



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-14806-TDI/1249**

**CONSEQUÊNCIAS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS  
NOS BIOMAS DA AMÉRICA DO SUL: UM MODELO DE  
VEGETAÇÃO POTENCIAL INCLUINDO CICLO DE CARBONO**

David Montenegro Lapola

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos  
Drs. Marcos Daisuke Oyama e Carlos Afonso Nobre, aprovada em 26 de março de  
2007.

INPE  
São José dos Campos  
2007

Publicado por:

esta página é responsabilidade do SID

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Gabinete do Diretor – (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 – CEP 12.245-970

São José dos Campos – SP – Brasil

Tel.: (012) 3945-6911

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

**Solicita-se intercâmbio  
We ask for exchange**

**Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.**



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-14806-TDI/1249**

**CONSEQUÊNCIAS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS  
NOS BIOMAS DA AMÉRICA DO SUL: UM MODELO DE  
VEGETAÇÃO POTENCIAL INCLUINDO CICLO DE CARBONO**

David Montenegro Lapola

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos  
Drs. Marcos Daisuke Oyama e Carlos Afonso Nobre, aprovada em 26 de março de  
2007.

INPE  
São José dos Campos  
2007

551.583 (8)

Lapola, D. M.

Consequências das mudanças climáticas globais nos biomas da América do Sul: um modelo de vegetação potencial incluindo ciclo de carbono / David Montenegro Lapola. - São José dos Campos: INPE, 2007.

183 p. ; (INPE-14806-TDI/1249)

1. Mudanças climáticas. 2. Brasil.  
3. Bioma. 4. Ciclo de carbono. 5. Savanização. 6. Modelo de vegetação potencial. I. Título.

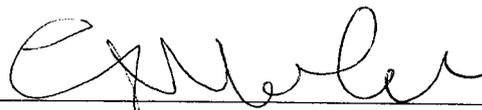
Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Meteorologia

Dr. José Antonio Marengo Orsini



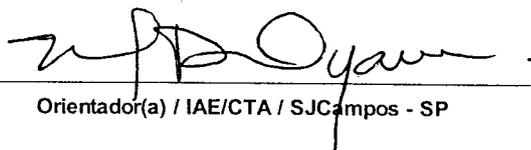
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Carlos Afonso Nobre



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



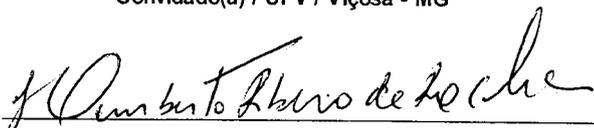
Orientador(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Marcos Heil Costa



Convidado(a) / UFV / Viçosa - MG

Dr. Humberto Ribeiro da Rocha



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

Aluno (a): David Montenegro Lapola

São José dos Campos, 26 de Março de 2007



*Os loucos abrem os caminhos que mais tarde os sábios percorrem.*

*James Joyce*



*A meus netos.*

*Que não presenciem o que estamos prevendo.*

*Ou que nossas previsões estejam erradas.*

*Mas se eles presenciarem,*

*e nossas previsões estiverem corretas,*

*que não nos culpem por nossos erros.*

*Aceitem nossa condição de humanos.*

*E possam encontrar o bom senso que não tivemos.*



## AGRADECIMENTOS

**Aos mestres.** Sou muito grato em especial a duas pessoas: Marcos D. Oyama, professor, orientador, e amigo de primeira classe, e Carlos A. Nobre, portador de uma visão sistêmica exemplar. Obrigado pela confiança, constantes incentivos e por vislumbrarem a interdisciplinaridade da ciência como um caminho para solucionar os problemas atuais que a humanidade está enfrentando. Neste âmbito, devo então agradecê-los (e à pós-graduação em meteorologia do INPE também) por me aceitarem abertamente, apesar da minha formação em ecologia, no mestrado em meteorologia e no Grupo de Interações Biosfera-Atmosfera.

**À minha família.** Em especial à Lucia Figueiredo, agora minha esposa, pelo amor dispensado. Minha mãe, irmãos e Rodrigo Neregato, pelo aconchego nas voltas a Rio Claro. A meu pai que, mesmo distante, sei que torce por mim. A meus sogros e cunhadas, pela receptividade nas idas a São Paulo.

**Aos amigos.** Em especial para Marcos P. Souza (O Tímido), pela memorável descontração e risadas nos momentos mais difíceis. Em especial também à Rosane dos Santos, pela força, e à Marina H. Magalhães pela atenção e amizade. Agradeço ainda àqueles amigos sem os quais esses dois anos teriam sido menos prazerosos: Rogério Carneiro, Roger Torres, Cristiano Prestrelo, Luiz Lima, Priscila Tavares, Valdeci França, Paulo Bastos, Taise Farias, Tiago Rebelo, Annette Pic, Rafael Oliveira, Natália Crusco, Leandro Machado, Denise dos Santos e Ronaldo (segurança alojamento).

**Ainda.** Ao Paulo Kubota, mestre em FORTRAN, pelos ensinamentos, e Luiz Salazar pela ajuda com os dados do IPCC-AR4. Gilvan Sampaio, Manuel F. Cardoso e Guillermo Obregón pelas discussões científicas. À FAPESP pela concessão da bolsa de mestrado (proc. nº 04/12235-3). Aos quatro Beatles e ao Frédéric Chopin, pela música eternamente inspiradora.

**Aos aqui não mencionados.** Estejam certos de que sempre me lembrarei de vocês, pelos bons ou maus momentos compartilhados. De qualquer modo, essa lembrança será sempre com gratidão, pois reconheço que esses momentos me fizeram crescer.

E com certeza, o que vier daqui para frente será ainda melhor.



## RESUMO

Desenvolve-se o CPTEC-PVM2, modelo de vegetação potencial (MVPot) que inclui um sub-modelo de ciclo de carbono ao CPTEC-PVM. A partir de climatologias mensais de temperatura, precipitação, e concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>, este sub-modelo de ciclo de carbono calcula a produtividade primária líquida (*NPP*) e respiração heterotrófica dos ecossistemas, assim como os estoques de carbono no solo, tendo bom desempenho em relação a dados observados e modelados. Sendo assim, através de três variáveis calculadas (média anual de *NPP*, um índice de sazonalidade da *NPP* e a temperatura do mês mais frio), o CPTEC-PVM2 fornece o bioma em equilíbrio com determinado clima. O CPTEC-PVM2 tem um desempenho classificado como “regular”, o que é comparável ao de outros MVPot que modelam o ciclo de carbono. Como aplicação imediata do modelo, analisa-se os efeitos de mudanças climáticas futuras na distribuição dos biomas forçando-se o CPTEC-PVM2 com climatologias oriundas de 14 MCGAO do IPCC-AR4, sob dois cenários de emissões antropogênicas, SRES-A2 e SRES-B1. Na América do Sul os maiores impactos seriam observados na Amazônia e no Nordeste Brasileiro. Ainda há incertezas quanto a uma savanização do sudeste da Amazônia e semi-desertificação ou savanização do Nordeste Brasileiro. A provável savanização do sudeste da Amazônia dependeria principalmente de um aumento da sazonalidade, enquanto no Nordeste Brasileiro as incertezas dependem do sinal das anomalias de precipitação na região. De qualquer modo, a inserção de mecanismos de interação CO<sub>2</sub> – vegetação (ciclo de carbono) resulta em prognósticos diferentes, menos catastróficos, e provavelmente mais realistas do que o apontado por estudos com a versão original do CPTEC-PVM.



# CONSEQUENCES OF GLOBAL CLIMATIC CHANGES ON SOUTH AMERICAN BIOMES: A POTENTIAL VEGETATION MODEL INCLUDING THE CARBON CYCLE

## ABSTRACT

The CPTEC-PVM2 has been developed, a potential vegetation model (PVM) which adds a carbon cycle sub-model to CPTEC-PVM. From monthly climatologies of temperature, precipitation and CO<sub>2</sub> atmospheric concentration this sub-model calculates net primary productivity (*NPP*) and heterotrophic respiration of ecosystems, as well as soil carbon storage, with a good agreement when compared to observational and modeled data. Therefore, from three calculated variables (mean annual *NPP*, a seasonality index of *NPP* and the coldest month temperature), CPTEC-PVM2 assigns a biome in equilibrium with a given climate. CPTEC-PVM2 shows a skill classified as “regular” which is comparable to other PVM that simulate the carbon cycle. As an immediate application of the model, the effects of future climatic changes on biomes distribution are analyzed by forcing CPTEC-PVM2 with climatologies originated from 14 IPCC-AR4’s AOGCM, under two anthropogenic emissions scenarios, SRES-A2 and SRES-B1. In South America larger impacts would concentrate in Amazonia and Northeast Brazil. Still there are uncertainties regarding a savannization of Southeast Amazonia and a semi-desertification or savannization of Northeast Brazil. The possible savannization of Southeast Amazonia, would rely mainly on an increase of seasonality, while in Northeast Brazil the uncertainties depend upon the signal of precipitation anomalies in the region. However, the insertion of CO<sub>2</sub> – vegetation interaction mechanisms (carbon cycle) results in prognostics different, less catastrophic, and probably more realistic than those pointed by studies with the original version of CPTEC-PVM.



## SUMÁRIO

Pág.

### LISTA DE FIGURAS

### LISTA DE TABELAS

### LISTA DE SÍMBOLOS, SIGLAS E ABREVIATURAS

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>27</b>
1.1	Objetivos	30
1.2	O Modelo de Vegetação Potencial do CPTEC (CPTEC-PVM)	31
<b>2</b>	<b>MAPA DE VEGETAÇÃO NATURAL</b>	<b>33</b>
2.1	Melhoria da classificação de Dorman e Sellers (1989)	33
2.2	Novo mapa de vegetação natural	35
<b>3</b>	<b>CICLO DE CARBONO</b>	<b>37</b>
3.1	Mecanismos de interação CO <sub>2</sub> – vegetação: ciclo de carbono	37
3.1.1	O processo de fotossíntese	39
3.1.2	O processo de respiração	40
3.2	O sub-modelo de ciclo de carbono proposto	42
3.2.1	Fotossíntese	43
3.2.2	Respiração vegetal e produtividade	50
3.2.3	Respiração heterotrófica	51
3.2.4	Acoplamento ao CPTEC-PVM	53
3.3	Validação	57
3.3.1	Fotossíntese, respiração vegetal e produtividade primária	57
3.3.2	Respiração heterotrófica, carbono no solo e na serapilheira	62
3.4	Nova forma de determinação da distribuição de biomas (algoritmo)	68
3.5	Vegetação Potencial utilizando o CPTEC-PVM2 (sem fogo natural)	74
<b>4</b>	<b>FOGO NATURAL</b>	<b>81</b>
4.1	Fogo natural, fator determinante em biomas tropicais	81
4.2	Estabilidade savana - floresta	82
4.3	Aspectos físicos básicos de raios	83
4.4	Relação entre raios e ventos nos trópicos: parametrização de fogo natural	84
4.5	Vegetação Potencial utilizando o CPTEC-PVM2 (versão final)	90
<b>5</b>	<b>APLICAÇÕES DO CPTEC-PVM2</b>	<b>97</b>
5.1	Análise de sensibilidade	97
5.2	Efeitos de mudanças climáticas futuras	103

5.2.1	Cenários SRES-A2 e SRES-B1 do IPCC-AR4 .....	103
5.2.1.1	Influências na América do Sul .....	106
5.2.2	Aplicação do CPTEC-PVM2 a cenários de mudanças climáticas.....	109
5.2.2.1	O ciclo de carbono frente às mudanças climáticas.....	116
5.2.2.2	Efeitos nos biomas da América do Sul em 2070-2099 .....	123
5.2.2.3	Redução da sensibilidade de <i>NPP</i> .....	133
5.2.2.4	Limitações e avanços feitos.....	137
5.3	Último Máximo Glacial (21 ka).....	139
5.4	Efeitos pós Revolução Industrial .....	142
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>145</b>
6.1	Trabalhos futuros .....	147
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>149</b>
	<b>APÊNDICE A - NOVO MAPA DE VEGETAÇÃO NATURAL (INTEGRAL).....</b>	<b>163</b>
	<b>APÊNDICE B - RESULTADOS COM VERSÃO SEM FOGO NATURAL .....</b>	<b>177</b>
	<b>ANEXO A - A LEI DE BEER APLICADA À TRANSFERÊNCIA RADIATIVA DENTRO DE DOSSÊIS.....</b>	<b>181</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - (a) Consenso entre os mapas globais de vegetação natural de Ramankutty e Foley (1999) e Matthews (1983), sob a classificação de LONS06 (áreas continentais em branco representam áreas onde não há consenso); (b) novo mapa global de vegetação natural em resolução horizontal de 1 grau. ....	36
3.1 - Parametrização da radiação fotossinteticamente ativa incidente ( $I_{PAR}$ ) a partir da temperatura (curva vermelha), baseada em dados observados de $I_{PAR}$ média anual (pontos pretos) (dados: ISLSCP2). ....	46
3.2 - Parametrização do índice de área foliar ( $LAI$ ) a partir da fotossíntese foliar bruta ( $f_l$ ) comparada à relação entre essas duas variáveis em um modelo “big-leaf” (Cox et al., 1998) e em um modelo “multi-layer” (apresentado em de Pury e Farquhar 1997). ....	48
3.3 - Taxa de fotossíntese bruta ao nível foliar (Foliar), e ao nível do dossel quando escalonando a fotossíntese foliar pela formulação convencional dos modelos “big-leaf” (Dossel <i>big-leaf</i> ) e quando utilizando a abordagem de divisão do dossel em uma parte iluminada e outra sombreada (Dossel <i>sun/shade</i> ). ....	52
3.4 - A resistência do dossel ( $r_c$ ) determinada pela produtividade primária líquida ( $NPP$ ) no CPTEC-PVM2 com a concentração atmosférica de $CO_2$ atual e em uma atmosfera $2x CO_2$ . ....	54
3.5 - Diagrama esquemático simplificado do sub-modelo de ciclo de carbono proposto, apresentando os processos que influenciam em cada compartimento. $T$ : temperatura; $P$ : precipitação; $w$ : água no solo; $V_m$ : taxa de carboxilação da Rubisco; $LAI$ : índice de área foliar; $NPP$ : produtividade primária líquida; $r_c$ : resistência do dossel; $E$ : evapotranspiração. ....	55
3.6 - Sequência detalhada de cálculo do sub-modelo de ciclo de carbono proposto. Os números indicam as equações apresentadas no texto. ....	56
3.7 - Correlação entre a $NPP$ média por bioma modelada pelo CPTEC-PVM2 e a média (com desvio padrão) observada na natureza (Olson et al., 1983; MODIS; Turner et al., 2006) ou simulada por outros modelos (Cramer et al., 1999). Os números acima de cada ponto representam o bioma LONS06 em questão. ....	58

3.8 - (a) Produtividade primária líquida [ $NPP$ , $\text{kgC m}^{-2}(\text{vegetação}) \text{ano}^{-1}$ ] calculada pelo CPTEC-PVM2 e (b) pelos 17 modelos analisados em Cramer et al. (1999), e (c) a diferença entre (a) e (b). .....	59
3.9 - Correlação entre o $LAI$ médio por bioma modelado pelo CPTEC-PVM2 e a média (com desvio padrão) observada na natureza (MODIS; Turner et al., 2006) e simulada pelo SSiB (DS89). Os números acima de cada ponto representam o bioma LONS06 em questão. ....	60
3.10 - Variação sazonal da produtividade primária líquida ( $NPP$ ) global do CPTEC-PVM2 (vermelho) frente ao intervalo de variação de $NPP$ global de 15 modelos analisados em Cramer et al. (1999) (área em cinza). [1 Pg = $10^{15}$ g]. ....	61
3.11 - Resposta da produtividade primária líquida ( $NPP$ ) à (a) temperatura, (b) concentração atmosférica de $\text{CO}_2$ , (c) disponibilidade de água no solo, e (d) radiação fotossinteticamente ativa incidente, quando as outras variáveis são mantidas constantes. $T = 15^\circ\text{C}$ ; $\text{CO}_2 = 350 \text{ ppmv}$ ; $w = 1,0$ ; $I_{PAR} = 120 \text{ W m}^{-2}$ e $LAI = 5.0$ . As curvas azul, preta e vermelha correspondem respectivamente a os modelos Simple TRIFFID, TRIFFID e CPTEC-PVM2. As áreas em cinza representam o intervalo de variação dos outros modelos de $NPP$ analisados em Adams et al. (2004). Fonte: adaptado de Adams et al. (2004). .....	63
3.12 - Armazenamento de carbono na (a) serapilheira e (b) no solo, e (c) respiração heterotrófica modelados pelo CPTEC-PVM2 ( $\text{kgC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ ). ....	65
3.13 - Correlação das médias (para cada um dos biomas) de (a) respiração heterotrófica, (b) carbono na serapilheira, e (c) carbono no solo (todos em $\text{kgC m}^{-2}\text{ano}^{-1}$ ), obtidas com o CPTEC-PVM2 frente a dados observados (Schlesinger, 1977; Zinke et al., 1984; Raich et al., 2002) e/ou simulados por outros modelos (Foley, 1995; Sitch et al., 2003). ....	66
3.14 - Resposta da respiração heterotrófica ( $R_H$ ) à (a) temperatura do solo, (b) disponibilidade de água no solo, (c) evapotranspiração e, (d) índice de área foliar ( $LAI$ ), enquanto as outras variáveis são mantidas constantes. $T_{soil} = 15^\circ\text{C}$ ; $w = 1.0$ ; $E = 2,7 \text{ mm d}^{-1}$ ; $LAI = 5$ . ....	67
3.15 - Algoritmo usado para determinação da distribuição de biomas a partir das variáveis ambientais, $T_C$ ( $^\circ\text{C}$ ), $M_{NPP}$ [ $\text{kgC m}^{-2} (\text{vegetação}) \text{ano}^{-1}$ ] e $S_{NPP}$ (adimensional). S: sim; N: não. ....	71
3.16 - (a) vegetação natural de referência (Apêndice A) e (b) vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2, sem parametrização de fogo natural. ....	75
3.17 - (a) vegetação natural de referência (Apêndice A) e (b) vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2 na América do Sul, sem parametrização de fogo natural. ....	76

4.1	- (a) Descargas elétricas nuvem-solo no mês seguinte ao da transição da estação seca para a chuvosa (dados do GHRC/NASA, média 1995-2003); (b) vento zonal em 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) no mês seguinte ao da transição da estação seca para a chuvosa (dados da Reanálise do NCEP/NCAR). .....	86
4.2	- (a) Vegetação natural de referência (Apêndice A) e (b) vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2 considerando dados de raios nuvem-solo como parametrização de fogo natural. ....	88
4.3	- Algoritmo usado na parametrização de fogo natural para determinação da distribuição de biomas tropicais a partir do vento zonal em 850 hPa ( $U$ ) e variável ambiental $S_{NPP}$ (adimensional). ....	89
4.4	- Relação entre $F$ e $U_{\text{lim}}$ , limiar de $U$ ( $\text{m s}^{-1}$ ) a partir do qual a parametrização age quando utilizando dados de vento zonal em 850 hPa. As linhas pretas delimitam o intervalo de $U_{\text{lim}}$ que maximiza $F$ ( $F > 0,25$ ). Vide texto para detalhes. ....	91
4.5	- (a) Vegetação natural de referência (Apêndice A) e vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2, (b) sem parametrização de fogo natural; e (c) com parametrização de fogo natural (versão final). ....	92
4.6	- (a) Vegetação natural de referência (Apêndice A) e vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2 para a América do Sul, (b) sem parametrização de fogo natural; e (c) com parametrização de fogo natural (versão final). ....	93
5.1	- (a) Vegetação potencial atual gerada pelo CPTEC-PVM2, e sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de temperatura média anual ( $^{\circ}\text{C}$ ): (b) -2; (c) -4; (d) -6; (e) +2; (f) +4; (g) +6. Precipitação, concentração atmosférica de $\text{CO}_2$ e vento zonal em 850 hPa são mantidos inalterados. ....	98
5.2	- (a) Vegetação potencial atual gerada pelo CPTEC-PVM2, e sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de precipitação média anual ( $\text{mm dia}^{-1}$ ): (b) -0,2; (c) -1; (d) -3; (e) +0,2; (f) +1; (g) +3. Temperatura, concentração atmosférica de $\text{CO}_2$ e vento zonal em 850 hPa são mantidos inalterados. ....	99
5.3	- (a) Vegetação potencial atual gerada pelo CPTEC-PVM2 (350 ppmv), e sensibilidade da distribuição de biomas a diferentes concentrações atmosféricas de $\text{CO}_2$ (ppmv): (b) 250; (c) 180; (d) 140; (e) 450; (f) 600; (g) 850. Temperatura, precipitação e vento zonal em 850 hPa são mantidos inalterados. ....	100
5.4	- (a) Vegetação potencial atual gerada pelo CPTEC-PVM2, e sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de velocidade do vento zonal em 850 hPa média anual ( $\text{m s}^{-1}$ ): (b) -2; (c) -4; (d) -8; (e) +2; (f) +4; (g) +8. Temperatura, precipitação e concentração atmosférica de $\text{CO}_2$ são mantidos inalterados. ....	101

5.5 - Anomalias de (a) temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) precipitação ( $\text{mm m\text{e}s}^{-1}$ ), e (c) vento zonal em 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) média entre os 14 MCGAO utilizados, previstas para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2. São mostrados apenas os pontos de grade onde mais de 75% dos modelos concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco representam não-consenso). .....	107
5.6 - O mesmo que na Figura 5.5, para o cenário SRES-B1. ....	108
5.7 - Anomalias de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2. Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia. ....	110
5.8 - Anomalias de precipitação ( $\text{mm m\text{e}s}^{-1}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2. Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco representam não-consenso). ....	111
5.9 - Anomalias de vento zonal em 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2 (áreas em branco representam falta de dados). Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco no campo de consenso representam não-consenso). ....	112
5.10 - Anomalias de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-B1. Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia. ....	113
5.11 - Anomalias de precipitação ( $\text{mm m\text{e}s}^{-1}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-B1. Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco representam não-consenso). ....	114
5.12 - Anomalias de vento zonal em 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-B1 (áreas em branco representam falta de dados). Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco no campo de consenso representam não-consenso). ....	115
5.13 - (a) Produtividade primária líquida, <i>NPP</i> [ $\text{kgC m}^{-2}(\text{vegetação}) \text{ano}^{-1}$ ] simulada pelo CPTEC-PVM2, e anomalias de <i>NPP</i> média entre os 14	

MCGAO utilizados, previstas para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2 (b) e SRES-B1 (c). São mostrados apenas os pontos de grade onde mais de 75% dos modelos concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas continentais em branco representam não-consenso). .....	120
5.14 - Anomalias de (a) sazonalidade de $NPP$ ( $S_{NPP}$ , adimensional), e (b) carbono no solo ( $\text{kgC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ ) para 2070-2099 sob SRES-A2. São mostrados apenas os pontos de grade onde mais de 75% dos modelos concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas continentais em branco representam não-consenso). .....	121
5.15 - (a) Respiração heterotrófica, $R_H$ ( $\text{kgC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ ) simulada pelo CPTEC-PVM2, e anomalias de $R_H$ média entre os 14 MCGAO utilizados, previstas para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2 (b) e SRES-B1 (c). São mostrados apenas os pontos de grade onde mais de 75% dos modelos concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas continentais em branco representam não-consenso). .....	122
5.16 - (a) Vegetação potencial atual e para 2070-2099 sob o cenário (b) SRES-A2 e (c) SRES-B1 geradas pelo CPTEC-PVM2. Em (b) e (c) são mostrados apenas os pontos onde mais de 75% (mais de 10) dos MCGAO utilizados concordam quanto ao bioma diagnosticado (áreas continentais em branco representam não-consenso). .....	126
5.17 - Distribuição de biomas na América do Sul em 2070-2099 segundo CPTEC-PVM2 no cenário SRES-A2 para cada um dos 14 MCGAO utilizados. Acima à esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial atual e o consenso entre 75% dos MCGAO utilizados (áreas continentais em branco representam não-consenso). .....	128
5.18 - Mesmo que Figura 5.17 para o cenário SRES-B1. ....	129
5.19 - (a) Vegetação potencial, (b) evapotranspiração ( $\text{mm d}^{-1}$ ), e (c) estresse hídrico ( $f_5$ , adimensional) atuais. O mesmo é mostrado respectivamente para os MCGAO UKMO-HadCM3 [(d), (e), (f)] e GISS-ER [(g), (h), (i)] em 2070-2099 segundo CPTEC-PVM2 no cenário SRES-A2 [(e), (f), (h) e (i) são anomalias]. .....	130
5.20 - Mesmo que Figura 5.17, com redução forçada de $NPP$ (e $S_{NPP}$ é determinado por essa $NPP$ reduzida). .....	135
5.21 - Mesmo que Figura 5.17, com redução forçada de $NPP$ (e $S_{NPP}$ é determinado pela $NPP$ sem redução). .....	136
5.22 - Impactos consensuais nos biomas da América do Sul em 2070-2099 para o cenário SRES-A2, utilizando o CPTEC-PVM2 (b) original; (c) forçando	

redução de <i>NPP</i> (e conseqüentemente de $S_{NPP}$ ); (d) forçando redução de <i>NPP</i> mas considerando $S_{NPP}$ igual a (b). Áreas continentais em branco representam não-consenso. (a) Vegetação potencial atual. ....	137
5.23 - Vegetação potencial durante o Último Máximo Glacial (21 ka), considerando, respectivamente, uma redução de temperatura (°C) e precipitação de: (b) -3; 0%; (c) -3; -25%; (d) -3; -50%; (e) -4; 0%; (f) -4; -25%; (g) -4; -50%; (h) -5; 0%; (i) -5; -25%; (j) -5; -50%. (a) Vegetação potencial atual. ....	141
5.24 - (a) Vegetação potencial atual e, (b) vegetação potencial para o período pré Revolução Industrial, com redução de temperatura de 0,7°C e concentração atmosférica de CO <sub>2</sub> de 280 ppmv (precipitação é mantida inalterada). ....	143
A.1 - Mapas de vegetação natural de (a) Ramankutty e Foley (1999), (b) Matthews (1983) e (c) consenso entre eles (áreas continentais em branco representam não-consenso) todos sob a classificação LONS06. ....	172
A.2 - Novo mapa global de vegetação natural, na classificação LONS06. ....	176
B.1 - (a) Vegetação potencial atual e para 2070-2099 sob o cenário (b) SRES-A2 e (c) SRES-B1 geradas pelo CPTEC-PVM2 (versão sem parametrização de fogo natural). Em (b) e (c) são mostrados apenas os pontos onde mais de 75% (mais de 10) dos MCG utilizados concordam quanto ao bioma diagnosticado (áreas continentais em branco representam não-consenso). ....	178
B.2 - Distribuição de biomas na América do Sul em 2070-2099 segundo CPTEC-PVM2 (versão sem parametrização de fogo natural) no cenário SRES-A2 para cada um dos 14 MCG utilizados. Acima à esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial atual e o consenso entre 75% dos MCG utilizados (áreas continentais em branco representam não-consenso). ....	179
B.3 - Mesmo que Figura B.2, para o cenário SRES-B1. ....	180
C.1 - Configuração geométrica da atenuação da radiação solar pela atmosfera terrestre em relação ao zênite, que é perpendicular à superfície. ....	182

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Classificação de vegetação de Dorman e Sellers (1989) utilizada pelo CPTEC-PVM original. ....	34
3.1 - Valores do parâmetros ( $k_n$ ) utilizados no CPTEC-PVM2.....	45
3.2 - Produtividade primária líquida ( $NPP$ ) modelada pelo CPTEC-PVM2 comparada com dados observados (Olson et al., 1983; MODIS; Turner et al., 2006) e com a média estimada a partir de 17 modelos de $NPP$ (Cramer et al., 1999) em cada um dos biomas de LONS06. ....	58
3.3 - Índice de área foliar ( $LAI$ ) modelado pelo CPTEC-PVM2 comparado com dados observados (MODIS; Turner et al., 2006) e com dados do SSiB (Dorman e Sellers, 1989).....	60
3.4 - Respiração heterotrófica ( $R_H$ ) modelada pelo CPTEC-PVM2 comparada com dados observados (Schlesinger, 1977; Raich et al., 2002) e com dados oriundos de modelagem (LPJ Model) (Sitch et al., 1999) em cada um dos biomas de LONS06. ....	64
3.5 - Grau de concordância entre mapas de acordo com a estatística $\kappa$ . ....	78
3.6 - Desempenho do CPTEC-PVM2 (sem parametrização de fogo) e do CPTEC-PVM original. ....	78
4.1 - Desempenho do CPTEC-PVM2 quando utilizando dados de raios nuvem-solo na parametrização de fogo natural (vide Figura 3.2), em comparação com a versão sem fogo do CPTEC-PVM2, apenas para os biomas envolvidos na parametrização. ....	87
4.2 - Método usado para verificar a correspondência entre os resultados do CPTEC-PVM quando parametrizando fogo natural com dados de raios (raios-ns) ou dados de ventos (U-850). $r\_lim$ representa o limiar de raios-ns (no caso 28 mill descargas) a partir do qual a parametrização age quando utilizando dados de raios nuvem-solo; e $U\_lim$ representa o limiar de U-850 a partir do qual a parametrização age quando utilizando dados de vento zonal em 850 hPa. ....	87
4.3 - Desempenho da versão final do CPTEC-PVM2 (com parametrização de fogo natural), frente a versão sem fogo natural e ao CPTEC-PVM original. ....	94

5.1 - Modelos de Circulação Geral Oceano-Atmosfera cujas simulações climáticas futuras são utilizadas neste estudo e respectivos centros desenvolvedores. ....	104
5.2 - Comparação entre os resultados consensuais de Salazar et al. (2006) e o presente estudo em relação aos impactos das mudanças climáticas para a distribuição de biomas na Amazônia em 2070-2099. ....	131
A.1 - Parâmetros do SSiB não-variantes no tempo para o novo tipo de bioma floresta tropical estacional. ....	168
A.2 - Parâmetros do SSiB variantes no tempo (LAI, fração verde, cobertura vegetal, comprimento de rugosidade e altura de deslocamento são derivados de dados de NDVI; os parâmetros $c_b$ e $c_d$ são estimados de $z_0$ ). ....	169
A.3 - Relação entre as classificações M83 e RF99. Um * denota conversão de um bioma M83 para um RF99 quando $F_{ij1} \geq 0,7$ ; ** quando $0,4 \leq F_{ij1} \leq 0,7$ e $F_{ij2} \leq 0,2$ e *** quando nenhum dos dois critérios acima foram satisfeitos, então o bioma $i$ de M83 foi subjetivamente associado a um de RF99 (vide texto). Os tipos vegetacionais de RF99 são encontrados na Tabela A.4. ....	170
A.4 - Relação entre as classificações de RF99 e LONS06. ....	171
A.5 - Principais regiões de não-consenso entre os mapas de M83 e RF99. Na primeira coluna L refere-se a regiões de pequenas altitudes (< 1000 m) e U a regiões de maior altitude (> 1000 m). ....	175

## LISTA DE SÍMBOLOS, SIGLAS E ABREVIATURAS

- $\Gamma$ : ponto de compensação do CO<sub>2</sub> para fotossíntese (Pa)  
 $C_a$ : CO<sub>2</sub> atmosférico (Pa)  
 $c_i$ : pressão parcial de CO<sub>2</sub> no interior da folha (Pa)  
 $C_L$ : carbono na serapilheira (kgC m<sup>-2</sup>)  
CPTEC-PVM: modelo de vegetação potencial do CPTEC  
 $C_S$ : carbono no solo (kgC m<sup>-2</sup>)  
 $D$ : índice de sazonalidade (adimensional)  
DS89: Dorman e Sellers (1989)  
 $E$ : evapotranspiração atual (mm d<sup>-1</sup>)  
 $f_n$ : função  
 $G_0$ : tempo térmico acumulado com temperatura basal de 0°C (°C dia mês<sup>-1</sup>)  
 $G_5$ : tempo térmico acumulado com temperatura basal de 5°C (°C dia mês<sup>-1</sup>)  
GHG: gases do efeito estufa  
 $h$ : umidade relativa  
 $H$ : índice hídrico (adimensional)  
 $I_{PAR}$ : radiação fotossinteticamente ativa que alcança o dossel (Ein/(m<sup>2</sup>s))  
IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change  
 $J_C$ : taxa de fotossíntese bruta limitada pela Rubisco [mol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> (vegetação) s<sup>-1</sup>]  
 $J_E$ : taxa de fotossíntese bruta limitada pelo transporte [mol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> (vegetação) s<sup>-1</sup>]  
 $J_L$ : taxa de fotossíntese bruta limitada pela luz [mol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> (vegetação) s<sup>-1</sup>]  
 $k_n$ : constante (Tabela 3.1)  
 $LAI$ : índice de área foliar (m<sup>2</sup> folha/m<sup>2</sup> área)  
 $L_f$ : taxa de formação de serapilheira (kgC m<sup>-2</sup>)  
LONS06: classificação de tipos vegetacionais proposta no Apêndice A  
MCGA: modelo de circulação geral da atmosfera  
MCGAO: modelo de circulação geral atmosfera-oceano  
 $M_{NPP}$ : produtividade primária líquida média anual [kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>]  
 $NEP$ : produção líquida do ecossistema ( $NPP - R_H$ )  
 $NPP$ : produção primária líquida [kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>]  
 $p$ : pressão atmosférica (Pa)  
 $P$ : taxa de fotossíntese bruta [kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>]  
 $r_c$ : resistência do dossel (s m<sup>-1</sup>)  
 $r$ : deficit de umidade na superfície da folha (kg/kg)  
 $r_{max}$ : umidade atmosférica saturada (kg/kg)  
 $R_A$ : taxa de respiração autotrófica [kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>]  
 $R_H$ : taxa de respiração heterotrófica (kgC m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup>)  
 $R_L$ : taxa de respiração das folhas [kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>]  
 $R_P$ : taxa de respiração de partes não-foliares [kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>]  
 $S_{NPP}$ : índice de sazonalidade (adimensional)  
SRES: Special Report on Emission Scenarios (IPCC, 2000)  
 $T$ : temperatura do ar à superfície (°C)  
 $T_c$ : temperatura do mês mais frio (°C)  
 $V_m$ : taxa máxima de carboxilação pela Rubisco [mol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> (vegetação) s<sup>-1</sup>]  
 $w$ : fração de água no solo (=S/S<sub>max</sub>, adimensional)



## 1 INTRODUÇÃO

Mudanças climáticas em escala planetária podem ocorrer quando há variações em forçantes do sistema terrestre. É consenso que atividades humanas têm inserido novas e diversas forçantes no sistema terrestre, sobretudo a partir da Revolução Industrial no fim do século XVIII. Entre estas forçantes destacam-se: aumento na queima de combustíveis fósseis; sensível perda de áreas de habitats naturais (especialmente florestas tropicais) e, conseqüentemente, de biodiversidade. São estas forçantes antrópicas que estão contribuindo, direta ou indiretamente, para as chamadas mudanças climáticas globais (IPCC, 2007).

Um dos aspectos das mudanças globais é o aquecimento devido ao aumento das emissões antropogênicas de gases de efeito estufa (GHG, “greenhouse gases”). Antes de 1750, a concentração de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) na atmosfera variou, por 740.000 anos, entre 180 a 280 ppmv (Augustin et al., 1999). Esse número tem aumentado desde então, atingindo 379 ppmv em 2005 (IPCC, 2007). Emissões antropogênicas têm grande responsabilidade por este quadro, sobretudo no século XX (IPCC, 2007). Discussões em conferências internacionais (como a Rio +10 em 2002) e mesmo a recente implementação do Protocolo de Kyoto não apontam para uma redução significativa das emissões até 2012. Sendo assim, o Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC; <http://www.ipcc.ch>) elabora, a cada cinco anos, avaliações climáticas para os próximos 100 anos considerando o aumento da concentração de GHG e de aerossóis (IPCC, 2001; IPCC, 2007). Com base nestes cenários, para a América do Sul, utilizando um conjunto de modelos de circulação geral atmosfera-oceano (MCGAO), estimou-se um aumento na temperatura de superfície de 2-4°C até 2100. Quanto à precipitação, no entanto, ainda não há consenso, embora haja uma tendência de redução de precipitação durante a estação seca (jun-jul-ago) em quase todo sub-continente (Giorgi e Francisco, 2000; IPCC, 2007).

