamente às anomalias de precipitação (Tabelas 5.5 e 5.6), a diferença entre as anomalias de ω para SAV+DES e SD são estatisticamente significativas somente para a área NEB-BOX (Tabela 5.8). Nota-se ainda que apenas a estação MAM não apresenta significância estatística, da mesma forma como ocorre nas anomalias de precipitação. À exceção de MAM, uma vez que $\Delta\omega_{SD,NEB} \neq \Delta\omega_{SAV+DES,NEB} = \Delta\omega_{SAV,NEB} + \Delta\omega_{DES,NEB}$, a hipótese de não sinergia (equação (5.9)) não é satisfeita. A Figura 5.9 ilustra a invalidade (validade) da equação (5.9) para os períodos anual, DJF, JJA e SON (MAM), nos quais $S_{DES} \neq 0$ ($S_{DES} = 0$) na equação (5.2).

Ao contrário do que intuitivamente se pudesse prever, a sinergia atua para compensar as anomalias negativas de P e ω ao invés de intensificá-las. Assim, para satisfazer a equação (5.2), o termo de sinergia S_{DES} deve ser negativo. Esse comportamento é mais pronunciado durante os meses mais secos, entre junho e novembro, quando os impactos climáticos causados pelo experimento SD são muito similares aos causados apenas pelo experimento individual DES (Figura 5.9d,e).

Na próxima seção, discutem-se algumas hipóteses que justifiquem a sinergia e seu efeito compensatório nos impactos climáticos sobre o NEB-BOX.

5.3.2 Conjecturas sobre as causas da sinergia no NEB

Uma das variáveis afetada por mudanças de cobertura da terra através dos mecanismos de *feedback* é a convergência de umidade, principalmente, em baixos níveis. Considere o balanço $C = P - E$, com C , P e E representando respectivamente a convergência de umidade, a precipitação e a evapotranspiração. Assumindo, em primeira análise, que o impacto na evapotranspiração (ΔE) se deve apenas à mudança local da cobertura de caatinga por deserto, i.e., admitindo que $\Delta E_{\text{SAV+DES,NEB}} = \Delta E_{\text{SD,NEB}}$:

$$\text{SE } \Delta C_{\text{SAV+DES,NEB}} > \Delta C_{\text{SD,NEB}},$$

$$\text{ENTÃO, } \Delta P_{\text{SAV+DES,NEB}} > \Delta P_{\text{SD,NEB}}.$$

As variáveis que influenciam C são a umidade específica (q) e o movimento vertical (ω). A Tabela 5.9 mostra as anomalias dos valores sazonais médios de umidade específica integrada em 3 camadas, para cada experimento dentro da área NEB-BOX. Observa-se que, durante os períodos em que há sinergia (DJF, JJA e SON), $\Delta q_{\text{SAV+DES,NEB}} > \Delta q_{\text{SD,NEB}}$ para todas as camadas, e particularmente entre a superfície e 700 hPa; ou seja o decréscimo de umidade no experimento SD é menor que na soma linear SAV+DES. Por outro lado, em MAM, quando não há sinergia significativa, as anomalias de SD são maiores que de SAV+DES e o inverso ocorre: $\Delta q_{\text{SAV+DES,NEB}} < \Delta q_{\text{SD,NEB}}$. Menos quantidade de vapor d'água na atmosfera, especialmente em baixos níveis, significa menos convergência de umidade e menor quantidade de precipitação. Assim, quanto maior Δq , maior ΔP .

Em associação à umidade específica, as anomalias de movimento vertical ($\Delta\omega$) são dispostas na Tabela 5.10. Nota-se que, para a rodada CTL, o movimento vertical ascendente é mais intenso em 700 e 850 hPa para todos os períodos analisados (coincidindo com Oyama e Nobre (2004)), em particular para os mais chuvosos (DJF e MAM), quando atinge valores absolutos maiores e chega a manter ascendência até 500 hPa. O sinal dessa ascendência em 500 hPa não aparece durante os meses mais secos, entre julho e novembro, e é substituído por um movimento subsidente. Em geral, as anomalias também são mais altas durante os períodos chuvosos e ocorrem principalmente devido à mudança de cobertura local (DES), com uma contribuição

Tabela 5.9 - Valores sazonais médios das anomalias de umidade específica integrada ($\times 10^{-4}$ g kg $^{-1}$) nas camadas entre os níveis verticais 1000-850, 850-700 e 700-500 hPa, para a rodada CTL e os experimentos SAV, DES e SD, na região NEB-BOX.

DJF				
Camada	SAV	DES	SAV+DES	SD
700-500 hPa	-1, 19	-6, 83	-8, 02	-6, 54
850-700 hPa	-2, 75	-7, 45	-10, 20	-8, 94
1000-850 hPa	-5, 04	-5, 02	-10, 06	-9, 57
MAM				
Camada	SAV	DES	SAV+DES	SD
700-500 hPa	-0, 61	-5, 91	-6, 52	-6, 93
850-700 hPa	-0, 91	-5, 99	-6, 90	-7, 29
1000-850 hPa	-0, 86	-1, 89	-2, 75	-3, 62
JJA				
Camada	SAV	DES	SAV+DES	SD
700-500 hPa	-1, 99	-4, 17	-5, 16	-4, 72
850-700 hPa	-2, 35	-4, 40	-6, 75	-5, 08
1000-850 hPa	-2, 16	-1, 43	-3, 59	-2, 48
SON				
Camada	SAV	DES	SAV+DES	SD
700-500 hPa	-2, 06	-4, 46	-6, 52	-6, 13
850-700 hPa	-3, 88	-5, 30	-9, 18	-8, 03
1000-850 hPa	-7, 02	-4, 44	-11, 46	-8, 33

menor devido ao processo SAV.

Seguindo a mesma linha de raciocínio utilizada para Δq , observa-se que o movimento ascendente (\uparrow) em SAV+DES é mais fraco (anomalias maiores) que os calculados para SD (Tabela 5.10) para todos os níveis verticais durante DJF e JJA. A diferença entre as anomalias é menor próximo à superfície e vai aumentando gradativamente até 500 (700) hPa, durante DJF (JJA). Menores valores de $\Delta\omega_{SD,NEB}$ em relação aos valores da soma linear SAV+NEB significam maior precipitação para SD, i.e., ocorre a compensação mostrada anteriormente. Simultaneamente, maiores anomalias de subsidência de ar na coluna atmosférica para SAV+NEB em 500 hPa durante JJA e SON, contribuem para que a inibição de movimento ascendente seja mais forte e conseqüentemente para que montante de precipitação seja menor que em SD.

Tabela 5.10 - Valores sazonais médios de anomalias de ω ($\times 10^5$ cb s $^{-1}$) em 1000, 850, 700 e 500 hPa, para os experimentos SAV, DES e SD, e valores absolutos de ω para o experimento CTL, na região NEB-BOX. As anomalias negativas e positivas significam decréscimo ou acréscimo de ascendência (\uparrow) ou subsidência (\downarrow).

DJF					
Camada	CTL	SAV	DES	SAV+NEB	SD
500hPa	-4,02	-1,38 \uparrow	-2,98 \uparrow	-4,36 \uparrow	-3,38 \uparrow
700hPa	-7,66	-1,78 \uparrow	-4,23 \uparrow	-6,01 \uparrow	-5,43 \uparrow
850hPa	-13,30	-1,75 \uparrow	-3,69 \uparrow	-5,44 \uparrow	-5,36 \uparrow
1000hPa	-1,80	+0,05 \uparrow	-0,34 \uparrow	-0,29 \uparrow	-0,15 \uparrow
MAM					
Camada	CTL	SAV	DES	SAV+NEB	SD
500hPa	-5,34	-0,69 \uparrow	-2,59 \uparrow	-3,14 \uparrow	-3,28 \uparrow
700hPa	-8,89	-1,34 \uparrow	-4,73 \uparrow	-6,07 \uparrow	-5,70 \uparrow
850hPa	-11,75	-0,78 \uparrow	-4,50 \uparrow	-5,28 \uparrow	-5,46 \uparrow
1000hPa	-0,87	-0,15 \uparrow	-0,43 \uparrow	-0,58 \uparrow	-0,53 \uparrow
JJA					
Camada	CTL	SAV	DES	SAV+NEB	SD
500hPa	+0,28	+0,55 \downarrow	+1,04 \downarrow	+1,59 \downarrow	+1,06 \downarrow
700hPa	-2,72	-1,29 \uparrow	-2,42 \uparrow	-3,71 \uparrow	-2,83 \uparrow
850hPa	-6,42	-1,43 \uparrow	-3,86 \uparrow	-5,29 \uparrow	-5,13 \uparrow
1000hPa	+0,96	+0,13 \downarrow	+0,41 \downarrow	+0,54 \downarrow	+0,54 \downarrow
SON					
Camada	CTL	SAV	DES	SAV+NEB	SD
500hPa	+0,72	+0,87 \downarrow	+0,96 \downarrow	+1,83 \downarrow	+1,10 \downarrow
700hPa	-2,61	-1,63 \uparrow	-1,47 \uparrow	-3,10 \uparrow	-3,47 \uparrow
850hPa	-10,17	-3,78 \uparrow	-3,53 \uparrow	-7,31 \uparrow	-8,07 \uparrow
1000hPa	-0,50	-0,09 \uparrow	-0,38 \uparrow	-0,47 \uparrow	-0,62 \uparrow

Em MAM, não há um único padrão para todos os níveis verticais. À superfície e em 700 hPa, $\Delta\omega_{SD,NEB} < \Delta\omega_{SAV+DES,NEB}$; já em 850 e 500 hPa, observa-se o inverso com $\Delta\omega_{SD,NEB} > \Delta\omega_{SAV+DES,NEB}$. O efeito líquido na coluna atmosférica é similar ($-15,07$ para SAV+DES, e $-14,97$ para SD) e aparentemente a soma linear é uma boa aproximação, conforme discutido anteriormente.

Um outro padrão aparece durante SON, com relação às anomalias de ascendência (entre 1000 e 700 hPa). Ao invés da relação $\Delta\omega_{SD,NEB} < \Delta\omega_{SAV+DES,NEB}$, nota-se que a anomalia de ascendência de ar é maior em SD, o que corroboraria para haver menos precipitação. No entanto, as anomalias de subsidência descritas acima são maiores e podem contribuir para um impacto contrário. Logo, o efeito líquido dependerá da magnitude de $\Delta\omega$ em toda a coluna atmosférica.

Assim, de acordo com as Tabelas 5.9 e 5.10, um mecanismo que pode explicar a falha da condição de não-sinergia (5.9) está relacionado à resposta do perfil de vapor d'água (q) às anomalias de velocidade vertical ($\Delta\omega$). Esse mecanismo é ilustrado na Figura 5.10. As anomalias de subsidência de áreas adjacentes tendem simultaneamente a aumentar (diminuir) o conteúdo de umidade em baixos (médios) níveis da coluna atmosférica sobre a região NEB-BOX. Mais (menos) umidade em baixos (médios) níveis favorece (inibe) a instabilidade convectiva (entranhamento de ar seco em *updrafts*), o que aumenta (diminui) a precipitação convectiva; e a anomalia de velocidade ascendente (subsidente) associada (Tabela 5.10) realimenta negativamente (positivamente) a anomalia original. O efeito líquido seria um balanço entre os dois ramos de realimentação. O valor da anomalia de equilíbrio poderia ser bem diferente da anomalia de subsidência local original dependendo da força do mecanismo (doravante denominado mecanismo de umidade).