Outro aspecto notável das mudanças globais é o seu provável impacto nos ecossistemas naturais. Isso porque assim como o clima reconhecidamente influencia o solo e a biota, ele também pode ser fortemente modulado por processos biológicos da vegetação, fitoplâncton, e outras características da biosfera (Claussen, 2004). Argumenta-se que o clima e a vegetação coexistem em um equilíbrio dinâmico, o qual pode ser alterado por perturbações em qualquer um dos dois componentes (Scheffer et al., 2001). Assim, uma questão atual e importante consiste em quais seriam as conseqüências das mudanças climáticas na distribuição dos biomas terrestres. Para a América do Sul, os resultados de MCGAO acoplados a modelos de vegetação dinâmica são controversos. Por exemplo, até 2100, enquanto alguns modelos indicam que a Amazônia sofreria uma savanização<sup>1</sup>, outros dão indícios de que a floresta se expandiria sobre áreas de savana (Cox et al., 2000; Levis et al., 2000; Cramer et al., 2001; Nobre et al., 2004).

Consideremos que em 2100, na América do Sul, haverá um aumento na concentração de CO<sub>2</sub> e de temperatura (e incerteza quanto à precipitação), considerando apenas a influência do clima como condicionante do tipo de vegetação. As incertezas quanto aos impactos na precipitação (levantadas pelo IPCC) levariam também a incertezas na distribuição de biomas no final do século? Ou os efeitos de CO<sub>2</sub> e temperatura sobrepujariam os de precipitação? Haveria alterações na interação biosfera-atmosfera associada às conseqüências climáticas na América do Sul? Essas questões permanecem em grande parte sem uma resposta definitiva.

As interações bioma-clima podem ser expressas quantitativamente, e de maneira mais simples, através de modelos de vegetação potencial (MVPot). Os MVPot diagnosticam o bioma em equilíbrio com um dado clima. Vários MVPot são encontrados na literatura [BIOME de Prentice et al. (1992), MAPSS de Neilson (1995), BIOME3 de Haxeltine e Prentice (1996), TRIFFID de Cox (2001), CPTEC-PVM de Oyama e Nobre (2004), etc.]. Uma vez que o clima não é o único fator que determina o tipo vegetacional (outros fatores, como o tipo de solo, também influenciam na distribuição da vegetação), há

---

<sup>1</sup> Neste estudo o termo 'savanização' refere-se a uma perda das condições climáticas mantenedoras de uma floresta. Isso pode levar, em longa escala de tempo (séculos a milênios) a uma fitofisionomia mais aberta, semelhante à encontrada em savanas.

diferenças na distribuição espacial da vegetação potencial (produto dos MVPot) e da natural (i.e., observada na natureza sem influência do homem). Entretanto, os atuais MVPot têm apresentado bom desempenho em escala global, ou seja, conseguem reproduzir bem o padrão real de distribuição global dos biomas. Por outro lado, em escala regional, para a América do Sul, esses MVPot apresentam algumas deficiências. Por exemplo, o BIOME, que tem sido amplamente utilizado em estudos climáticos (e.g. Claussen, 1997) na América do Sul não representa corretamente a vegetação de gramíneas dos Pampas sulinos, e também reduz drasticamente a área de caatinga no Nordeste brasileiro. Os mesmos problemas ocorrem no BIOME3, que é uma versão atualizada do BIOME. O BIOME3 inclui modelagem do ciclo de carbono, mas seu desempenho com vegetação de savana é pior que o de seu predecessor. Já o CPTEC Potential Vegetation Model (CPTEC-PVM; Oyama e Nobre, 2004) apresenta bom desempenho em escala global e consegue reproduzir satisfatoriamente os biomas da América do Sul, corrigindo os erros dos outros MVPot para os Pampas, a caatinga e savana. Porém, o CPTEC-PVM, assim como as duas versões do BIOME, cometem um erro na Índia e no Sudeste Asiático, diagnosticando savana onde deveria ocorrer floresta tropical. O CPTEC-PVM foi elaborado para ser acoplado ao MCGA do CPTEC/COLA, que utiliza como modelo de processos de superfície o SSiB (Simplified Simple Biosphere model; Xue et al., 1991). Como o SSiB segue a classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989, aqui referida como DS89), que classifica os biomas naturais em 12 categorias, o CPTEC-PVM também utiliza essa classificação.

O CPTEC-PVM não considera ciclo de carbono e mecanismos de *feedback* entre CO<sub>2</sub> atmosférico e a vegetação, o que limita o seu uso em estudos de mudanças globais. Nobre et al. (2004) e Salazar et al. (2006) avaliaram os impactos de mudanças climáticas futuras sobre os biomas da América do Sul utilizando a versão original do CPTEC-PVM, e demonstraram consensualmente uma tendência de savanização da Amazônia e semi-desertificação do Nordeste brasileiro. Entretanto, os impactos no clima e na vegetação podem ser diferentes com a inclusão de mecanismos de interação CO<sub>2</sub> – vegetação (ciclo de carbono) no CPTEC-PVM. Isso porque o aumento na concentração de CO<sub>2</sub> pode alterar a relação entre produtividade das plantas e resistência

estomática (Field et al., 1995) e conseqüentemente reduzir a evapotranspiração e alterar os balanços de água e energia à superfície (Sellers et al., 1996a). Como consequência, as regras de alocação de biomas do CPTEC-PVM, baseadas sobretudo na evapotranspiração (vide seção 1.2), tornam-se inválidas, o que denota a importância da inclusão do ciclo de carbono no modelo para se estudar os efeitos do clima na vegetação nos próximos 100 anos.

A inserção do ciclo de carbono no CPTEC-PVM trará um refinamento considerável e desejável a esse MVPot, além de, como mencionado, expandir sua aplicabilidade.

## **1.1 Objetivos**

Os objetivos deste estudo são:

- 1) Inserir um sub-modelo de ciclo do carbono na mais recente versão do CPTEC-PVM (que considera fogo natural), gerando o CPTEC-PVM2;
- 2) Utilizar o CPTEC-PVM2 para avaliar o impacto de mudanças climáticas globais na distribuição de biomas na América do Sul.

Quanto ao objetivo I, propomos elaborar o CPTEC-PVM2 procurando manter, para as condições atuais, o bom desempenho global e regional mostrado pelo CPTEC-PVM original. Embora a inclusão de ciclo de carbono seja algo já realizado por outros MVPot (e.g. BIOME3), faremos isso atentando especialmente aos biomas tropicais da América do Sul. Uma vez alcançado, o objetivo I permitirá uma melhoria conceitual considerável do CPTEC-PVM e possibilitará, no futuro, a investigação dos estados de equilíbrio bioma-clima para condições de CO<sub>2</sub> diferentes da atual através, por exemplo, do acoplamento assíncrono do CPTEC-PVM2 ao MCGA do CPTEC/COLA (de forma semelhante a Oyama e Nobre, 2003).

Em relação ao objetivo II, a avaliação verificará a validade das conclusões de Nobre et al. (2004) e Salazar et al. (2006) e não se limitará a uma comparação da distribuição de biomas naturais no presente e no futuro, mas enfocará também os mecanismos

biofísicos responsáveis pelos impactos nos ecossistemas. Tal esforço permitirá avançarmos na direção de um conhecimento mais completo sobre o efeito de mudanças climáticas globais nos biomas da América do Sul, ou mais especificamente, do Brasil.

## 1.2 O Modelo de Vegetação Potencial do CPTEC (CPTEC-PVM)

O CPTEC-PVM (Oyama e Nobre, 2004) utiliza como entrada climatologias mensais de precipitação e temperatura do ar à superfície. O sub-modelo de balanço hídrico (que se baseia em grande parte em Willmott et al., 1985) calcula o armazenamento de água do solo e os termos do balanço de água à superfície. Com isso, calculam-se cinco variáveis ambientais:  $G_0$ , tempo térmico acumulado com temperatura basal de 0°C;  $G_5$ , com temperatura basal de 5°C (ambos em °C dia mês<sup>-1</sup>);  $T_c$ , temperatura do mês mais frio (°C);  $H$ , um índice hídrico (adimensional); e  $D$ , um índice de sazonalidade (adimensional). As variáveis  $G_0$ ,  $G_5$ ,  $T_c$  e  $H$  baseiam-se em Prentice et al. (1992). A variável  $D$  representa explicitamente a variação sazonal de água no solo, enquanto  $H$  o faz implicitamente, sendo ambas variáveis importantes para biomas tropicais, porém bastante dependentes das taxas de evapotranspiração. A partir do conjunto de variáveis ambientais, o sub-modelo de vegetação diagnostica o bioma em equilíbrio com o dado clima. Em geral, sob condições ambientais severas, *i.e.* baixos valores de  $G$  ou  $H$ , há ausência de vegetação: gelo ou deserto. Se as condições se tornam menos severas, mesmo com  $G$  ou  $H$  baixos, ou com  $T_c$  muito baixa, biomas resistentes (ou extremos) ocorrem: tundra, semi-deserto ou floresta de lariços. Sob condições mais amenas, ocorrem biomas tropicais ( $T_c$  alta) ou extratropicais ( $T_c$  baixa). Nesse caso, florestas ocorrem onde  $H$  e/ou  $D$  são suficientemente altos; caso contrário, ocorrem campos (extratropicais) ou savana e caatinga (trópicos) (Oyama e Nobre, 2004). As saídas do modelo compõem um mapa de vegetação potencial, o qual deve ser comparado a um mapa de vegetação natural referencial (e.g. capítulo 2, Apêndice A). A estatística kappa ( $\kappa$ ) mede o grau de similaridade entre os dois mapas, sendo que  $\kappa$  varia de 0 (total discordância) a 1 (total concordância) (Monserud e Leemans, 1992). Em nível global,  $\kappa$  tem um valor de 0,58 no CPTEC-PVM original (Oyama e Nobre, 2004).

A versão mais recente do CPTEC-PVM conta com uma parametrização de fogo natural como determinante da ocorrência de savana nos trópicos. Nessa parametrização, a velocidade média anual do vento zonal em 850 hPa na transição da estação seca para a chuvosa atua na escolha de savanas e florestas. Cardoso et al. (2006), através de um índice combinado entre a velocidade média e variação intra-anual do vento zonal em 850 hPa, corrigem satisfatoriamente o erro que o CPTEC-PVM cometia na Índia e Sudeste Asiático, alocando agora floresta temperada onde o modelo antes alocava savana. Lapola et al. (2006) utilizando os mesmos dados de ventos fazem uma correlação entre a velocidade do vento zonal em 850 hPa durante a transição da estação seca para a chuvosa com dados observados de descargas elétricas. Através da velocidade do vento zonal em 850 hPa durante a transição da estação seca há também a correção do erro do CPTEC-PVM, porém alocando agora floresta tropical estacional onde antes o modelo alocava savana na Índia e Sudeste Asiático (capítulo 3).

## 2 MAPA DE VEGETAÇÃO NATURAL

Os resultados sumarizados neste capítulo estão extensamente relatados e discutidos no Apêndice A.

### 2.1 Melhoria da classificação de Dorman e Sellers (1989)

A classificação de Dorman e Sellers (1989, DS89), utilizada no CPTEC-PVM, baseia-se na de Küchler (e.g. Küchler, 1988) e contempla dois tipos florestais para os trópicos: (1) árvores perenes de folhas largas (broadleaf-evergreen trees, tipo 1 em DS89); e (2) árvores decíduas de folhas largas (broadleaf-deciduous trees, tipo 2), sendo que este último se aplica tanto às florestas decíduas e semidecíduas tropicais quanto às florestas decíduas temperadas (Tabela 2.1). Sabe-se que há muitas diferenças entre esses dois tipos florestais, que vão desde características do clima até a identidade da comunidade vegetal em si.

De acordo a duração da estação seca e da porcentagem de árvores que perdem suas folhas, as formações florestais tropicais podem ser classificadas em: (i) floresta tropical ombrófila, (ii) floresta tropical estacional semidecidual e (iii) floresta tropical estacional decidual. Nas florestas tropicais ombrófilas (ou floresta ombrófila densa) não há ocorrência de estação seca (3 meses com precipitação abaixo de 100 mm) e, por isso, a fenologia da comunidade vegetal como um todo não apresenta sazonalidade, estando sempre verde. Já as florestas tropicais estacionais, possuem um período seco que varia de 2 a 3 meses para a semidecídua e de 5 a 6 meses para a decídua. Nessa época, de 20 a 50% da árvores da floresta semidecídua e até 100% na floresta decídua perdem suas folhas. As florestas estacionais (semidecídua ou decídua) estão, portanto, intimamente relacionados com um intenso ciclo sazonal de precipitação (Eyre, 1968; Odum, 1983; Barnes et al., 1998; Schultz, 2005).

Tabela 2.1 - Classificação de vegetação de Dorman e Sellers (1989) utilizada pelo CPTEC-PVM original.

Número	Descrição	Nome
1	Árvores perenifólias, com folhas largas	Floresta tropical
2	Árvores caducifólias, com folhas largas	Floresta temperada*
3	Árvores com folhas largas e árvores com folhas aciculadas	Floresta mista
4	Árvores perenifólias, com folhas aciculadas	Floresta boreal
5	Árvores caducifólias, com folhas aciculadas	Floresta de lariços
6	Árvores de folhas largas e/ou gramíneas	Savana (cerrado)
7	Somente gramíneas perenes	Campos extra-tropicais (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**
20	Gelo	Gelo

\* inclui não apenas florestas extratropicais, mas também florestas tropicais decíduas e semidecíduas

\*\* este estudo abordará apenas vegetação natural, portanto este bioma será desconsiderado

Considerando que o tipo 2 de DS89 (árvores decíduas de folhas largas) se refere às florestas decíduas temperadas, seria recomendável a inclusão de novos tipos de vegetação que representassem, na região tropical, florestas diferentes da ombrófila (tipo 1). Assim, sugerimos que o seguinte bioma seja adicionado à classificação de DS89:

*Floresta tropical estacional (tropical seasonal forest)*: englobando florestas estacionais semidecíduas e decíduas. Possui grande semelhança com as florestas tropicais ombrófilas porém com um forte componente sazonal de precipitação influenciando na fenologia da comunidade vegetal.

Desse modo, os 11 tipos de biomas naturais de DS89 e o novo tipo (floresta tropical estacional, doravante considerado como o tipo 13) compõem a classificação LONS06.

## 2.2 Novo mapa de vegetação natural

O CPTEC-PVM funciona em uma base comparativa, ou seja, as saídas do modelo compõem um mapa de vegetação potencial que deve ser comparado com um mapa de referência, o qual deve mostrar a distribuição real dos biomas no planeta (obviamente na classificação DS89, doravante LONS06). Assim, para que se possa discutir com confiabilidade sobre os resultados do CPTEC-PVM2, um novo mapa de vegetação natural foi elaborado. Para a confecção desse novo mapa foram utilizados inicialmente os mapas globais de vegetação natural de Ramankutty e Foley (1999) e de Matthews (1983), ambos em resolução de 1 grau (mapas-base). Após serem colocados sob uma mesma classificação (LONS06), obtivemos um mapa de consenso entre eles (Figura 2.1a). Tal mapa de consenso demonstra que, apesar desses mapas servirem ao mesmo propósito e serem amplamente utilizados pela comunidade científica, mais de 30% das áreas continentais não apresentam consenso.

Em seguida, com o preenchimento dessas áreas de não-consenso do mapa de consenso, obtivemos o novo mapa global de vegetação natural em resolução horizontal de 1 grau (Figura 2.1b), posteriormente interpolado para uso na resolução do CPTEC-PVM (T62, que corresponde a aproximadamente 2°). Esse preenchimento se baseou, sobretudo, em mapas regionais de vegetação natural disponíveis na internet. Grande parte desses mapas são provenientes da “Perry Catañeda Library Map Collection” da University of Texas (<http://www.lib.utexas.edu/maps>). No total foram utilizados mais de 100 mapas regionais para esse preenchimento.

A vantagem deste novo mapa é que ele representa um avanço para a classificação DS89, uma vez inserido o tipo “floresta tropical estacional” em DS89. A exemplo dos mapas-base, o uso deste novo mapa não se restringe ao CPTEC-PVM ou estudos climáticos, podendo também ser uma ferramenta para estudos de mudança de uso da terra, modelagem de ecossistemas, etc.

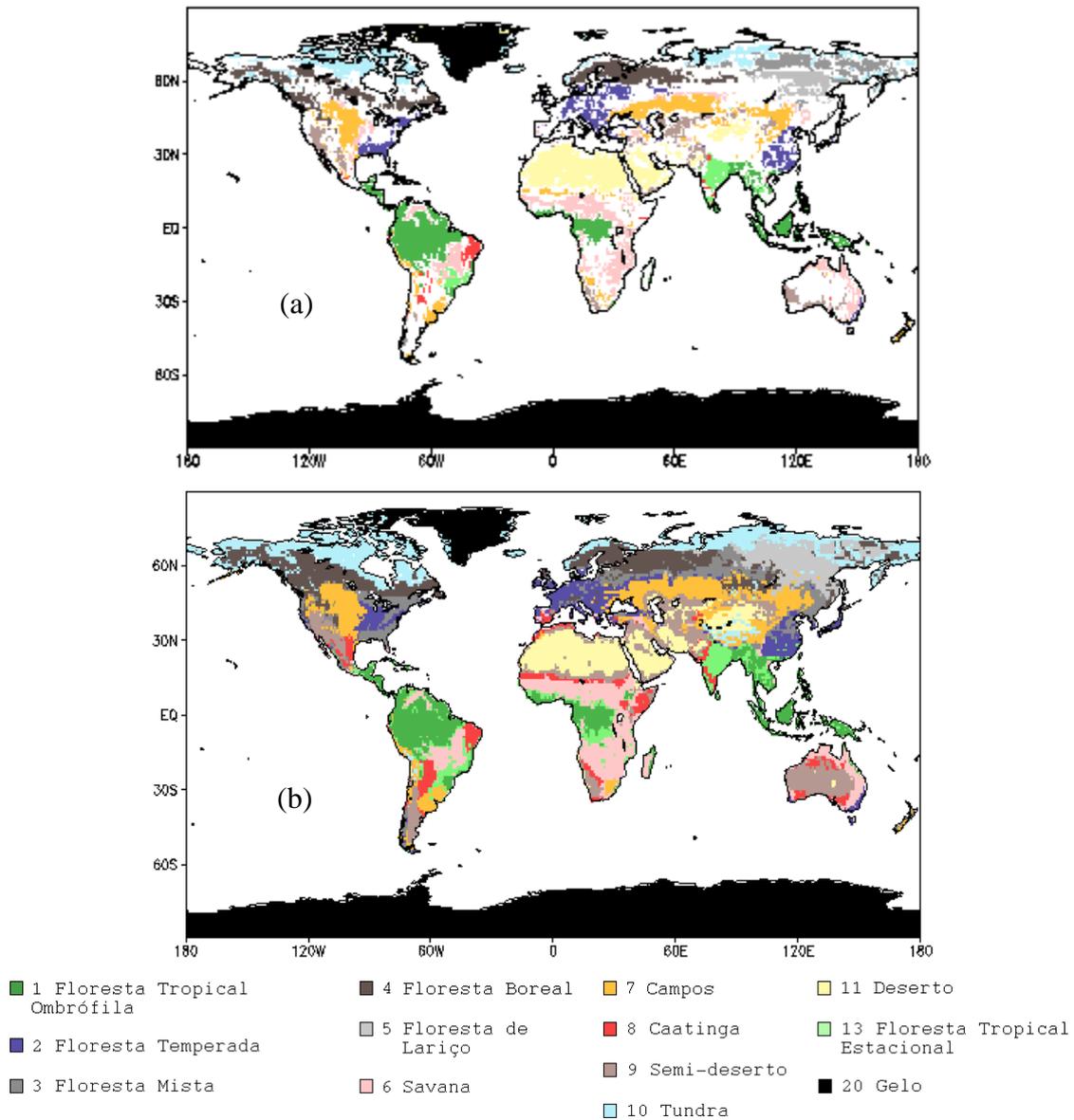


Figura 2.1 – (a) Consenso entre os mapas globais de vegetação natural de Ramankutty e Foley (1999) e Matthews (1983), sob a classificação de LONS06 (áreas continentais em branco representam áreas onde não há consenso); (b) novo mapa global de vegetação natural em resolução horizontal de 1 grau.

### 3 CICLO DE CARBONO

#### 3.1 Mecanismos de interação CO<sub>2</sub> – vegetação: ciclo de carbono

O ciclo terrestre do carbono além de prover energia e massa à maioria da vida na Terra, relaciona-se com regulação da atmosfera global e conseqüentemente com o clima. Pode ser sumarizado da seguinte maneira: as plantas removem CO<sub>2</sub> da atmosfera através do processo de fotossíntese. Uma quantidade desse carbono é usada na própria manutenção da planta, em um processo conhecido como respiração autotrófica (ou vegetal), que resulta em liberação de CO<sub>2</sub> para a atmosfera. O restante de carbono absorvido pelas plantas (aproximadamente 50%), é chamado de produtividade primária líquida, e é o que vai compor as folhas, galhos, troncos e raízes das plantas. A quantidade global de carbono armazenado nas plantas é relativamente pequena em comparação às grandes quantidades de carbono armazenadas no oceano e em reservatórios de combustíveis fósseis. Porém, esse estoque de carbono na vegetação assume importância fundamental uma vez que ele pode aumentar ou diminuir rapidamente, em resposta ao clima ou intervenções humanas (como incêndios florestais), tendo efeitos fortes e imediatos na concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera (Foley e Ramankutty, 2004; Steffen et al., 2004).

Doravante, as plantas ou suas folhas eventualmente morrem e apodrecem, ou são comidas por herbívoros ou ainda consumidas pelo fogo. Nos dois primeiros casos o carbono outrora na vegetação agora vai para a serapilheira (ou liteira), onde passa para microorganismos ou animais como fonte de energia para a construção e manutenção de seus corpos. Esses microorganismos e animais também liberam CO<sub>2</sub> para a atmosfera, em um processo conhecido como respiração heterotrófica (ou microbiana). Perturbações como tempestades e o aquecimento global aceleram o processo de respiração e, portanto, a liberação de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (Foley e Ramankutty, 2004; Steffen et al., 2004).

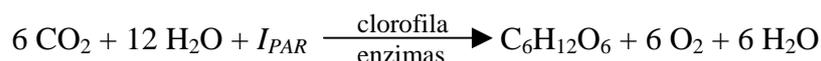
Grande parte do carbono que flui através da serapilheira vai parar no solo, na forma de restos de plantas, animais e cinzas de incêndios, todos resistentes à decomposição. Embora a entrada de carbono no solo seja relativamente pequena, a saída de carbono é menor ainda, o que faz com que o solo seja o maior reservatório de carbono nos continentes (Foley e Ramankutty, 2004; Steffen et al., 2004).

A concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera tem forte influência na abertura dos estômatos (microporos nas superfícies foliares das plantas que permitem a difusão de gases entre o interior da planta e a atmosfera circundante) e na transpiração. Os estômatos abrem menos em altas concentrações de CO<sub>2</sub> (Field et al., 1995) significando que menos água é perdida por transpiração, o que pode levar a um aquecimento da superfície e reduzir a ciclagem de umidade, afetando o clima (Sellers et al., 1996a).

Em modelagem, uma das melhores e mais acuradas formas de se prescrever um bioma potencial é provavelmente através da estimativa de produtividade primária líquida (net primary productivity, *NPP* em inglês) máxima possível segundo as condições climáticas locais (revisado em Adams et al., 2004). Isso porque cada fitofisionomia, ou cada tipo de bioma possui valores característicos de *NPP*: enquanto em uma floresta tropical a *NPP* gira em torno de 1,2 kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>, em regiões de tundra esse valor cai para aproximadamente 0,15 kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup> (Turner et al., 2006). Entretanto, alguns biomas distintos têm valores bastante próximos de *NPP*, o que implica a necessidade de levar em conta outras variáveis ambientais para diferenciar esses biomas. A *NPP* se define como a acumulação líquida de carbono através da fotossíntese menos a respiração vegetal em um determinado intervalo de tempo (Foley e Ramankutty, 2004). Desse modo, para se obter uma estimativa de *NPP* há que se modelar os processos que caracterizam e influenciam a fotossíntese e a respiração vegetal. Ambos processos podem ser satisfatoriamente representados através de um modelo de ciclo de carbono, o qual também pode diagnosticar os fluxos de carbono na serapilheira e no solo.

### 3.1.1 O processo de fotossíntese

A fotossíntese é um processo fotoelétrico que transforma a radiação fotossinteticamente ativa incidente ( $I_{PAR}$ , 0,4  $\mu\text{m}$  a 0,7  $\mu\text{m}$ , com uma janela de reflexão entre 0,50 e 0,55  $\mu\text{m}$ ) em energia armazenada na forma de carboidratos. O processo pode ser representado da seguinte maneira:



Nos vegetais superiores, isso acontece em organelas celulares chamadas cloroplastos, que contêm o pigmento clorofila e a enzima responsável pela fixação de  $\text{CO}_2$ . Além da clorofila, os principais componentes da fotossíntese são o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), luz e água (as informações desta seção e da seguinte baseiam-se em Begon et al., 1996; Stern, 1997; Raven et al., 1998).

O processo de fotossíntese se dá em duas etapas sucessivas: (i) as reações à luz, e (ii) as reações de fixação de carbono. Em (i) a luz inicia reações nas moléculas de clorofila que resultam na conversão de energia luminosa em energia química. Nessa etapa moléculas de água são divididas, produzindo íons de hidrogênio e elétrons, e há liberação de oxigênio; moléculas de armazenamento de energia ATP (adenosina trifosfato) são criadas; e o hidrogênio das moléculas quebradas de água se aderem a moléculas de  $\text{NADP}^+$  (nicotinamida adenina dinucleotídeo fosfato) que carregam o hidrogênio e são usadas na segunda fase da fotossíntese, nas reações de fixação de carbono.

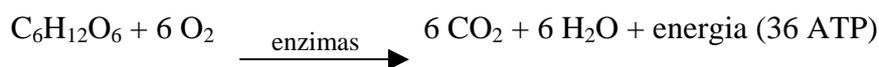
As reações de fixação de carbono são por vezes chamadas de reações escuras, uma vez que não há luz envolvida diretamente no seu funcionamento. As reações de fixação de carbono podem ocorrer de três maneiras diferentes: o modo  $\text{C}_3$  (ciclo de Calvin), o modo  $\text{C}_4$  e ainda o modo CAM. A forma mais comum, que ocorre na maioria das espécies de plantas, é o ciclo de Calvin. Nesse ciclo, o  $\text{CO}_2$  é fixado a um ácido com três carbonos através da enzima Rubisco, que é presente em quantidades massivas nas folhas de plantas  $\text{C}_3$ . Essa etapa é chamada de carboxilação da Rubisco. Após vários processos, as moléculas combinadas são convertidas em açúcares com 6 carbonos, como a glicose ( $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$ ). Quando a concentração de  $\text{O}_2$  no interior do estômatos está

alta (por exemplo, quando os estômatos estão fechados para prevenir a perda de água em dias secos) a Rubisco pode fixar  $O_2$  ao invés de  $CO_2$ , em um processo chamado foto-respiração. Argumenta-se que a foto-respiração seja um mero rélicto evolutivo, atualmente sem funcionalidade para a planta, uma vez que os produtos desse processo entram no ciclo de Calvin a um alto custo energético.

A taxa de fotossíntese de plantas  $C_3$  aumenta com a taxa de radiação incidente, mas alcança um platô, geralmente antes de plantas  $C_4$ , que são mais adaptadas a condições de altas taxas de radiação e altas temperaturas. Além disso, as plantas com metabolismo  $C_3$  têm uma menor eficiência no uso da água em comparação a plantas  $C_4$  ou CAM, devido principalmente ao fato de que a Rubisco não consegue manter um gradiente muito forte de  $CO_2$  entre o interior da folha e a atmosfera. Desse modo, em plantas  $C_3$ , o  $CO_2$  se difunde mais vagarosamente para o interior da folha, ocasionando grande perda de água para a atmosfera circundante. Plantas  $C_4$  (*e.g.* milho, cana-de-açúcar) e CAM (*e.g.* cactos, orquídeas) usam uma enzima mais eficiente para a captura do  $CO_2$  atmosférico, o que as tornam bastante eficientes em relação à perda de água e resistência a altas temperaturas. Porém, esses tipos de plantas apresentam uma grande desvantagem competitiva frente a plantas  $C_3$ , uma vez que são ineficientes em baixas intensidades luminosas (como no interior de uma floresta) e em regiões frias.

### **3.1.2 O processo de respiração**

A respiração é um processo de liberação de energia que ocorre em todas as células, 24 horas por dia, independentemente de a fotossíntese estar também ocorrendo nessas mesmas células. O processo se inicia no citoplasma e termina nas mitocôndrias. A energia liberada provém de moléculas simples de açúcar, que são quebradas durante uma série de etapas pela ação de enzimas. Na respiração aeróbica, a forma mais difundida de respiração nos seres multicelulares, o processo não se completa na ausência de oxigênio ( $O_2$ ). A liberação controlada de energia é a principal vantagem da respiração, que pode ser representada da seguinte maneira:



A respiração aeróbica pode ser dividida em três grandes etapas: (i) glicólise, (ii) ciclo de Krebs, e (iii) cadeia de transporte de elétrons, sendo que (i) ocorre no citoplasma e (ii) e (iii) nas mitocôndrias. Em (i) a molécula de glicose é quebrada, formando-se moléculas de ácido pirúvico, havendo também liberação de hidrogênio, energia (ganho líquido de 2 ATP) e água. No início do ciclo de Krebs há liberação de CO<sub>2</sub> do ácido pirúvico, restando moléculas com 2 carbonos que se combinam com um aceptor (CoA) e formam o acetil CoA. Este último é que realmente entra no ciclo de Krebs, onde há remoção sucessiva de pequenas quantidades de energia dessas moléculas pela ação de enzimas. Essa energia é transferida para compostos como NADH (nicotinamida adenina dinucleotídeo) e ATP; e há liberação de CO<sub>2</sub> durante o ciclo. Em (iii) muito da energia da glicose já foi transferida para aceptores de hidrogênio e elétrons. Os elétrons do hidrogênio são então transportados através de uma cadeia de transporte de elétrons, que consiste em moléculas aceptoras especiais, organizadas de maneira precisa na membrana interna da mitocôndria. A energia é então liberada em pequenas quantidades ao longo dessa cadeia, havendo formação de água enquanto os íons de hidrogênio e elétrons finalmente se combinam com oxigênio do ar, formando ATP. Como etapa final, ao agir como o último aceptor de elétrons da cadeia, o oxigênio se combina com hidrogênio e forma água.

A energia armazenada nas moléculas de ATP pode então ser usada na síntese de outras moléculas, para crescimento, transporte ativo, e em outros processos metabólicos. Para cada mol de glicose (180g) aerobicamente respirada, há liberação de 686 kcal de energia, sendo que aproximadamente 39% desse valor é armazenado em moléculas de ATP e o resto é liberado na forma de calor. Por isso a temperatura é um dos fatores cruciais que afetam a taxa de respiração: com um aumento de 10°C na temperatura do ar, as taxas de respiração podem dobrar e até triplicar, tendo conseqüências óbvias como a rápida liberação de energia e grande perda de água. Outro fator que potencialmente limita as taxas de respiração é a disponibilidade de água. Quanto maior a quantidade de água, maiores serão as taxas de respiração, uma vez que a água dentro das células e de suas organelas age como o meio onde as reações enzimáticas ocorrem.

### 3.2 O sub-modelo de ciclo de carbono proposto

A estrutura do sub-modelo aqui proposto é a seguinte: dadas a média mensal de temperatura ( $T$ ), quantidade de água no solo ( $w$ ) e concentração atmosférica de  $\text{CO}_2$  ( $C_a$ ) como “inputs”, o modelo calculará o valor ótimo de  $NPP$  para um dado ponto de grade, que será a base para escolha do bioma que deve ocorrer no referido ponto. Além da  $NPP$ , o sub-modelo de ciclo de carbono ainda calcula os fluxos de carbono para a serapilheira e solo, através da respiração heterotrófica ( $R_H$ ), o que nos permite obter a produtividade líquida do ecossistema ( $NEP = NPP - R_H$ ). O sub-modelo de ciclo de carbono ainda provê dados para o cálculo da resistência do dossel (pelo sub-modelo de balanço hídrico), a qual por sua vez influencia diretamente as taxas de evapotranspiração no sub-modelo de balanço hídrico.

O modelo de fotossíntese e respiração autotrófica é parametrizado para plantas  $C_3$ , que são maioria até mesmo em biomas tropicais, representando aproximadamente 82% da cobertura vegetal do planeta (Still et al., 2003). Embora a simulação de plantas  $C_4$  conjuntamente a plantas  $C_3$  leve a resultados mais precisos principalmente no balanço de água (Still et al., 2003), no CPTEC-PVM o sub-modelo de balanço hídrico assume previamente uma cobertura uniforme e permanente de gramíneas ( $C_3$ ) em todo o planeta, o que resulta na modelagem do ciclo de carbono, neste estudo, apenas para plantas  $C_3$ . A formulação geral se assemelha bastante a dos modelos de vegetação dinâmica TRIFFID (Cox, 2001) e Simple TRIFFID (Huntingford et al., 2000) e do esquema de parametrização de superfície SiB2 (Sellers et al., 1996b), os quais por sua vez derivam dos trabalhos pioneiros de Farquhar et al. (1980) e Collatz et al. (1991). Algumas formulações são baseadas em outras fontes e estão indicadas quando tal. Em todo o sub-modelo de fotossíntese, respiração vegetal e heterotrófica são aplicados limites de temperatura (-10 a 50°C) fora dos quais esses processos são considerados nulos.