AMZ-BOX é uma região que apresenta um conteúdo de umidade bastante alto. Essa umidade é abastecida em baixos níveis principalmente pelos vento alísios de grande-escala. Por outro lado, apenas durante sua estação mais chuvosa, a área NEB-BOX possui suprimento de umidade de grande-escala devido ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para sul. Portanto, pode-se dizer que para regiões úmidas como AMZ-BOX, e/ou períodos em que a umidade é fornecida por sistemas de grande-escala, o mecanismo de umidade pode ser desprezado e as hipóteses de linearidade são satisfeitas. Durante os períodos úmidos, isso poderia ser explicado pelo enfraquecimento do gradiente vertical de umidade devido à umidificação dos

médios níveis atmosféricos (Oliveira e Oyama (2009)), que limitam as anomalias de advecção vertical de umidade e, assim, a ação do mecanismo de umidade.

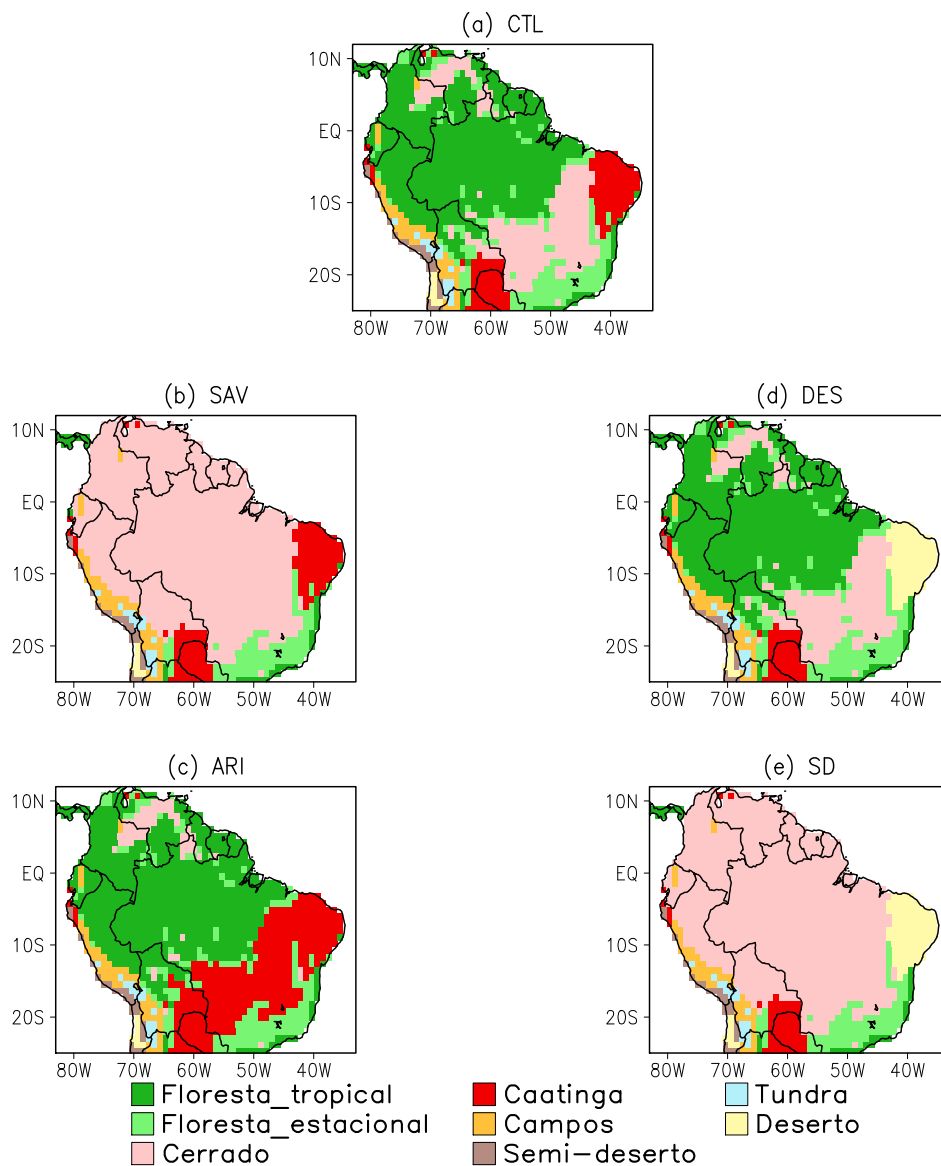


Figura 5.1 - Ilustração das mudanças de cobertura vegetal para (a) a rodada controle, os experimentos individuais (b) SAV, (c) ARI, (d) DES, e o experimento combinado (e) SD. A CTL e os experimentos são realizados a partir do mapa LONS08 descrito na seção 4.2.1.

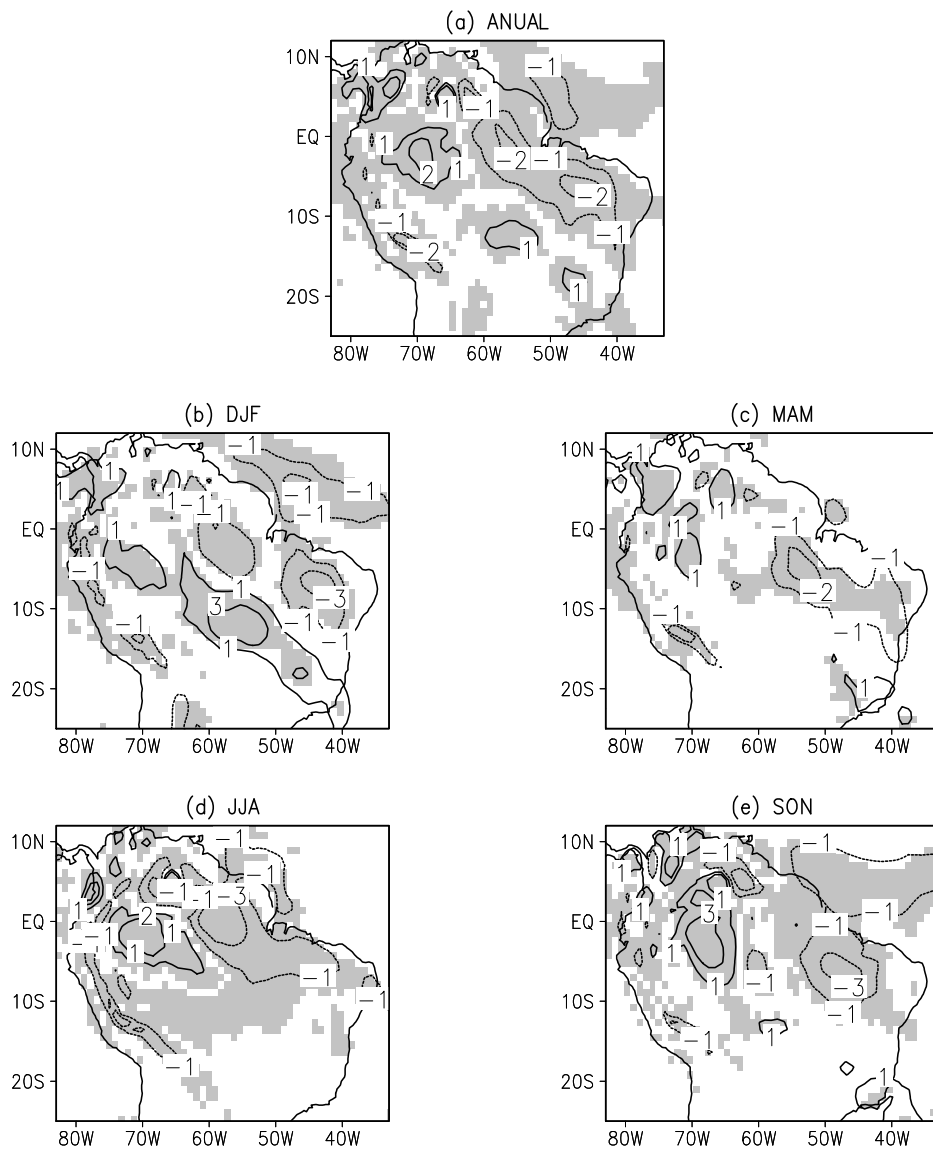


Figura 5.2 - Anomalias de precipitação (a) anuais, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, (e) SON resultantes do experimento SAV. As áreas sombreadas representam a significância estatística pelo teste *t*-Student, com intervalo de confiança de 95%. Os contornos pontilhados e contínuos representam as anomalias negativas e positivas (mm dia^{-1}) respectivamente.

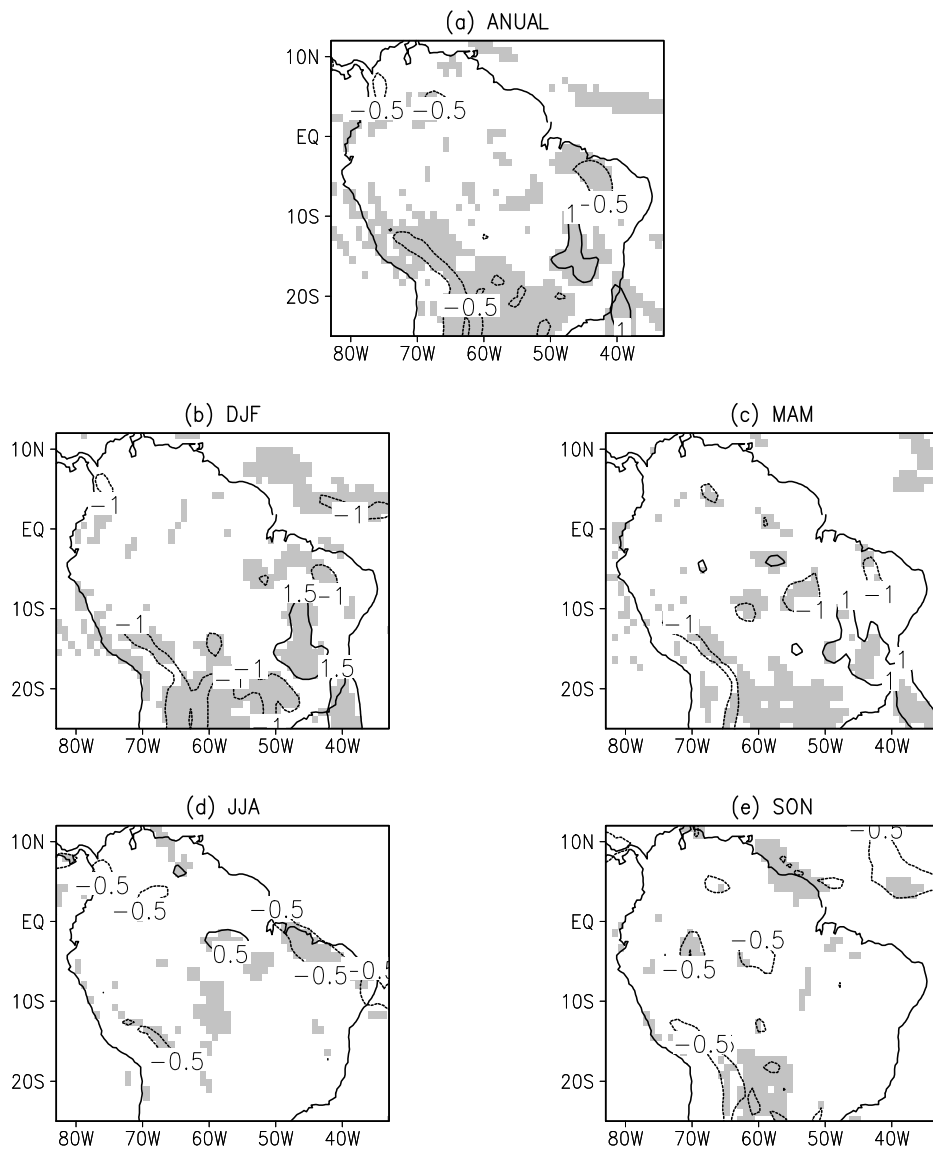


Figura 5.3 - Anomalias de precipitação (a) anuais, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, (e) SON resultantes do experimento ARI. As áreas sombreadas representam a significância estatística pelo teste *t*-Student, com intervalo de confiança de 95%. Os contornos pontilhados e contínuos representam as anomalias negativas e positivas (mm dia^{-1}) respectivamente.