### 3.2.1 Fotossíntese

A taxa bruta de fotossíntese do dossel  $P$  [kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>] é calculada em termos de três fatores potencialmente limitantes do processo fotossintético:  $J_C$  a limitação enzimática pela Rubisco;  $J_L$  limitação por luminosidade; e  $J_E$  limitação da capacidade de transporte dos produtos fotossintéticos. Assim ( $f_n$  são funções, e  $k_n$  constantes sumarizadas na Tabela 3.1):

$$P(T, C_a, w) = 0,012 \times 31557600 \times f_1(J_C, J_L, J_E) f_4^{sun}(LAI_{sun}) f_4^{shade}(LAI_{shade}) \quad (3.1)$$

A fotossíntese bruta ao nível da folha [mol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>(vegetação) s<sup>-1</sup>] é calculada como o mínimo entre as três taxas limitantes ( $J_C, J_L, J_E$ ) multiplicado por  $f_5(w)$  (Equação 3.21):

$$f_1(J_C, J_L, J_E) = \text{menor raiz de } = k_1 J^2 - J(J_P + J_E) + J_P J_E = 0 \quad (3.2)$$

Sendo  $J_P$  o mínimo entre  $J_C$  e  $J_L$ :

$$J_P = \text{menor raiz de } = k_2 J_P^2 - J_P(J_C + J_L) + J_C J_L = 0 \quad (3.3)$$

A taxa de fotossíntese limitada pela capacidade de carboxilação da Rubisco é dada por [mol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>(vegetação) s<sup>-1</sup>]:

$$J_C(T, C_a) = V_m(T) \frac{c_i(T, C_a) - \Gamma(T)}{c_i(T, C_a) + f_2(T)(1 + (k_3 / f_3(T)))} \quad (3.4)$$

Taxa de fotossíntese limitada pela luz [mol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>(vegetação) s<sup>-1</sup>]:

$$J_L(T, C_a, I_{PAR}) = k_4(1 - k_5) I_{PAR} \frac{c_i(T, C_a) - \Gamma(T)}{c_i(T, C_a) + k_6 \Gamma(T)} \quad (3.5)$$

A taxa de fotossíntese limitada pela capacidade de transporte [mol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>(vegetação) s<sup>-1</sup>]:

$$J_E(T) = k_7 V_m(T) \quad (3.6)$$

A radiação fotossinteticamente ativa que atinge o dossel  $I_{PAR}$  [Ein/(m<sup>2</sup>s)] é parametrizada de forma bastante simples, sendo determinada pela temperatura e (representando aproximadamente 50% da radiação de onda curta que atinge a superfície):

$$I_{PAR}(T) = 0,015T^2 + 1,75T + 52 \quad (3.7)$$

Essa parametrização baseia-se fundamentalmente em dados observados de  $I_{PAR}$  (Raschke et al., 2006), média mensal diurna, provenientes do projeto ISLSCP ([http://islsdp2.sesda.com/ISLSCP2\\_1/html\\_pages/islsdp2\\_home.html](http://islsdp2.sesda.com/ISLSCP2_1/html_pages/islsdp2_home.html)). Por ser parametrizado a partir da média anual dos dados observados, que não capta a variação sazonal em altas latitudes, o comportamento do  $I_{PAR}$  modelado em temperaturas abaixo de -10°C foge um pouco dos valores observados (Figura 3.1), o que, no entanto, não influencia significativamente nos valores finais de  $NPP^2$ .

Ponto de compensação da foto-respiração (Pa):

$$\Gamma(T) = \frac{k_3}{k_8 k_9^{k_{10}(T-k_{11})}} \quad (3.8)$$

Constante de Michaelis-Menten para CO<sub>2</sub> (Pa):

$$f_2(T) = k_{12} (k_{13})^{k_{10}(T-k_{11})} \quad (3.9)$$

Destacando que, para concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> inferiores a atual (350 ppmv), recomenda-se o ajuste de  $k_{12}$  para  $[C_a - \Gamma(T)]$ . Isso se deve ao fato de que, sob baixas concentrações do substrato (no caso o CO<sub>2</sub>), este se torna o fator limitante da reação enzimática (no caso a Rubisco). Entretanto, a constante  $k_{12}$  dada na Tabela 3.1 é válida quando a concentração da enzima é o fator limitante da reação (Nelson e Cox, 2004). Do contrário,  $k_{12}$  precisa ser re-ajustado [vide discussão em Alexandrov et al. (2003), e também Harley et al. (1985) e von Caemmerer et al. (1994)].

<sup>2</sup> Como  $I_{PAR}$  calculado pelo CPTEC-PVM2 não é modificado quando se usa climatologias futuras (capítulo 5), poder-se-ia usar diretamente a média mensal de  $I_{PAR}$  observado (Raschke et al., 2006).

Tabela 3.1 - Valores do parâmetros ( $k_n$ ) utilizados no CPTEC-PVM2.

Parâmetro	Descrição	Valor
$k_1$	Coeficiente de co-limitação de fotossíntese	0,93
$k_2$	Coeficiente de co-limitação de fotossíntese	0,83
$k_3$	Concentração de oxigênio atmosférico	21200 Pa
$k_4$	Eficiência Quântica	0,08 mol elétrons/Ein
$k_5$	Taxa de espalhamento da luz	0,15
$k_6$	Parâmetro de $J_L$	2
$k_7$	Razão entre fotossíntese limitada pela luz e pela carboxilação da Rubisco	0,5
$k_8$	Parâmetro do ponto de compensação de CO <sub>2</sub> para fotossíntese	5200
$k_9$	Parâmetro do ponto de compensação de CO <sub>2</sub> para fotossíntese	0,57
$k_{10}$	Parâmetro da função Q <sub>10</sub>	0,1
$k_{11}$	Temperatura de referência da função Q <sub>10</sub>	25 °C
$k_{12}$	Constante de Michaelis-Menten para parâmetro de CO <sub>2</sub>	30 Pa
$k_{13}$	Constante de Michaelis-Menten para parâmetro de CO <sub>2</sub>	2,1
$k_{14}$	Constante de Michaelis-Menten para parâmetro de O <sub>2</sub>	30000 Pa
$k_{15}$	Constante de Michaelis-Menten para parâmetro de O <sub>2</sub>	1,2
$k_{16}$	Razão máxima entre CO <sub>2</sub> interno e externo (plantas C <sub>3</sub> )	0,9
$k_{17}$	Déficit de umidade crítica (plantas C <sub>3</sub> )	0,1
$k_{18}$	Taxa máxima de carboxilação da Rubisco	0,00004 mol CO <sub>2</sub> /(m <sup>2</sup> s)
$k_{19}$	Parâmetro da taxa de carboxilação da Rubisco	2
$k_{20}$	Parâmetro da taxa de carboxilação da Rubisco	0,3
$k_{21}$	Parâmetro da taxa de carboxilação da Rubisco	36 °C
$k_{22}$	Taxa máxima de fotossíntese bruta	8x10 <sup>-6</sup> mol CO <sub>2</sub> (m <sup>2</sup> s)
$k_{23}$	Coeficiente de extinção da luz para parte "sol" do dossel	0,5/sen(90°)
$k_{24}$	Coeficiente de extinção da luz para parte "sombra" do dossel	0,5/sen(20°)
$k_{25}$	Concentração crítica de umidade no solo	0,500
$k_{26}$	Concentração de umidade no solo no ponto de murcha	0,205*
$k_{27}$	Razão entre taxas de respiração e de carboxilação da Rubisco	0,015
$k_{28}$	Razão entre respiração da "planta toda" e da folha	3,85
$k_{29}$	Queda de folhas secas (formação de litter)	0,1 kgC/m <sup>2</sup> /ano
$k_{30}$	Taxa média de decaimento da serapilheira (folhas)	1**
$k_{31}$	Fração média de carbono perdido da serapilheira para a atmosfera	0,3
$k_{32}$	Taxa de movimentação ( <i>turnover</i> ) do carbono no solo	1/(20 anos)
$k_{33}$	Parâmetro Q <sub>10</sub> de sensibilidade da respiração do solo à temperatura	2
$k_{34}$	Taxa específica de respiração heterotrófica	0,25
$k_{35}$	Coeficiente obtido empiricamente para plantas C <sub>3</sub>	0,9

\* De Cox et al. (1998).

\*\* De Foley (1995).

Constante de Michaelis-Menten para O<sub>2</sub> (Pa):

$$f_3(T) = k_{14} (k_{15})^{k_{10}(T-k_{11})} \quad (3.10)$$

Pressão parcial de CO<sub>2</sub> no interior da folha (Pa):

$$c_i(T, C_a) = k_{16} \left( 1 - \frac{r(T)}{k_{17}} \right) (C_a - \Gamma(T)) + \Gamma(T) \quad (3.11)$$

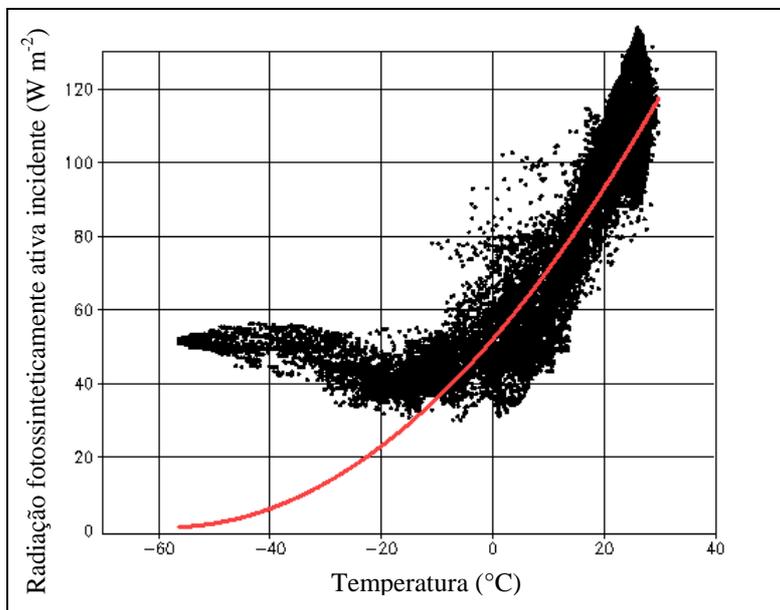


Figura 3.1 – Parametrização da radiação fotossinteticamente ativa incidente ( $I_{PAR}$ ) a partir da temperatura (curva vermelha), baseada em dados observados de  $I_{PAR}$  média anual (pontos pretos) [Dados: ISLSCP2;  $W\ m^{-2} = 4,58 \times 10^{-6}\ Ein/(m^2\ s)$ ].

Taxa máxima de carboxilação da Rubisco [ $mol\ CO_2\ m^{-2}(\text{vegetação})\ s^{-1}$ ] (a partir de Huntingford et al. (2000)):

$$V_m(T) = \frac{k_{18}k_{19}^{k_{10}(T-k_{11})}}{1 + e^{k_{20}(T-k_{21})}} \quad (3.12)$$

O déficit de umidade ao nível da folha (kg/kg) é obtido subtraindo-se a razão de mistura atual ao nível da folha [igual à atmosférica;  $0,685r_{max}(T)$ ] da razão de mistura saturada, em consonância com o modelo de balanço hídrico do CPTEC-PVM (Oyama e Nobre, 2004):

$$r(T) = -0,315r_{max}(T) \quad (3.13)$$

Umidade atmosférica saturada (kg/kg; razão de mistura saturada), dependente da pressão parcial de saturação do vapor de água ( $e_{s,T}$ ):

$$r_{max}(T) = 0,622 \frac{e_{s,T}}{p - e_{s,T}} \quad (3.14)$$

O índice de área foliar total ( $m^2$  folha  $m^{-2}$  área) é obtido a partir da fotossíntese bruta a nível foliar (Equação 3.2):

$$LAI = 0,2 \exp \frac{2,5^{f_1(J_C, J_L, J_E)}}{k_{22}} \quad (3.15)$$

Tal aproximação é baseada em de Pury e Farquhar (1997) e Cox et al. (1998), os quais, contrariamente, utilizam a o  $LAI$  para determinar a fotossíntese líquida foliar (fotossíntese foliar bruta menos respiração foliar). Sendo assim os valores apresentados na Figura 3.2 para de Pury e Farquhar (1997) e Cox et al. (1998) correspondem a fotossíntese foliar líquida. Nesta mesma figura percebe-se que os valores de fotossíntese de Cox et al. (1998) são bastante altos em relação à de Pury e Farquhar (1997), este último se aproximando mais do observado na natureza. O problema encontrado em Cox et al. (1998), da super-estimação da fotossíntese ao nível do dossel, é comum entre os chamados modelos “big-leaf”. Nos chamados modelos “multi-layer” tal problema é eliminado, embora esses modelos, que dividem o dossel em várias camadas, tenham a desvantagem de possuírem uma formulação matemática complicada (de Pury e

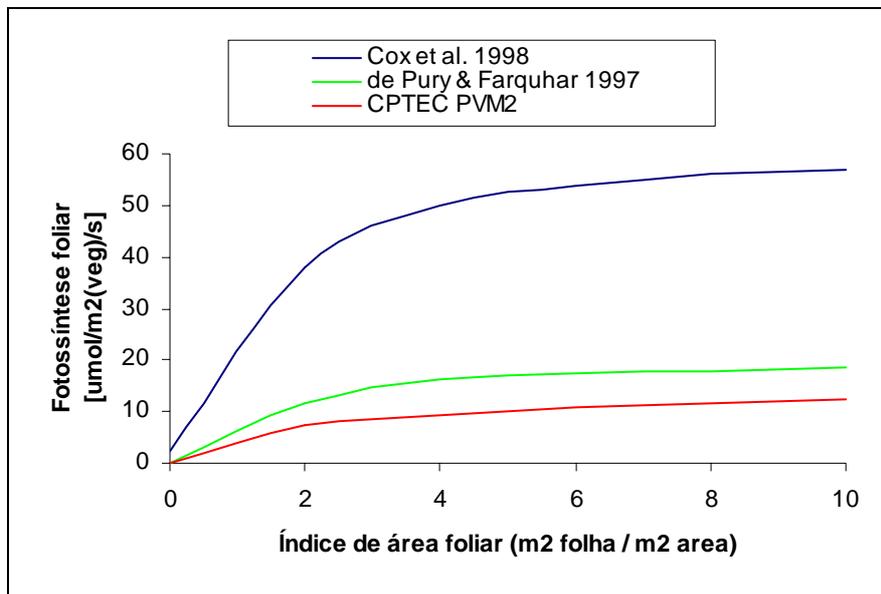


Figura 3.2 - Parametrização do índice de área foliar ( $LAI$ ) a partir da fotossíntese foliar bruta ( $f_i$ ) comparada à relação entre essas duas variáveis em um modelo “big-leaf” (Cox et al., 1998) e em um modelo “multi-layer” (apresentado em de Pury e Farquhar 1997).

Farquhar, 1997). O sub-modelo de carbono do CPTEC-PVM2 pode ser considerado um modelo “big-leaf”, mas com uma abordagem diferente na relação entre a fotossíntese calculada e o  $LAI$ . Entretanto, como todo modelo “big-leaf”, o CPTEC-PVM2 demanda análise cuidadosa do escalonamento do nível foliar para o dossel.

de Pury e Farquhar (1997) apontam para o problema da super-estimação da fotossíntese foliar quando escalonada para o nível do dossel em modelos “big-leaf” como uma consequência de estes considerarem a incidência de  $I_{PAR}$  e a capacidade fotossintética constantes em todo o dossel. Por exemplo, a abordagem sugerida por Sellers et al. (1992), e amplamente utilizada em modelos “big-leaf” (inclusive no Simple TRIFFID e TRIFFID), considera que a capacidade fotossintética das folhas (que varia na escala de dias a meses) muda na mesma velocidade que as mudanças diurnas da  $I_{PAR}$  (de minutos

a horas). de Pury e Farquhar (1997) sugerem que tal problema pode ser resolvido, sem os complexos cálculos dos modelos “multi-layer”, utilizando uma abordagem que divide o dossel em uma parte iluminada e outra sombreada. Assim, a partir da Lei de Beer-Lambert (vide Anexo A), o índice de área foliar da parte iluminada diretamente pelo sol ( $LAI_{sun}$ ) e da parte sombreada ( $LAI_{shade}$ ) são calculados da seguinte forma:

$$LAI_{sun} = \frac{1 - e^{-k_{23}LAI}}{k_{23}} \quad (3.16)$$

Considerando que a maior parte da radiação incidente é absorvida nos dois primeiros  $m^2$  de folhas /  $m^2$  de área ( $LAI_{sun}$  varia de 0 a 2).

$$LAI_{shade} = LAI - LAI_{sun} \quad (3.17)$$

No modelo “sun/shade” original de de Pury e Farquhar (1997)  $LAI_{sun}$  e  $LAI_{shade}$  são utilizados para calcular  $I_{PAR}$  (Equação 3.7) e  $V_m$  (Equação 3.12), uma vez que o  $LAI$  total é obtido previamente de dados observacionais. No nosso caso, como  $LAI$  total só é obtido no final do processo de cálculo (determinado pela fotossíntese foliar bruta), então  $LAI_{sun}$  e  $LAI_{shade}$  são utilizados no escalonamento da fotossíntese do nível da folha para o nível do dossel para cada uma dessas partes do dossel. O escalonamento do dossel em modelos “big-leaf” geralmente é feito a partir de:

$$f_4(LAI) = \frac{1 - e^{-k_{23}LAI}}{k_{23}} \quad , \quad (3.18)$$

que no nosso caso é usada somente para o escalonamento da respiração vegetal, uma vez que esta não depende diretamente de  $I_{PAR}$ . Para a fotossíntese são usadas:

$$f_4^{sun}(LAI_{sun}) = \frac{1 - e^{-k_{23}LAI_{sun}}}{k_{23}} \quad (3.19)$$

$$f_4^{shade}(LAI_{shade}) = \frac{1 - e^{-k_{24}LAI_{shade}}}{k_{24}} \quad (3.20)$$

Ainda baseando-se na Lei de Beer (Anexo A), considera-se que na parte iluminada a radiação atinge o dossel diretamente em um ângulo de  $90^\circ$  ( $k_{23}$ , vide Tabela 3.1) em relação à superfície (consideração esta utilizada praticamente em todos modelos “big-leaf”). Já na parte sombreada, considera-se que o sol atinge a superfície em um ângulo de  $20^\circ$  ( $k_{24}$ , vide Tabela 3.1), representando a chegada de menos radiação solar ( $I_{PAR}$ ), que confere a esta parte do dossel uma característica de sombreamento. Na prática, essa redução na  $I_{PAR}$  que atinge a parte sombreada se deve, sobretudo, à absorção de grande parte dessa radiação pelas folhas da porção iluminada do dossel. Tanto para valores de  $LAI$  alto ou baixo há redução da taxa de fotossíntese quando escalonada das folhas para o dossel (Figura 3.3). Isso porque a fotossíntese a nível foliar (curva azul na Figura 3.3) deve ser interpretada como uma fotossíntese potencial, que ocorreria se todo o dossel estivesse em uma condição de iluminação total. Entretanto, há redução significativa quando  $LAI$  é menor que 1, consequência da formulação utilizada, sendo que o ideal seria que ambas curvas (azul e verde) na Figura 3.3 fossem iguais no intervalo de  $LAI$  de 0 a 1.

Resposta à estresse hídrico (adimensional), ressaltando que o  $w$  utilizado no modelo de fotossíntese e de respiração é o do dia anterior ao do cálculo:

$$f_5(w) = \begin{cases} 1 & w > k_{25} \\ \frac{w - k_{26}}{k_{25} - k_{26}} & k_{26} \leq w \leq k_{25} \\ w & w < k_{26} \end{cases} \quad (3.21)$$

### 3.2.2 Respiração vegetal e produtividade

Na representação da respiração vegetal  $R_A$  [ $\text{kgC m}^{-2}$  (vegetação)  $\text{ano}^{-1}$ ], o processo é dividido entre respiração das folhas ( $R_L$ ; inclui respiração de crescimento) e respiração de manutenção das outras partes da plantas excetuando-se as folhas ( $R_p$ ). Essa

representação baseia-se substancialmente na do Simple TRIFFID (Huntingford et al., 2000). Assim:

$$R_A(T, w) = R_L + R_P \quad (3.22)$$

A respiração das folhas é tida como:

$$R_L(T, w) = 0,012 \times 31557600 \times k_{27} V_m(T) f_4(LAI) f_5(w) \quad (3.23)$$

E  $R_P$ :

$$R_P(T) = k_{28} R_L(T) \quad (3.24)$$

Com isso podemos agora calcular a produtividade primária líquida  $NPP$  [ $\text{kgC m}^{-2}$  (vegetação) ano $^{-1}$ ]:

$$NPP(T, C_a, w) = P(T, C_a, w) - R_A(T, w) \quad (3.25)$$

### 3.2.3 Respiração heterotrófica

A seguinte formulação do compartimento heterotrófico do ciclo de carbono baseia-se na dos modelos DEMETER (Foley, 1995), BIOME3 (Equação 3.27; Haxeltine e Prentice, 1996) e TRIFFID, (Cox et al. 2001).

A respiração heterotrófica é formulada como a soma dos termos respiração heterotrófica na serapilheira e no solo:

$$R_H(E, T, w) = k_{34} [C_L(LAI, E) f_6(E)^2 + C_S(T, w) (E) f_5(w) f_7(T)^2] \quad (3.26)$$

Sendo o termo da esquerda referente à respiração da serapilheira, e o da direita à respiração do solo. A saída de carbono da vegetação para o solo se dá através da queda de folhas e formação da serapilheira  $L_f$  ( $\text{kgC m}^{-2}$ ), que é diretamente relacionada com o  $LAI$ :

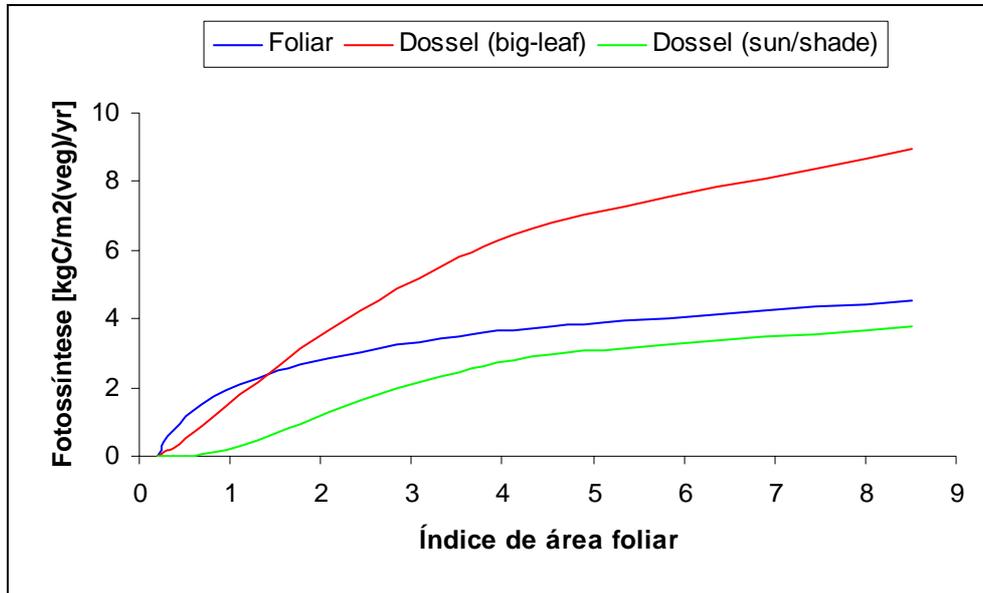


Figura 3.3 – Taxa de fotossíntese bruta ao nível foliar (Foliar), e ao nível do dossel quando escalonando a fotossíntese foliar pela formulação convencional dos modelos “big-leaf” (Dossel *big-leaf*) e quando utilizando a abordagem de divisão do dossel em uma parte iluminada e outra sombreada (Dossel *sun/shade*).

$$L_f(LAI) = k_{29}LAI \quad (3.27)$$

Desse modo, a quantidade de carbono armazenado no componente serapilheira  $C_L$  (kgC m<sup>-2</sup>) é calculada da seguinte maneira:

$$C_L(E) = \frac{L_f}{f_6(E)} \quad (3.28)$$

Sendo  $f_6$  uma função de decaimento da serapilheira dependente da evapotranspiração anual, que se relaciona com o fluxo de carbono da serapilheira em direção ao solo ou atmosfera:

$$f_6(E) = k_{30} 10^{[-1,4553 + 0,0014175(\text{annual } E)]} \quad (3.29)$$

O armazenamento de carbono no solo  $C_S$  (kgC m<sup>-2</sup>) se dá por:

$$C_S(T,w) = \frac{k_{31}C_L}{k_{32}f_7(T)} f_5(w) \quad (3.30)$$

Sendo  $f_7$  uma função da temperatura do solo (esta última calculada pelo modelo de balanço hídrico):

$$f_7(T) = k_{33}^{k_{10}(T_{soil} - k_{11})} \quad (3.31)$$

### 3.2.4 Acoplamento ao CPTEC-PVM

A partir da formulação sugerida por Collatz et al. (1991) e utilizada no SiB2 (Sellers et al., 1996b: Equação C16):

$$g_c = m \frac{NPP}{c_s} h_s p + bLAI, \quad (3.32)$$

sendo que  $g_c$  é a condutância do dossel (inverso da resistência do dossel),  $m$  e  $b$  são constantes,  $c_s$  é a concentração de CO<sub>2</sub> na superfície foliar, e  $h_s$  a umidade relativa na superfície da folha. A partir dessa equação, propomos aqui uma mudança na forma de cálculo da resistência do dossel  $r_c$  (s m<sup>-1</sup>) utilizada para o cálculo da evapotranspiração no sub-modelo de balanço hídrico do CPTEC-PVM original (Oyama e Nobre, 2004):

$$r_c = \frac{C_a}{k_{35} h 2,64 \times 10^{-6} p NPP}, \quad (3.33)$$

Se  $c_s$ , ao invés de  $C_a$ , fosse considerado, seria necessário resolver um sistema de três equações, entre as variáveis  $C_a$ ,  $c_s$  e  $c_i$ , o que complicaria desnecessariamente o modelo. Sendo assim, por simplicidade, considera-se que a concentração de CO<sub>2</sub> na superfície

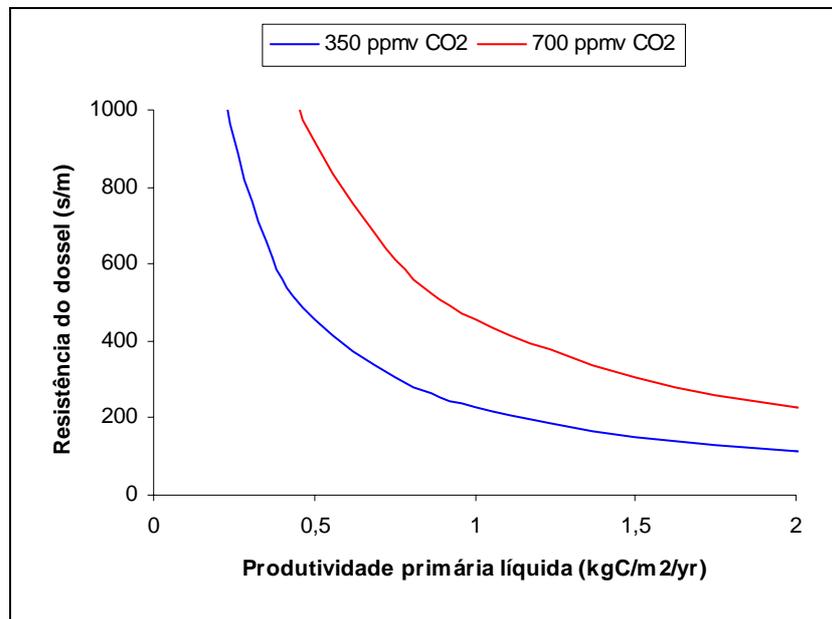


Figura 3.4 – A resistência do dossel ( $r_c$ ) determinada pela produtividade primária líquida ( $NPP$ ) no CPTEC-PVM2 com a concentração atmosférica de  $CO_2$  atual e em uma atmosfera 2x  $CO_2$ .

foliar é igual à atmosférica ( $C_a$ ) (o que gera uma linearidade entre  $NPP$  e  $C_a$ , sendo os outros fatores iguais). Considera-se ainda que a umidade relativa ao nível da folha é igual à atmosférica (68,5%). Nessa formulação  $r_c$  responde de forma inversa à produtividade primária e aumenta com o a concentração atmosférica de  $CO_2$  (Figura 3.4).

A sequência de cálculo do sub-modelo de carbono aqui proposto pode ser visualizada de forma simplificada na Figura 3.5 e detalhadamente na Figura 3.6.

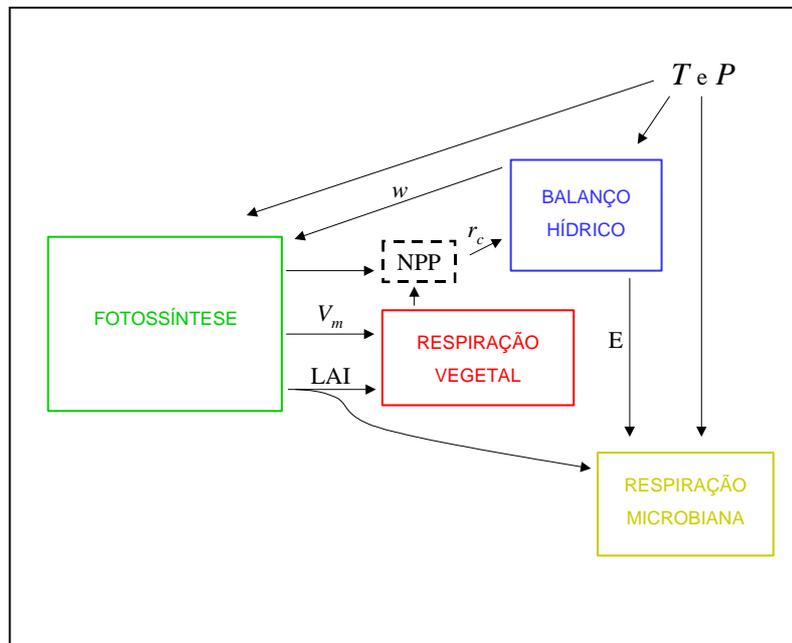


Figura 3.5 – Diagrama esquemático simplificado do sub-modelo de ciclo de carbono proposto, apresentando os processos que influenciam em cada compartimento.  $T$ : temperatura;  $P$ : precipitação;  $w$ : água no solo;  $V_m$ : taxa de carboxilação da Rubisco;  $LAI$ : índice de área foliar;  $NPP$ : produtividade primária líquida;  $r_c$ : resistência do dossel;  $E$ : evapotranspiração.

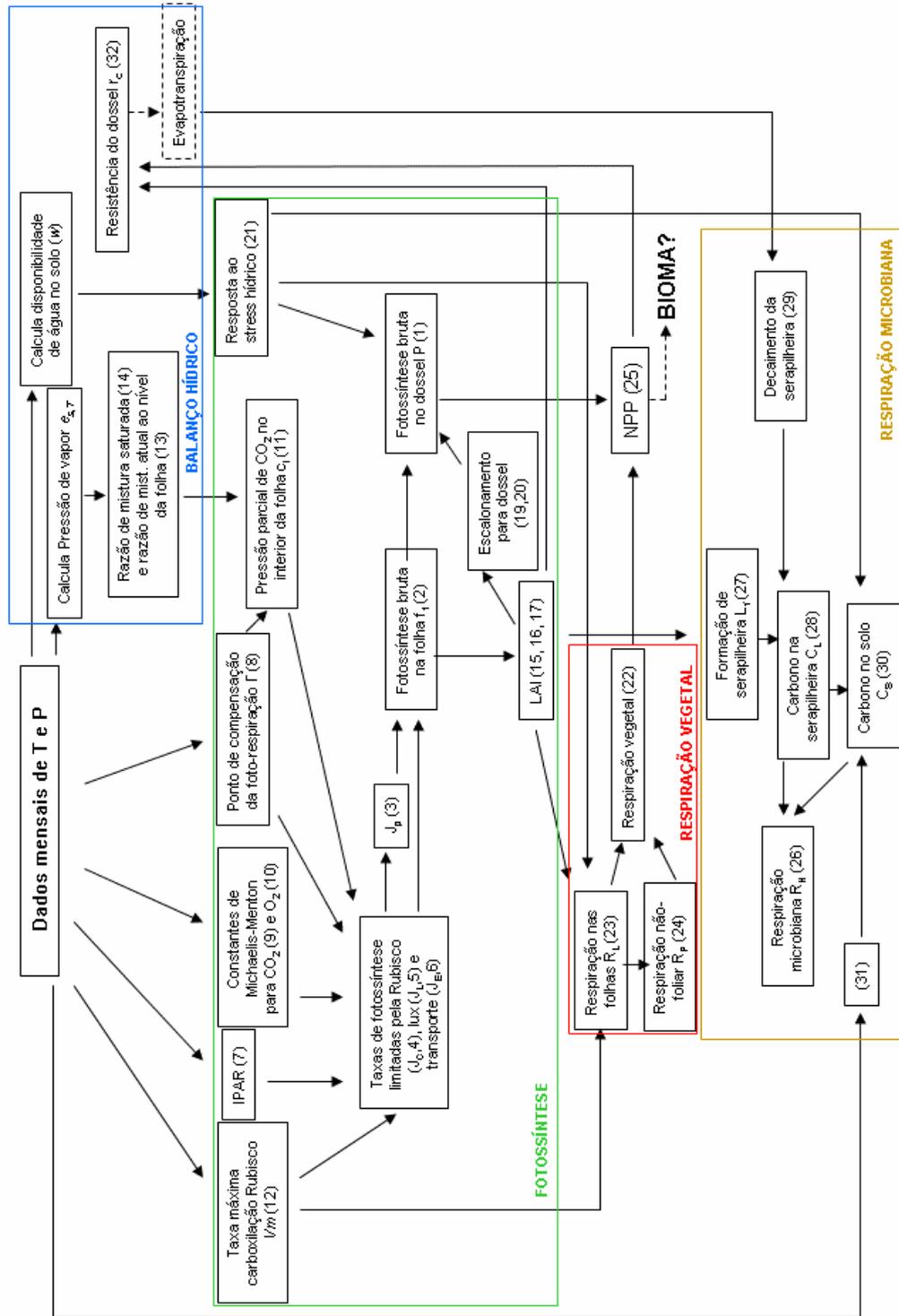


Figura 3.6 – Sequência detalhada de cálculo do sub-modelo de ciclo de carbono proposto. Os números entre parênteses indicam as equações apresentadas no texto.

### 3.3 Validação

#### 3.3.1 Fotossíntese, respiração vegetal e produtividade primária

As saídas do modelo de ciclo de carbono descrito acima foram comparadas com dados de *NPP* global e demonstraram ser comparáveis a valores obtidos com modelagem ou observados (Tabela 3.2, Figura 3.7).

Nota-se que na região extra-tropical há uma sub-estimativa da *NPP*, *i.e.* os valores de *NPP* do CPTEC-PVM2 são inferiores aos observados e também ao obtido por meio de modelagem, notavelmente para os biomas floresta temperada (2), floresta mista (3), floresta boreal (4) e campos (7). Há que se considerar que diferentemente de vários modelos de *NPP*, o CPTEC-PVM2, roda em uma base apenas para tipos de plantas  $C_3$ , que pode culminar em diferenças nos valores de *NPP* observado e modelado. Essa subestimativa decorre também da utilização do escalonamento “sol/sombra” do dossel para regiões com baixos valores de *LAI* (como a região extra-tropical no geral) como explicado acima; e também da parametrização de  $I_{PAR}$  pela temperatura, que é subestimada na região extra-tropical durante o inverno (Figura 3.1). Em relação aos modelos analisados em Cramer et al. (1999), a diferença destes com o CPTEC-PVM2 fica, na maior parte do globo, em torno de  $\pm 0,2 \text{ kgC m}^{-2} (\text{vegetação}) \text{ ano}^{-1}$  (Figura 3.8), com especial atenção para regiões de floresta boreal no CPTEC-PVM2, que são até  $0,6 \text{ kgC m}^{-2} (\text{vegetação}) \text{ ano}^{-1}$  mais baixas que em Cramer et al. (1999). Praticamente a mesma correspondência é encontrada também ao se comparar o *LAI* modelado pelo CPTEC-PVM2 com dados observados ou modelados (Tabela 3.3; Figura 3.9). Na região tropical há boa correspondência, enquanto em regiões extra-tropicais, o CPTEC-PVM2 subestima valores reais de *LAI*. Vale notar a similaridade entre o *LAI* do CPTEC-PVM2 e o do SSiB na região tropical (Tabela 3.3), com vistas ao acoplamento do CPTEC-PVM2 ao MCGA do CPTEC/COLA (cf. seção 5.2.2.4).

Tabela 3.2 – Produtividade primária líquida (*NPP*) modelada pelo CPTEC-PVM2 comparada com dados observados (Olson et al., 1983; MODIS; Turner et al., 2006) e com a média estimada a partir de 17 modelos de *NPP* (Cramer et al., 1999) em cada um dos biomas de LONS06.