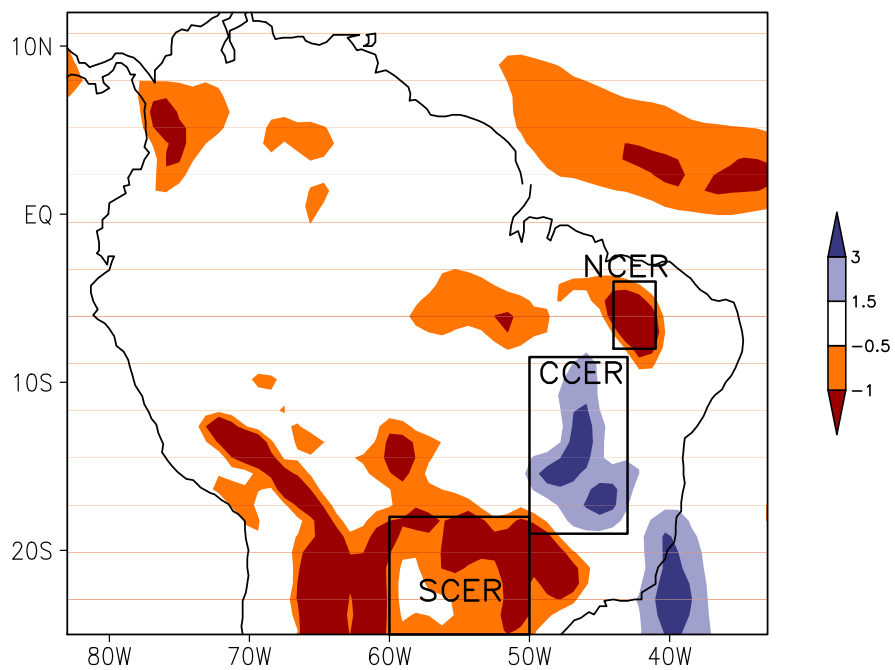


Figura 5.4 - Áreas de avaliação dos impactos climáticos do experimento ARI. NCER e SCER (CCER) referem-se às regiões norte e sul (central) do CER, onde se observam anomalias negativas (positivas) de precipitação (sombreado, em mm dia^{-1}).

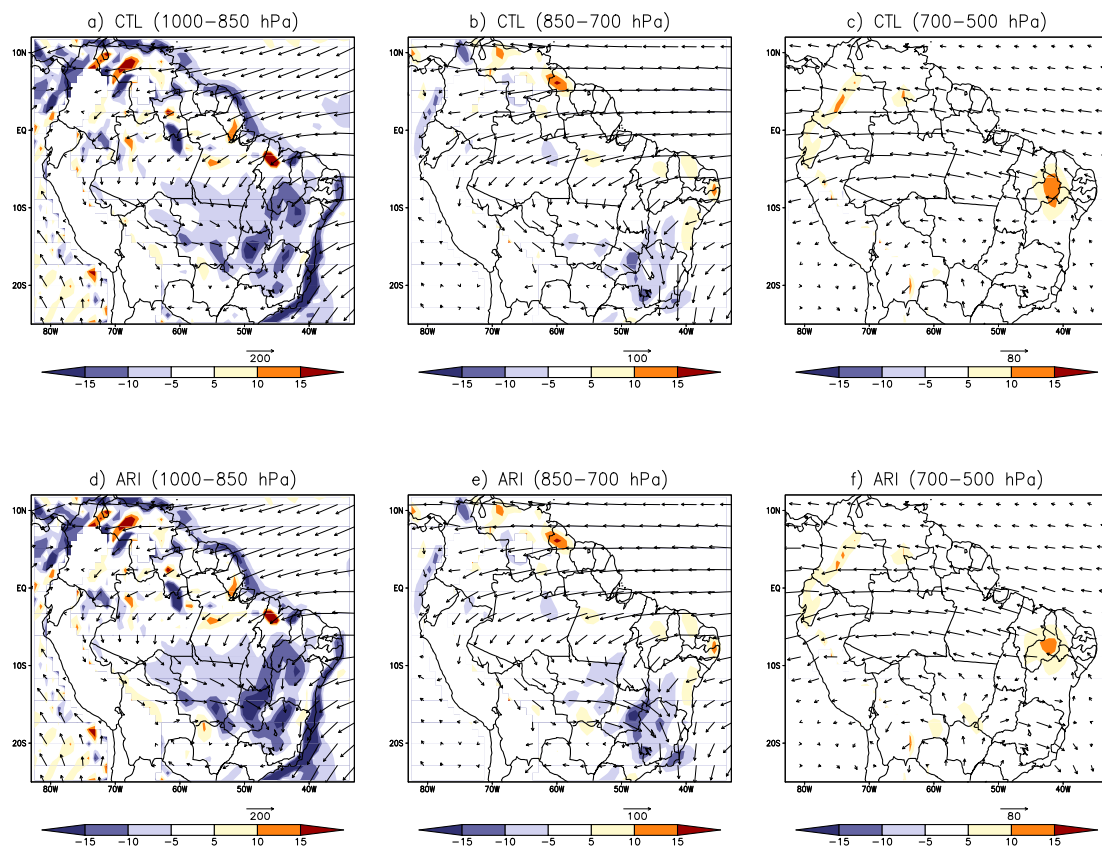


Figura 5.5 - Padrões de fluxos (setas), convergência e divergência de umidade (sombreado, em mm dia^{-1}) para a rodada CTL (painéis superiores, a-c) e para o experimento ARI (painéis inferiores, d-f) nas camadas verticais entre 1000 – 850 hPa (a, d), 850 – 700 hPa (b, e), e 700 – 500 hPa (c, f).

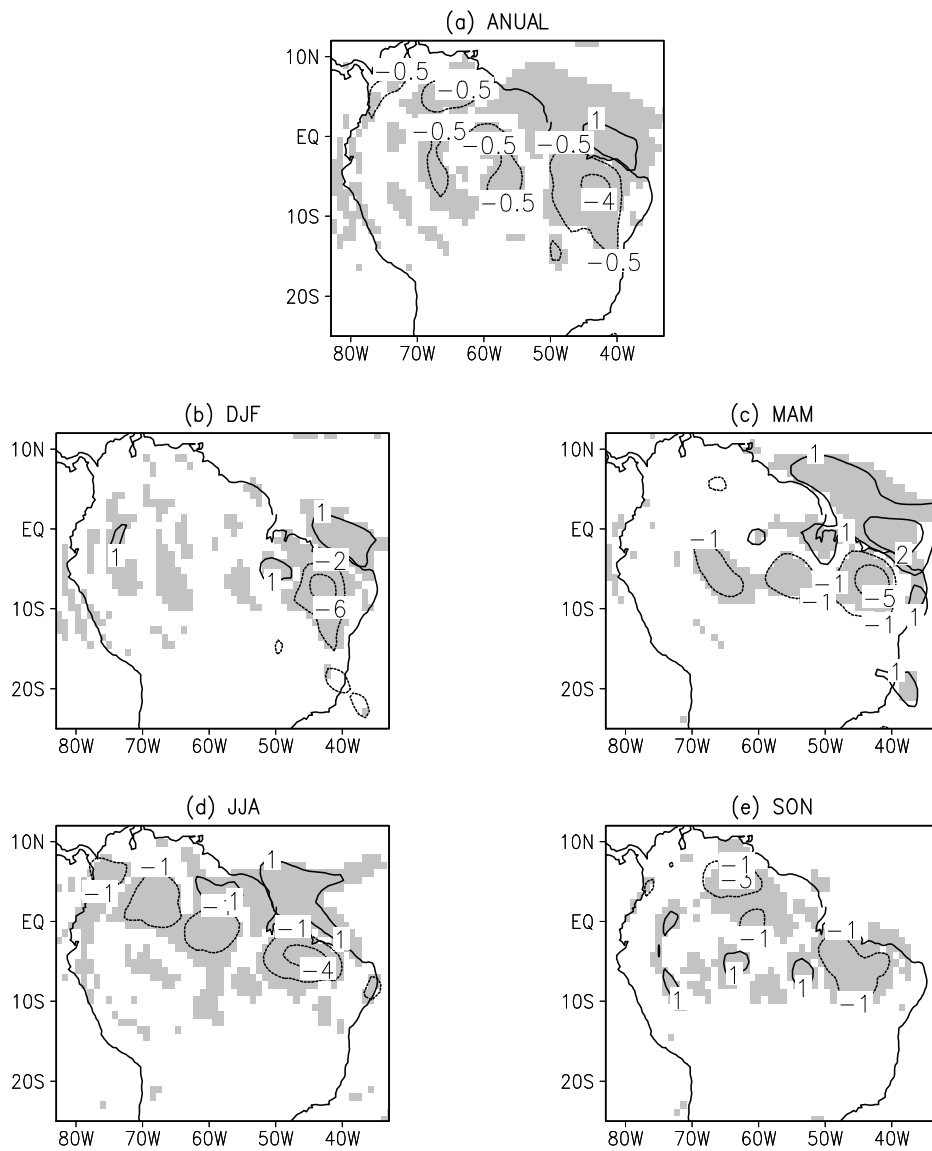


Figura 5.6 - Anomalias de precipitação (a) anuais, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, (e) SON resultantes do experimento DES. As áreas sombreadas representam a significância estatística pelo teste *t*-Student, com intervalo de confiança de 95%. Os contornos pontilhados e contínuos representam as anomalias negativas e positivas (mm dia^{-1}) respectivamente.

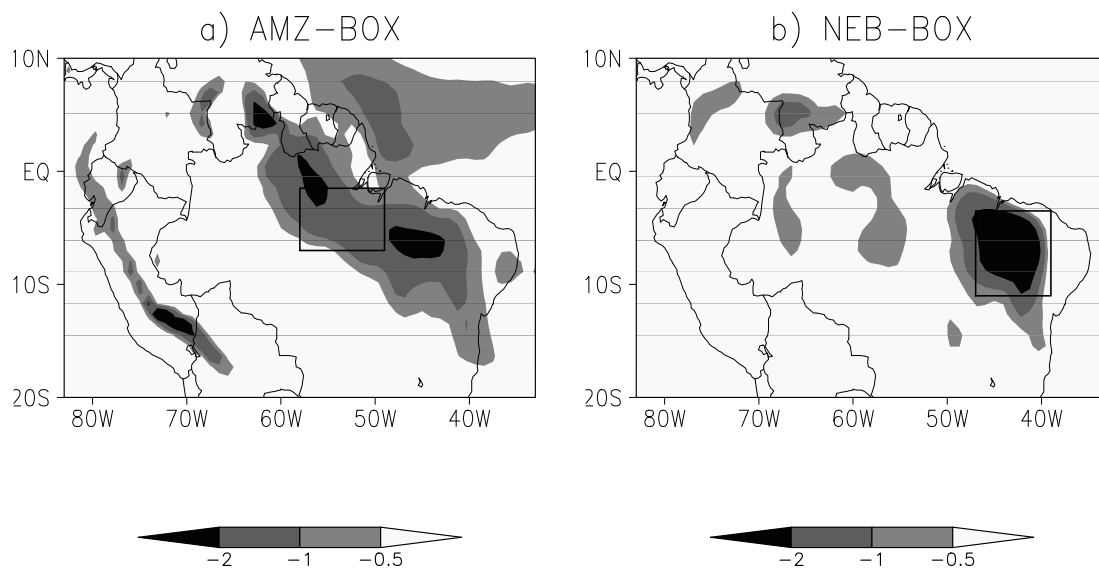


Figura 5.7 - Regiões a) AMZ-BOX e b)NEB-BOX escolhidas para a avaliação dos termos locais, não locais e de sinergia.

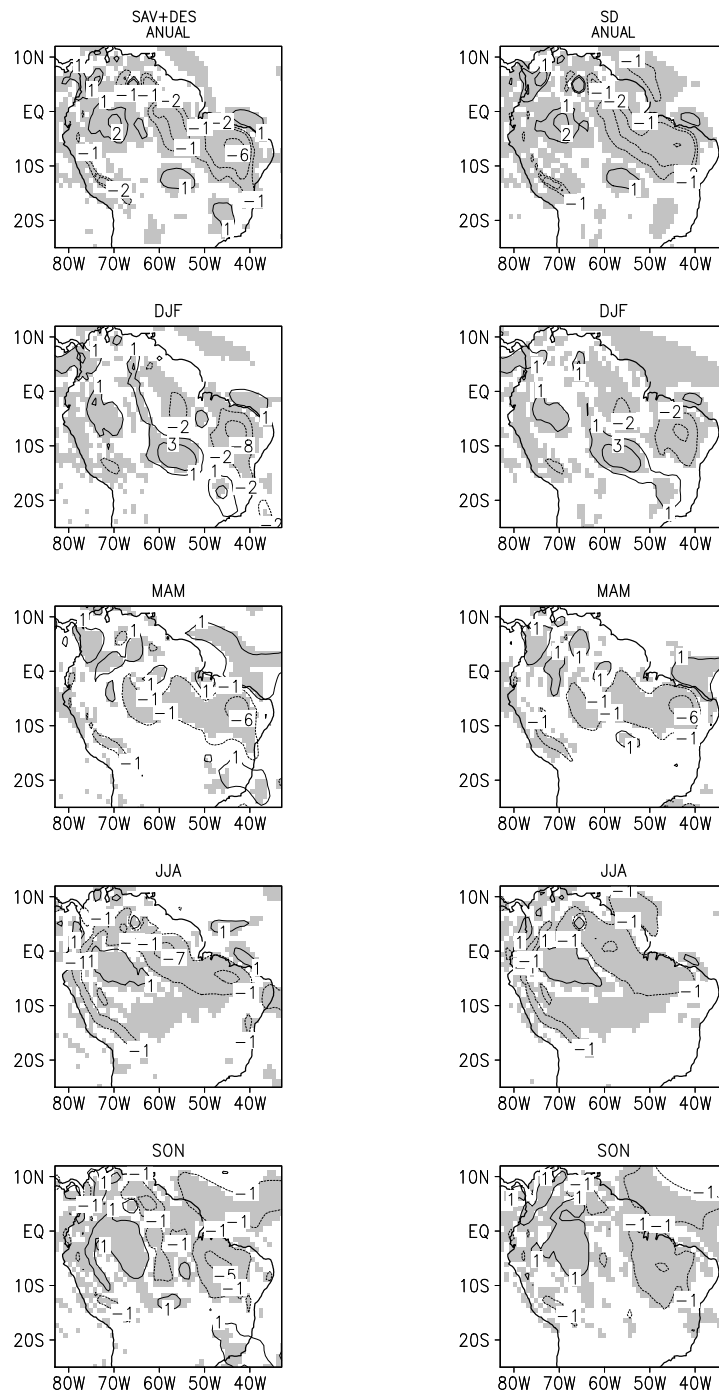


Figura 5.8 - Anomalias de precipitação anuais, DJF, MAM, JJA, SON (primeira a última linha respectivamente) resultantes da soma linear, SAV+DES, e do experimento combinado SD. As áreas sombreadas representam a significância estatística pelo teste *t*-Student, com intervalo de confiança de 95%. Os contornos pontilhados e contínuos representam as anomalias negativas e positivas (mm dia^{-1}) respectivamente.

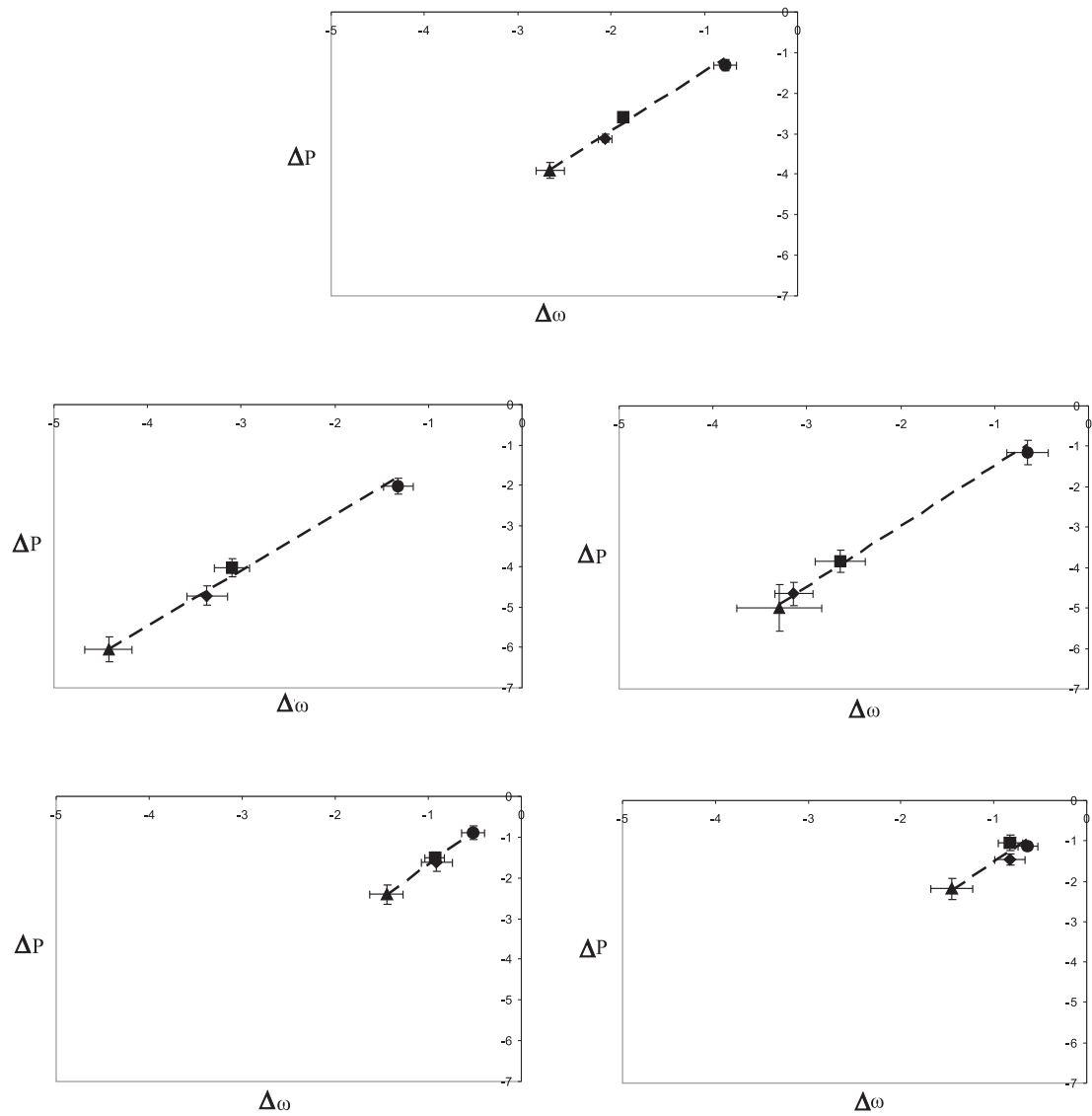


Figura 5.9 - Ilustração da relação definida pela equações (5.6)-(5.8), com ● = *NEB*, para os períodos (a) anual, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, (e) SON. Os valores utilizados são mostrados nas Tabelas 5.5 e 5.6 para as anomalias de precipitação (mm dia^{-1}), Tabela 5.8 para as anomalias de ω ($\Delta\omega$, 10^{-5} cb s^{-1}). Cada símbolo (barras) corresponde à contribuição média (ao desvio padrão da média) de um experimento de sensibilidade: ○=SAV; □=DES; ◆=SD; ▲=SAV+DES.

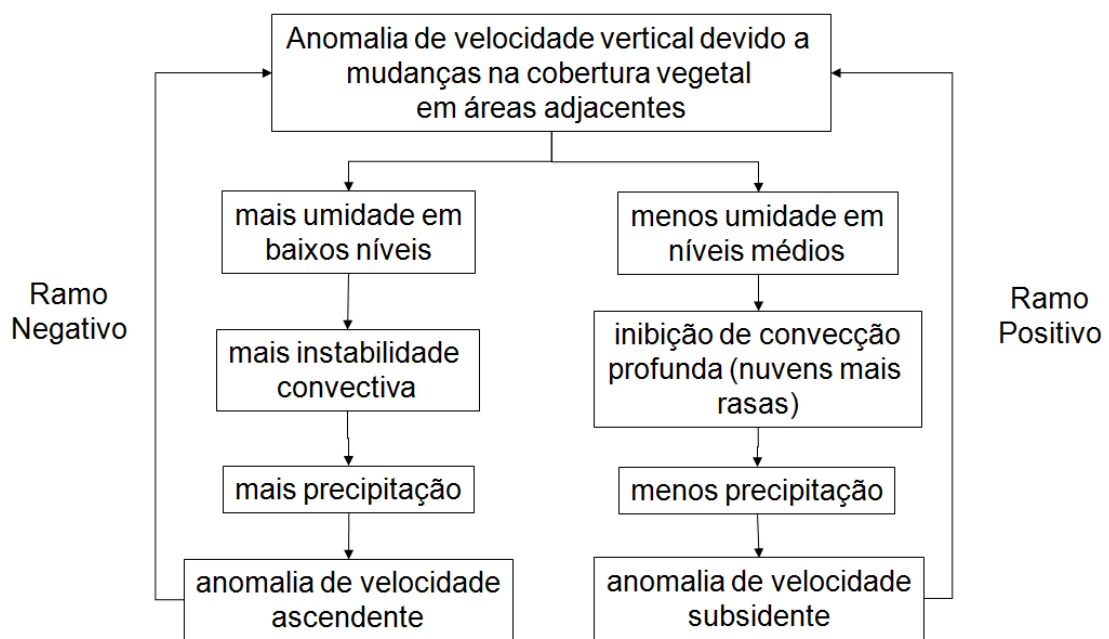


Figura 5.10 - Diagrama esquemático apresentando o ramo de realimentação negativa (positiva) que pode ter causado o comportamento sinérgico (não-sinérgico) observado pela simulação SD na região NEB-BOX (AMZ-BOX).