Bioma	NPP [ $\text{kgC m}^{-2}$ (vegetação) ano $^{-1}$ ]				
	CPTEC-PVM2	Olson et al. (1983)	Cramer et al. (1999)	MODIS*	Turner et al. (2006) (BigFoot)
1 Floresta Tropical Ombrófila	1,2	1,68	1,2	1,10	1,15
2 Floresta Temperada	0,5	1,26	0,95	0,85	
3 Floresta Mista	0,3		0,6	0,52	0,45
4 Floresta Boreal	0,17		0,4	0,35	0,23
5 Floresta de Lariços	0,15		0,3	0,25	
6 Savana	0,8	1,03	0,8	0,75	
7 Campos	0,2	0,79	0,4	0,45	0,48
8 Caatinga	0,4	0,77	0,45	0,45	
9 Semi-deserto	0,15	0,16	0,2	0,25	0,05
10 Tundra	0,02		0,1	0,08	0,06
11 Deserto	0,02		0,005	0,01	
13 Floresta Tropical Estacional	1	1,2	1	0,85	
20 Gelo	0		0	0	

\*Dados disponíveis em: <http://earthobservatory.nasa.gov/Observatory/Datasets/psn.modis.html> (por inspeção visual)

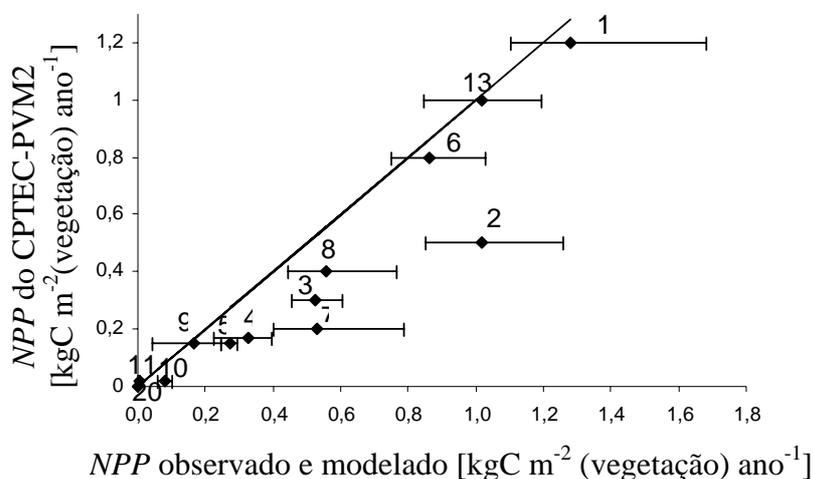


Figura 3.7 – Correlação entre a *NPP* média por bioma modelada pelo CPTEC-PVM2 e a média (com desvio padrão) observada na natureza (Olson et al., 1983; MODIS; Turner et al., 2006) ou simulada por outros modelos (Cramer et al., 1999). Os números acima de cada ponto representam o bioma LONS06 em questão.

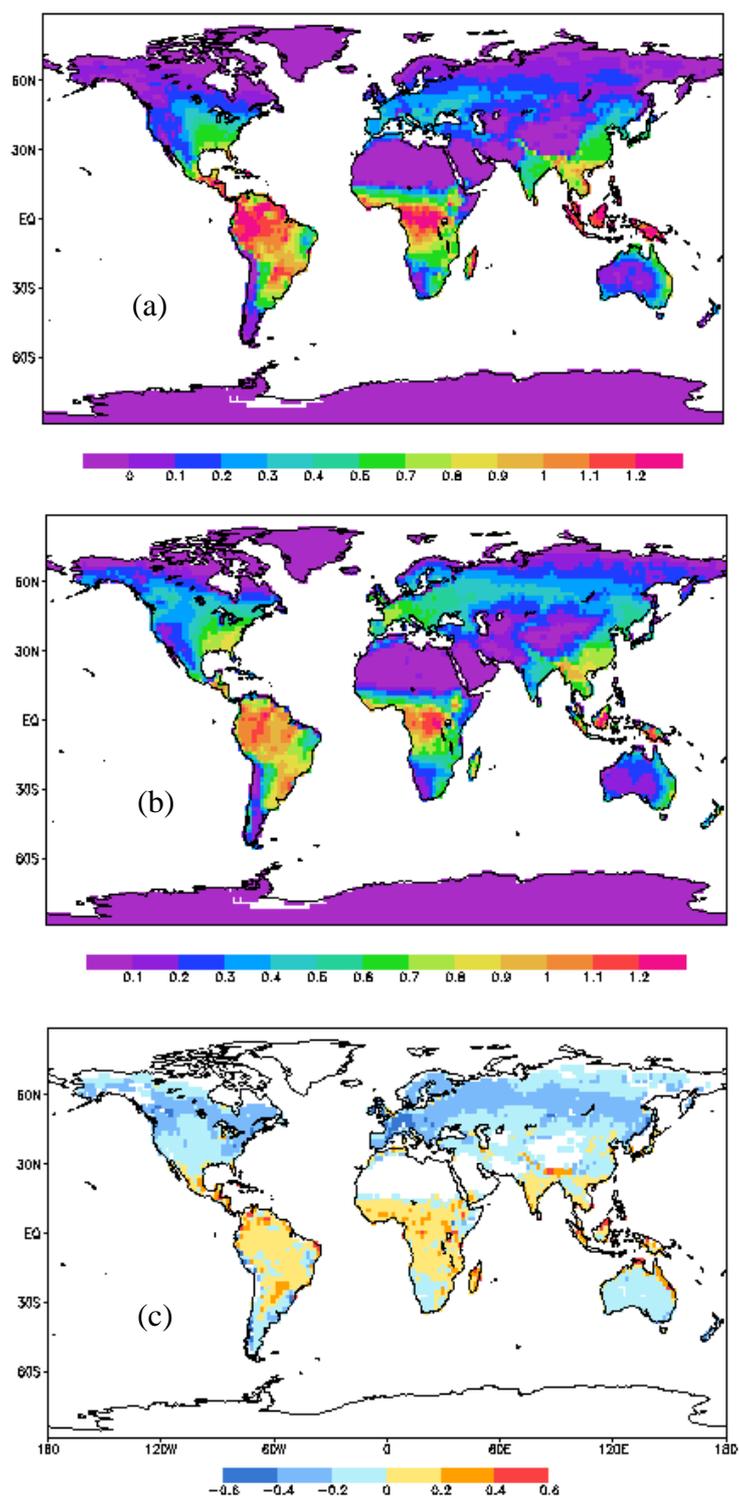


Figura 3.8 – (a) Produtividade primária líquida ( $NPP$ ,  $\text{kgC m}^{-2}(\text{vegetação}) \text{ano}^{-1}$ ) calculada pelo CPTEC-PVM2 e (b) pelos 17 modelos analisados em Cramer et al. (1999), e (c) a diferença entre (a) e (b).

Tabela 3.3 – Índice de área foliar (*LAI*) modelado pelo CPTEC-PVM2 comparado com dados observados (MODIS; Turner et al., 2006) e com dados do SSiB (Dorman e Sellers, 1989).

Bioma	<i>LAI</i> ( $m^2 m^{-2}$ )			
	CPTEC-PVM2	MODIS*	Turner et al. (2006) (BigFoot)	DS89 (SSiB)
1 Floresta Tropical Ombrófila	5,5	5,50	6,40	5
2 Floresta Temperada	2,25	4,00		2,75
3 Floresta Mista	2	3,75	2,50	4,8
4 Floresta Boreal	1	3,00	4,30	7
5 Floresta de Lariços	0,8	3,00		1,85
6 Savana	3,5	2,80		2,75
7 Campos	1,25	1,20	1,30	2,1
8 Caatinga	2,5	1,8		2,25
9 Semi-deserto	0,8	0,30	0,10	0,45
10 Tundra	0,4	1,10	0,65	0,45
11 Deserto	0,2	0,30		0
13 Floresta Tropical Estacional	3,45	3,50		3,5**
20 Gelo	0	0		0

\*Dados disponíveis em: <http://earthobservatory.nasa.gov/Observatory/Datasets/lai.modis.html> (por inspeção visual)

\*\* Vide Tabela A.2

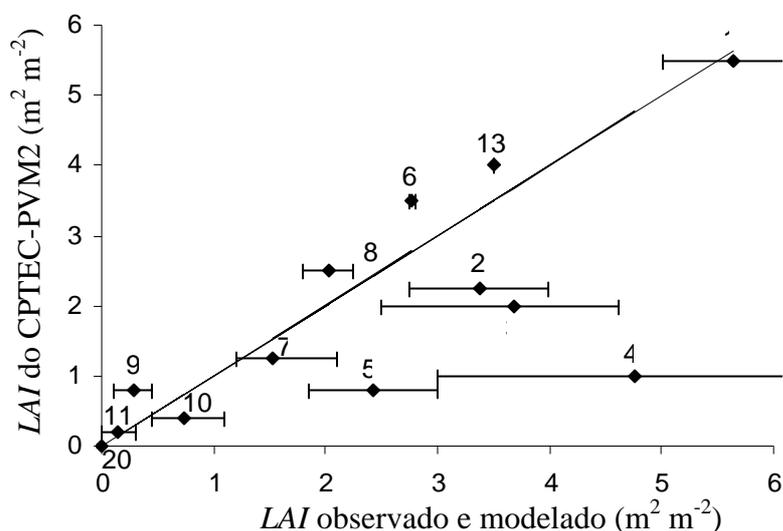


Figura 3.9 – Correlação entre o *LAI* médio por bioma modelado pelo CPTEC-PVM2 e a média (com desvio padrão) observada na natureza (MODIS; Turner et al., 2006) e simulada pelo SSiB (DS89). Os números acima de cada ponto representam o bioma LONS06 em questão.

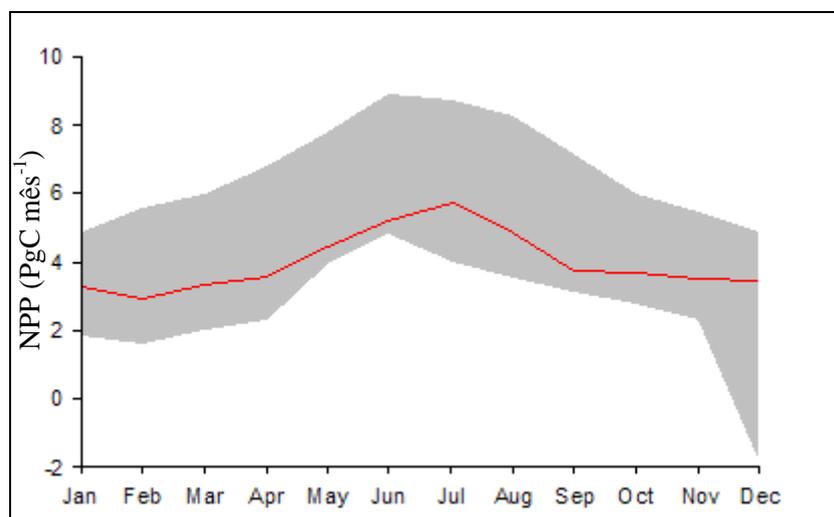


Figura 3.10 – Variação sazonal da produtividade primária líquida (*NPP*) global do CPTEC-PVM2 (vermelho) frente ao intervalo de variação de *NPP* global de 15 modelos analisados em Cramer et al. (1999) (área em cinza). [1 Pg =  $10^{15}$  g].

Em relação à variação sazonal, o CPTEC-PVM2 apresenta comportamento similar aos modelos de Cramer et al. (1999) (Figura 3.10); e similar também ao comportamento de outros fatores do modelo, como por exemplo o *LAI*, o que demonstra a suscetibilidade destes processos à disponibilidade de água no solo. Enquanto a *NPP* média anual global dos modelos analisados em Cramer et al. (1999) é de  $54,9 \text{ PgC ano}^{-1}$ , o CPTEC-PVM2 produz um valor próximo a este,  $47 \text{ PgC ano}^{-1}$ . No CPTEC-PVM2, o maior nível de *NPP* ( $5,65 \text{ PgC mês}^{-1}$ ) se dá no mês de julho, verão no hemisfério norte, que conta com a maior porção continental livre de gelo permanente do planeta. Do mesmo modo, o menor valor ( $2,85 \text{ PgC mês}^{-1}$ ) se dá em fevereiro, quando é inverno no hemisfério norte.

A Figura 3.11 sumariza a sensibilidade da *NPP* calculada pelo sub-modelo de carbono do CPTEC-PVM2 a variáveis chave de entrada: temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), concentração atmosférica de  $\text{CO}_2$  (ppmv), água no solo (0 a 1 adimensional) e intensidade luminosa ( $\text{Wm}^{-2}$ ) (considerando um *LAI* fixo igual a 5.0; *i.e.* não há limitação em relação ao *LAI*). De modo geral, a *NPP* está satisfatoriamente dentro do intervalo normal dos modelos

estudados em Adams et al. (2004), obviamente se aproximando mais dos modelos Simple TRIFFID e TRIFFID. Assim como esses modelos, no CPTEC-PVM2 a resposta da *NPP* à temperatura apresenta-se na forma de uma curva parabólica, respectivamente com máximo em 20°C (Figura 3.11a). Em relação à concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>, a resposta é de um aumento quase linear (Figura 3.11b). Para uma quantidade de água no solo variando de 0 a 1, assim como no TRIFFID, a *NPP* responde de maneira linear, com saturação a partir de  $w = 0,5$ , porém com uma diferença importante: abaixo do ponto de murcha ( $w = 0,205$ ) ainda há fotossíntese e conseqüentemente *NPP*, que decaem ambas suavemente a 0 quando  $w$  tende a 0 (Figura 3.11c). Para o  $I_{PAR}$ , a resposta da *NPP* é de aumento até o ponto de saturação (que tem valor aproximado de 110 W m<sup>-2</sup>), após o qual *NPP* permanece constante (Figura 3.11d).

### 3.3.2 Respiração heterotrófica, carbono no solo e na serapilheira

Os estoques de carbono na serapilheira, no solo e a respiração heterotrófica modelados pelo CPTEC-PVM2 são mostrados na Figura 3.12. A taxa de respiração heterotrófica modelada pelo CPTEC-PVM2, assim como a quantidade de carbono armazenado na serapilheira e no solo foram comparados com dados observados e modelados (Tabela 3.3; Figura 3.13). A respiração heterotrófica modelada pelo CPTEC-PVM2 possui valores próximos a de dados observados ou modelados (Figura 3.13a), tendo, portanto, bom desempenho na região tropical e extra-tropical. Nas regiões tropicais (extra-tropicais) os altos (baixos) valores de temperatura do solo, água no solo (solo congelado) e evapotranspiração se somam para aumentar (diminuir) sensivelmente os valores da respiração heterotrófica ( $R_H$ ). Raich et al. (2002) aponta para um valor de  $R_H$  global de 80,4 PgC ano<sup>-1</sup>, enquanto o CPTEC-PVM2 simula um total de 66,3<sup>3</sup> PgCano<sup>-1</sup>.

<sup>3</sup> Como o sub-modelo de ciclo de carbono do CPTEC-PVM2 é um modelo de equilíbrio, o ideal seria que  $NPP = R_H$ , ou seja, que  $NEP$  tendesse a zero (se fosse um modelo de vegetação dinâmica,  $NEP$  poderia ser diferente de 0). Uma vez que os modelos de  $NPP$  e  $R_H$  foram desenvolvidos de forma independente, há um desbalanço entre  $NPP$  (47 PgC ano<sup>-1</sup>) e  $R_H$  (66,3 PgC ano<sup>-1</sup>), o que aponta para necessidade de correção do sub-modelo de  $R_H$ . De qualquer forma esse desbalanço atual entre  $NPP$  e  $R_H$  não influencia a distribuição de biomas no CPTEC-PVM2, uma vez que  $R_H$  não é usado no algoritmo de determinação de biomas.

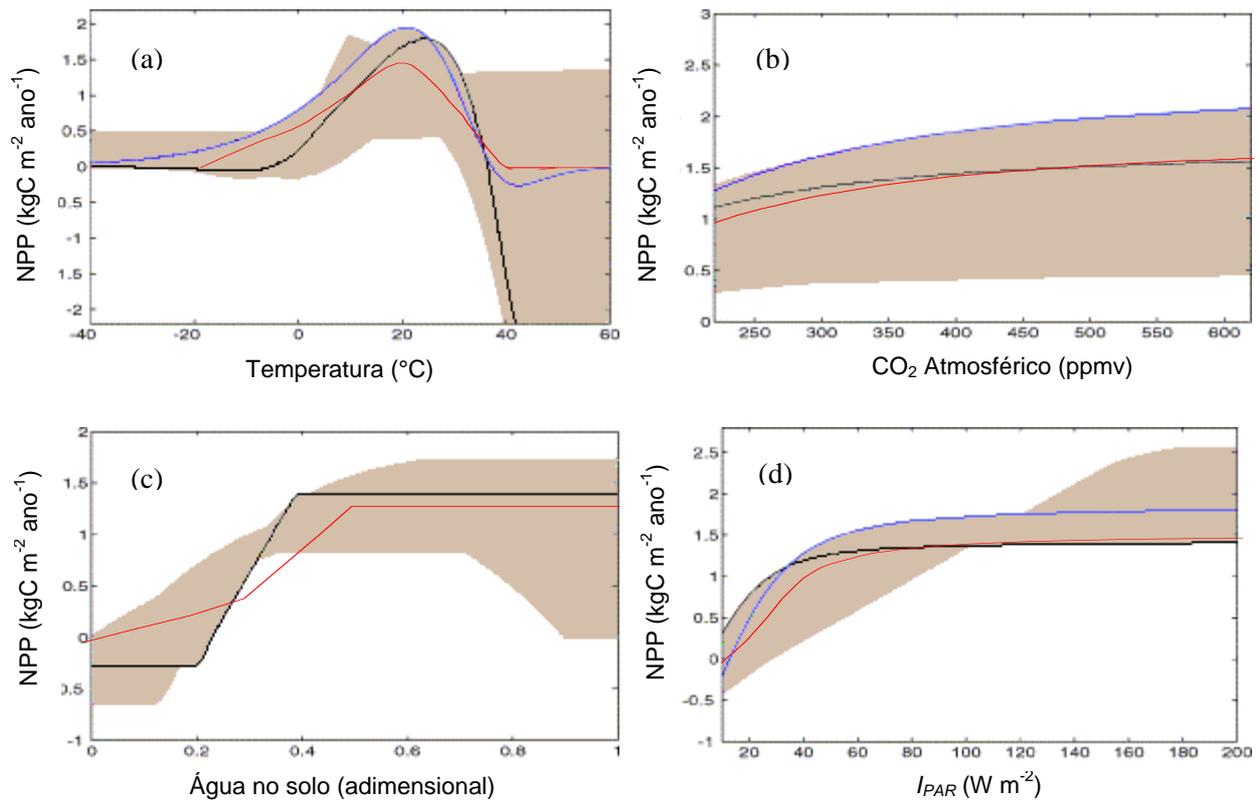


Figura 3.11 – Resposta da produtividade primária líquida ( $NPP$ ) à (a) temperatura, (b) concentração atmosférica de  $CO_2$ , (c) disponibilidade de água no solo, e (d) radiação fotossinteticamente ativa incidente, quando as outras variáveis são mantidas constantes.  $T = 15^\circ C$ ;  $CO_2 = 350$  ppmv;  $w = 1,0$ ;  $I_{PAR} = 120$   $W\ m^{-2}$  e  $LAI = 5,0$ . As curvas azul, preta e vermelha correspondem respectivamente a os modelos Simple TRIFFID, TRIFFID e CPTEC-PVM2. As áreas em cinza representam o intervalo de variação dos outros modelos de  $NPP$  analisados em Adams et al. (2004). Fonte: adaptado de Adams et al. (2004).

A Figura 3.14 apresenta o comportamento de  $R_H$  frente a variações de uma de suas variáveis controladoras (temperatura do solo, água no solo, evapotranspiração, índice de área foliar) quando as outras são mantidas constantes. Com o aumento da temperatura do solo e da disponibilidade de água, há maior decomposição do carbono presente no solo, o que culmina em altos valores de  $R_H$  em locais onde as duas primeiras variáveis

são altas (e.g. Amazônia). Por outro lado, em regiões onde essas variáveis têm baixos valores (e.g. Sibéria) há pouca atividade biológica no solo,  $R_H$  se mantém em valores baixos e mais carbono é retido no solo (Figura 3.14a). A resposta de  $R_H$  a variações na evapotranspiração tem um padrão senoidal devido ao fato de que baixos (altos) valores de  $E$  desfavorecem (favorecem) a respiração na serapilheira, sendo que mais (menos) carbono é direcionado para o solo, o que, então, aumenta (diminui) a respiração heterotrófica do solo. Assim, os dois máximos observados na Figura 3.14c representam a respiração heterotrófica oriunda do solo e da serapilheira. Geralmente em locais onde as variáveis temperatura do solo, água no solo e evapotranspiração são altas, o índice de área foliar ( $LAI$ ) também o é. O  $LAI$  representa o canal de passagem de carbono entre os compartimentos autotrófico e heterotrófico do ciclo do carbono. Sendo assim, maiores valores de  $LAI$  geram maior entrada de carbono para a parte heterotrófica do ciclo de carbono (na forma de produção de serapilheira), e possivelmente levam a maiores valores de  $R_H$  (Figura 3.14d).

Tabela 3.4 – Respiração heterotrófica ( $R_H$ ) modelada pelo CPTEC-PVM2 comparada com dados observados (Schlesinger, 1977; Raich et al., 2002) e com dados oriundos de modelagem (LPJ Model) (Sitch et al., 1999) em cada um dos biomas de LONS06.

Bioma	Respiração Heterotrófica ( $\text{kgC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ )			
	CPTEC- PVM2	Schlesinger (1977)	Raich et al. (2002)	Sitch et al. (2003)
1 Floresta Tropical Ombrófila	1,50	1,50	1,32	1,00
2 Floresta Temperada	0,68	0,66	0,73	0,70
3 Floresta Mista	0,42		0,45	0,55
4 Floresta Boreal	0,36	0,19	0,38	0,40
5 Floresta de Lariços	0,25		0,22	0,30
6 Savana	0,93	0,65	0,71	0,70
7 Campos	0,32	0,29	0,41	0,40
8 Caatinga	0,82	0,52	0,50	0,45
9 Semi-deserto	0,39		0,32	0,20
10 Tundra	0,10	0,09	0,15	0,12
11 Deserto	0,09	0,02	0,18	0,08
13 Floresta Tropical Estacional	1,12			0,80
20 Gelo	0		0	0

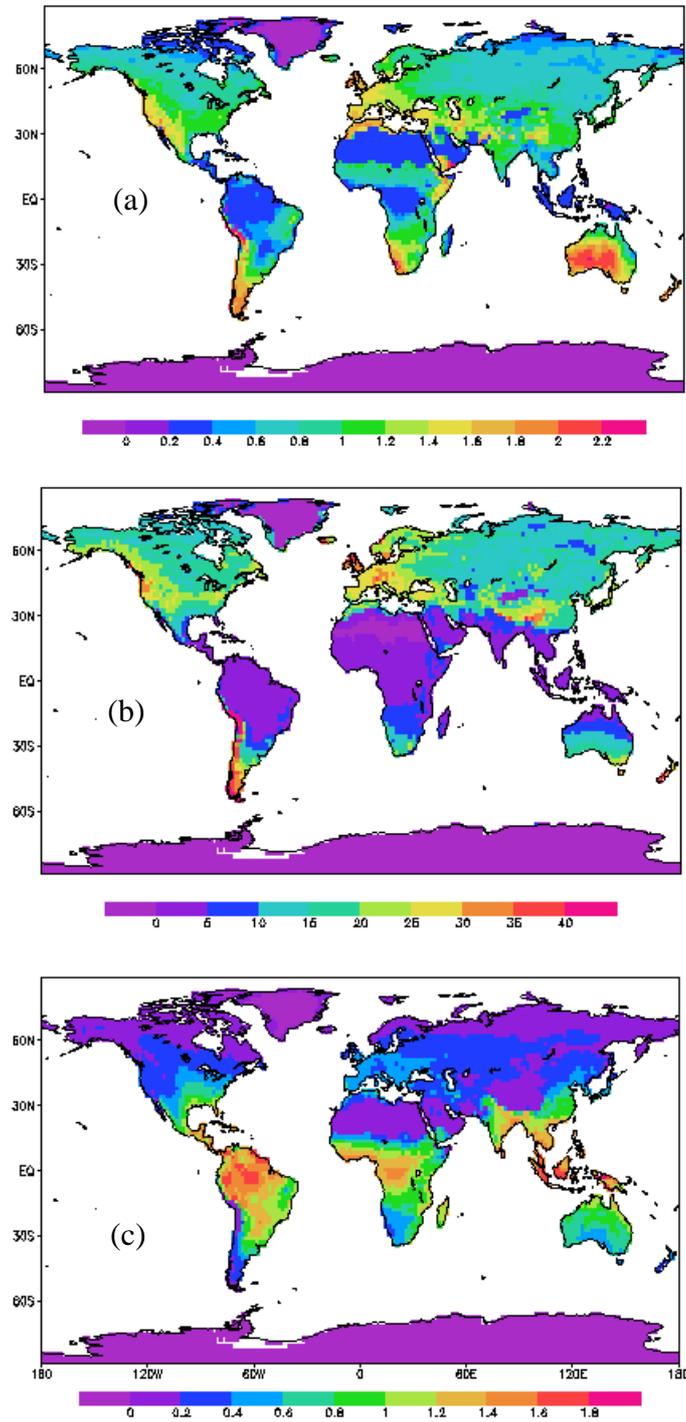


Figura 3.12 – Armazenamento de carbono na (a) serapilheira e (b) no solo, e (c) respiração heterotrófica modelados pelo CPTEC-PVM2 [kgC m<sup>-2</sup> em (a) e (b); kgC m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup> em (c)].

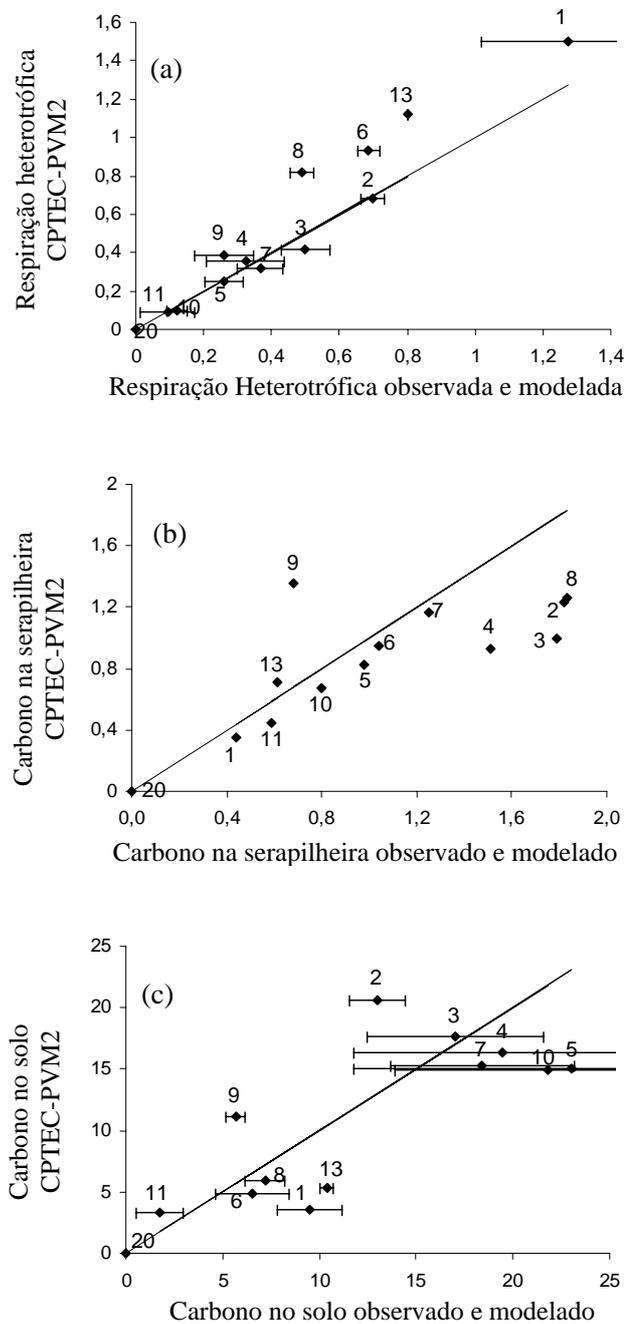


Figura 3.13 – Correlação das médias (para cada um dos biomas) de (a) respiração heterotrófica, (b) carbono na serapilheira, e (c) carbono no solo [ $\text{kgC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$  em (a);  $\text{kgC m}^{-2}$  em (b) e (c)], obtidas com o CPTEC-PVM2 frente a média (com desvio padrão) de dados observados (Schlesinger, 1977; Zinke et al., 1984; Raich et al., 2002) e/ou simulados por outros modelos (Foley, 1995; Sitch et al., 2003).

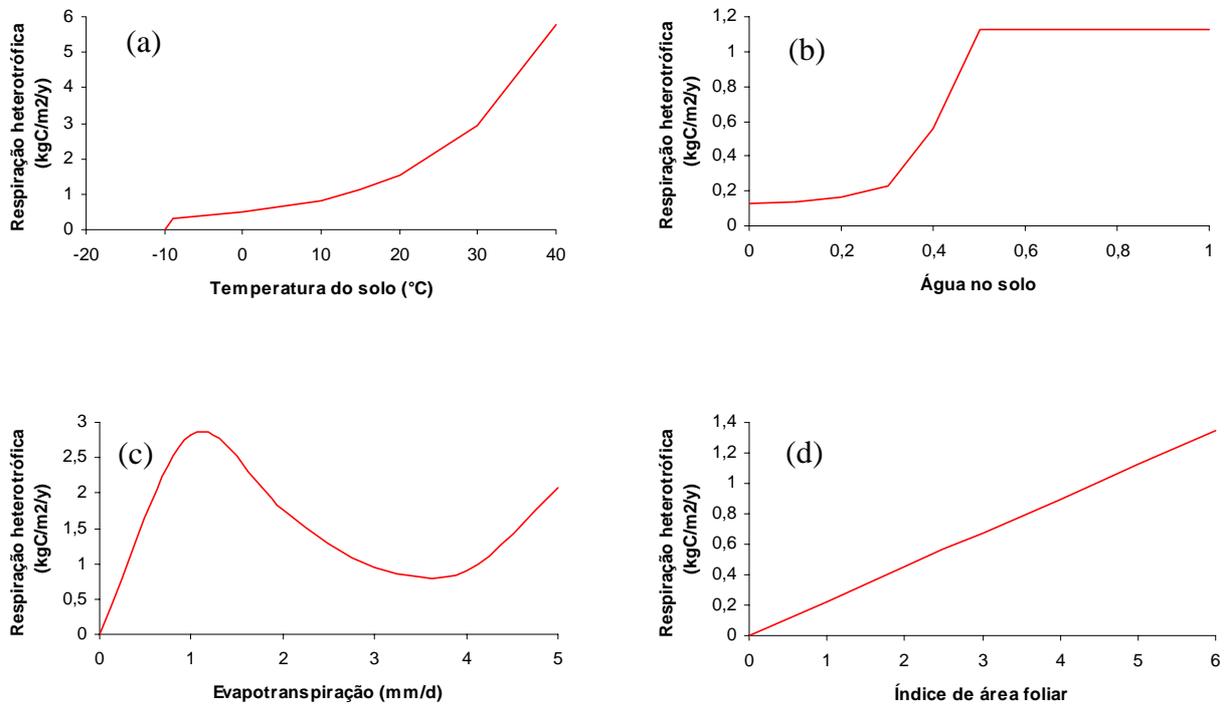


Figura 3.14 – Resposta da respiração heterotrófica ( $R_H$ ) à (a) temperatura do solo, (b) disponibilidade de água no solo, (c) evapotranspiração e, (d) índice de área foliar ( $LAI$ ), enquanto as outras variáveis são mantidas constantes.  $T_{soil} = 15^\circ\text{C}$ ;  $w = 1.0$ ;  $E = 2,7 \text{ mm d}^{-1}$ ;  $LAI = 5$ .

De modo geral, os dados da quantidade de carbono na serapilheira ( $C_L$ ) modelados pelo CPTEC-PVM2 têm uma correspondência razoável (Figura 3.13b) com dados do modelo DEMETER (Foley, 1995), estando, de fato, um pouco abaixo dos valores daquele modelo. Entretanto, vale lembrar que este valor de  $r$  representa a comparação dos dados obtidos com o CPTEC-PVM2 frente à apenas um outro modelo. Em termos globais o valor de  $C_L$ , 100,9 PgC, está dentro do intervalo reportado por observações de campo [55 PgC (Schlesinger, 1977)] ou por modelagem [150 PgC (Foley, 1995), 210 PgC (Esser et al., 1982)]. O carbono na serapilheira mostrado na Figura 3.12a representa o

equilíbrio entre a formação e a decomposição da serapilheira. Assim, os maiores valores de  $C_L$  são registrados em biomas extra-tropicais (biomas 2, 3, 4, 5 e 7), onde há bastante formação de serapilheira ( $LAI$  alto), e pouca decomposição (evapotranspiração baixa).

Com exceção dos biomas floresta tropical ombrófila, floresta temperada e semi-deserto, os estoques de carbono no solo do CPTEC-PVM2 se correlacionam bem (Figura 3.13c) com os dados observados e modelados. Os maiores estoques de carbono no solo estão presentes nos biomas extra-tropicais, onde há pouca decomposição do carbono que entra no solo (vide discussão acima sobre Figura 3.14). Sendo assim, a grande quantidade de carbono presente no solo de uma floresta boreal, por exemplo, é o resultado de décadas de acúmulo do carbono vindo da serapilheira e não decomposto no solo. A quantidade total de carbono estocado no solo em todo o globo, modelada pelo CPTEC-PVM2, é de 1301 PgC, valor próximo ao obtido por observações [1456 PgC (Schlesinger, 1977)] ou por modelagem [1373 PgC (Foley, 1995)].

### **3.4 Nova forma de determinação da distribuição de biomas (algoritmo)**

Apesar de o sub-modelo de carbono do CPTEC-PVM2 ser bastante parecido com o do TRIFFID (Cox et al., 2001), sua forma de escolha da distribuição de biomas é diferente. O CPTEC-PVM2 pode ser considerado um modelo biogeoquímico, uma vez que simula processos bioquímicos, como a fotossíntese e respiração, de acordo com um determinado clima. Entretanto, o CPTEC-PVM2 também incorpora elementos de modelos biogeográficos, pois utiliza um mapa (gerado pelo próprio modelo) de variáveis climáticas e ecológicas para determinar o tipo de bioma a ocorrer em cada ponto de grade. Denota-se então que o CPTEC-PVM2 é um modelo de equilíbrio, que prevê apenas soluções estacionárias, ou seja, não permite mudanças na vegetação sob um mesmo clima. Outros modelos com as mesmas características do CPTEC-PVM2, como BIOME (Prentice et al., 1992), o modelo de Lenton (2000), e ALBIOC (Roelandt, 2001) utilizam as taxas de NPP diretamente na determinação da ocorrência de biomas ou tipos vegetacionais. Por outro lado, os modelos de vegetação dinâmica, que prevêem soluções transientes, como BIOME3 (Haxeltine e Prentice, 1996), TRIFFID (Cox et al.,

2001) e IBIS (Foley et al., 1996), possuem regras de alocação de biomas bastante diferentes e mais complexas que a aqui apresentada para o CPTEC-PVM2. Esses modelos determinam uma distribuição constante da vegetação (geralmente tipos funcionais de plantas, PFT), sobretudo através de variáveis climáticas e características morfo-fisiológicas das plantas. Em seguida calcula-se a *NPP* para cada um desses PFT partir de variáveis climáticas e dados de sensoriamento remoto. Como cada ponto de grade nesses modelos pode contar mais de um PFT, simula-se então a competição entre eles, baseada na habilidade das plantas em captar recursos, especialmente água e luz.