6 CONCLUSÕES

Seguindo a linha dos modelos teóricos e conceituais, elaborou-se neste trabalho o modelo clima-vegetação-fogo natural (CVFN) para analisar o comportamento dinâmico da transição floresta-savana em resposta às condições climáticas e aos incêndios naturais disparado por descargas elétricas (excetuando-se os distúrbios derivados da ação humana); e quantificar os impactos de mudanças ambientais na cobertura vegetal da América do Sul tropical. O modelo é composto com um conjunto simples de equações que descrevem a evolução temporal de árvores e gramíneas, computando o crescimento, competição e mortalidade das populações vegetais. As equações do modelo diferem-se da formulação clássica de competição de Lotka-Volterra em dois aspectos basicamente: a função de crescimento de plantas depende do clima, ao invés de ser um parâmetro constante; e a mortalidade de árvores e gramíneas devido a incêndios naturais é incluída. Essas modificações, particularmente a inclusão dos efeitos do fogo, permitem que a coexistência entre arbóreas e herbáceas determine um novo estado equilíbrio para alguns pontos do domínio estudado. Ainda, mesmo sem representar o ciclo de carbono e características ecológicas e demográficas complexas que forneceriam parametrizações mais realistas, o modelo CVFN é capaz de capturar os mecanismos apresentados por modelos mais complexos (Hirota et al. (2010)), como a relação inter-dependente entre gramíneas e fogo, a qual estabelece um fator competitivo de herbáceas sobre as arbóreas (e.g., Higgins et al. (2000), Scheiter e Higgins (2009)).

Os incêndios naturais forçam a retração da floresta em aproximadamente 200 km, o que significa que em torno de 8% das regiões climaticamente projetadas como florestas seriam potencialmente substituídas por uma mistura de árvores e gramíneas. Esse deslocamento para oeste da transição é mais realístico em comparação com a distribuição de biomas proposta por Lapola et al. (2008) (LONS08). Nota-se que $\sim 8\%$ de substituição é um valor muito mais baixo que o obtido por Bond et al. (2005) em seu experimento de supressão do fogo que, embora utilizasse uma representação mais complexa (DGVM), não possui uma representação razoável das fronteiras entre biomas e da coexistência entre árvores e gramíneas nos trópicos (Scheiter e Higgins (2009)). Contrariamente, o valor apontado pelo modelo CVFN é próximo do valor de 13% obtido pelo experimento de supressão de fogo para a África, conduzido por Scheiter e Higgins (2009) utilizando um DGVM adaptado que simula mais corretamente a competição entre arbóreas e herbáceas. Vale ressaltar

que mesmo que os valores relativos (%) sejam semelhantes, a perda de vegetação é computada diferentemente pelo CVFN, que considera a fração de área coberta, e pelo modelo de [Scheiter e Higgins \(2009\)](#), que calcula a biomassa perdida pelos episódios de fogo. Mesmo assim, pode-se dizer mesmo utilizando parametrizações muito mais simples e fração de área vegetada ao invés de quantidade de biomassa, o modelo CVFN pode fornecer uma primeira aproximação razoável das interações clima-vegetação-fogo natural na América do Sul, comparável a obtida em outros estudos de modelagem ([Hirota et al. \(2010\)](#)).

Para todos os locais analisados, as mudanças climáticas ou a combinação de mudanças de clima e descargas elétricas causam diminuição gradual da vegetação até um incremento positivo de 4°C na temperatura, permanecendo aproximadamente constante conforme a variação de temperatura atinge 6°C. Assim, $\Delta T = 4^\circ\text{C}$ é um limiar para o modelo CVFN, a partir do qual a cobertura de árvores atinge outro estado de equilíbrio. Esse equilíbrio pode estar associado a reduções que continuam apresentando dominância de arbóreas (como observado em 66°W e 48,5°W), ou mudam e passa a existir uma paisagem dominada por gramíneas (como em 47°W), dependendo do impacto das variações na precipitação e da atividade de raios. O controle exercido pelas variações de temperatura pode estar relacionado à parametrização de crescimento das plantas definida como função da razão entre precipitação (P) e evapotranspiração potencial (PET) (vide equações (2.3), (2.5) e (2.6)) para maiores detalhes. A razão pela qual a vegetação parece ser mais sensível à temperatura pode ser ligada à parametrização de Thornthwaite utilizada para calcular PET ([Hulme et al. \(1992\)](#)). Enquanto o crescimento das plantas é linearmente modificado pelas variações de temperatura, o aumento de temperatura resulta em aumentos exponenciais de PET . Assim, pequenas diferenças na temperatura podem levar a grandes diferenças nos valores de PET , o que resulta em grandes diferenças na relação P/PET que controla as funções de crescimento.

Em particular, a porção centro-oeste da Amazônia, onde um clima mais quente e seco leva a uma redução potencial da cobertura arbórea, é apontada como menos resiliente (decréscimo de 20% em 66°W) às mudanças climáticas que as porções a leste da bacia (redução de 2% em 48,5°W). Isso é uma consequência da alta sensibilidade da parametrização de crescimento da planta a pequenas oscilações de temperatura, descritas acima. A amplitude do ciclo anual de temperatura em 66°W é apenas ligeiramente maior que em 48,5°W. O método de Thornthwaite amplifica

essa diferença e calcula valores muito maiores de *PET*. Isso resulta em valores de *HI* suficientemente pequenos para impor uma restrição mais forte no crescimento da população de árvores em 66°W que em 48,5°W. Dessa forma, a aproximação de Thornthwaite configura uma limitação para a interpretação dos resultados em 66°W, e cálculos mais apurados dos valores de *PET* (p. ex., a correção simples proposta por Hulme et al. (1992)) devem ser testados para serem comparados aos valores de redução de árvores previstos pelo modelo CVFN. Portanto, ao invés de ser uma das principais contribuições desse estudo, a alta sensibilidade do centro-oeste da Amazônia apenas indica uma localização potencial em que os modelos também devem se concentrar em análises futuras. Mesmo assim, os resultados do modelo CVFN motivam maiores investigações sobre essa redução potencial na porcentagem de árvores (menor resiliência) nas áreas centro-oeste da bacia, uma vez que o risco de incêndios projetado para essa área é bastante alto para o século XXI, de acordo com simulações de mudanças climáticas (Golding e Betts (2008)).

Por outro lado, quando o aumento do número de descargas elétricas promove acréscimos significativos na frequência/intensidade dos incêndios (47°W), a combinação de todas as mudanças ambientais (precipitação, temperatura e raios) resulta em 85% de diminuição na cobertura arbórea. Sempre que o número de eventos de fogo e suas respectivas intensidades forem suficientemente aumentadas devido ao crescimento da população herbácea, o extremo leste da floresta (~ 100 km antes da zona de transição atual) torna-se mais vulnerável e o sistema colapsa, tornando-se dominado por uma vegetação rasteira. A vulnerabilidade das porções leste da bacia Amazônica já foi apontada para condições de seca (Hutyra et al. (2005)), para cenários de mudança climática (Salazar et al. (2007), Lapola et al. (2009), Malhi et al. (2009)), e para sensibilidade climática devido ao desmatamento (e.g., Costa et al. (2007), Sampaio et al. (2007)).

Adicionalmente ao estresse hídrico causado pelo aquecimento, o extremo leste da bacia é mais vulnerável aos incêndios naturais, considerando o cenário mais extremo de mudanças ambientais (Malhi et al. (2009)). Portanto, essas regiões, caracterizadas por uma cobertura vegetal dominada por arbóreas, poderia apresentar uma diminuição de ~ 6,4% em resposta às mudanças extremas, e a extensão da transição floresta-savana seria expandida de aproximadamente 150 km para ~ 300 km.

O modelo CVFN também indica que as mudanças ambientais poderiam levar a uma configuração de solo nu para uma área associada ao Nordeste do Brasil, e portanto,

os resultados suportam a transição potencial para o segundo estado de equilíbrio vegetação-clima, sugerido por Oyama e Nobre (2003).

Vale ressaltar que, além do método de Thornthwaite, o modelo simplificado CVFN também apresenta outras limitações, principalmente com respeito à não representação de determinados processos ecológicos que podem ser relevantes no cômputo total dos resultados. Por exemplo, não existem interações entre os processos de escala mais fina (p. ex., edáficos - vide seção 2.1 para maiores detalhes) e as características de grande escala representadas pelo modelo (clima e fogo), o que poderia elevar e/ou acelerar a redução da cobertura arbórea através de *feedbacks* inerentes a essas interações (Scheffer et al. (2005), Janssen et al. (2008)). Além disso, características como a distinção entre as respostas dos tipos funcionais de plantas C_3 e de gramíneas C_4 a futuros aumentos de CO_2 poderiam aumentar a vantagem de árvores sobre as gramíneas C_4 (Ehleringer et al. (1997), Bond (2008)). Isso resultaria em uma redução arbórea menor que a projetada pelo modelo CVFN.

Por outro lado, as simulações de sensibilidade climática foram divididas em individuais e combinadas. No primeiro grupo, foram analisadas a “savanização” da Amazônia (SAV), a desertificação do NEB (DES) e a aridização do cerrado (ARI), através da substituição de floresta, caatinga e cerrado por cerrado, deserto e caatinga respectivamente. Desses experimentos conclui-se, a nova configuração incorporada ao MCGA/CPTEC, em particular o aumento da resolução espacial de ~ 200 km (T062) para ~ 100 km (T126), resulta em uma ligeira melhoria na representação dos padrões atmosféricos. Assim, é provável que melhorias significativas estejam mais associadas à inserção de parametrizações físicas que consigam capturar processos de escala mais fina, principalmente com respeito aos processos de convecção profunda. Ademais, nenhuma mudança nos **padrões** dos impactos climáticos **locais** sentidos a partir das modificações da cobertura vegetal foi detectada, uma vez que os experimentos SAV e DES concordam com os resultados obtidos respectivamente por Sampaio (2008) e Oyama (2002). No entanto, vale ressaltar que a **magnitude** dos impactos na precipitação foram maiores para o experimento DES em comparação com Oyama (2002). O experimento ARI, por sua vez, apresentou resultados não conclusivos e totalmente divergentes dos obtidos pelo estudo de Hoffmann e Jackson (2000), principalmente porque o albedo praticamente não é alterado no esquema SSiB, quando houve a substituição do bioma cerrado pela caatinga. Os impactos climáticos resultantes foram fracos devido à ação do mecanismo de albedo. Portanto,

novos testes são necessários para que esse experimento seja utilizado no cômputo dos *feedbacks* de grande escala da vegetação no clima.

No segundo grupo, foram avaliados tais processos de degradação ocorrendo simultaneamente. No entanto, conforme foi mencionado na seção 5.1, os resultados do experimento ARI não foram conclusivos a respeito da sensibilidade climática à aridização do cerrado. Por esse motivo, embora todos os experimento combinados tenham sido realizados, apenas os resultados da simulação de “savanização” combinada à desertificação (SD) foram analisados e apresentados.

Para o experimento SD, além dos impactos climáticos locais, os impactos não-locais, i.e., os efeitos sentidos no NEB (AMZ) a partir da simulação de degradação SAV (NEB), também foram computados. De acordo com os resultados, esses efeitos não-locais são significativamente importantes tanto para a AMZ quanto para o NEB. Assim, para ambas regiões, os impactos climáticos devido a mudanças na cobertura vegetal podem ser diferentes dos obtidos por estudos que só computem os efeitos locais.

Além disso, os resultados do experimento combinado mostraram que o efeito líquido das mudanças de cobertura vegetal simultâneas na precipitação poderia ser aproximado pela soma linear dos efeitos locais e não-locais sobre a Amazônia, i.e.,

$$\Delta P_{SD,AMZ} \sim \Delta P_{SAV+DES,AMZ} = \Delta P_{SAV,AMZ} + \Delta P_{DES,AMZ}. \quad (6.1)$$

Entretanto, a hipótese de linearidade falha sobre o NEB e o efeito líquido de SD foi mais fraco que a soma linear dos efeitos locais e não-locais (SAV+NEB), ou matematicamente:

$$\Delta P_{SD,NEB} < \Delta P_{SAV+DES,NEB} = \Delta P_{SAV,NEB} + \Delta P_{DES,NEB}. \quad (6.2)$$

O mecanismo de umidade sugerido como uma das razões pela qual a sinergia ocorre na região do NEB pode estar associado à resposta do perfil de vapor d’água às anomalias não locais de velocidade vertical, principalmente para regiões ou períodos sazonais secos. Para regiões ou períodos úmidos (p. ex., AMZ ou estação chuvosa sobre o NEB), quando o suprimento de umidade dos sistemas de grande escala está ativo, o mecanismo de umidade pode ser desprezado e a hipótese de linearidade é válida.

Para a AMZ, a validade da hipótese de linearidade é muito relevante uma vez que, em primeira ordem, uma avaliação dos impactos climáticos devido às mudanças de uso da terra (p. ex., expansão dos cultivos agrícolas sobre o cerrado) pode ser obtida diretamente para essa região, através da soma das anomalias de precipitação fornecidas por estudos individuais realizados previamente. Para o NEB, embora a hipótese de linearidade não tenha validade, a soma linear dos efeitos locais e não-locais pode ser útil para fornecer, pelo menos, um limitante superior na avaliação das anomalias de precipitação, uma vez que o termo de sinergia interage para reduzir a magnitude da anomalia.

6.1 Trabalhos Futuros

Em relação às previsões do modelo conceitual (CVFN), uma análise analítica e teórica mais completa deve ser conduzida para investigar o conjunto completo de estados de equilíbrio que podem ser encontrados pelo modelo. Além disso, outras melhorias como a ignição antrópica de fogo e outras características ecológicas relevantes podem ser incorporadas no modelo.

Em relação às simulações de grande escala, três pontos podem servir como base para trabalhos futuros: 1) reformulação do experimento de aridização do cerrado para novas simulações de degradação - no caso de utilização do mesmo esquema de superfície (SSiB), o foco principal deve ser o aprimoramento da representação do albedo desse bioma através de dados medidos em campo; 2) investigação da validade da hipótese de linearidade na região AMZ, quando extrapolada para anomalias de precipitação induzidas por outras forçantes, como por exemplo, àquelas devido às mudanças climáticas globais; 3) simular os experimentos numéricos sugeridos nesse trabalho utilizando outros modelos globais e/ou regionais, para garantir robustez e acurácia das conclusões apresentadas pelo MCGA/CPTEC.

Ademais, esses dois conjuntos de simulações numéricas (modelo conceitual e MCGA) servem como base para um estudo futuro que considere tanto uma forma simplificada da vegetação responder ao controle climático e ao fogo, quanto os *feedbacks* de maior escala relativos à resposta do clima a mudanças na vegetação, ou seja, um modelo simplificado que consiga computar a relação bidirecional existente entre o clima e a vegetação, mais os efeitos do fogo. Isso poderá elevar e acelerar a redução de cobertura arbórea (Golding e Betts (2008)), e alterar os limiares encontrados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R.; HUFFMAN, G.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P. The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 1147–1167, 2003. 72

ANDERIES, J.; JANSSEN, M.; WALKER, B. Grazing management, resilience, and the dynamics of a fire-driven rangeland system. **Ecosystems**, v. 5, p. 23–44, 2002. DOI: 10.1007/s10021-001-0053-9. 49, 50, 58

ARAGÃO, L.; MALHI, Y.; R.M., R.-C.; SAATCHI, S.; ANDERSON, L.; SHIMABUKURO, Y. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L07701, 2007. DOI: 10.1029/2006GL028946. 27

ARORA, V.; BOER, G. Fire as an interactive component of dynamic vegetation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, p. G02008, 2005. DOI: 10.1029/2005JG000042. 31, 40, 47

_____. Achieving coexistence: comment on 'Modelling rainforest diversity: the role of competition' by Bampfyfylde et al. (2005). **Ecological Modelling**, v. 192, p. 322–324, 2006. 38

BALCH, J.; NEPSTAD, D.; BRANDO, P.; CURRAN, L.; PORTELA, O.; CARVALHO, O.; LEFEBVRE, P. Negative fire feedback in a transitional forest of southeastern Amazonia. **Global Change Biology**, v. 14, p. 2276–2287, 2008. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01655.x. 45

BAMPFYLDE, C.; BROWN, N.; GAVAGHAN, D.; MAINI, P. Modelling rain forest diversity: the role of competition. **Ecological Modelling**, v. 188, p. 253–278, 2005. 38

BARBOSA, H. M. J.; TARASOVA, T. A.; CAVALCANTI, I. F. A. Impacts of a new solar radiation parametrizations on the CPTEC AGCM climatological features. **Journal of Applied Meteorology**, v. 47, p. 1377–1392, 2008. 67, 76

BARLOW, J.; PERES, C. Fire-mediated dieback and compositional cascade in an Amazonian forest. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v. 363, p. 1787–1794, 2008. DOI: 10.1098/rstb.2007.0013. 30

BATMANIAN, G. J.; HARIDASAN, M. Primary production and accumulation of nutrients by the ground layer community of cerrado vegetation of central Brazil. **Plant and Soil**, v. 88, p. 437–440, 1985. 37, 39

BEHLING, H.; PILLAR, V. Late Quaternary vegetation, biodiversity and fire dynamics on the southern Brazilian highland and their implication for conservation and management of modern *Araucaria* forest and grassland ecosystems. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v. 362, p. 243–251, 2007. DOI: 10.1098/rstb.2006.1984. 25

BEHLING, H.; PILLAR, V.; C., S.; OVERBECK, G. Late-Holocene fire history in a forest-grassland mosaic in southern Brazil: implications for conservation. **Applied Vegetation Science**, v. 10, p. 81–90, 2007. 25

BOND, W. What limits trees in C₄ grasslands and savannas. **Annual Review of Ecology, Evolution and Systematics**, v. 39, p. 641–659, 2008. 45, 114

BOND, W.; WOODWARD, F.; MIDGLEY, G. The global distribution of ecosystems in a world without fire. **New Phytologist**, v. 165, p. 525–538, 2005. DOI: 10.1111/j.1469-8137.2004.01252. 31, 111

BUDYKO, M. I. **Climate and life**. Orlando: Academic Press, 1974. 40

CARDOSO, M.; NOBRE, C.; SAMPAIO, G.; HIROTA, M.; VALERIANO, D.; CAMARA, G. Long-term potential for tropical-forest degradation due to deforestation and fires in the Brazilian Amazon. **Biologia**, v. 64, p. 433–437, 2009. DOI: 10.2478/s11756-009-0076-9. 30

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**, 2007. DOI: 10.1029/2002GL015424. 31

CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; PEZZI, L. P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G.; CASTRO, C. C.; SANCHES, M. B.;

- CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using the CPTEC/COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2965–2988, 2002. 67, 72
- CHAMBERS, J. Q.; HIGUCHI, N.; SCHIMMEL, J. P. Ancient tree in Amazonia. **Nature**, v. 391, p. 135–136, 1998. 39, 44
- CHARNEY, J. G. Dynamics of deserts and droughts in Sahel. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 101, p. 193–202, 1975. 32, 84
- CHOU, M. D.; SUAREZ, M. J. **A solar radiation parametrization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies**. Washington: NASA, 1999. Technical Report on Global Modeling Data Assimilation, 15, TM-1999-104606. 67
- CLAUSSEN, M.; KUBATZKI, C.; BROVKIN, V.; GANOPOLSKY, A.; HOELZMANN, P.; PACHUR, H. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 14, p. 2037–2040, 1999. 27
- COCHRANE, M. Fire science for rainforests. **Nature**, v. 421, p. 913–919, 2003. 30
- COCHRANE, M.; ALENCAR, A.; SCHULZE, M.; JR., C. S.; NEPSTAD, D.; LEFEBVRE, P.; DAVIDSON, E. Positive feedbacks in the fire dynamic of closed canopy tropical forests. **Science**, v. 284, p. 1832–1835, 1999. 30
- COCHRANE, M.; LAURENCE, W. Fire as a large-scale edge effect in Amazonian forests. **Journal of Tropical Ecology**, v. 18, p. 311–325, 2002. 30
- COCHRANE, M.; SCHULZE, M. Fire as a recurrent event in tropical forests of the eastern Amazon: effects on forest structure, biomass, and species composition. **Biotropica**, v. 31, p. 2–16, 1997. 30
- CORREIA, L. P.; SABA, M. M. F. Presence of continuing current in negative flashes. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUNDING AND EARTHING (GROUND) & 3rd INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PHYSICS AND EFFECTS (LPE), 2008, Florianópolis, Brasil. **Proceedings...** Florianópolis, Brasil: [s.n.], 2008. 46
- COSTA, M.; PIRES, G. Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. **International Journal of Climatology**, 2009. DOI: 10.1002/joc.2048. 90

- COSTA, M. H.; YANAGI, S. N. M.; SOUZA, P. J. O. P.; ROCHA, E. J. P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused pastureland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L07706, 2007. DOI: 10.1029/2007GL029271. 32, 113
- COUTINHO, L. Ecological effects of fire in Brazilian cerrado. In: HUNTLEY, B.; WALKER, B. (Ed.). **Ecology of tropical savannas**. Berlin: Springer-Verlag, 1982. p. 273–291. 31
- _____. Fire in the ecology of the Brazilian cerrado. In: GOLDAMMER, J. (Ed.). **Fire in the tropical biota: ecosystem processes and global challenges**. Berlin: Springer-Verlag, 1990. p. 82–105. 31
- COX, P. **Description of the TRIFFID dynamic global vegetation model**. Exeter: MetOffice, 2001. 24. Disponível em: <<http://www.metoffice.com>>. 38, 39, 44
- D'ANDREA, F.; PROVENZALE, A.; VAUTARD, R.; NOBLET-DECOUDRÉ, N. D. Hot and cool summers: Multiple equilibria of the continental water cycle. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. L24807, 2006. DOI: 10.1029/2006GL027972. 41
- DEFRIES, R.; HANSEN, M.; TOWNCHEND, T.; JANETOS, A.; LOVELAND, T. A new global 1-km dataset of percentage tree cover derived from remote sensing. **Global Change Biology**, v. 6, p. 247–254, 2000. 17, 26
- DEFRIES, R.; TOWNCHEND, T.; HANSEN, M. Continuous fields of vegetation characteristics at the global scale at 1 km resolution. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. 16, p. 911–925, 1999. Disponível em: <http://is1scp2.sesda.com/ISLSCP2_1/html_pages/is1scp2_home.html>. 17, 26
- DESJARDINS, T.; CARNEIRO-FILHO, A.; MARIOTTI, A.; CHAUVEL, A.; GIRARDIN, C. Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene revealed by stable isotope ratios of soil organic carbon. **Oecologia**, v. 108, p. 749–756, 1996. 54
- DICKINSON, R.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P.; WILSON, M. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR**