No CPTEC-PVM original (Oyama e Nobre, 2004) os biomas eram determinados a partir de cinco variáveis ambientais (vide seção 1.2). No CPTEC-PVM2 essa escolha se baseia em três variáveis, sendo duas novas:

$$T_C = \min\{T_i\}, \quad i = 1 \dots 12 \quad (3.34)$$

$$M_{NPP} = \frac{\sum_{i=1}^{12} NPP_i}{12} \quad (3.35)$$

$$S_{NPP} = \frac{NPP_{\max} - NPP_{\min}}{M_{NPP}} \quad (3.36)$$

$$NPP_{\max} = \max\{NPP_i\}, \quad i = 1 \dots 12 \quad (3.37)$$

$$NPP_{\min} = \min\{NPP_i\}, \quad i = 1 \dots 12 \quad (3.38)$$

Sendo  $T_C$ , temperatura do mês mais frio ( $^{\circ}\text{C}$ );  $M_{NPP}$ , produtividade primária líquida média anual [ $\text{kgC m}^{-2}$  (vegetação)  $\text{ano}^{-1}$ ];  $S_{NPP}$ , um índice de sazonalidade (adimensional) baseado nos máximos ( $NPP_{\max}$ ) e mínimos ( $NPP_{\min}$ ) da *NPP* (o índice  $i$  se refere ao mês do ano). Os índices  $H$  e  $D$  usados no CPTEC-PVM original, e que representavam implícita e explicitamente, respectivamente, a variação de água no solo são agora substituídos por  $M_{NPP}$  e  $S_{NPP}$ , que captam indiretamente a influência da disponibilidade de água no solo, através do ciclo de carbono. Além disso, o novo índice

$S_{NPP}$  substitui o antigo  $D$  como um fator importante na determinação dos limites entre biomas tropicais de maior (florestas tropicais ombrófila e estacional) e menor porte (savana e caatinga). Quanto maior o valor de  $S_{NPP}$  (0-1) maior a variação de  $NPP$  em torno de sua média no ano, o que indica maior sazonalidade climática (precipitação e/ou temperatura).

Desse modo, uma vez rodados para cada ponto de grade o sub-modelo de balanço hídrico e o sub-modelo de ciclo de carbono, as variáveis ambientais acima citadas são calculadas. Assim, com essas três variáveis, os biomas são escolhidos a partir do algoritmo mostrado na Figura 3.15. Este algoritmo basicamente divide o globo em três regiões, boreal, temperada e tropical a partir de  $T_C$ . Dentro de cada uma dessas regiões, cada intervalo de  $M_{NPP}$  designa um bioma. Por exemplo, um valor de  $M_{NPP} = 0,16$  resulta em floresta boreal na região boreal, campos na região temperada e semi-deserto na região tropical. Esta abordagem delimita bem os biomas extra-tropicais dos tropicais, como por exemplo, campos (7) que não ocorre onde  $T_C > 10^\circ\text{C}$  (diferentemente do CPTEC-PVM original).  $T_C$  é ainda usado para determinar os biomas de floresta de lariços (5) e para determinar os limites entre os biomas campos (7) e floresta temperada (2), o que culmina na boa representação dos Pampas (Campos sulinos) na América do Sul. O índice  $S_{NPP}$  é estritamente usado na região tropical, para determinar os limites de vegetação florestal [ombrófila (1) e estacional (13)] e não-florestal [savana (6) e caatinga (8)].

Os valores limites das variáveis ambientais para cada um dos biomas foram obtidos a partir de calibração, baseando-se também na literatura. O procedimento de calibração, em dois passos, é similar ao descrito em Oyama e Nobre (2004). Entretanto, o procedimento de escolha de valores “first-guess” (primeiro passo) é aqui substituído por valores de  $NPP$  da literatura (e.g. Tabela 3.2). O segundo passo é idêntico a Oyama e Nobre (2004), onde se busca subjetivamente os limiares das variáveis ambientais que resultem no melhor desempenho global e regional (América do Sul) do modelo. Assim como no CPTEC-PVM original, o segundo passo nem sempre é necessário (principalmente na região tropical). Entretanto, em regiões extra-tropicais, onde o

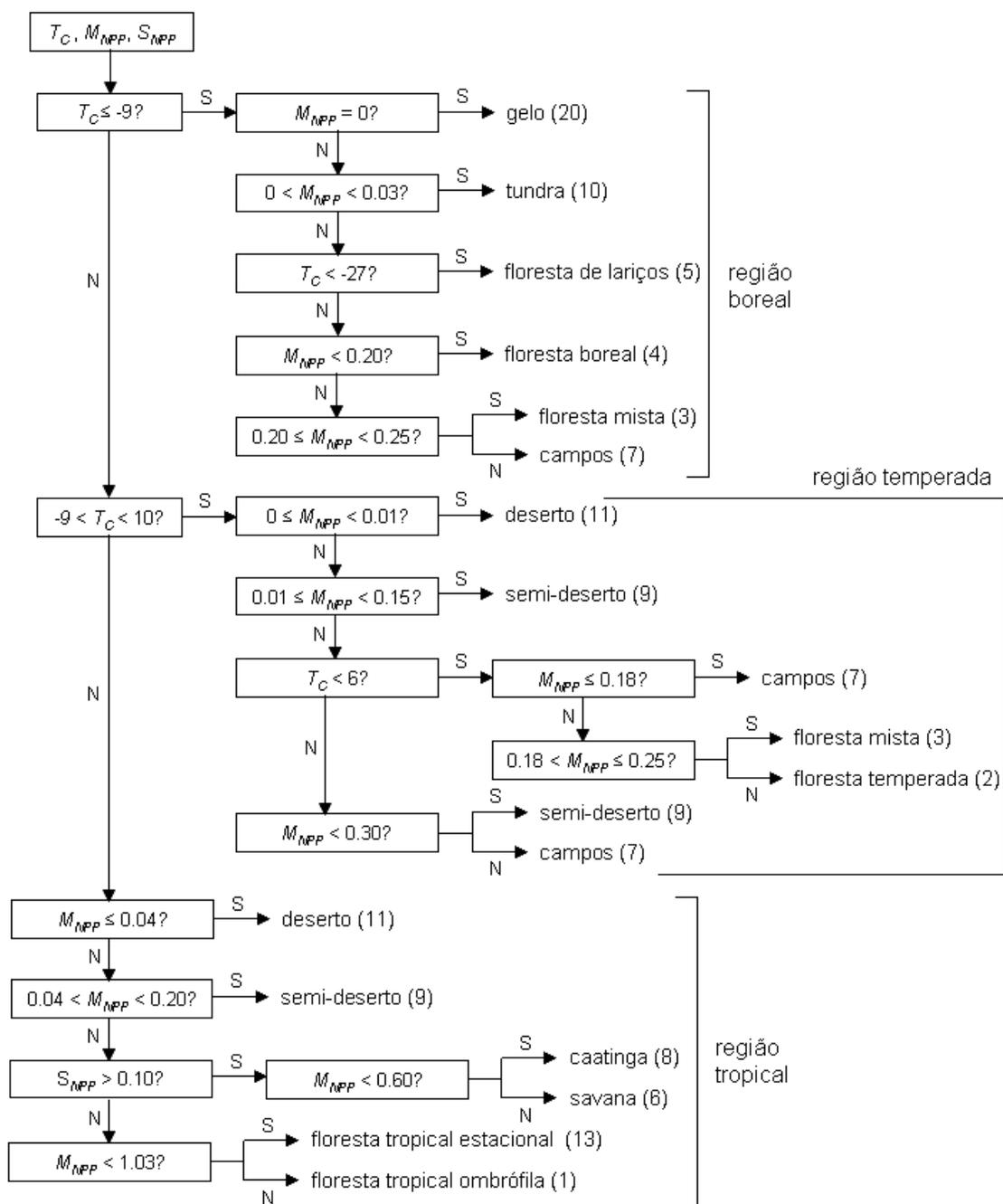


Figura 3.15 – Algoritmo usado para determinação da distribuição de biomas a partir das variáveis ambientais,  $T_C$  (°C),  $M_{NPP}$  [kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>] e  $S_{NPP}$  (adimensional). S: sim; N: não.

CPTEC-PVM2 subestima valores de  $NPP$  (Figura 3.8) o segundo passo se faz necessário. Uma descrição detalhada sobre a determinação de valores limites para as variáveis ambientais é dada a seguir:

- O valor máximo de  $M_{NPP}$  para gelo [ $=0 \text{ kgC m}^{-2} \text{ (vegetação) ano}^{-1}$ ] segue Cramer et al. (1999).
- O limite superior de  $M_{NPP}$  para tundra [ $=0,03 \text{ kgC m}^{-2} \text{ (vegetação) ano}^{-1}$ ] minimiza erro entre biomas tundra (10) e floresta boreal decídua (5).
- O limite superior de  $M_{NPP}$  para tundra [ $=0,03 \text{ kgC m}^{-2} \text{ (vegetação) ano}^{-1}$ ] minimiza erro entre biomas tundra (10) e floresta boreal decídua (5).
- O limite superior de  $T_C$  para floresta boreal decídua (lariço) ( $=-27^\circ\text{C}$ ), da mesma maneira que em Oyama e Nobre (2004), minimiza erro entre os biomas floresta de lariço (5) e floresta boreal (4).
- O limite superior de  $M_{NPP}$  para floresta boreal [ $=0,2 \text{ kgC m}^{-2} \text{ (vegetação) ano}^{-1}$ ] minimiza erro entre os biomas floresta boreal (4) e floresta mista (3).
- O limite superior de  $T_C$  para as florestas temperada (2) e mista (3) ( $=6^\circ\text{C}$ ) segue Oyama e Nobre (2004). Isso previne que floresta temperada seja alocada no lugar do bioma campos (7) nos Pampas, na América do Sul. Entretanto, diferentemente do CPTEC-PVM original, os biomas 2 e 3 que antes ocorriam no intervalo de  $T_C$  de  $-6$  a  $6^\circ\text{C}$  agora ocorrem em um intervalo maior ( $-9$  a  $6^\circ\text{C}$ ). Logicamente que em regiões onde a temperatura tende ao limite inferior (superior) de  $T_C$ ,  $M_{NPP}$  é menor (maior), o que leva à alocação do bioma 3 (2).
- Os limites inferiores de  $M_{NPP}$  para o bioma campos [ $0,25$  e  $0,30 \text{ kgC m}^{-2} \text{ (vegetação) ano}^{-1}$ ] minimizam erro entre o bioma 7 (campos) e os biomas 3 (floresta Mista) e 9 (semi-deserto) na região (de  $T_C$ ) boreal e temperada respectivamente.
- O limite superior de  $M_{NPP}$  para o bioma campos [ $=0,18 \text{ kgC m}^{-2} \text{ (vegetação) ano}^{-1}$ ] minimiza erro entre os biomas 7 (campos) e 3 (floresta Mista) na região temperada de  $T_C$ .
- Os limites superiores de  $M_{NPP}$  para o bioma deserto [ $0,01$  e  $0,04 \text{ kgC m}^{-2} \text{ (vegetação) ano}^{-1}$ ] minimizam erro entre os biomas 11 (deserto) e 9 (semi-deserto) nas regiões (de  $T_C$ ) temperada e tropical, respectivamente.

- Os limites superiores de  $M_{NPP}$  para o bioma semi-deserto [0,15; 0,30 e 0,20 kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>] minimizam erro entre o bioma 9 (semi-deserto) e os biomas 7 (campos), 7 (campos, novamente) e 8 (caatinga) respectivamente, sendo os dois primeiros valores para a região (de  $T_C$ ) temperada e o último para a região tropical. Os dois valores que minimizam (duas vezes) erro entre os biomas 9 (semi-deserto) e 7 (campos) representam respectivamente os limiares de  $M_{NPP}$  para as (sub-) regiões abaixo e acima do limite de  $T_C = 6^\circ\text{C}$  dentro da região (de  $T_C$ ) temperada.
- O limite superior de  $M_{NPP}$  para caatinga [=0,6 kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>] minimiza erro entre os biomas 8 (caatinga) e 6 (savana).
- O limite superior de  $M_{NPP}$  para floresta tropical estacional [=1,03 kgC m<sup>-2</sup> (vegetação) ano<sup>-1</sup>] minimiza erro entre os biomas 13 (floresta tropical estacional) e 1 (floresta tropical ombrófila).

Os limites superiores de  $T_C$ , embora artificiais do ponto de vista fisiológico (tendo em conta que todos os processos no modelo de carbono ocorrem no intervalo de temperatura de -10 a 50°C), são necessários devido ao fato do CPTEC-PVM2 não contar com um sistema de dominância hierárquico a partir de tipos funcionais de plantas (como nos MVPot BIOME e BIOME3). Por exemplo, o limite de  $T_C$  para floresta de lariço (-27°C) deve ser interpretado não só como um limite superior de  $T_C$ , mas também como um limite inferior para florestas boreais, campos e semi-deserto. O mesmo vale para as três grandes regiões de  $T_C$  que dividem o globo em região boreal, temperada e tropical. Sem essa divisão seria difícil diferenciar biomas tropicais de extra-tropicais apenas com base em  $NPP$ , uma vez que alguns biomas possuem valores muito próximos de  $M_{NPP}$  mas ocorrem em regiões climaticamente bastante distintas (e.g. floresta temperada e floresta tropical estacional).

### 3.5 Vegetação Potencial utilizando o CPTEC-PVM2 (sem fogo natural)

A Figura 3.16 mostra a vegetação potencial simulada pelo CPTEC-PVM2, frente ao mapa de vegetação natural referencial (Apêndice A). Há boa representação do padrão geral de biomas no globo: floresta tropical ombrófila na Amazônia, África Central e Indonésia; savana no Brasil e África; caatinga no Nordeste Brasileiro, no Chaco Paraguai e Sahel; campos em parte da Eurásia e América do Norte; floresta temperada nos EUA, Europa Ocidental e China; floresta boreal no Canadá e Rússia; floresta de lariços no Nordeste da Ásia; tundra no extremo norte do Canadá e Rússia; semi-deserto no Oriente Médio, Austrália, Patagônia e Oeste Norte-Americano; deserto no Saara.

Entretanto há três erros consideráveis em nível global: (1) super-estimativa de floresta temperada nos EUA e Europa; (2) super-estimativa de floresta boreal na Ásia; (3) alocação de caatinga e savana na Índia e Sudeste Asiático. Os dois primeiros problemas comprometem a representação do bioma 7 (campos) tanto na América do Norte, como na Ásia (vide análise objetiva abaixo). O terceiro problema é comum em MVPot (CPTEC-PVM, BIOME, BIOME3), embora nesses modelos houvesse a alocação de savana, e não de caatinga na Índia, como no CPTEC-PVM2. O fato de, sob o presente algoritmo, haver a alocação de caatinga e savana nessa região se deve à pronunciada estação seca na Índia e Sudeste Asiático. Para explicar o por quê de a vegetação natural ser de floresta mesmo tendo a região uma estação seca relativamente prolongada, hipóteses como a existência de espécies de árvores mais adaptadas à seca e um eficiente armazenamento de água da estação úmida foram propostas (e.g. Oyama e Nobre, 2004). Embora essas hipóteses não sejam descartadas, a existência de florestas na Índia e no Sudeste Asiático pode ser devida a um fator mais fundamental: uma menor frequência de incêndios naturais em comparação com a América do Sul e África. Esse problema é corrigido com uma parametrização simples de fogo natural que já foi implementada em uma versão recente do CPTEC-PVM (Cardoso et al., 2006; Lapola et al., 2006). Entretanto, devido a ocorrência de caatinga, e não apenas savana na Índia, essa

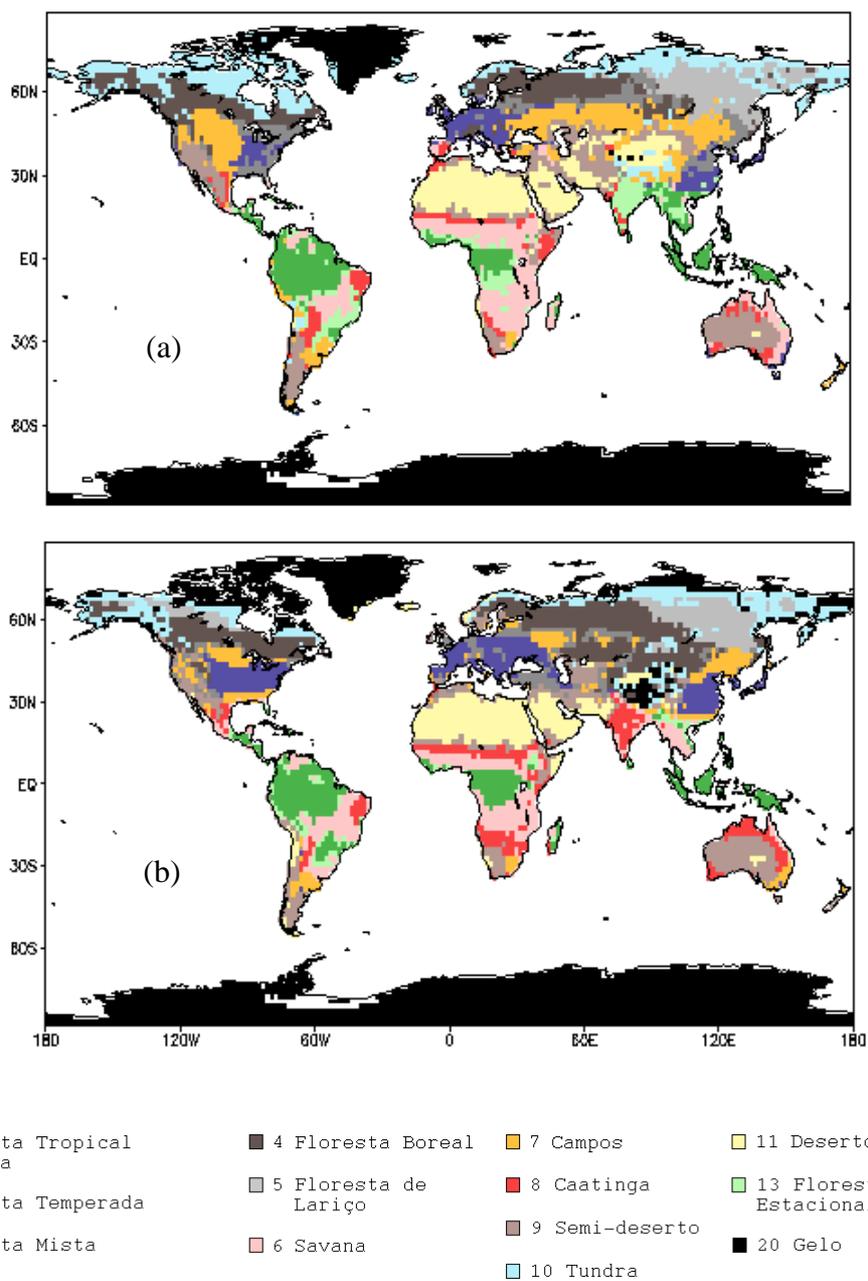


Figura 3.16 – (a) vegetação natural de referência (Apêndice A) e (b) vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2, sem parametrização de fogo natural.

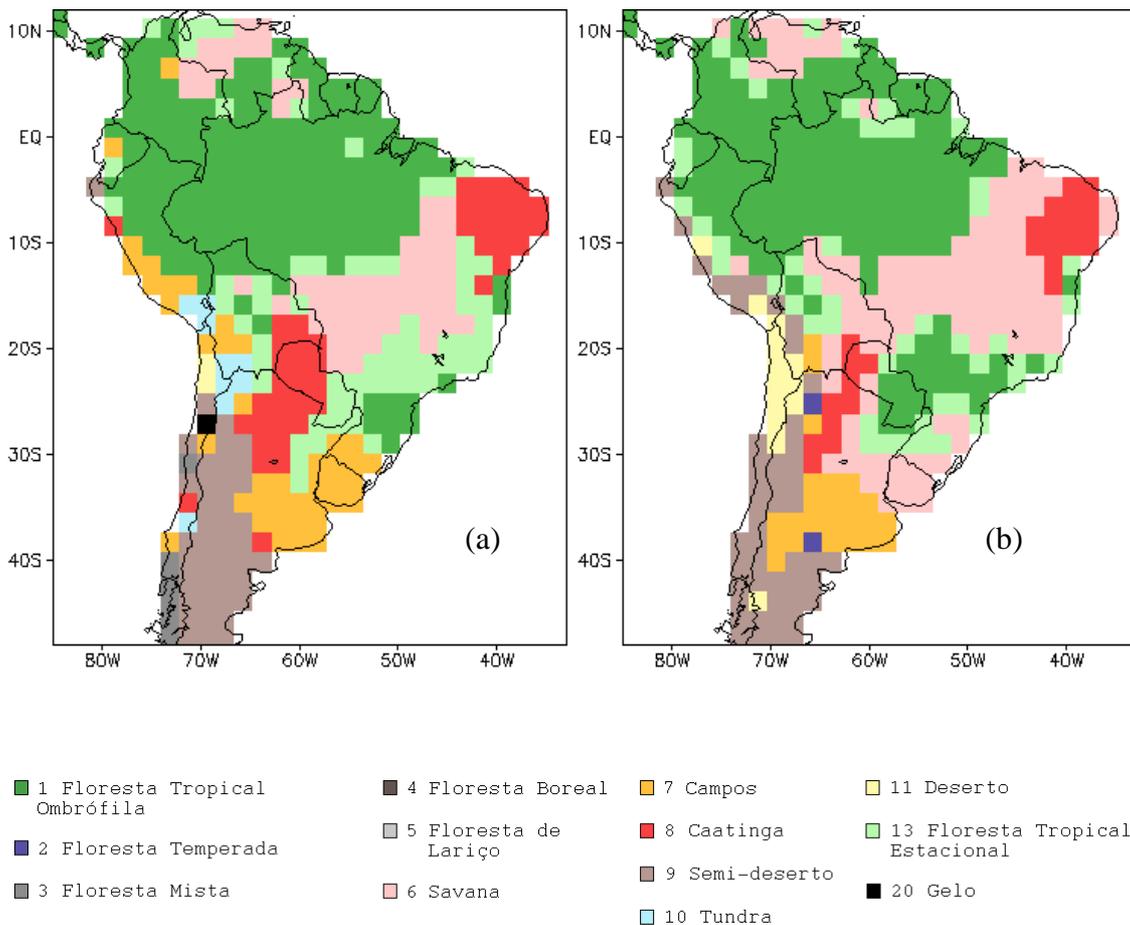


Figura 3.17 – (a) vegetação natural de referência (Apêndice A) e (b) vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2 na América do Sul, sem parametrização de fogo natural.

parametrização é adaptada para o CPTEC-PVM2, envolvendo os biomas floresta tropical ombrófila e estacional, savana e caatinga (capítulo 4).

Na América do Sul (Figura 3.17), o CPTEC-PVM2 é capaz de reproduzir o corredor mais seco que corta o sub-continente no sentido SO-NE, com as savanas do Cerrado Brasileiro, caatinga no Nordeste Brasileiro e na região do Chaco. Transversalmente opostas a esse corredor mais seco estão também bem representadas as florestas tropicais

(ombrófila e estacional) na Amazônia e parte da Mata Atlântica. Ainda há a correta alocação de campos na região Argentina dos Pampas e semi-deserto na Patagônia.

Em nível regional, na América do Sul, há erro na delimitação dos limites da Mata Atlântica e também há a incorreta alocação de savanas no norte dos Pampas. O primeiro erro talvez seja oriundo da climatologia utilizada (já o que o mesmo erro ocorria no CPTEC-PVM), e o segundo se deve ao fato de o bioma campos (7) não poder ocorrer em regiões onde  $T_C > 10^\circ\text{C}$ , como no norte dos Pampas (o que em termos conceituais é mais compatível com a definição desse bioma). De qualquer forma, poucos (senão nenhum) MVPot conseguem reproduzir corretamente a vegetação dos Pampas (e o CPTEC-PVM2 reproduz parcialmente, ou seja, o erro não é total). Conjectura-se que a vegetação de gramíneas nos Pampas seja um rélicto da vegetação presente então durante a última glaciação, que supostamente estaria retrocedendo, na devida escala de tempo (secular), dando lugar à florestas tropicais, mais compatíveis com o clima atual da região (Marchiori, 2004). Isso explica os referidos erros dos MVPot, incluindo o CPTEC-PVM2, nessa região.

A exemplo do CPTEC-PVM original, duas estatísticas foram usadas para se comparar objetivamente os mapas de vegetação natural (Apêndice A) e potencial gerado pelo CPTEC-PVM2. A primeira, fração de concordância (%), também conhecida como coeficiente de correlação intraclasse) é a fração de pontos de grade onde há concordância entre os mapas para um dado bioma. A segunda, estatística kappa ( $\kappa$ , Monserud e Leemans, 1992), mede o grau de similaridade entre dois mapas. As convenções mostradas na Tabela 3.4 para  $\kappa$  são aqui seguidas. Em ambas análises os pontos de grade representando bioma gelo (20) não foram considerados, para evitar um aumento artificial do desempenho do modelo.

A Tabela 3.5 mostra o desempenho do CPTEC-PVM2 sem a parametrização de fogo natural (vide capítulo 4). Nessa versão, o valor global de  $\kappa$  é de 0,48, o que representa um desempenho regular, valor inferior ao obtido com o CPTEC-PVM, porém comparável a outros modelos, que utilizam *NPP* na determinação dos biomas. Por exemplo, o BIOME (Prentice et al., 1992) resulta em um valor de  $\kappa = 0,49$ ; Monserud e

Tabela 3.5 – Grau de concordância entre mapas de acordo com a estatística  $\kappa$ .

$\kappa$	Grau de concordância
< 0,05	Inexistente
0,05 - 0,20	Muito ruim
0,20 - 0,40	Ruim
0,40 - 0,55	Regular
0,55 - 0,70	Bom
0,70 - 0,85	Muito bom
0,85 - 0,99	Excelente
> 0,99	Perfeito

Fonte: adaptado de Monserud e Leemans (1992)

Tabela 3.6 – Desempenho do CPTEC-PVM2 (sem parametrização de fogo) e do CPTEC-PVM original.

Bioma	CPTEC-PVM2 (sem fogo)		CPTEC-PVM	
	Fração de concordância	$\kappa$	Fração de concordância	$\kappa$
1 Floresta Tropical Ombrófila	74	0,74	71	0,73
2 Floresta Temperada	69	0,52	52	0,49
3 Floresta Mista	17	0,14	26	0,26
4 Floresta Boreal	63	0,50	55	0,56
5 Floresta de Lariços	64	0,61	70	0,65
6 Savana	48	0,42	66	0,60
7 Campos	27	0,28	76	0,50
8 Caatinga	40	0,28	53	0,41
9 Semi-deserto	55	0,49	55	0,56
10 Tundra	38	0,60	62	0,67
11 Deserto	71	0,72	70	0,74
13 Floresta Tropical Estacional	11	0,12	-	-
Global	53	0,48	62	0,58

Leemans (1992) obtiveram um valor de  $\kappa = 0,43$  utilizando uma versão modificada do modelo de Holdridge; com o BIOME3 (Haxeltine e Prentice, 1996) obtém-se um valor de  $\kappa = 0,53$  (resolução  $0,5^\circ$ ), todos esses exemplos na mesma categoria de grau de concordância “regular”.

Em cerca de 53% dos pontos de grade, o modelo consegue diagnosticar corretamente o bioma. Esse valor é aproximadamente 10% menor que no CPTEC-PVM, porém superior aos 38-40% obtidos por Prentice (1990) ao utilizar quatro MVPot simples.

Analisando separadamente cada bioma, o grau de concordância é muito bom para floresta tropical ombrófila e deserto; bom para floresta temperada, floresta boreal, floresta de lariços e tundra; regular para savana, semi-deserto; ruim para campos, caatinga; muito ruim para floresta mista e floresta tropical estacional. Em relação ao CPTEC-PVM original, há melhora no desempenho de floresta tropical ombrófila e floresta temperada. As quedas de desempenho mais significativas são dos biomas floresta mista, savana, campos e caatinga. O novo tipo de floresta tropical estacional apresenta desempenho muito ruim, o qual é melhorado, principalmente na Índia e Sudeste Asiático, através da parametrização de fogo natural. Vale notar que o CPTEC-PVM original tem um desempenho superior ao CPTEC-PVM2, mas este último utiliza, como referência do seu desempenho, um mapa de vegetação natural mais refinado e confiável, além de considerar um outro tipo de bioma tropical (floresta tropical estacional).

Sendo assim, em suma, o CPTEC-PVM2 consegue reproduzir satisfatoriamente os biomas em nível global e para a América do Sul através da implementação de um sub-modelo de ciclo de carbono. Embora haja piora na representação de alguns biomas em relação ao CPTEC-PVM original, o desempenho do CPTEC-PVM2 é comparável ao de MVPot existentes e utilizados atualmente. Além disso, há que se considerar os importantes avanços conceituais feitos nesta versão. Entre eles: (1) a inserção de um novo tipo de bioma na classificação do modelo, floresta tropical estacional; (2) inserção de um sub-modelo de ciclo de carbono na formulação do modelo e, portanto, reformulação das regras de determinação da distribuição dos biomas; (3) utilização de

um mapa de vegetação natural de referência (Apêndice A) mais refinado e confiável. Essas mudanças, embora levem a uma queda no desempenho do modelo, permitem, por exemplo, o seu uso em cenários de mudanças climáticas futuros levando em conta os mecanismos de interação CO<sub>2</sub> – vegetação (capítulo 5).

## 4 FOGO NATURAL

### 4.1 Fogo natural, fator determinante em biomas tropicais

Há evidências de que o fogo natural está presente há muito tempo na história da Terra (Scott, 2000), o que possibilitou a evolução de fisionomias vegetais adaptadas, resistentes e/ou tolerantes ao fogo. Nos trópicos em particular, o fogo natural é um “distúrbio” importante, senão fundamental, em savanas, tendo uma reincidência média de 2 a 5 anos (Coutinho, 1982; Coutinho, 1990; Ramos-Neto e Pivello, 2000; Miranda et al., 2002). Nestes ecossistemas a extensão da estação seca (superior a 3 meses) contribui fortemente para o comportamento fenológico da vegetação ali presente, que se torna seca nestes meses levando ao acúmulo de combustível (folhas secas). Aliada a pouca precipitação, a baixa umidade do ar na estação seca confere alta flamabilidade a esse combustível. Medições via satélite [e.g. sensores LIS (Lightning Imaging Sensor; satélite TRIMM) e OTD (Optical Transient Detector; satélite Microlab 1)], ou mesmo *in loco*, demonstram que a ocorrência de raios em regiões de savana é alta (Figura 4.1a), o que explica esta alta frequência de incêndios naturais (como observado por Ramos-Neto e Pivello, 2000). Tem-se que a época de transição da estação seca<sup>4</sup> para a chuvosa seria a época de maior ocorrência de raios e, portanto de incêndios naturais.

As condições propiciadoras de incêndios naturais podem ser convenientemente imaginadas como um triângulo de inter-relações, com disponibilidade de combustível, flamabilidade do combustível e um fator de ignição em cada uma das extremidades desse triângulo (Whelan, 1995). A disponibilidade do combustível se verifica pela quantidade de serapilheira disponível. A flamabilidade através da umidade na serapilheira (umidade relativa, ou duração da estação seca podem ser boas

---

<sup>4</sup> Aqui se define transição da estação seca para chuvosa como o período onde há aumento significativo [diferença de  $w$  entre mês corrente e o anterior é maior ou igual a ( $w$  máximo dentro de um ano menos  $w$  mínimo dentro de um ano, dividido por 8)] no nível de água no solo após um período com os menores níveis de água no solo dentro de um ano.

aproximações), e o fator de ignição através da ocorrência de descargas elétricas do tipo nuvem-solo. O período no qual estes três fatores mais contribuem para a ocorrência de incêndios naturais nos trópicos é durante a transição da estação seca para a chuvosa, quando há bastante combustível inflamável (folhas mortas secas) e grande quantidade de raios (eventos de precipitação convectiva que indicam o início da estação chuvosa).

#### **4.2 Estabilidade savana - floresta**

O fogo permite a convivência mútua de espécies que não o fariam na ausência de fogo, uma vez que diminui a ocorrência da vegetação dominante (Whelan, 1995). Assim, o fogo natural desempenha papel importante também na estabilidade dos ecossistemas onde ele ocorre. Por exemplo, a hipótese de Lund-Rizzini postula que as fisionomias herbáceas (campos e cerrado *stricto sensu*) do cerrado brasileiro se originaram de um cerrado de fisionomia florestal (cerradão) a partir de freqüentes incêndios (Lund, 1843; Rizzini, 1979). Essa hipótese postula ainda que, desde que não haja limitações edáficas, o cerrado *strictu sensu* se origina do cerradão, este último se configurando como uma vegetação original (ou clímax) do bioma do cerrado. Essa hipótese foi comprovada por experimentos de proteção ao fogo em savanas da América do Sul (Coutinho, 1982; Coutinho, 1990; San José e Farinas, 1991; Hoffmann, 1996; Henriques e Hay, 2002), da África (Brookman-Amisshah et al., 1980; Trollope, 1982) e da Austrália (Gill et al., 1981; Lacey et al., 1982). O que esses experimentos comprovaram é que a altas freqüências de incêndios reduzem a cobertura de plantas lenhosas e mantêm a fisionomia aberta de gramíneas. Já na ausência de fogo, a vegetação lenhosa se desenvolve e inibe o crescimento de gramíneas. Isso parece indicar dois estados de equilíbrio da vegetação de savana/floresta, ambos estáveis e auto-reinforçantes (Ludwig et al. 1997; Miranda et al., 2002; Scheffer et al., 2005). Portanto, de modo geral, se as queimadas cessassem, o que certamente ocorreria em uma savana seria a evolução da fisionomia para um tipo florestal (a exemplo dos estudos experimentais citados acima).

### 4.3 Aspectos físicos básicos de raios

Um raio, ou relâmpago, é uma descarga elétrica de grandes proporções que ocorre na troposfera da Terra como consequência da eletrificação (separação de cargas elétricas) das nuvens de tempestade, os cumulo-nimbus. Os fatores que regulam as dimensões dessas nuvens, suas características físicas, elétricas e morfológicas são a latitude, a topografia da superfície, o perfil de temperatura atmosférico e a circulação dos ventos (Rakov e Uman, 2003; Wallace e Hobbs, 2006). Devido à grande variabilidade desses fatores, os quais determinam diretamente as características elétricas das nuvens, os relâmpagos, por consequência, também apresentam uma grande variabilidade de suas características físicas (Naccarato, 2005).

Existem dois tipos básicos de relâmpagos, os que se limitam ao céu e os que atingem o solo, sendo estes últimos os que se relacionam diretamente com a ocorrência de incêndios naturais. Sabe-se que há forte relação entre o número total de descargas elétricas e o CAPE (energia convectiva potencial disponível), sendo que quanto maior for o CAPE, maior será o número de raios na nuvem. Isso por que, com maior energia convectiva os hidrometeoros crescem mais e se tornam mais eletrificados (Petersen e Rutledge, 1996; Naccarato, 2005). Entretanto, é difícil estabelecer qual a exata proporção de raios que atingem o solo em relação ao total de raios que ocorre em uma tempestade. Price e Rind (1994) com o uso de MCGA estimaram que, em nível global, a porcentagem média de raios nuvem-solo é de 25% (região tropical = 22%; latitudes médias = 33%). Entretanto, para tempestades individuais, esse valor pode variar de 5-50%, dependendo muito das características físicas da nuvem e do terreno sobre o qual ela está (Price e Rind, 1994). Os mesmo autores argumentam em outro trabalho que quanto mais alto (baixo) for o topo da nuvem, maior (menor) será o número total de descargas (em consonância com a hipótese do CAPE citada acima). Entretanto, quanto menor (maior) for o setor frio da nuvem (com temperaturas abaixo de 0°C), maior (menor) será a porcentagem de raios nuvem-solo em relação ao total (Price e Rind, 1993). Com o desenvolvimento do setor frio, aumenta a força do campo elétrico no

interior da nuvem, o que resulta em um grande aumento da quantidade de raios intra-nuvem em relação aos raios nuvem-solo (Price e Rind, 1993).