Communnity Climate Model. Boulder, CO: NCAR, 1986. Technical Report, NCAR/TN-275+STP. 28

DIRMEYER, P.; SHUKLA, J. Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 20863–20877, 1994. 84, 85

DOLMAN, A.; RANDOW, C. von; NOBRE, C.; D'ANDREA, F.; POULTER, B. Modelling the stability of Amazonian pools under a changing rainfall regime. **Geophysical Research Letters**, 2009. Submitted. 41

DORMAN, J. L.; SELLERS, P. J. 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. 23, 68, 69

EDELSTEIN-KESHET, L. **Mathematical models in biology.** New York: The Random House, 1988. 44, 54

EHLERINGER, J. R.; CERLING, T. E.; HELLIKER, B. R. C₄ photosynthesis, atmospheric CO₂, and climate. **Oecologia**, v. 112, p. 285–299, 1997. 114

ELTHAIR, E. A. B. Role of sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 4255–4268, 1996. 32

FIGUEROA, S. N.; TARASOVA, T.; BARBOSA, H. M. J.; BONATTI, J. P.; DIAS, P. L. S. The impact of cumulus and radiation parametrization schemes on Southern Hemisphere summer climate simulated by CPTEC atmospheric general circulation model. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (ICSHMO), 8., 2006, Foz do Iguacu, Brasil. **Proceedings...** Foz do Iguacu, Brasil: [s.n.], 2006. 76

FOLEY, J.; PRENTICE, I.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. Man integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, p. 603–628, 1996. 28

FRANCIS, J. K. **English-portuguese equivalentents of forestry and conservation terms.** New Orleans, LA: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Southern Forest Experiment Station, 1994. 45 p. General Technical Report SO-109. 23, 69

FURLEY, P. A.; PROCTOR, J.; RATTER, J. A. (Ed.). **Nature and dynamics of forest-savanna boundaries**. 1st. ed. London: Chapman & Hall, 1992. 616 p. 25, 35, 70

GARDNER, T. Tree-grass coexistence in the Brazilian cerrado: demographic consequences of environmental instability. **Journal of Biogeography**, v. 33, p. 448–463, 2006. DOI: 10.1111/j.1365-2699.2005.01420.x. 31, 45

GILLET, N.; WEHNER, M.; TETT, S.; WEAVER, A. Testing the linearity of the response to combined greenhouse gas and sulfate aerosol forcing. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. L14201, 2004. DOI: 10.1029/2004GL020111. 90

GOLDING, N.; BETTS, R. Fire risk in Amazonia due to climate change in the HadCM3 climate model: potential interactions with deforestation. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, p. GB4007, 2008. DOI: 10.1029/2007GB003166. 113, 116

GRANSTROM, A.; NIKLASSON, M. Potentials and limitations for human control over historic fire regimes in the boreal forest. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v. 363, p. 2353–2358, 2008. DOI: 10.1098/rstb.2007.2205. 30

GUNDERSON, L.; PRITCHARD, L.; UNIONS, I. C. of S. **Resilience and the behavior of large-scale systems**. Washington D.C.: Island Press, 2002. 27

HAHMANN, A.; DICKINSON, P. RCCM2-BATS model over tropical South America: applications to tropical deforestation. **Journal of Climate**, v. 10, p. 1944–1964, 1997. 32

HANAN, N. P.; SEA, W. B.; DALGELMAYR, G.; GOVENDER, N. Do fires in savannas consume woody biomass? A comment on approaches to modeling savanna dynamics. **American Naturalist**, v. 171, p. 851–856, 2008. 31

HAXELTINE, A.; PRENTICE, I. BIOME3: an equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, p. 693–709, 1996. 28

HIGGINS, S. I.; BOND, W. J.; TROLLOPE, W. S. Fire, resprouting and variability: a recipe for grass-tree coexistence in savanna. **Journal of Ecology**, v. 88, p. 213–229, 2000. 31, 111

HIROTA, M.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. The climatic sensitivity of the forest, savanna and forest-savanna transition in tropical south america. **New Phytologist**, v. 187, p. 707–719, 2010. 38, 111, 112

HOFFMANN, W.; JACKSON, R. Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to grassland. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1593–1602, 2000. 83, 84, 85, 87, 114

HOFFMANN, W. A.; SCHROEDER, W.; JACKSON, R. Positive feedbacks of fire, climate, and vegetation and the conversion of tropical savanna. **Geophysical Research Letters**, v. 29, 2002. DOI: 10.1029/2002GL015424. 31

HOLDRIDGE, L. R. Determination of world plant formations from simple climatic data. **Science**, v. 105, p. 367–368, 1947. 40

HOLLING, C. Resilience and stability of ecological systems. **Annual Review of Ecology Evolution and Systematics**, v. 4, p. 1–23, 1973. 27

HUGHES, J.; VALDES, P.; BETTS, R. Dynamics of a global-scale vegetation model. **Ecological Modelling**, v. 198, p. 452–462, 2006. 39, 44

HULME, M.; MARSH, R.; JONES, P. D. Global changes in a humidity index between 1931-60 and 1961-90. **Climate Research**, v. 2, p. 1–22, 1992. 40, 112, 113

HUTYRA, L. R.; MUNGER, J. W.; NOBRE, C. A.; SALESKA, S. R.; VIEIRA, S. A.; WOFSY, S. C. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L24712, 2005. DOI: 10.1029/2005GL024981. 113

IMBUZEIRO, H. **Calibração do modelo IBIS na floresta Amazônica usando múltiplos sítios**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa, MG, Brasil, 93 pp. 2006. 29

JANSSEN, R. H. H.; MEINDERS, M. B. J.; NES, E. H. van; SCHEFFER, M. Microscale vegetation-soil feedback boosts hysteresis in a regional vegetation-climate system. **Global Change Biology**, v. 14, p. 1104–1112, 2008. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01540.x. 35, 114

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.;

- CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorology Society**, v. 77, p. 437–470, 1996. 72
- KINTERIII, J.; DEWITT, D.; DIRMEYER, P.; FENNESSY, M.; KIRTMAN, B.; MARX, L.; SCHNEIDER, E.; SHUKLA, J.; STRAUS, D. **The COLA atmosphere-biosphere general circulation model**. Maryland: Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, 1997. 45 p. Technical Report n. 51. 67
- LACIS, A.; HANSEN, J. A parametrization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 118–133, 1974. 72, 74
- LAPOLA, D.; OYAMA, M.; NOBRE, C. Exploring the range of climate biome projections for tropical South America: the role of CO₂ fertilization and seasonality. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 23, n. GB3003, 2009. 29, 30, 113
- LAPOLA, D. M.; OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G. A new world natural vegetation map for global change studies. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 80, p. 397–408, 2008. 17, 26, 35, 70, 111
- LARJAVAARA, M.; PENNANEN, J.; TUOMI, T. Lightning that ignites forest fires in Finland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 132, p. 171–180, 2005. 46
- LUDWIG, D.; WALKER, B.; HOLLING, C. Sustainability, stability and resilience. **Conservation Ecology**, v. 1, n. 1, p. 7, 1997. Disponível em: <<http://www.consecol.org/vol1/iss1/art7>>. 27
- MAGRIN, G.; GAY-GARCIA, C.; CRUZ-ROQUE, D.; GIMÉNEZ, J.; MORENO, A.; NAGY, G.; NOBRE, C.; VILLAMIZAR, A. Latin America. In: PARRY, M.; CANZIANI, O.; PALUTIKOF, J.; LINDEN, P. van der; HANSON, C. (Ed.). **Climate Change 2007: impacts, adaptation and vulnerability**. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. p. 581–615. 53
- MALHI, Y.; ARAGÃO, L. E. O. C.; GALBRAITH, D.; HUNTINGFORD, C.; FISHER, R.; ZELAZOWSLI, P.; SITCH, S.; MCSWEENEY, C.; MEIR, P.

Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA**, 2009. DOI: 10.1073/pnas.0804619106. 113

MARENGO, J.; NOBRE, C.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M.; SAMPAIO, G.; OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L.; BROWN, I. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, p. 495–516, 2008. 27

MARENGO, J.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261–2280, 2004. 76

MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I. F. A.; SATYAMURTY, P.; TROSNIKOV, I.; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; CAMARGO, H.; SAMPAIO, G.; SANCHES, M. B.; MANZI, A. O.; CASTRO, C. A. 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. 19, 67, 74, 79

MARTINS, C. R.; MIRAND, J. C. C.; MIRAND, L. N. Contribution of native arbuscular mycorrhizal fungi in the establishment of *Aristida Setifolia Kunth* in degraded areas in the cerrado. **Pesquisa Agropecuaria Brasileira**, v. 34, p. 665–674, 1999. 39

MICHALON, N.; NASSIF, A.; SAOURI, T.; ROYER, J.; PONTIKIS, C. Contribution to the climatological study of lightning. **Geophysical Research Letters**, v. 26, p. 3097–3100, 1999. DOI: 10.1029/1999GL010837. 53

MIRANDA, H.; BUSTAMANTE, M.; MIRANDA, A. The role of fire in the population dynamics of woody plants. In: OLIVEIRA, P.; MARQUIS, R. (Ed.). **The cerrados of Brazil: ecology and natural history of a Neotropical savanna**. Columbia: Columbia University Press, 2002. p. 51–68. 31

MISTRY, J. Fire in the cerrado (savannas) of Brazil: an ecological review. **Progress in Physical Geography**, v. 22, p. 425–448, 1998. 31

MITCHELL, T.; CARTER, T. R.; JONES, P. D.; HULME, M.; NEW, M. A comprehensive set of climate scenarios for Europe and the globe. **Tyndall Center Working Paper**, v. 55, 2004. Norwich, UK. 42

MOORCROFT, P. R.; HURTT, G. C.; PACALA, S. W. A method for scaling vegetation dynamics: the ecosystem demography model (ED). **Ecological Monographs**, v. 71, p. 557–586, 2001. 28

MORTON, D. C.; DEFRIES, D. S.; SHIMABUKURO, Y. E.; ANDERSON, L. O.; ARAI, E.; ESPIRITO-SANTO, F.; FREITAS, R.; MORISETTE, J. Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 103, p. 14637–14641, 2006. DOI: 10.1073/pnas.0606377103. 30

NEPSTAD, D.; LEFEBVRE, P.; SILVA, U.; TOMASELLA, J.; SCHLESINGER, P.; SOLORZANO, L.; MOUTINHO, P.; RAY, D.; BENITO, J. Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: a basin-wide analysis. **Global Change Biology**, v. 10, p. 704–717, 2004. DOI: 10.1111/j.1529-8817.2003.00772.x. 30, 37, 44