#### **4.4 Relação entre raios e ventos nos trópicos: parametrização de fogo natural**

Vários MVPot, como o CPTEC-PVM (Oyama e Nobre, 2004), BIOME (Prentice et al., 1992) e BIOME3 (Haxeltine e Prentice, 1996), cometem um erro sistemático na Índia e no Sudeste Asiático ao alocar savana onde na verdade a vegetação nativa é de floresta tropical estacional. Embora haja outras hipóteses [e.g. erro sistemático dos modelos de balanço hídrico apontam um déficit hídrico na estação seca na região; as florestas da região têm características ecofisiológicas diferentes de outras florestas do globo (Oyama e Nobre, 2004)], a existência de florestas na Índia e no Sudeste Asiático pode ser devido a uma menor frequência de incêndios naturais em comparação com a América do Sul e África. Na transição da estação seca para a chuvosa há menor quantidade de descargas elétricas nos regimes de monções da Índia e do Sudeste Asiático (Figura 4.1a). Nestas regiões o vento em baixos níveis é predominantemente de oeste (Figura 4.1b) e a vegetação natural é de floresta tropical estacional (Figura 2.1b). Por outro lado, há maior atividade de raios na transição da estação seca para a chuvosa nas regiões de savana da América do Sul e África (Figuras 4.1a e 2.1b) e o vento em baixos níveis predominante é de leste (Figura 4.1b). Cardoso et al. (2006) mostraram que incluir o vento zonal em 850 hPa (U-850) como indicador de fogo natural no CPTEC-PVM corrige o erro que a versão original do modelo (Oyama e Nobre, 2004) cometia na Índia e no Sudeste Asiático. Aqui, o nosso intuito é adaptar essa parametrização ao CPTEC-PVM2, tendo em mente que: a relação entre U-850 e raios nuvem-solo (raios-ns) ainda não foi comprovada diretamente; e que uma considerável área da Índia que antes era representada por savana no CPTEC-PVM original é agora substituída por caatinga no CPTEC-PVM2. Desse modo, os objetivos aqui são: (i) verificar a relação (indireta, através da distribuição de biomas) entre U-850 e raios-ns, ambos na transição da estação seca para a chuvosa, com uso do CPTEC-PVM2; e (ii) identificar o limiar de U-850

abaixo (a partir) do qual há ocorrência de biomas não-florestais (florestais), utilizando para isso, dados de raios-ns diretamente no CPTEC-PVM2.

Os dados de vento zonal em 850 hPa são climatologias mensais provenientes da Reanálise do NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996; <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis>). Os dados de raios totais (intra-nuvem e nuvem-solo) provêm do Global Hydrology Resource Center – NASA (<http://thunder.nsstc.nasa.gov/>), sendo uma climatologia mensal de 8 anos (1995-2003) combinada entre dois sensores (LIS/OTD). Os raios-ns foram obtidos ao se multiplicar os dados de raios totais pelo fator 0,22, que representa a média de raios-ns em relação ao raios totais nos trópicos (Price e Rind, 1994). Para se determinar a relação entre U-850 e raios-ns, e também o limiar de U-850 (U\_lim) a partir do qual se considera que há um nível relativamente baixo de raios-ns e, portanto, uma fitofisionomia florestal, primeiramente rodou-se o CPTEC-PVM2 com os dados de raios-ns. Verificou-se que o valor de 28 mil raios no mês seguinte ao da transição da estação seca para a chuvosa é o que produz o melhor desempenho regional no modelo (Figura 4.2, Tabela 4.1). Nota-se uma sensível piora na representação dos biomas de savana e caatinga, que, no entanto, é compensada por um melhora na representação da floresta tropical estacional. A partir disso, sendo o limiar de raios-ns (r\_lim) igual a 28 mil, obteve-se o valor de U\_lim (também no mês seguinte ao da transição da estação seca para a chuvosa) seguindo o procedimento explicado a seguir.

Seja  $n_i$  ( $i = 1, \dots, 4$ ) o número de pontos de grade conforme mostrado na Tabela 4.2 (p.ex.,  $n_1$  corresponde aos pontos onde  $U-850 \geq U\_lim$  e  $raios-ns \geq r\_lim$ ). Obviamente que  $n_1 + n_3 = N^+$ ,  $n_2 + n_4 = N^-$ , e que  $N^+ + N^- = 552$ , este último representando o número total de pontos de grade nos quais a parametrização de fogo (seja ela com dados de ventos ou de raios) é utilizada. Considere-se  $f_1 = n_1 / N^+$ ,  $f_2 = n_2 / N^-$ ,  $f_3 = n_3 / N^+$ ,  $f_4 = n_4 / N^-$ . O ideal seria que  $f_2$  e  $f_3$  tivessem ambos um valor igual a 1, ou seja, que dessem uma distribuição de biomas igual àquela quando se usa dados de raios no CPTEC-PVM2 (embora haja erros na distribuição de vegetação quando se utiliza dados de raios, como no Nordeste Brasileiro). Para cada U\_lim, seja  $F = \min(f_2, f_3)$ , ou seja, o mínimo entre  $f_2$  e  $f_3$ . Procuramos então o intervalo de U\_lim que maximiza F. Então,

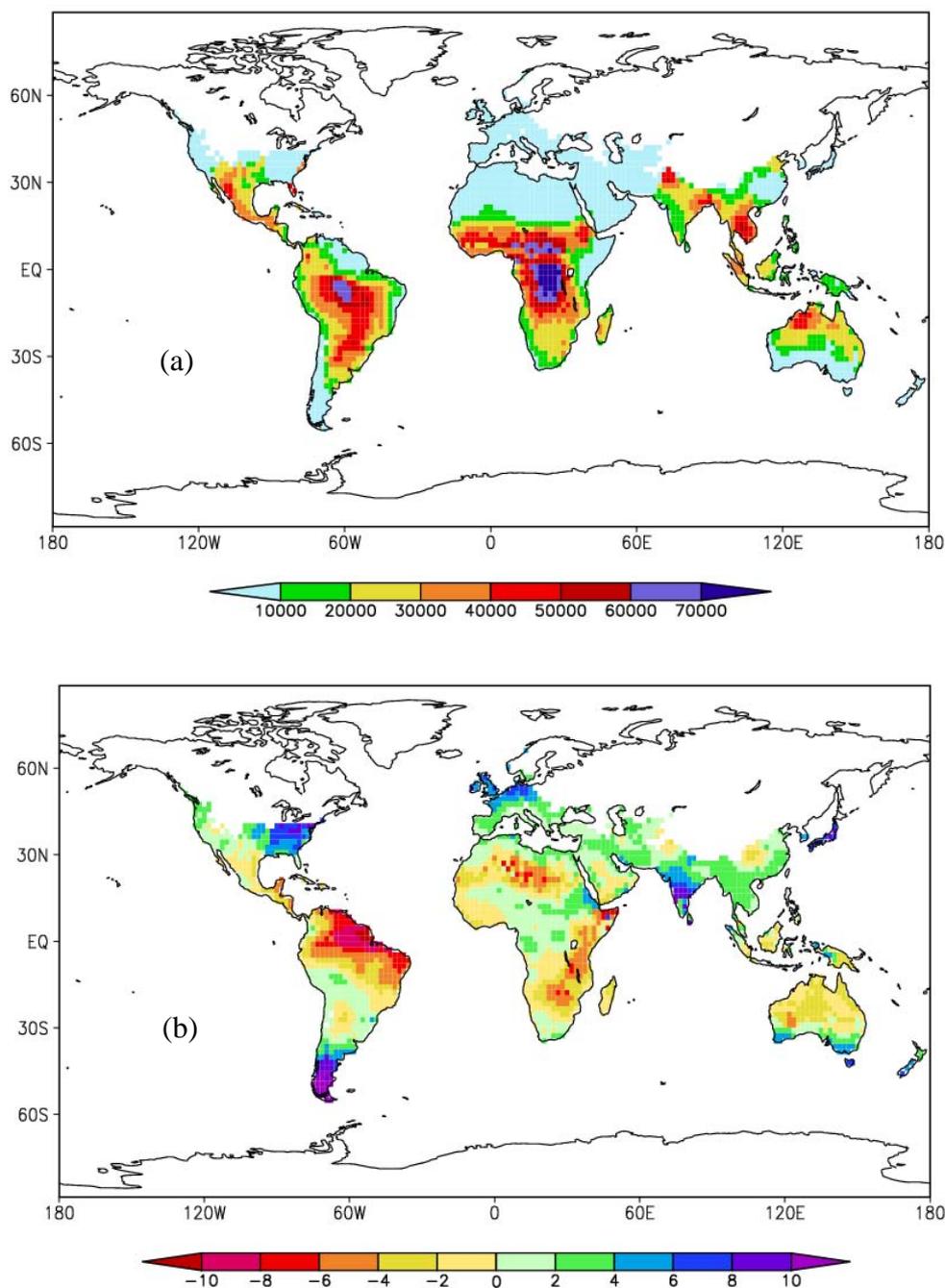


Figura 4.1 – (a) Descargas eléctricas nuvem-solo no mês seguinte ao da transição da estação seca para a chuvosa (dados do GHRC/NASA, média 1995-2003); (b) vento zonal em 850 hPa ( $m s^{-1}$ ) no mês seguinte ao da transição da estação seca para a chuvosa (dados da Reanálise do NCEP/NCAR).

Tabela 4.1 – Desempenho do CPTEC-PVM2 quando utilizando dados de raios nuvem-solo na parametrização de fogo natural (vide Figura 3.2), em comparação com a versão sem fogo do CPTEC-PVM2, apenas para os biomas envolvidos na parametrização.

Bioma	CPTEC-PVM2 (sem fogo)		CPTEC-PVM2 (com fogo/raios)	
	Fração de concordância	$\kappa$	Fração de concordância	$\kappa$
1 Floresta Tropical Ombrófila	74	0,74	76	0,73
6 Savana	48	0,42	28	0,29
8 Caatinga	40	0,28	26	0,23
13 Floresta Tropical Estacional	11	0,12	37	0,25
Global	53	0,48	52	0,47

Tabela 4.2 - Método usado para verificar a correspondência entre os resultados do CPTEC-PVM quando parametrizando fogo natural com dados de raios (raios-ns) ou dados de ventos (U-850).  $r\_lim$  representa o limiar de raios-ns (no caso 28 mil descargas) a partir do qual a parametrização age quando utilizando dados de raios nuvem-solo; e  $U\_lim$  representa o limiar de U-850 a partir do qual a parametrização age quando utilizando dados de vento zonal em 850 hPa.

	<b>raios-ns <math>\geq r\_lim</math></b>	<b>raios-ns <math>&lt; r\_lim</math></b>
<b>U-850 <math>\geq U\_lim</math></b>	$n1 / N^+$	$n2 / N^-$
<b>U-850 <math>&lt; U\_lim</math></b>	$n3 / N^+$	$n4 / N^-$
<b>Total pontos</b>	$N^+ = 308$	$N^- = 244$

dentro desse intervalo, busca-se o  $U\_lim$  que gera a melhor distribuição regional de biomas no CPTEC-PVM2. Em linhas gerais, F representa a porcentagem mínima de acerto que o CPTEC-PVM2 gera ao se rodar o modelo com um determinado valor de  $U\_lim$ .

Os pontos de caatinga onde  $S_{NPP}$  é menor que 0,25 (i.e. sazonalidade baixa) e todos os pontos de savana resultantes do algoritmo descrito no capítulo 3 (Figura 3.19) são

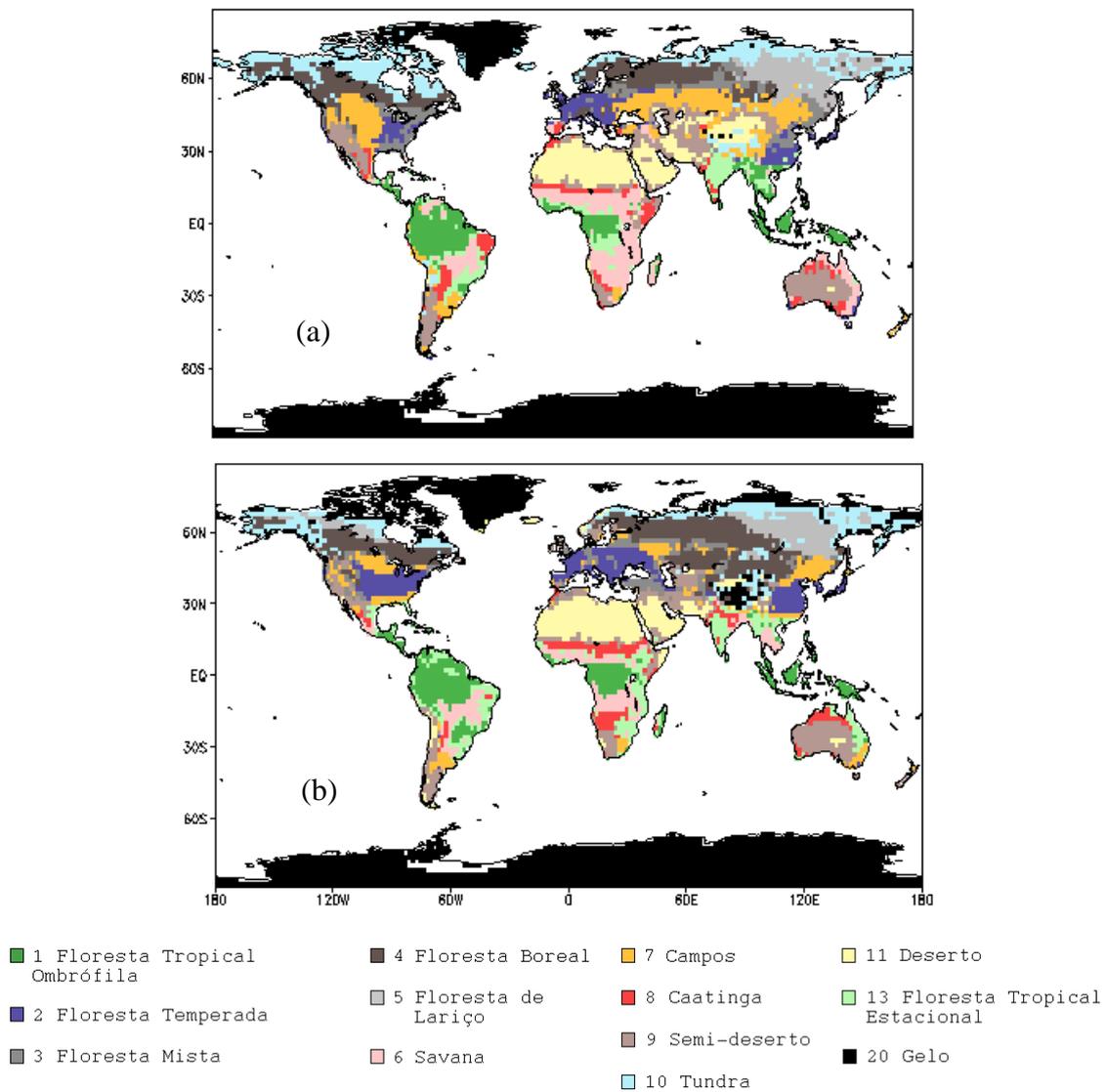


Figura 4.2 – (a) Vegetação natural de referência (Apêndice A) e (b) vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2 considerando dados de raios nuvem-solo como parametrização de fogo natural.

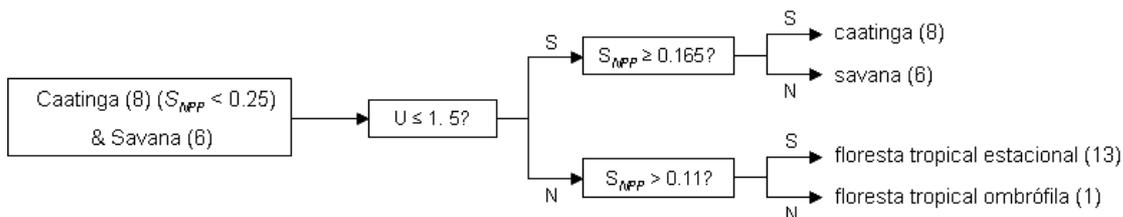


Figura 4.3 – Algoritmo usado na parametrização de fogo natural para determinação da distribuição de biomas tropicais a partir do vento zonal em 850 hPa ( $U$ ) e variável ambiental  $S_{NPP}$  (adimensional).

submetidos então à regra da Figura 4.3. Ou seja, nesses pontos de grade envolvidos na parametrização, se  $U_{850}$  for maior que  $U_{lim}$ , há conversão destes pontos para biomas florestais. Nesse caso, onde sazonalidade de  $NPP$  for pequena (grande), esta floresta tropical será ombrófila (estacional). Do contrário, se  $U_{850}$  for menor que  $U_{lim}$ , estes pontos de grade permanecem como biomas tropicais não-florestais. Doravante, onde a sazonalidade de  $NPP$  for pequena (grande), este bioma não-florestal será savana (caatinga).

A relação entre  $U_{lim}$  e  $F$  pode ser vista na Figura 4.4. Considerando que  $F$  é maximizado quando  $F > 0,25$ , o intervalo de  $U_{lim}$  que maximiza  $F$  é de  $-1,9$  a  $1,8$   $m\ s^{-1}$ . O valor de  $U_{lim}$  que gera os melhores resultados no CPTEC-PVM2 é  $U_{lim} = 1,5$   $m\ s^{-1}$ , quando  $F$  tem um valor de  $0,27$  e a distribuição dos biomas envolvidos na parametrização (savana, caatinga e florestas tropicais estacional e ombrófila) é mais parecida com a do mapa referencial (Figura 4.5, Tabela 4.3). Comparando entre si os mapas gerados ao se utilizar dados de raios e o com dados de ventos obtemos um grau de concordância muito bom entre os biomas envolvidos [ $\kappa = 0,96$  para o tipo 1 (floresta tropical ombrófila);  $\kappa = 0,68$  para o tipo 6 (savana);  $\kappa = 0,76$  para o tipo 8 (caatinga);  $\kappa = 0,56$  para o tipo 13 (floresta tropical estacional)], o que demonstra a similaridade de resultados obtidos tanto com raios-ns como com  $U_{850}$ .  $F$  assume o valor máximo de  $0,42$  quando  $U_{lim}$  é igual a  $-1,08$   $m\ s^{-1}$ ; entretanto, com este valor de  $U_{lim}$  o CPTEC-

PVM2 não apresenta bom desempenho regional na representação de biomas (principalmente na América do Sul).

Estudos já publicados podem ajudar a explicar os mecanismos por trás dessa relação entre raios e U-850, uma vez que ligações entre a direção dos ventos, convecção e atividade elétrica já foram encontradas também, por exemplo, na Amazônia: ventos de leste favorecem a formação e propagação de células de chuva e complexos convectivos de meso-escala, enquanto em regimes de oeste a propagação desses sistemas convectivos é mais desorganizada e há menos atividade elétrica (Laurent et al., 2002; Petersen et al., 2002).

#### **4.5 Vegetação Potencial utilizando o CPTEC-PVM2 (versão final)**

A Figura 4.5 mostra comparação entre a distribuição global de biomas gerada pelo CPTEC-PVM2 sem e com a parametrização de fogo natural. A Figura 4.6 mostra o mesmo somente na América do Sul. Em nível global, na Índia e Sudeste Asiático há a correta substituição de caatinga e savana por floresta tropical estacional. Na África há a correta permanência das savanas, com uma pequena substituição (errônea) de caatinga e savana por floresta tropical estacional no extremo leste do Sahel. Na América do Sul, como desejado, há poucas mudanças: cerca de quatro pontos de grade no Nordeste Brasileiro que antes eram savana agora passam a ser caatinga; e o norte da Bolívia que era savana passa a ser, corretamente, floresta tropical ombrófila e estacional.

A Tabela 4.3 sumariza objetivamente o desempenho do CPTEC-PVM2 com a parametrização de fogo (versão final), sem a parametrização de fogo (capítulo 3), frente ao CPTEC-PVM original. Nesta versão final do CPTEC-PVM2, o valor global de  $\kappa$  é igual a 0,49, ou seja, o desempenho do modelo ainda é classificado como regular, embora o valor global de  $\kappa$  (e também da fração de concordância) seja 1% maior que na versão sem fogo (para a América do Sul, o valor médio de  $\kappa$  é de 0,49, igual à média global). Nota-se um melhora no desempenho das florestas tropicais, sendo o aumento

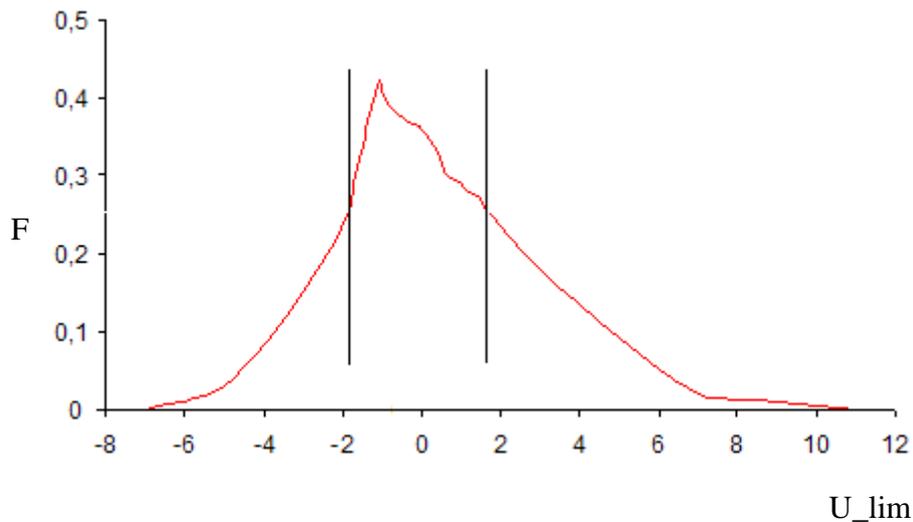
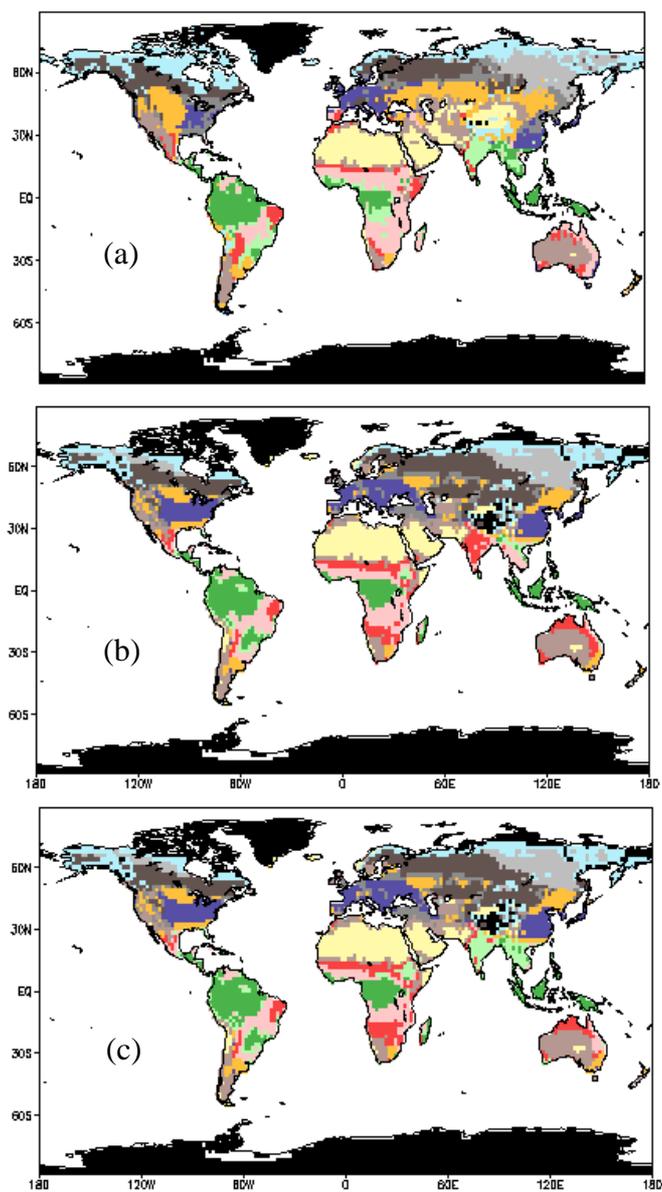


Figura 4.4 - Relação entre F e U\_lim, limiar de U ( $\text{m s}^{-1}$ ) a partir do qual a parametrização age quando utilizando dados de vento zonal em 850 hPa. As linhas pretas delimitam o intervalo de U\_lim que maximiza F ( $F > 0,25$ ). Vide texto para detalhes.

mais sensível para floresta tropical estacional que passa de um valor  $\kappa = 0,12$  na versão sem fogo para um valor de  $\kappa = 0,35$  (vide tabela 3.4). Os outros biomas envolvidos, não se alteram (caatinga) ou experimentam uma redução de 0,01 em  $\kappa$  (savana). Estes valores são inferiores em relação aos obtidos com o CPTEC-PVM original (exceto para floresta tropical ombrófila, que experimenta um aumento de  $\kappa = +0,02$ ). Entretanto, como discutido no capítulo 3, esse valor global de  $\kappa$  é bastante comparável com o de outros MVPot existentes [por exemplo, esse valor global de  $\kappa$  é exatamente igual ao obtido com o MVPot BIOME (Prentice et al., 1992)]. Além disso, há que se considerar os avanços conceituais feitos no CPTEC-PVM2 em relação ao CPTEC-PVM original. Entre eles, a obtenção de um novo mapa de vegetação natural de referência (Apêndice A; lembrando que o desempenho global do CPTEC-PVM original frente a esse novo mapa cai cerca de  $\kappa = -0,05$ ); a inclusão de um novo tipo de vegetação (floresta tropical estacional) e a total re-formulação da forma de escolha dos biomas, que agora se baseia sobretudo nos níveis de *NPP*.



- |                               |                      |                |                                 |
|-------------------------------|----------------------|----------------|---------------------------------|
| 1 Floresta Tropical Ombrófila | 4 Floresta Boreal    | 7 Campos       | 11 Deserto                      |
| 2 Floresta Temperada          | 5 Floresta de Lariço | 8 Caatinga     | 13 Floresta Tropical Estacional |
| 3 Floresta Mista              | 6 Savana             | 9 Semi-deserto | 20 Gelo                         |
|                               |                      | 10 Tundra      |                                 |

Figura 4.5 – (a) Vegetação natural de referência (Apêndice A) e vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2, (b) sem parametrização de fogo natural; e (c) com parametrização de fogo natural (versão final).

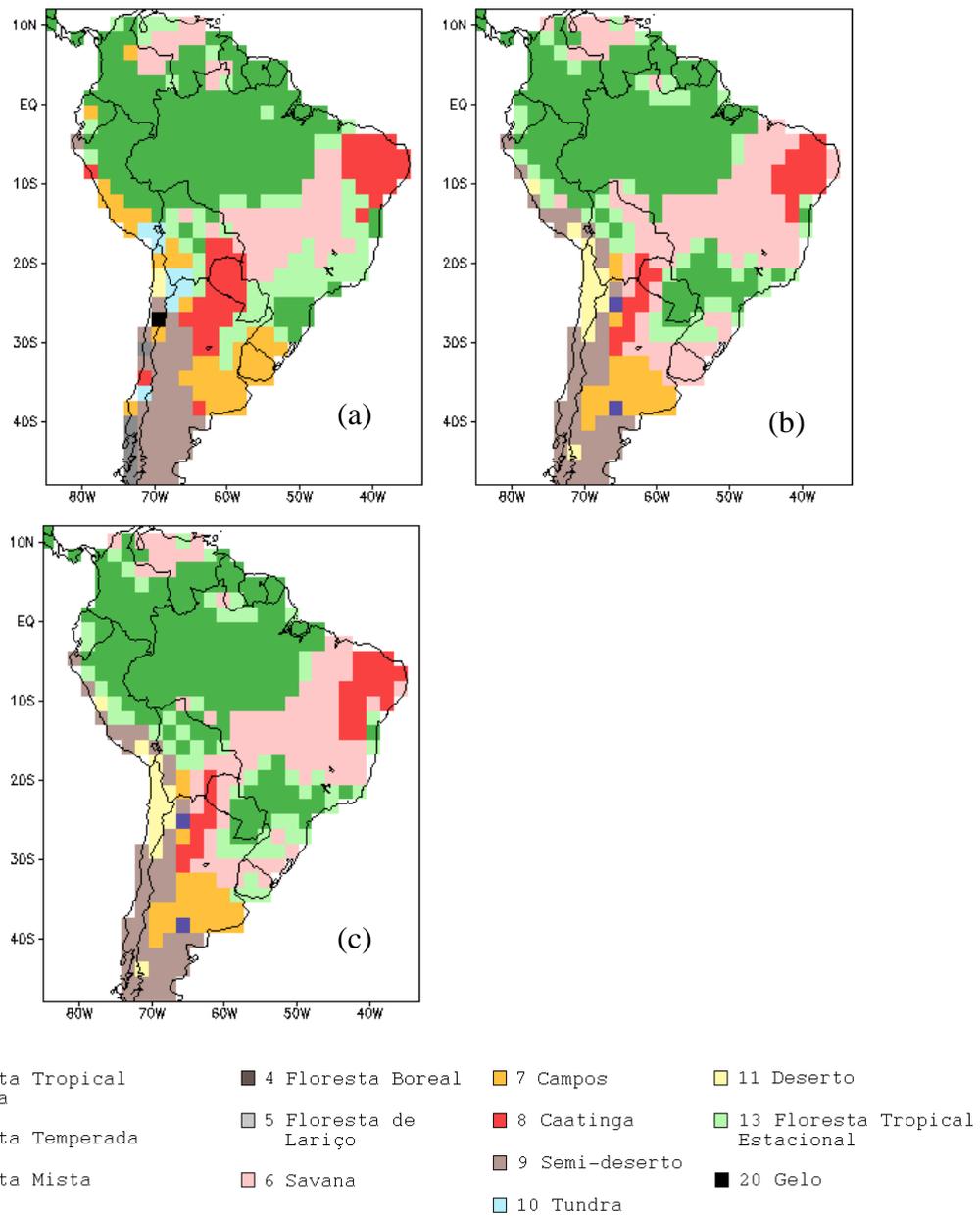


Figura 4.6 – (a) Vegetação natural de referência (Apêndice A) e vegetação potencial gerada pelo CPTEC-PVM2 para a América do Sul, (b) sem parametrização de fogo natural; e (c) com parametrização de fogo natural (versão final).

Tabela 4.3 – Desempenho da versão final do CPTEC-PVM2 (com parametrização de fogo natural), frente a versão sem fogo natural e ao CPTEC-PVM original.

	Bioma	CPTEC PVM2 (com fogo)		CPTEC PVM2 (sem fogo)		CPTEC PVM	
		Fração de concordância	$\kappa$	Fração de concordância	$\kappa$	Fração de concordância	$\kappa$
1	Floresta Tropical Ombrófila	78	0,75	74	0,74	71	0,73
2	Floresta Temperada	69	0,52	69	0,52	52	0,49
3	Floresta Mista	17	0,14	17	0,14	26	0,26
4	Floresta Boreal	63	0,50	63	0,50	55	0,56
5	Floresta de Lariços	64	0,61	64	0,61	70	0,65
6	Savana	40	0,41	48	0,42	66	0,60
7	Campos	27	0,28	27	0,28	76	0,50
8	Caatinga	37	0,28	40	0,28	53	0,41
9	Semi-deserto	55	0,49	55	0,49	55	0,56
10	Tundra	38	0,60	38	0,60	62	0,67
11	Deserto	71	0,72	71	0,72	70	0,74
13	Floresta Tropical Estacional	37	0,35	11	0,12	-	-
	Global	54	0,49	53	0,48	62	0,58

Nossos resultados com a parametrização de fogo natural corroboram a hipótese de que um menor nível de descargas elétricas, e, por conseguinte, de focos de incêndios na região da Índia e do Sudeste Asiático é de fato importante (mas provavelmente não o único determinante) para a ocorrência de floresta tropical estacional, mesmo sendo a região climaticamente compatível com uma vegetação de savana e caatinga (Figura 4.5b). Também podemos inferir que raios-ns e U-850 apresentam uma relação considerável, uma vez que originam resultados semelhantes ao serem usados no CPTEC-PVM. Desse modo, incêndios naturais podem ser, com certo grau de confiança, parametrizados no CPTEC-PVM2 utilizando-se U-850 como um indicador indireto de raios-ns e fogo natural. Entretanto, há que se lembrar que a parametrização aqui apresentada é diferente da desenvolvida para o CPTEC-PVM original (Cardoso et al., 2006; Lapola et al., 2006) devido ao fato de que o CPTEC-PVM2 (sem fogo) aloca caatinga em uma grande região da Índia onde a versão original do modelo aloca apenas savana (embora o CPTEC-PVM2 ainda aloque savana no Sudeste Asiático). Sendo assim, de modo a manter uma boa representação de vegetação na região da Índia e Sudeste Asiático, a parametrização de fogo natural foi mantida no CPTEC-PVM2, mas teve de ser adequada. Essa adequação levou à inclusão, na parametrização, do bioma caatinga que, pelo conhecido até agora, não tem forte relação com fogo natural. Desenvolveu-se então um algoritmo (Figura 4.3) que resultasse em uma boa representação da vegetação na Índia e Sudeste Asiático (a exemplo de Cardoso et al., 2006; Lapola et al., 2006), entretanto sem comprometer a América do Sul, foco deste estudo. Vale lembrar ainda que esta é apenas uma parametrização simples e com viés empírico, e que tem o intuito apenas de corrigir erros pontuais que o modelo comete nessa região da Índia e Sudeste Asiático seguindo o que Cardoso et al. (2006) e Lapola et al. (2006) fizeram para a versão original do CPTEC-PVM.



## 5 APLICAÇÕES DO CPTEC-PVM2

### 5.1 Análise de sensibilidade

Variações ou mudanças climáticas futuras podem levar a alterações na distribuição de biomas no Brasil e América do Sul. Desse modo, faz-se importante uma análise de sensibilidade da distribuição destes biomas a mudanças prescritas de temperatura, precipitação, concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> e vento zonal em 850 hPa, que são as variáveis de entrada do CPTEC-PVM2. Por exemplo, seja a análise de sensibilidade dos biomas da América do Sul a um resfriamento de 2°C. Sendo assim, esse valor de 2°C é subtraído de todos os meses do ano, ou seja, em média anual, a redução é de 2°C, embora a variação sazonal permaneça inalterada. Essa subtração é feita para todos os pontos de grade (em todo globo, embora nossa análise vá se restringir à América do Sul e ao Brasil). As mudanças de precipitação, concentração de CO<sub>2</sub> e vento zonal são feitas de forma análoga, com a restrição de que tanto a precipitação como a concentração de CO<sub>2</sub> não podem ser negativas.