NEPSTAD, D.; VERISSIMO, A.; ALENCAR, A.; NOBRE, C.; E., L. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. **Nature**, v. 398, p. 505–508, 1999. 30

NEW, M.; HULME, M.; JONES, P. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. **Journal of Climate**, v. 12, p. 829–856, 1999. 42

NOBRE, C.; BORMA, L. ‘Tipping points’ for the Amazon forest. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, v. 1, p. 28–36, 2009. 31, 32, 53

NOBRE, C.; OYAMA, M.; SAMPAIO, G.; MARENGO, J.; SALATI, E. Impacts of climate change scenarios for 2100 on the biomes of South America. In: CLIVAR INTERNATIONAL CONFERENCE, 1., 2004, Baltimore, Estados Unidos. **Proceedings...** Baltimore, Estados Unidos: [s.n.], 2004. 29

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, p. 957–988, 1991. 32

NOBRE, P.; MALAGUTTI, M.; URBANO, D.; ALMEIDA, R.; GIAROLLA, E. Amazon deforestation and climate change in a couple model simulation. **Journal of Climate**, v. 22, p. 5686–5697, 2009. DOI: 10.1175/2009JCI2757.1. 32

NORDSTROM, K.; GUPTA, V.; T.N., C. Role of the hydrological cycle in regulating the planetary climate system of a simple nonlinear dynamical model. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 12, p. 741–753, 2005. 39

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Radiosounding-derived convective parameters for the Alcantara Launch Center. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 1, p. 211–216, 2009. 100

OLIVEIRA-FILHO, A. T.; RATTER, J. A. Vegetation physiognomies and woody flora of the cerrado biome. In: OLIVEIRA, P. S.; MARQUIS, P. S. (Ed.). **The cerrados of Brazil: ecology and natural history of a neotropical savanna**. New York: Columbia University Press, 2002. p. 91–121. 54

OYAMA, M.; NOBRE, C. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, p. 2199, 2003. DOI: 10.1029/2003GL018600. 29, 65, 83, 114

OYAMA, M. D. **Consequências climáticas da mudança de vegetação do Nordeste brasileiro: um estudo de modelagem**. Tese de doutorado, INPE, São José dos Campos, Brasil. 2002. 84, 88, 114

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. Climatic consequences of a large-scale desertification in Northeast Brazil: A GCM simulation study. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3203–3213, 2004. 28, 33, 70, 88, 93, 96

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, Brasil. **Anais...** Rio de Janeiro, Brasil: [s.n.], 2000. p. 1085–1094. 71

PESSENDA, L. C. R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; ROSOLEN, V.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. S.; LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **Holocene**, v. 11, p. 250–254, 2001. 54

PHILLIPS, O.; AO, L. A.; LEWIS, S.; FISHER, J.; LLOYD, J.; LÓPEZ-GONZÁLEZ, G.; MALHI, Y.; MONTEAGUDO, A.; PEACOCK, J.; QUESADA, C. A.; HEIJDEN, G. van der; ALMEIDA, S.; AMARAL, I.; ARROYO, L.; AYMARD, G.; BAKER, T.; BÁNKI, O.; BLANC, L.; BONAL, D.; BRANDO, P.; CHAVE, J.; OLIVEIRA, A.; ET.AL. Drought sensitivity of the

Amazon rainforest. **Science**, v. 323, p. 1344–1347, 2009. DOI: 10.1126/science.1164033. 27

PINTO, O.; NACARATTO, K. P.; SABA, M. M. F.; PINTO, I. R. C. A.; ABDO, R. F.; M., G. S. A.; FILHO, A. C. Recent upgrades to the Brazilian Integrated Lightning Detection Network. In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE (ILDC), 19., 2006, Vaisala, Estados Unidos. **Proceedings...** Vaisala, Estados Unidos: [s.n.], 2006. 46

PINTO, O.; PINTO, I. A. (Ed.). **Relâmpagos**. 2a ed.. ed. São Paulo: Editora Brasiliense, 2008. 46

PITMAN, A. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. **International Journal of Climatology**, v. 23, p. 479–510, 2003. 84

PONCE, V. M.; PANDEY, R. P.; ERCAN, S. Characterization of drought across the climate spectrum. **Journal of Hydrological Engineering**, ASCE5, p. 222–224, 2000. 40

PRICE, C.; RIND, D. What determines the cloud-to-ground lightning fraction in thunderstorms? **Geophysical Research Letters**, v. 20, p. 463–466, 1993. 46

_____. Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frequencies. **Journal of Geophysical Research**, v. 99(D5), p. 10823–10831, 1994. 53

RAMAKUTTY, N.; FOLEY, J. Estimating historical changes in global land cover: croplands from 1700 to 1992. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 13, p. 997–1027, 1999. 25

RAMASWAMY, V.; CHEN, C.-T. A linear additivity of climate response for combined albedo and greenhouse perturbations. **Geophysical Research Letters**, v. 24, 1997. DOI: 10.1029/97GL00248. 90

RAMOS-NETO, M.; PIVELLO, V. Lightning fires in a Brazilian savanna national park: rethinking management strategies. **Environmental Management**, v. 26, p. 675–684, 2000. 31

- RAY, D.; NEPSTAD, D.; MOUTINHO, P. Micrometeorological and canopy controls of fire susceptibility in a forested Amazon landscape. **Ecological Applications**, v. 15, p. 1664–1678, 2005. DOI: 10.1890/05-0404. 45
- REEVE, N.; TOUMI, R. Lightning activity as an indicator of climate change. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 125, p. 893–903, 1999. 53
- REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, p. 929–948, 1994. 72
- ROCHA, E. **Balço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. Tese de doutorado, INPE, São José dos Campos, Brasil. 2001. 83
- SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution on tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L09708, 2007. DOI: 10.1029/2007GL029395. 29, 113
- SALESKA, S.; DIDAN, K.; HUETE, A.; ROCHA, H. Amazon forests green-up during 2005 drought. **Science**, v. 318, p. 612, 2007. DOI: 10.1126/science.1146663. 27
- SAMPAIO, G. **Interações bioma-clima e mudança dos usos da terra na Amazônia: um estudo de modelagem acoplada vegetação-atmosfera**. Tese de doutorado, INPE, São José dos Campos, Brasil. 2008. 29, 70, 71, 72, 73, 76, 84, 89, 114
- SAMPAIO, G.; NOBRE, C. A.; 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, 2007. DOI: 10.1029/2007GL03012. 32, 33, 83, 84, 113
- SANKARAN, M.; RATNAM, J.; HANAN, N. P. Tree-grass coexistence in savannas revisited - insights from an examination of assumptions and mechanisms invoked in existing models. **Ecology Letters**, v. 7, p. 480–490, 2004. 31
- SCHEFFER, M.; CARPENTER, S. Catastrophic regime shifts in ecosystems: linking theory to observations. **TRENDS in Ecology and Evolution**, v. 18, p. 648–656, 2003. 17, 28

SCHEFFER, M.; CARPENTER, S.; FOLKE, C.; WALKER, B. Catastrophic shifts in ecosystems. **TRENDS in Ecology and Evolution**, v. 18, p. 648–656, 2001. 31

SCHEFFER, M.; HOLMGREEN, M.; BROVKIN, V.; CLAUSSEN, M. Synergy between small- and large-scale feedbacks of vegetation on the water cycle. **Global Change Biology**, v. 11, p. 1–10, 2005. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01838.x. 114

SCHEITER, S.; HIGGINS, S. Impacts of climate change on the vegetation in Africa: an adaptive dynamic vegetation modeling approach. **Global Change Biology**, v. 15, p. 2224–2246, 2009. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01838.x. 28, 31, 58, 111, 112

SELLERS, P.; MINTZ, Y.; SUD, Y.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 6, p. 505–531, 1986. 68

SITCH, S.; SMITH, S.; PRENTICE, I. C. e. a. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the lpj dynamic global vegetation model. **Global Change Biology**, v. 9, p. 161–185, 2003. 28

SOUZA, S. **Impactos climáticos regionais da mudança de vegetação no semi-árido do Nordeste brasileiro**. Tese de doutorado, INPE, São José dos Campos, SP, Brasil. 2006. 88

STERNBERG, L. S. L. Savanna-forest hysteresis in the tropics. **Global Ecology and Biogeography**, v. 10, p. 369–378, 2001. 32

SUD, Y.; CHAO, W.; WALKER, G. Dependence of rainfall on vegetation: theoretical considerations, simulation experiments, observations, and inferences from simulated atmospheric study. **Journal of Arid Environments**, v. 25, p. 5–18, 1993. 84

SUD, Y. C.; FENNESSY, M. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM. **Journal of Climatology**, v. 2, p. 105–125, 1982. 88

_____. Influence of evaporation in semi-arid regions on the July circulation: a numerical study. **Journal of Climatology**, v. 4, p. 383–398, 1984. 88

SUD, Y. C.; SHUKLA, J.; MINTZ, Y. 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.

84

TARASOVA, T.; BARBOSA, H. M. J.; FIGUEROA, S. N. **Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2006. INPE-14052-NTE/371. 67

TARASOVA, T.; FOMIN, B. Solar radiation absorption due to water vapor: advanced broadband parametrizations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 1947–1951, 2000. 67

THONICKE, K.; VENEVSKY, S.; SITCH, S.; CRAMER, W. The role of fire disturbance for global vegetation dynamics: coupling fire into a Dynamic Global Vegetation Model. **Global Ecology and Biogeography**, v. 10, p. 661–677, 2001.

31

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, 1948. 40

TOST, H.; JOCKEL, P.; LELIEVELD, J. Influence of different convection parameterisations in a GCM. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, p. 5475–5493, 2006. 53

WALLACE, J.; HOBBS, P. (Ed.). **Atmospheric Sciences: an introduction survey**. 2nd. ed. London: Elsevier, 2006. 483 p. 92, 93

WERF, G. van der; RANDERSON, J.; GIGLIO, L.; GOBRON, N.; DOLMAN, A. Climate controls on the variability of fires in the tropics and subtropics. **Global Biogeochemical Cycles**, p. GB3028, 2008. DOI: 10.1029/2007GB003122. 30

WHELAN, R. **The ecology of fire**. 1st. ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1995. 346 p. 45

WOODWARD, I. J.; SMITH, T. M.; EMANUEL, W. R. A global land primary productivity and phytogeography model. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 9, p. 471–490, 1995. 28

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTERIII, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, p. 345–364, 1991. 28, 68

XUE, Y.; SHUKLA, J. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: desertification. **Journal of Climate**, v. 6, p. 2232–2245, 1993. 84

YANAGI, S. **Albedo de uma floresta tropical Amazônica: medições de campo, sensoriamento remoto, modelagem, e a sua influência no clima regional**. Tese de doutorado, Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa, MG, Brasil, 152 pp. 2006. 84

ZENG, N.; NEELIN, J.; LAU, K.-M.; TUCKER, C. Enhancement of interdecadal interactioncadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. **Science**, v. 286, p. 1537–1540, 1999. 32

ZENG, X.; ZENG, X.; SHEN, S. S. P.; DICKINSON, R. E.; ZENG, Q. C. Vegetation-soil water interaction within a dynamical ecosystem model of grassland in semi-arid areas. **Tellus**, v. 57B, p. 189–202, 2005. 32

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

Notas Técnico-Científicas (NTC)

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

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

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

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

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

Programas de Computador (PDC)

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

Pré-publicações (PRE)

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

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)