Mantendo-se a precipitação, concentração de CO<sub>2</sub> (350 ppmv) e vento zonal inalterados, altera-se a temperatura média anual (Figura 5.1). No geral, como em Oyama (2002), um resfriamento leva à expansão de biomas de maior porte, enquanto um aquecimento leva à expansão de biomas mais abertos [com a importante diferença de que em Oyama (2002) não havia o tipo de bioma floresta tropical estacional, que se “posiciona” entre floresta tropical ombrófila e savana]. Isso ocorre porque, por exemplo, um aquecimento (resfriamento) levaria a um aumento (redução) da constante de Michaelis-Menten para o CO<sub>2</sub>, o que levaria a redução (aumento) da taxa de fotossíntese limitada pela carboxilação da Rubisco (principal limitante da fotossíntese na região tropical), levando a uma diminuição (aumento) da produtividade primária líquida, favorecendo biomas de menor porte. Diferentemente de Oyama (2002), mesmo um aumento extremo de

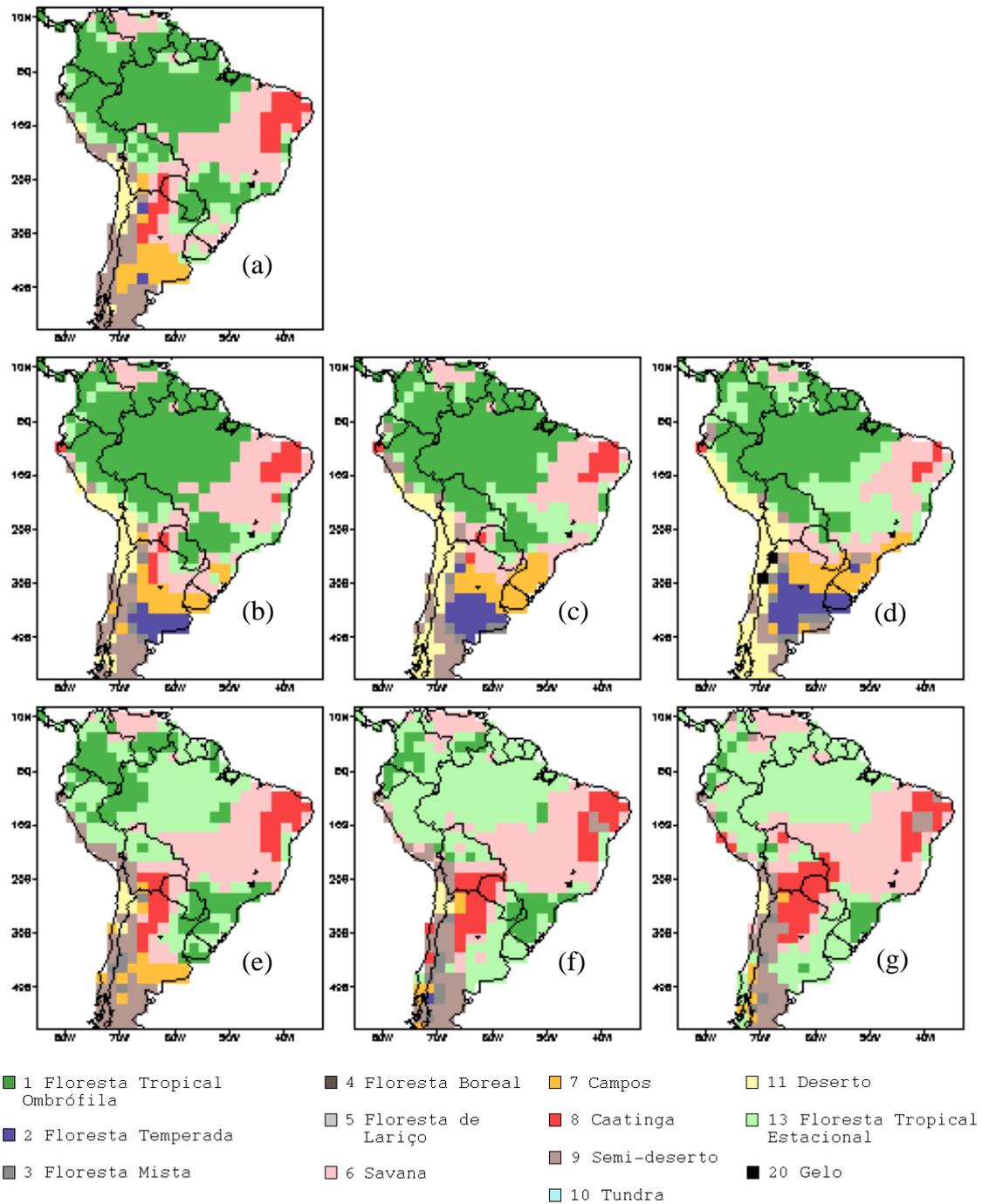


Figura 5.1 – (a) Vegetação potencial atual gerada pelo CPTEC-PVM2, e sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de temperatura média anual (°C): (b) -2; (c) -4; (d) -6; (e) +2; (f) +4; (g) +6. Precipitação, concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> e vento zonal em 850 hPa são mantidos inalterados.

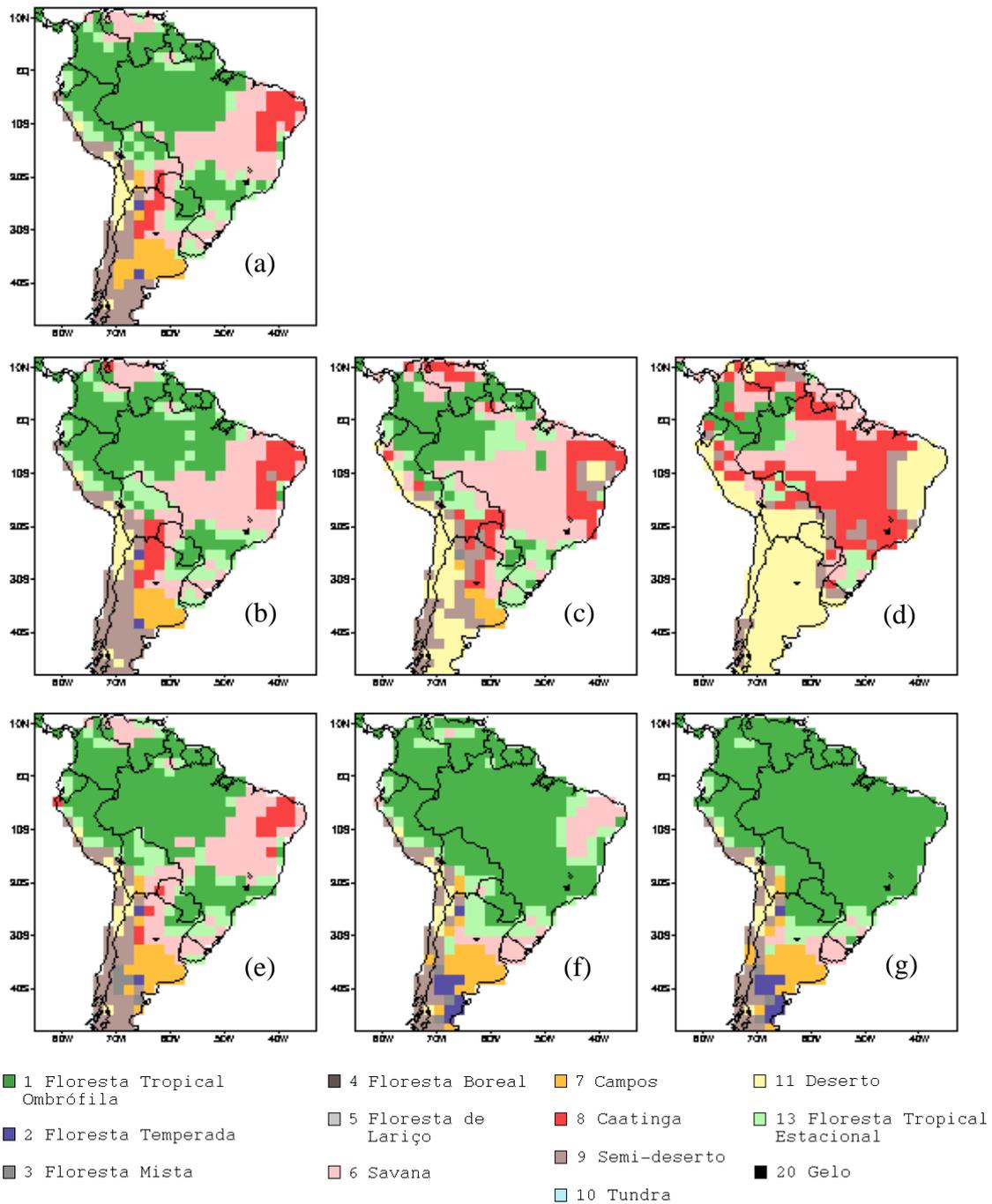


Figura 5.2 – (a) Vegetação potencial atual gerada pelo CPTEC-PVM2, e sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de precipitação média anual ( $\text{mm dia}^{-1}$ ): (b) -0,2; (c) -1; (d) -3; (e) +0,2; (f) +1; (g) +3. Temperatura, concentração atmosférica de  $\text{CO}_2$  e vento zonal em 850 hPa são mantidos inalterados.

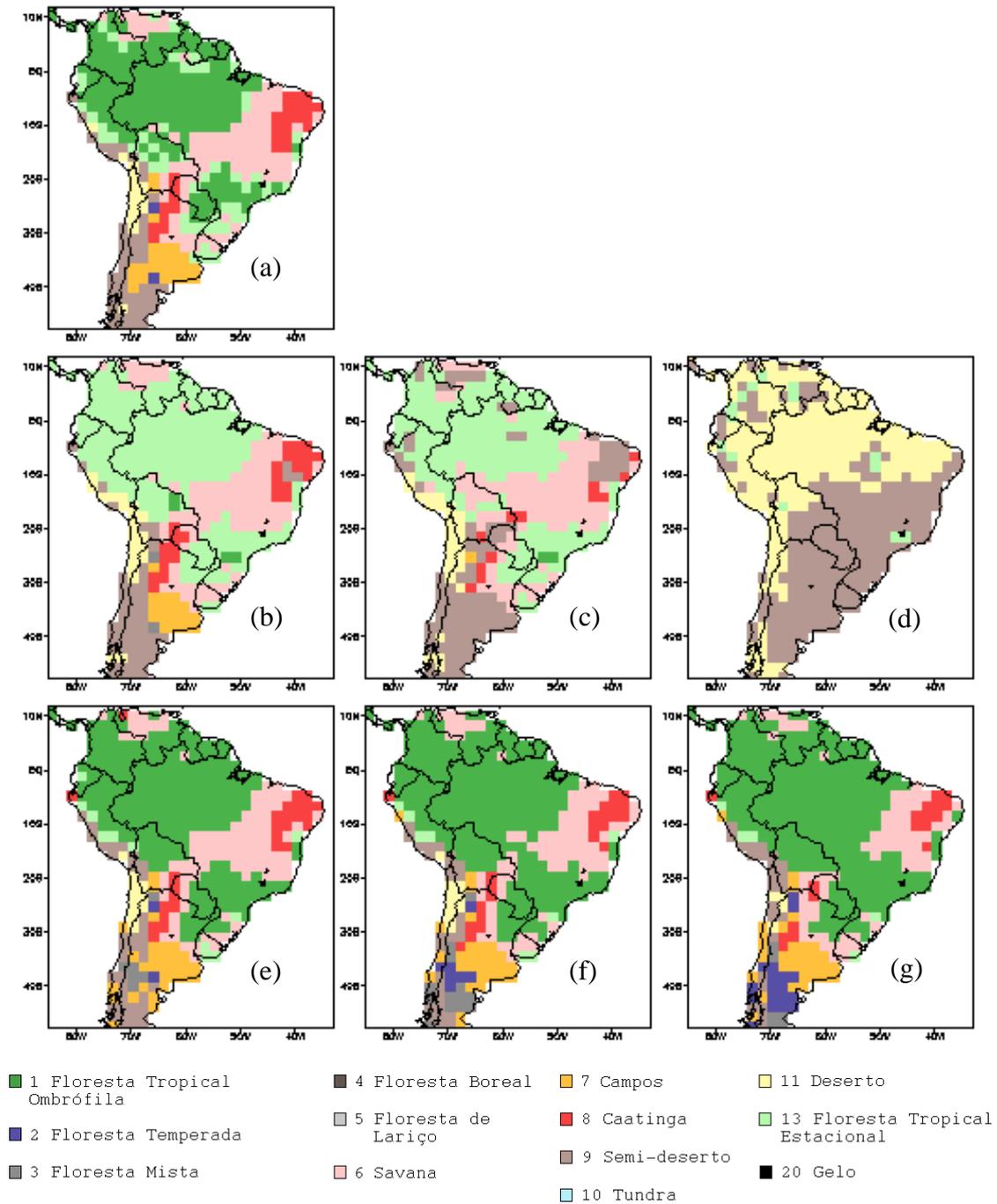


Figura 5.3 – (a) Vegetação potencial atual gerada pelo CPTEC-PVM2 (350 ppmv), e sensibilidade da distribuição de biomas a diferentes concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> (ppmv): (b) 250; (c) 180; (d) 140; (e) 450; (f) 600; (g) 850. Temperatura, precipitação e vento zonal em 850 hPa são mantidos inalterados.

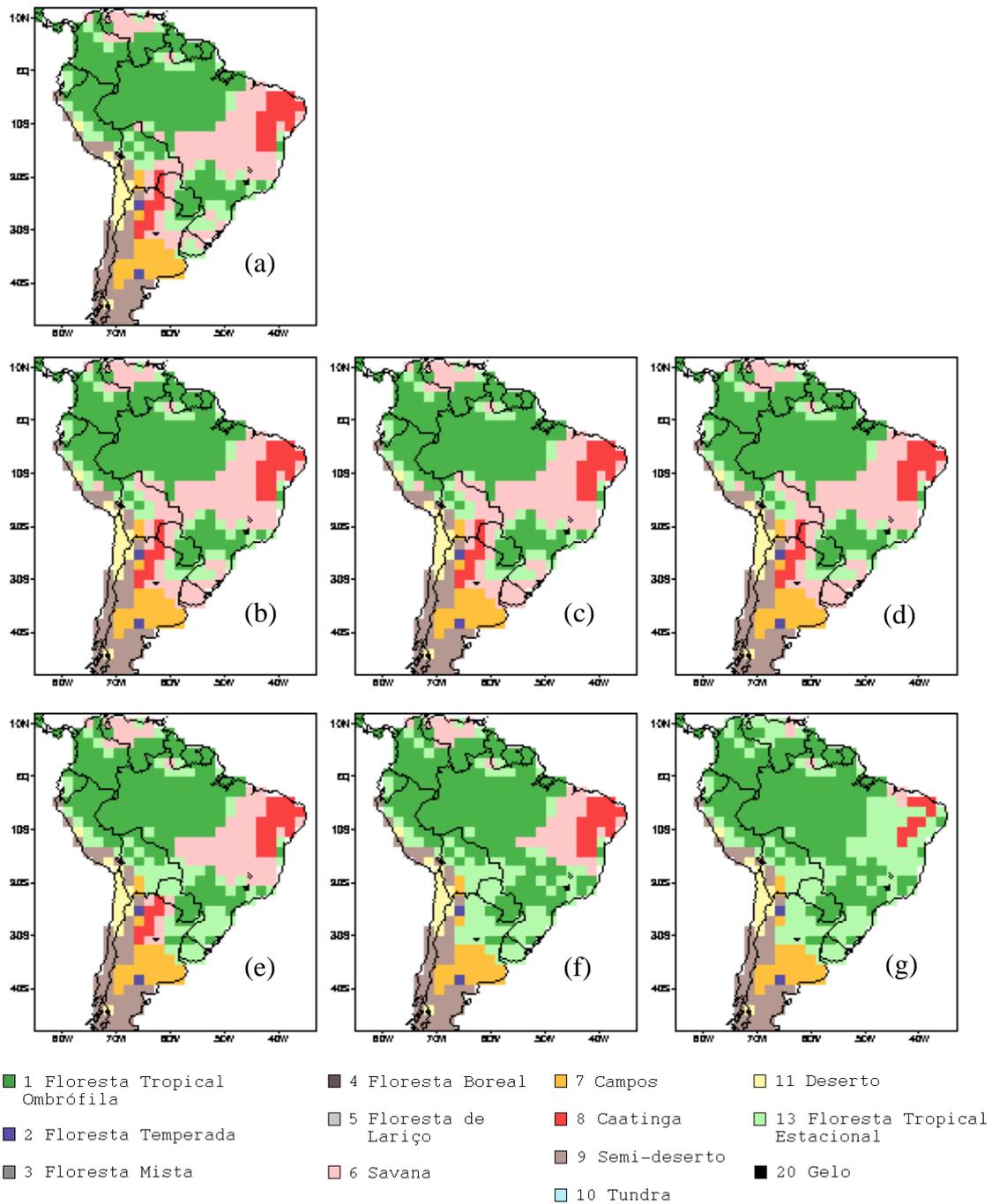


Figura 5.4 – (a) Vegetação potencial atual gerada pelo CPTEC-PVM2, e sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de velocidade do vento zonal em 850 hPa média anual ( $m s^{-1}$ ): (b) -2; (c) -4; (d) -8; (e) +2; (f) +4; (g) +8. Temperatura, precipitação e concentração atmosférica de  $CO_2$  são mantidos inalterados.

temperatura não é suficiente para que a Amazônia seja invadida por savana, mas sim por floresta tropical estacional, uma vez que a sazonalidade é mantida.

Mantendo-se a temperatura, nível de CO<sub>2</sub> e vento zonal inalterados, altera-se a precipitação (Figura 5.2). O aumento de precipitação favorece a expansão de biomas de maior porte, enquanto a redução os de menor porte. Isso ocorre porque, por exemplo, redução (aumento) de precipitação levaria a menor (maior) quantidade de água no solo, o que levaria a redução (aumento) da produtividade primária líquida, favorecendo biomas de menor (maior) porte.

Mantendo-se temperatura, precipitação e vento zonal constantes, altera-se a concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>, que é espacialmente constante em todo globo (Figura 5.3). Como citado no capítulo 3, para concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> abaixo da atual (350 ppmv), altera-se a constante  $k_{12}$  da Equação 3.9 (para  $C_a - \Gamma$ ), devido a alterações na relação entre a enzima (Rubisco) e o substrato (CO<sub>2</sub>) sob baixas concentrações deste último (Nelson e Cox, 2004; Alexandrov et al., 2003). De modo geral, o aumento na concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> favorece a ocorrência de biomas de maior porte, enquanto que uma diminuição favorece os de menor porte. Isso ocorre porque, por exemplo, um aumento (diminuição) na concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> leva a um aumento (redução) na pressão parcial de CO<sub>2</sub> no interior da folha, o que leva a um aumento (redução) da taxa de fotossíntese bruta e conseqüentemente da produtividade primária líquida, o que favorece a ocorrência de biomas de maior (menor) porte.

Mantendo-se a temperatura, precipitação e concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> inalteradas, altera-se o vento zonal em 850 hPa (Figura 5.4). A redução do vento zonal não acarreta em nenhuma mudança significativa de biomas, enquanto que um aumento favorece uma expansão de biomas florestais. Isso ocorre porque, de modo geral, o vento zonal nos biomas brasileiros do cerrado e caatinga na transição da estação seca para a chuvosa é predominantemente negativo (de oeste), o que favorece incêndios e a permanência desses biomas como tal. Sendo assim, uma redução no vento não altera nada, enquanto um aumento faz o vento, gradativamente, se tornar positivo (de leste), o

que favorece a substituição destes dois biomas por florestas tropicais, a exemplo do que ocorre na Índia (vide capítulo 4).

Em suma, de acordo com o CPTEC-PVM2 (vide capítulo 3 para detalhes sobre funcionamento do modelo), a expansão de biomas de maior porte é favorecida por resfriamento, aumento de precipitação, aumento da concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> e aumento da velocidade do vento zonal em 850 hPa; enquanto o contrário favorece os biomas de menor porte. Esta análise de sensibilidade mostrada aqui pode parecer artificial, uma vez que se considera uma mesma magnitude de aumento/redução para todos os pontos de grade. Entretanto, este teste com o modelo facilita a análise dos resultados com mudanças climáticas futuras reais (próxima seção), quando se estará considerando todos os fatores, ou variáveis, conjuntamente.

## **5.2 Efeitos de mudanças climáticas futuras**

### **5.2.1 Cenários SRES-A2 e SRES-B1 do IPCC-AR4**

O Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) elabora, a cada seis anos, relatórios sobre o presente estado do conhecimento sobre as mudanças climáticas. Embora o quarto relatório do IPCC, IPCC-AR4, não tenha sido publicado integralmente até o presente momento (apenas o sumário para tomadores de decisões políticas foi divulgado em fevereiro de 2007), os dados numéricos das últimas simulações climáticas conduzidas com o uso de diversos modelos de circulação geral atmosfera-oceano (MCGAO) estão disponíveis na internet (IPCC Data Distribution Center, <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/>). A Tabela 5.1 mostra os 14 MCGAO cujas simulações climáticas são utilizadas neste estudo (utilizamos apenas os modelos que disponibilizam dados de temperatura, precipitação e vento zonal em 850 hPa). A resolução dos modelos é variável, sendo que todos dados foram transformados para a resolução do CPTEC-PVM2, T62 (1,875°). Com base nestes dados numéricos, pode-se estimar as anomalias de temperatura e precipitação (entre outras variáveis) para o globo esperadas até 2100

Tabela 5.1 – Modelos de Circulação Geral Oceano-Atmosfera cujas simulações climáticas futuras são utilizadas neste estudo e respectivos centros desenvolvedores.

<b>Centro</b>	<b>Acrônimo do Centro</b>	<b>Modelo</b>
Bjerknes Centre for Climate Research (Noruega)	BCCR	BCM2.0
Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Canadá)	CCCMA	CGCM3 (T47)
Centre National de Recherches Meteorologiques (França)	CNRM	CM3
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (Austrália)	CSIRO	Mk3.0
Max-Planck-Institut für Meteorologie (Alemanha)	MPI-M	ECHAM5-OM
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (EUA)	GFDL	CM2.0
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (EUA)	GFDL	CM2.1
Goddard Institute for Space Studies (EUA)	GISS	E-R
Institute for Numerical Mathematics (Rússia)	INM	CM3.0
Institut Pierre Simon Laplace (França)	IPSL	CM4
Center for Climate System Research / National Institute for Environmental Studies (Japão)	CCSR/NIES	MIROC3.2(medres)
Meteorological Research Institute (Japão)	MRI	CGCM2.3.2
National Centre for Atmospheric Research (EUA)	NCAR	CCSM3
UK Met. Office / Hadley Centre for Climate Prediction (Reino Unido)	UKMO	HadCM3

em relação ao clima atual (tendo como referência o período de 1961-1990). Isso foi feito para dois cenários de emissões antropogênicas de GHG, o SRES-A2 (altas emissões) e SRES-B1 (baixas emissões).

A Figura 5.5 mostra as anomalias de temperatura, precipitação e vento zonal em 2100 apenas nos pontos onde mais de 75% dos modelos concordam quanto ao sinal da anomalia futura (média entre os 14 MCGAO) para o cenário SRES-A2. A Figura 5.6 mostra o mesmo para o cenário SRES-B1. Considerando estes dois cenários, os modelos mostram uma concordância unânime em quase todo o globo quanto ao sinal das anomalias de temperatura, que são positivas. Prevê-se um aquecimento em todo o globo, que na região tropical varia de 2-5°C e na região extra-tropical seria de 2-7°C.

Esse aquecimento em todo o globo seria, em grande parte, devido a três mecanismos de *feedback* do sistema climático (Hartmann, 1994):

i. *Feedback* (negativo) de Stefan-Boltzmann: a partir da relação entre a temperatura de um corpo e sua emissão de radiação de onda longa (Lei de Stefan-Boltzmann), podemos afirmar que com o aumento da temperatura da superfície da Terra (resultado do aumento das concentrações de CO<sub>2</sub> que ocasionaria um aumento da absorção de radiação de onda longa em 15 μm pelo CO<sub>2</sub>) resultaria em um aumento do fluxo de radiação de onda longa saindo da Terra, o que leva a um resfriamento da superfície.

ii. *Feedback* (positivo) evaporativo: da dependência da pressão de vapor de saturação sobre a temperatura (Clausius-Clapeyron) obtém-se que o aquecimento somente devido ao CO<sub>2</sub> levaria a um aumento de 10% na umidade específica de saturação. A absorção de radiação de onda longa (6,3 μm e bandas rotacionais) pelo vapor de água ocasionaria mais aquecimento.

iii. *Feedback* (positivo) gelo-albedo: aumento inicial da temperatura devido aos dois primeiros mecanismos de *feedback* levaria ao derretimento de gelo nas regiões polares e em montanhas. Com isso teria-se uma diminuição do albedo nessas regiões e conseqüente aumento de temperatura, o que reforça o processo.

O último mecanismo de *feedback*, observado sobretudo no Oceano Ártico, explica, em parte, o maior aquecimento previsto no Hemisfério Norte (mas há que se considerar também as elevadas concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> em regiões fortemente industrializadas nos EUA, Europa e China).

Em relação à precipitação, ainda há grande divergência entre os modelos, principalmente na região entre as latitudes 45°N e 45°S. Fora dessa região (extra-tropicais) há um bom consenso de que haveria aumento de precipitação da ordem de 0-20 mm mês<sup>-1</sup>. Já na região “tropical” mencionada acima (entre 45°N e 45°S) há grande discordância em relação à posição e magnitude das anomalias (embora note-se uma tendência de pequena redução da precipitação, em torno de 0-10 mm mês<sup>-1</sup>). Em relação ao vento zonal em 850 hPa, a discordância também é grande, exceto na faixa de latitude

60°S, zona de formação de ciclones extra-tropicais, onde se nota um aumento de 1-3 m s<sup>-1</sup> (Figuras 5.5c e 5.6c). Na faixa equatorial, a discordância em relação às anomalias de precipitação está associada à discordância no deslocamento das zonas de convergência (e.g. ZCIT) predito pelos diversos modelos. De qualquer modo, prevê-se uma aceleração do ciclo da água no planeta como um todo (vide *feedback* evaporativo acima), significando que a água permanecerá menos tempo em cada compartimento do ciclo hidrológico (e.g. chuvas concentradas) (IPCC, 2007; Steffen et al. 2004).

### 5.2.1.1 Influências na América do Sul

As previsões de temperatura, precipitação e vento zonal em 850 hPa para cada um dos modelos e cenários na América do Sul são mostradas nas Figuras 5.3-5.8. Para a América do Sul, a região tropical (e portanto o Brasil em quase sua totalidade), seria a mais afetada em termos de temperatura (Figuras 5.7 e 5.10), com um aquecimento de 2-4°C em praticamente todo o Brasil. Todos os 14 modelos concordam com o sinal, o limite inferior e a uniformidade [em consonância com Giorgi e Francisco (2000)] do aquecimento para o Brasil. Entretanto, três modelos (ECHAM5, HadCM3 e MIROC3.2-medres) destoam positivamente dos demais modelos em relação a magnitude do aquecimento em ambos cenários, chegando a um aquecimento de até 7°C no modelo HadCM3 em SRES-A2 na Amazônia.

Em relação a precipitação (Figuras 5.8 e 5.11), na América do Sul as regiões mais afetadas seriam a Amazônia e o Nordeste Brasileiro uma vez que, na maioria dos MCGAO, as anomalias de maior magnitude (positivas ou negativas) localizam-se nessas duas regiões. Essas anomalias futuras de precipitação na Amazônia e Nordeste Brasileiro podem estar relacionadas com mudanças na intensidade e posicionamento da ZCIT. Entretanto, a discordância é grande [tanto para precipitação como para vento zonal em 850 hPa (Figuras 5.9 e 5.12)]: enquanto alguns modelos apontam para anomalias positivas sobre a Amazônia e Nordeste Brasileiro, outros apontam para

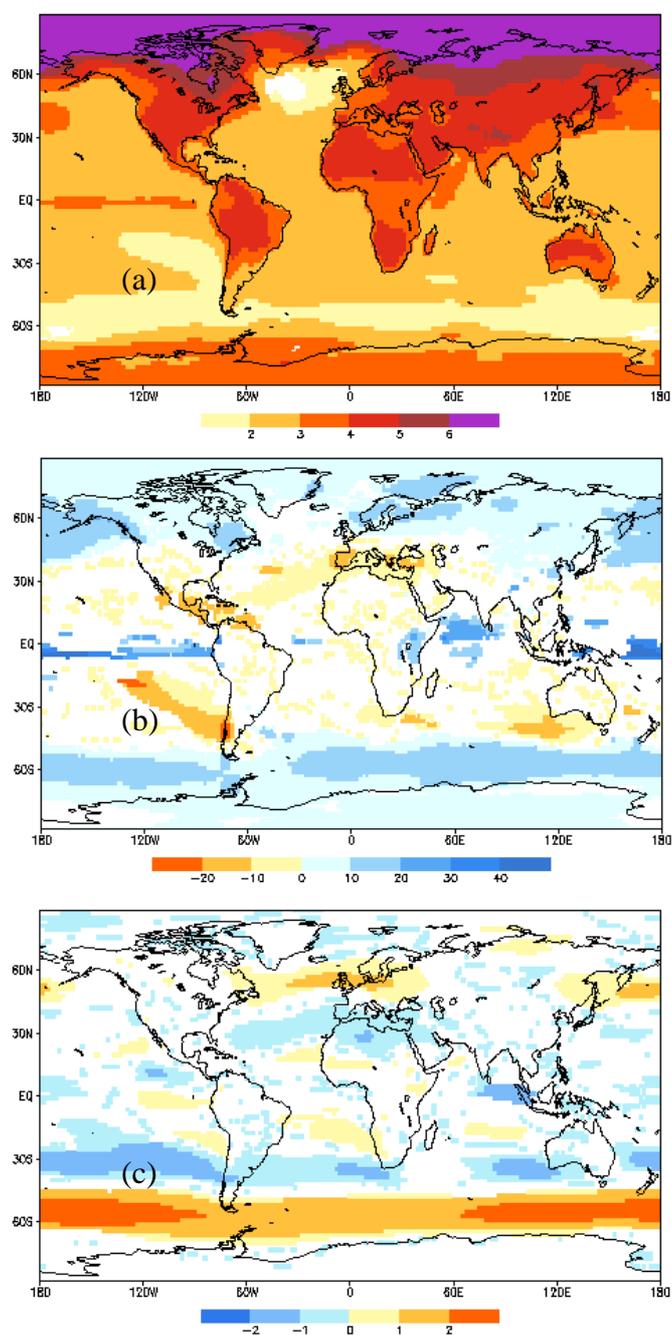


Figura 5.5 – Anomalias de (a) temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) precipitação ( $\text{mm m\acute{e}s}^{-1}$ ), e (c) vento zonal em 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) média entre os 14 MCGAO utilizados, previstas para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2. São mostrados apenas os pontos de grade onde mais de 75% dos modelos concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco representam não-consenso).

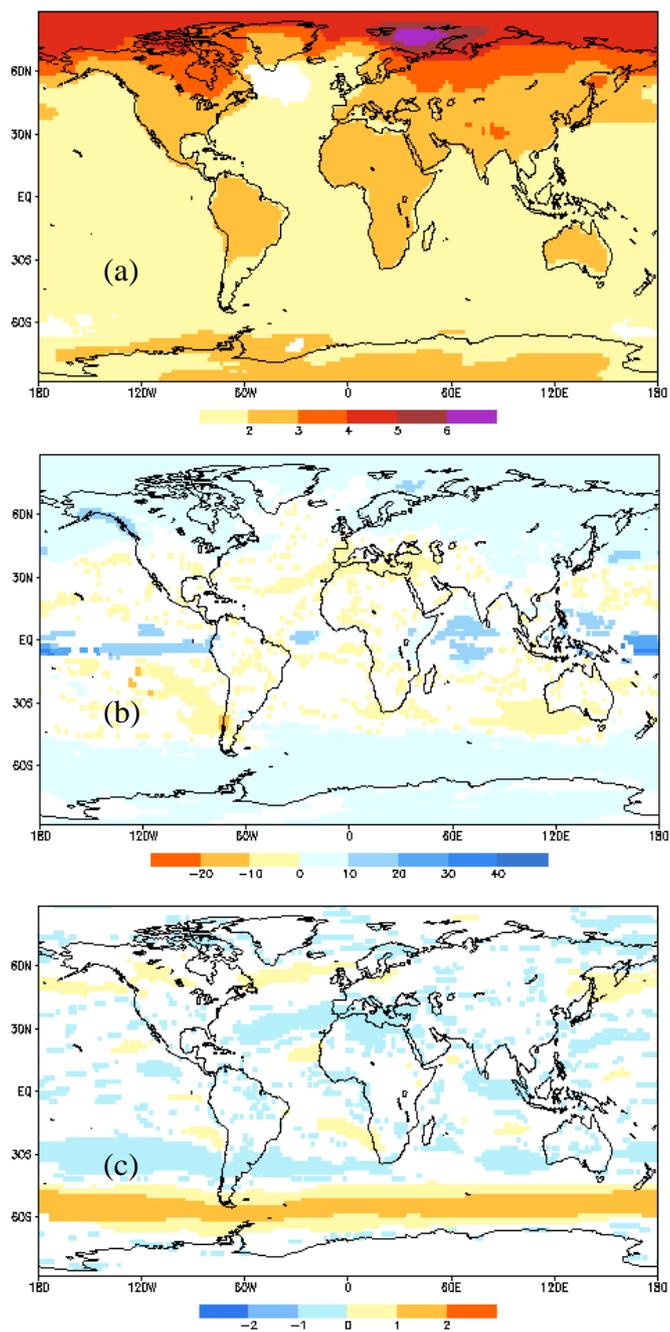


Figura 5.6 – O mesmo que na Figura 5.5, para o cenário SRES-B1.

anomalias negativas (a exemplo de Giorgi e Francisco, 2000), embora ambas regiões sejam locais de grande previsibilidade climática (Marengo et al., 2003; Moura e Hastenrath, 2004). Uma limitação dessa precipitação modelada é que os MCGAO são de baixa resolução horizontal, ou seja, não são capazes de representar os sistemas convectivos de escala regional (como complexos convectivos de meso-escala ou linhas de instabilidade). Tanto na Amazônia, como no Nordeste Brasileiro, esses sistemas convectivos de meso-escala, junto com a ZCIT, são de suma importância para os regimes de precipitação locais (Satyamurty et al., 1998).

### **5.2.2 Aplicação do CPTEC-PVM2 a cenários de mudanças climáticas**

As climatologias para o final do século XXI apresentadas acima foram aplicadas ao CPTEC-PVM2 de modo a identificar possíveis mudanças na distribuição de biomas na América do Sul, a exemplo de Nobre et al. (2004) e Salazar et al. (2006). Como os MCGAO podem cometer erros sistemáticos, não utilizamos as climatologias do período 2070-2099 diretamente como entrada do CPTEC-PVM 2. Os dados de entrada para o CPTEC-PVM2 foram obtidos de acordo com o procedimento descrito em Oyama (2002):

- a) Para um dado mês, calcula-se a média de precipitação (por exemplo) do MCGAO entre 1961 e 1990 ( $x_1$ ), e entre 2070 e 2099 ( $x_2$ ).
- b) Faz-se a diferença entre  $x_2$  e  $x_1$  ( $\Delta x = x_2 - x_1$ ;  $\Delta x$  é a anomalia, mostradas na Figuras 5.1-5.8).
- c) Soma-se  $\Delta x$  à média observada ( $y_1$ ) entre 1961 e 1990 ( $y_2 = y_1 + \Delta x$ ).
- d) Repete-se os passos anteriores para cada mês, modelo (14 MCGAO) e cenário (SRES-A2 e SRES-B1).

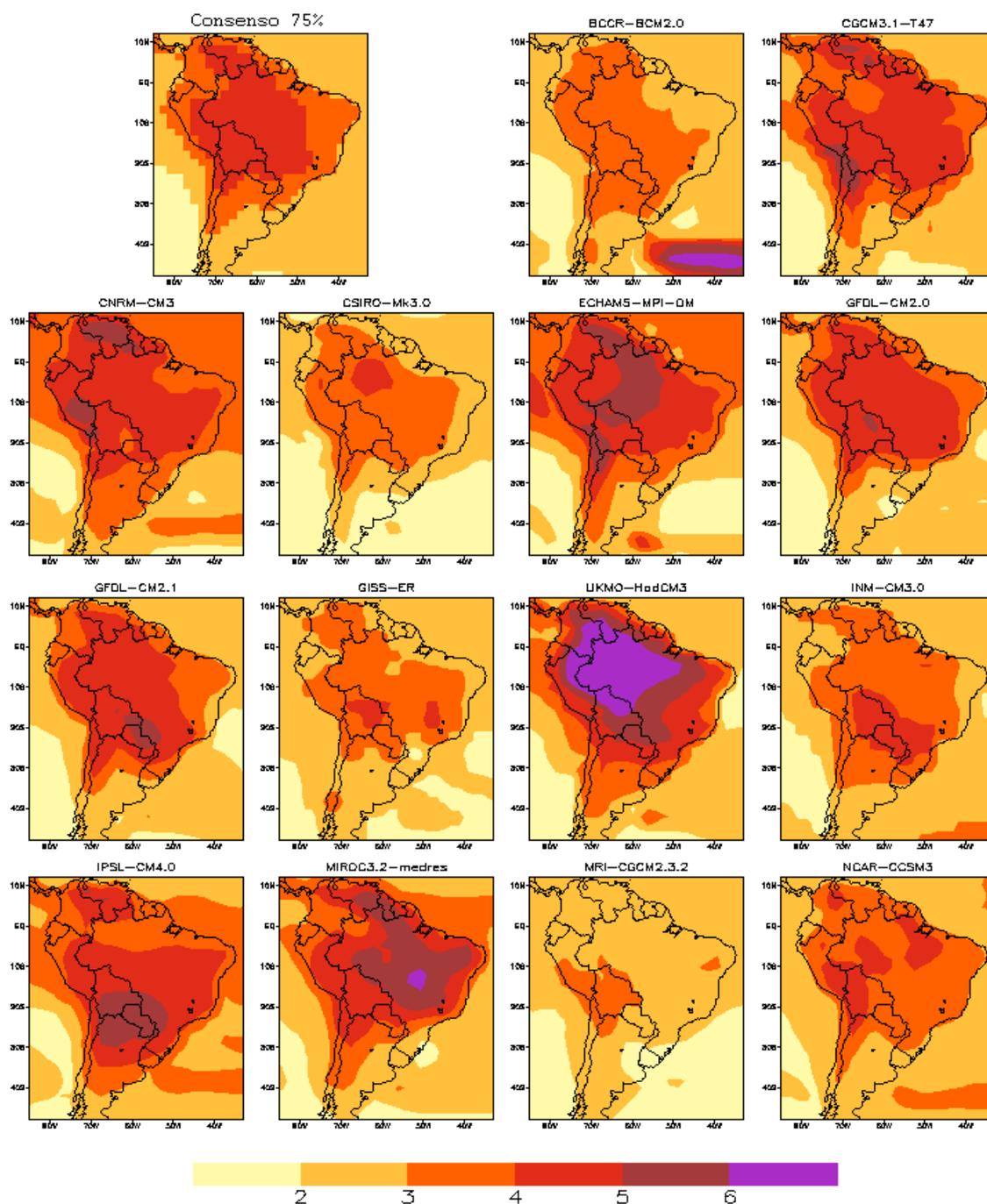


Figura 5.7 – Anomalias de temperatura (°C) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2. Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia.

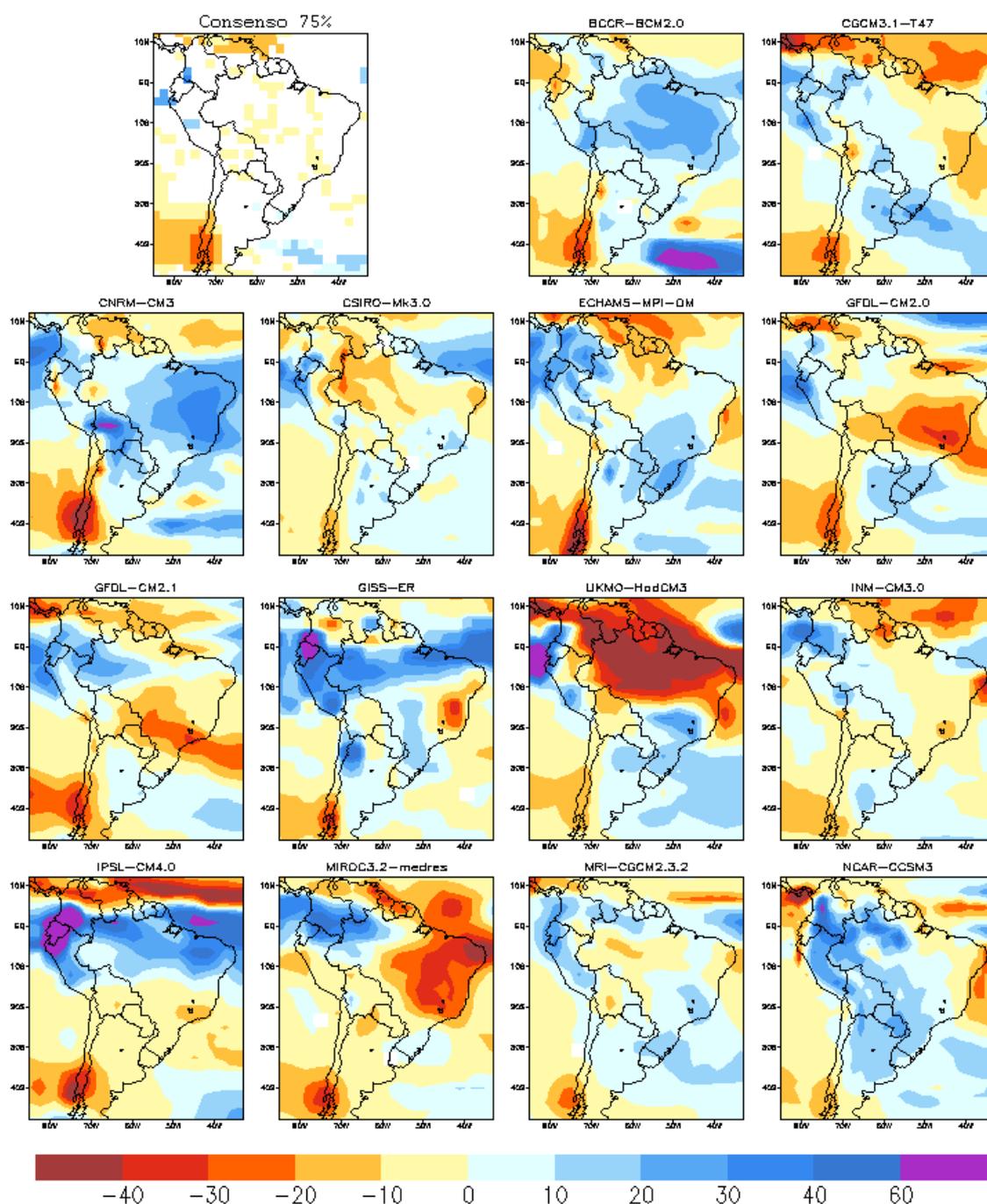


Figura 5.8 – Anomalias de precipitação ( $\text{mm mês}^{-1}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2. Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco representam não-consenso).

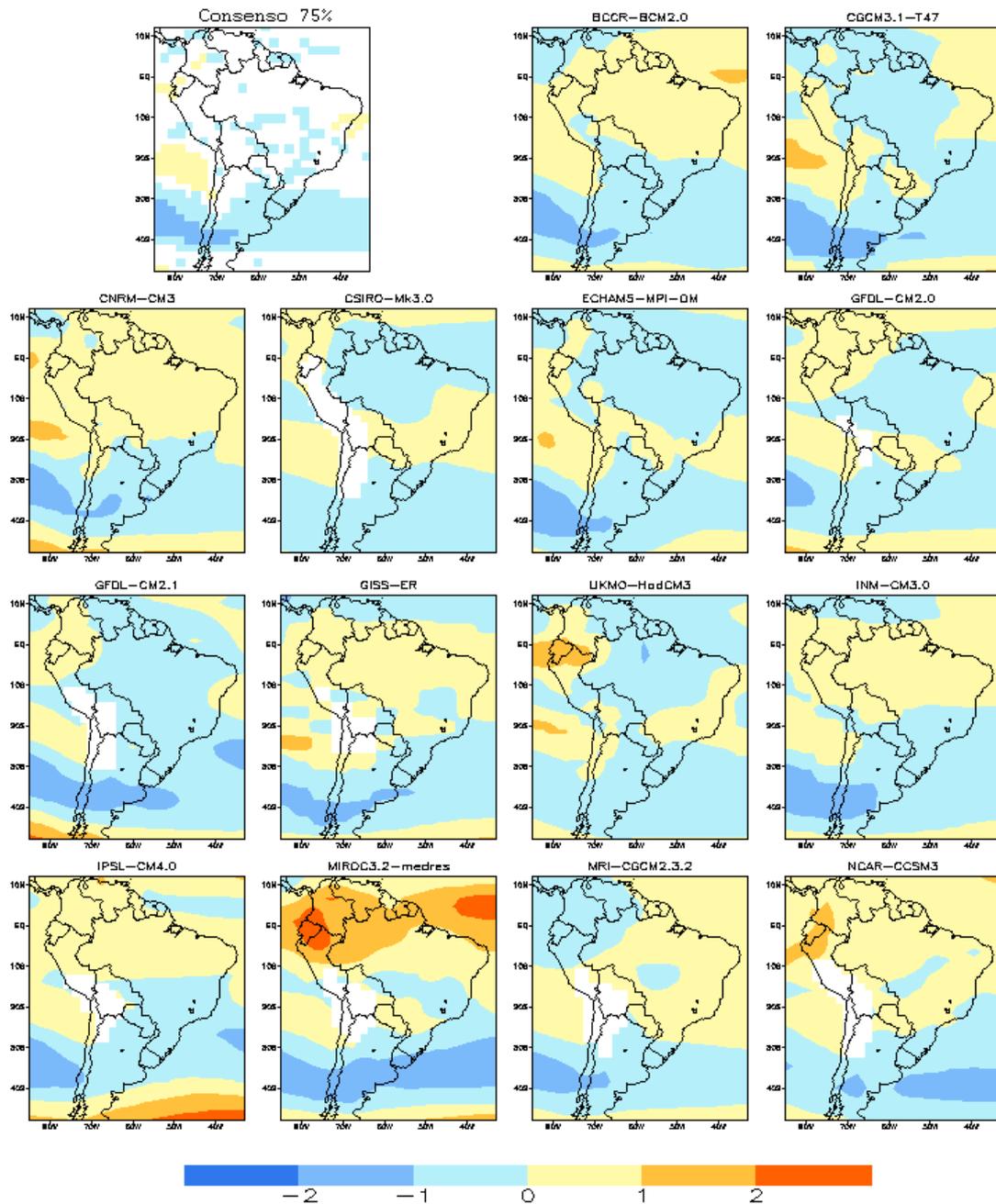


Figura 5.9 – Anomalias de vento zonal em 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2 (áreas em branco representam falta de dados). Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco no campo de consenso representam não-consenso).

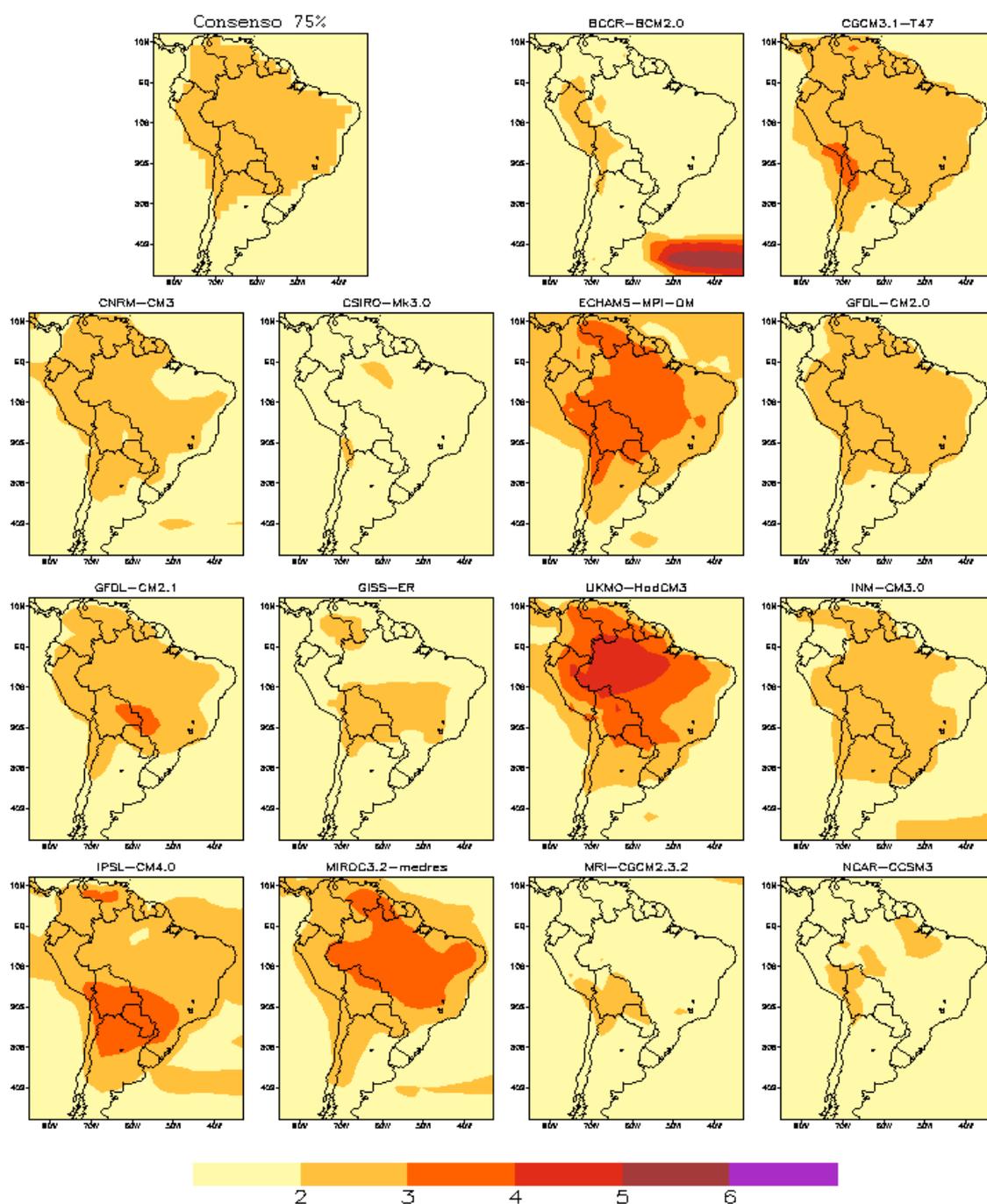


Figura 5.10 – Anomalias de temperatura (°C) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-B1. Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia.

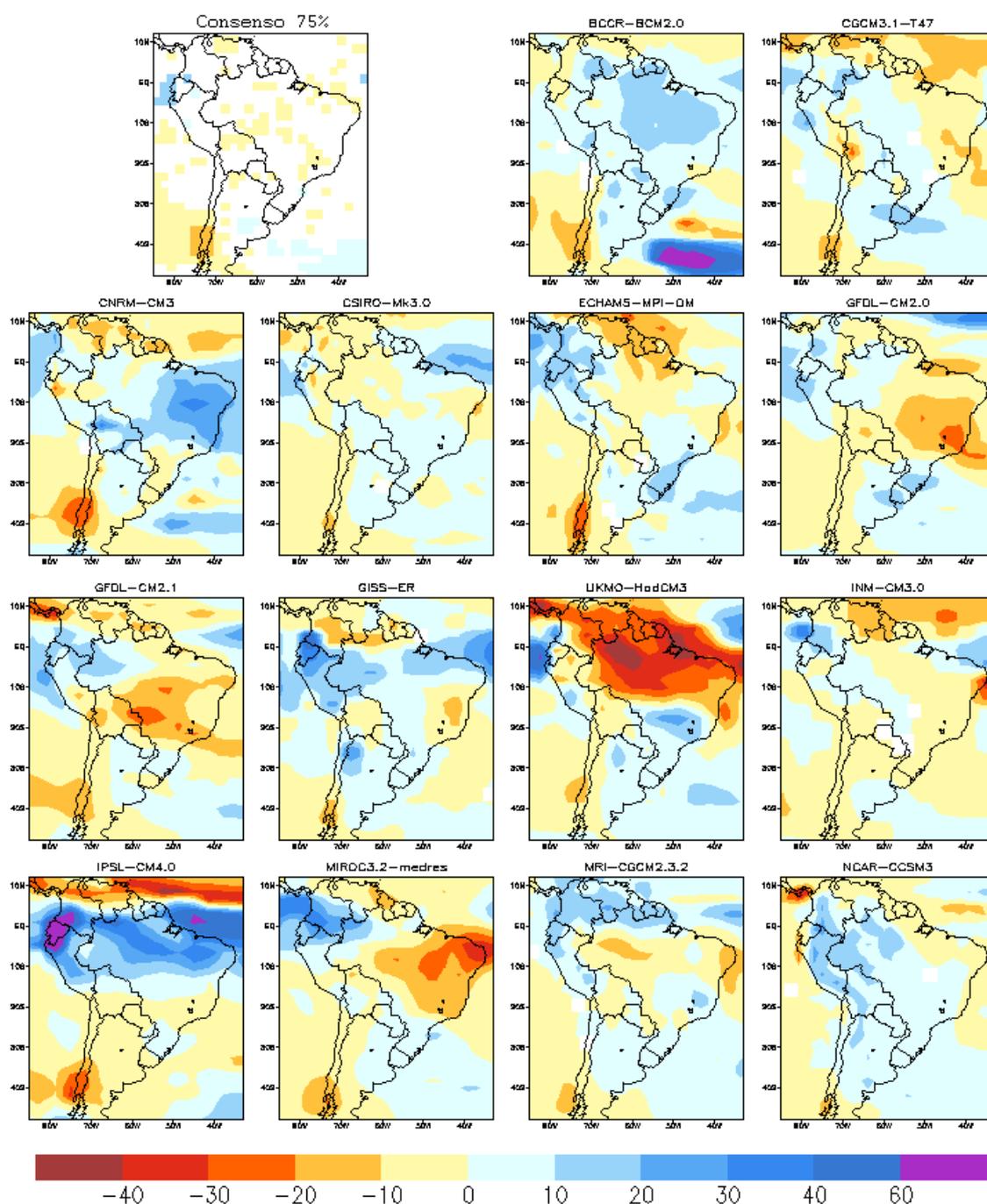


Figura 5.11 – Anomalias de precipitação ( $\text{mm mês}^{-1}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-B1. Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco representam não-consenso).

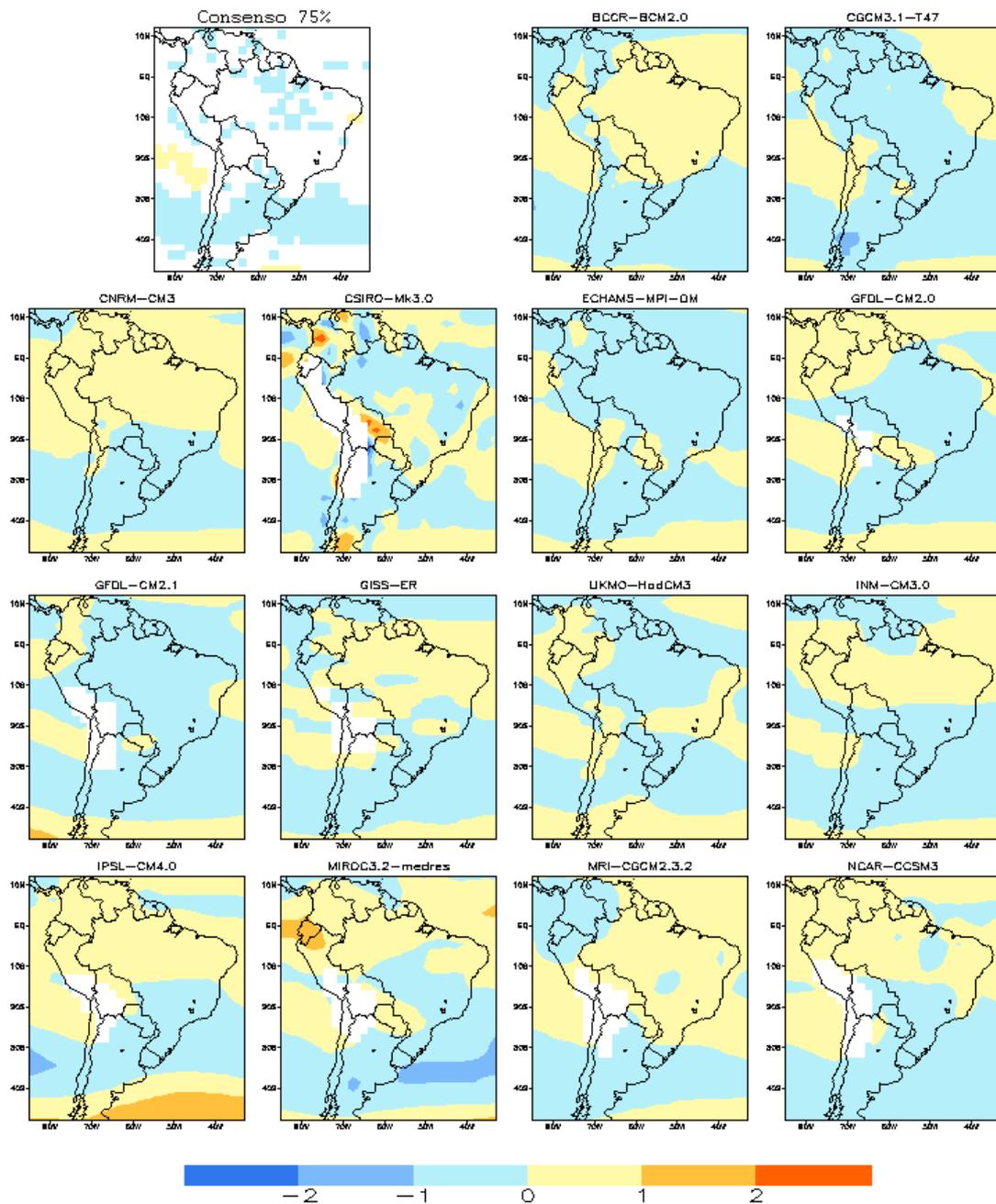


Figura 5.12 – Anomalias de vento zonal em 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) previstas pelos 14 MCGAO utilizados, para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-B1 (áreas em branco representam falta de dados). Na extrema esquerda acima é mostrado o consenso onde 75% ou mais dos MCGAO concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas em branco no campo de consenso representam não-consenso).

Os valores de  $y_1$  representam a climatologia já utilizada pelo CPTEC-PVM2 [Willmott e Matsuura, 1998 (temperatura e precipitação); Kalnay et al., 1996 (vento zonal em 850 hPa)]. Os valores de  $y_2$  (*i.e.* climatologia observada somada à anomalia) são as entradas do CPTEC-PVM2 para previsão futura da distribuição de biomas. Cada conjunto de climatologias ( $y_2$ ) de cada modelo, ao ser aplicado no CPTEC-PVM2, gera um mapa de biomas, assim como as taxas de  $NPP$  e  $R_H$ . Para cada um dos dois cenários gera-se um mapa mostrando apenas os pontos onde mais de 75% dos modelos (mais de 10 modelos) associam o mesmo bioma (sinal da anomalia de  $NPP$  ou  $R_H$ ). Ao final tem-se dois mapas, um para cada cenário, mostrando o consenso entre os MCGAO utilizados. Esses dois mapas podem ser considerados como os resultados robustos. O mesmo procedimento foi feito para a versão sem fogo do CPTEC-PVM2, e os resultados e breve discussão destas simulações sem a parametrização de fogo são mostrados no Apêndice B. As concentrações atmosféricas médias de  $CO_2$  utilizadas para o período de 2070-2099 foram de 730 ppmv em SRES-A2 e 535 ppmv em SRES-B1 (IPCC, 2000).

### 5.2.2.1 O ciclo de carbono frente às mudanças climáticas

O estoque de carbono na vegetação terrestre assume importância fundamental devido ao fato de que ele pode aumentar ou diminuir rapidamente, em resposta ao clima ou intervenções humanas (como incêndios florestais), tendo efeitos fortes e imediatos na concentração de carbono na atmosfera (Foley e Ramankutty, 2004; Friedlingstein et al., 2006). O estoque de carbono nos continentes depende fundamentalmente do balanço entre o ganho de carbono através da  $NPP$  e a perda através de  $R_H$ . Em vista do considerável não-consenso sobre precipitação futura, ainda há pouco consenso sobre o que aconteceria com  $NPP$  em um clima  $2x CO_2$  (Friedlingstein et al., 2006). Até mesmo o efeito de fertilização por  $CO_2$ , que supostamente ocasionaria um aumento de  $NPP$  (Mooney et al., 1999), tem sido colocado em dúvida recentemente (Nowak et al., 2004).

O experimento FACE (Free-Air Carbon dioxide Enrichment), conduzido nos EUA e Europa, consiste em parcelas de ecossistemas florestais e não-florestais ao ar livre que

são mantidas a um alto nível de CO<sub>2</sub> atmosférico. Os resultados até então obtidos pelo FACE indicam: (i) aumento consensual da fotossíntese (da ordem de 26%), como consequência da maior absorção de CO<sub>2</sub> atmosférico; (ii) nenhuma mudança nas taxas de respiração vegetal; e (iii) aumento de 12 a 25% da *NPP* (Nowak et al., 2004; Norby et al., 2002; Tissue et al., 2002). Entretanto, há que se considerar que variações significativas ocorrem de acordo com a espécie vegetal em questão e também com a disponibilidade de nutrientes, sobretudo nitrogênio (maior absorção de nitrogênio está fortemente relacionada a aumento das taxas de fotossíntese) (Nowak et al., 2004).

Por exemplo, uma das espécies estudadas pelo FACE (*Liquidambar styraciflua*) aloca esse carbono adicional na produção de raízes finas, as quais são rapidamente incorporadas no estoque de carbono do solo, não contribuindo para o seqüestro de carbono acima do solo (Norby et al., 2002). Por outro lado, outra espécie (*Pinus taeda*) aloca esse carbono adicional no desenvolvimento de biomassa acima do solo (tronco, galhos e folhas) (Hamilton et al., 2002).

Em ambos os cenários o CPTEC-PVM2 indica um aumento global de *NPP*, da ordem de 31,5 PgC ano<sup>-1</sup> em SRES-B1, e 52,8 PgC ano<sup>-1</sup> em SRES-A2 (Figura 5.13). Observa-se também (Figura 5.14) significativa redução da sazonalidade da *NPP* ( $S_{NPP}$ ) na região extra-tropical, e uma tendência de aumento de  $S_{NPP}$  na América do Sul, o que tem implicações para distribuição de biomas na região (cf. seção 5.2.2.2). As anomalias de *NPP* são superiores às obtidas nas simulações acopladas (atmosfera-oceano-vegetação) de Friedlingstein et al. (2006), porém bastante comparável aos 40-60 PgC ano<sup>-1</sup> indicado por simulações desacopladas (“offline”) (Friedlingstein et al., 2006; Cramer et al., 2001). A maioria dos modelos destes estudos citados acima mostra uma diminuição de *NEP* ( $NPP-R_H$ ) nos trópicos e no Hemisfério Sul, que é compensada por um aumento de *NEP* no Hemisfério Norte. Estes aumento de 67% (B1) e 112% (A2) da *NPP* são bastante altos em comparação com o aumento de 12-25% obtido a partir dos experimentos FACE (com 550 ppmv de CO<sub>2</sub>, o que equivale a SRES-B1) (Nowak et al., 2004; Norby et al., 2002). Entretanto, vale lembrar que esse experimento é feito apenas com espécies de plantas típicas de florestas decíduas. Além disso, o FACE é conduzido em uma condição na qual apenas o CO<sub>2</sub> atmosférico é alterado, ou seja, não

há, como no presente estudo, alteração de temperatura ou precipitação. Granados e Körner (2002), por exemplo, observaram um aumento significativo (e similar ao aqui obtido) da biomassa de trepadeiras tropicais, que cresceram de 110 a 212% com um aumento gradativo de CO<sub>2</sub> atmosférico. De qualquer modo, embora se iguale a outros resultados de modelagem (Cramer et al., 2001) ou observacionais (Granados e Körner 2002), as taxas de *NPP* no CPTEC-PVM2 parecem ser bastante sensíveis a aumento da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico. No CPTEC-PVM2 o carbono adicional absorvido pela vegetação é prontamente alocado na biomassa acima do solo, embora note-se pequenas alterações da quantidade de carbono no solo na região tropical. Sendo assim, o CPTEC-PVM2 é sensível ao efeito fisiológico do aumento de CO<sub>2</sub> (evidenciado pelo aumento de *NPP*), mas nem sempre é sensível ao efeito estrutural do aumento de CO<sub>2</sub> (cf. seção 5.2.2.2) (Betts et al., 1997).

A Figura 5.13 mostra que o maior aumento de *NPP* é verificado no Hemisfério Norte, onde o nível de *NPP* chega a ser 3 vezes maior que o simulado com climatologias atuais. Nos trópicos esse aumento é de, no máximo, 1,8 vez. Como sugerido por Friedlingstein et al. (2006), ao contrário dos biomas extra-tropicais que são mais dependentes da temperatura (em termos da duração do *permafrost* e da estação de crescimento), a *NPP* na região tropical é mais dependente de umidade, o que reflete em incertezas da *NPP* em algumas regiões (sobretudo semi-áridas) ainda devido às incertezas em relação à precipitação nessas regiões.

Na região tropical, um aumento de *NPP* nas magnitudes observadas na Figura 5.13 (levando em conta também o aumento do CO<sub>2</sub> atmosférico), ocasionaria um aumento de 5-10% na resistência do dossel, o que provavelmente tem pouco efeito nas taxas de evapotranspiração (a tendência é de pequena redução ou nenhuma mudança na região tropical). Já as regiões extra-tropicais (Hemisfério Norte principalmente) experimentariam uma redução de aproximadamente 30-40% na resistência do dossel, o que aumenta as taxas de evapotranspiração da região (em consonância com Levis et al.; 2000). Nessas regiões, a maior quantidade de água disponível no solo devido ao menor tempo de ocorrência do *permafrost* e às anomalias positivas de precipitação, é agora usada pelas plantas e liberada para a atmosfera. Isso corrobora a hipótese (Levis et al.,

2000; IPCC, 2001; Steffen et al., 2004) de que haveria uma aceleração do ciclo hidrológico e que a água permaneceria menos tempo em cada compartimento do ciclo.

Há que se considerar ainda que a eficiência enzimática da Rubisco em capturar CO<sub>2</sub> da atmosfera para o interior das plantas é maior nos trópicos, o que explica o notável aumento nas taxas de *NPP*, embora haja irrisório aumento da condutância estomática. Por outro lado, nas regiões extra-tropicais, onde a maior limitação para a fotossíntese é a luz, as plantas têm que abrir significativamente mais os estômatos para que haja um aumento tal qual o observado nas taxas de fotossíntese e conseqüentemente de *NPP*.

É notável a falta de consenso da *NPP*, em ambos cenários, em regiões atualmente semi-desérticas ou com vegetação de caatinga. Essas regiões se mantêm próximas ao limite de déficit hídrico no solo, e são fortemente dependentes das taxas de precipitação. Especificamente na América do Sul nota-se um não-consenso em todo o Nordeste Brasileiro, ou seja, a *NPP* nessa região pode tanto aumentar como diminuir em relação às taxas atuais, acompanhando as previsões de precipitação para o fim do século. No resto da América do Sul, o consenso aponta para aumento da *NPP* da ordem de 70-100%.

A respiração heterotrófica ( $R_H$ ) é tipicamente assumida como aumentando com a temperatura [embora haja um atual debate em relação à resposta de  $R_H$  à temperatura (Knorr et al., 2005)], o que leva a uma aceleração da taxa de decaimento do carbono armazenado no solo e na serapilheira. Isso implica em um aumento nos níveis de  $R_H$  e, portanto, na liberação de CO<sub>2</sub> para a atmosfera, representando um *feedback* positivo para o processo de aquecimento global. O CPTEC-PVM2 indica, em ambos os cenários, um aumento global de  $R_H$ , da ordem de 55,6 PgC ano<sup>-1</sup> em SRES-B1, e 144,2 PgC ano<sup>-1</sup> em SRES-A2 (Figura 5.15). Ambos valores parecem ser altos (em comparação com o aumento de *NPP*), embora sejam comparáveis ao intervalo 20-40 PgC ano<sup>-1</sup> indicado pelos modelos (“offline”) estudados em Cramer et al. (2001). O mesmo não-consenso no Nordeste Brasileiro encontrado para *NPP* também ocorre com  $R_H$ , uma vez que  $R_H$  também depende do nível de água no solo e das taxas de evapotranspiração. Vale

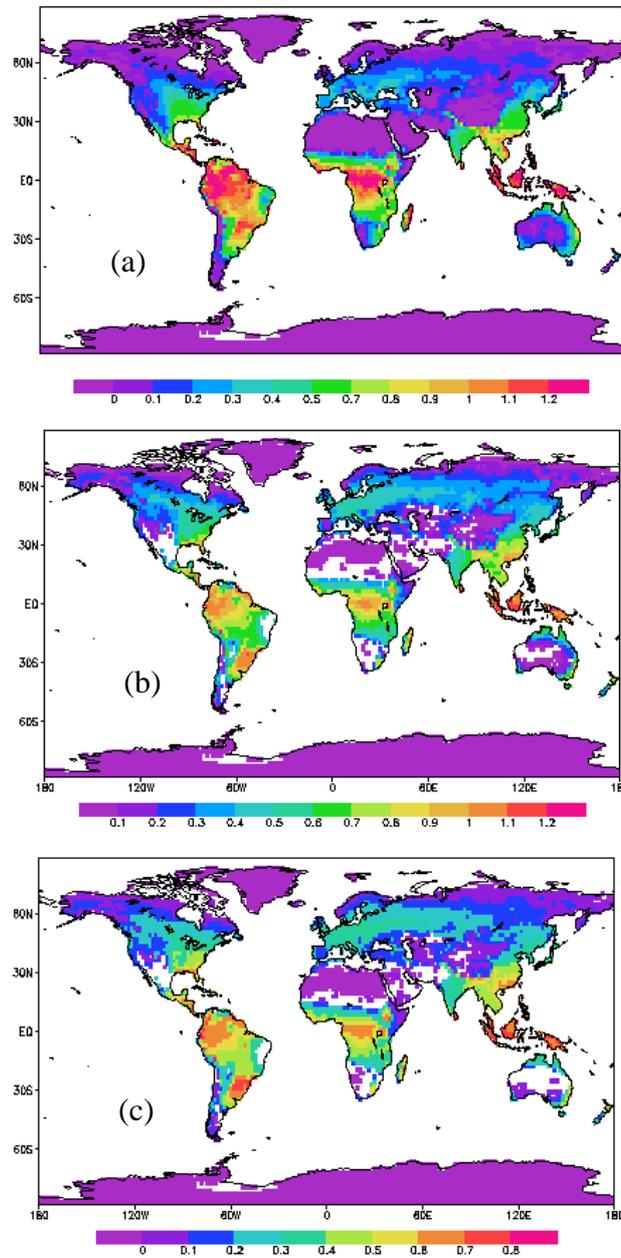


Figura 5.13 – (a) Produtividade primária líquida,  $NPP$  [ $\text{kgC m}^{-2}(\text{vegetação}) \text{ano}^{-1}$ ] simulada pelo CPTec-PVM2, e anomalias de  $NPP$  média entre os 14 MCGAO utilizados, previstas para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2 (b) e SRES-B1 (c). São mostrados apenas os pontos de grade onde mais de 75% dos modelos concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas continentais em branco representam não-consenso).

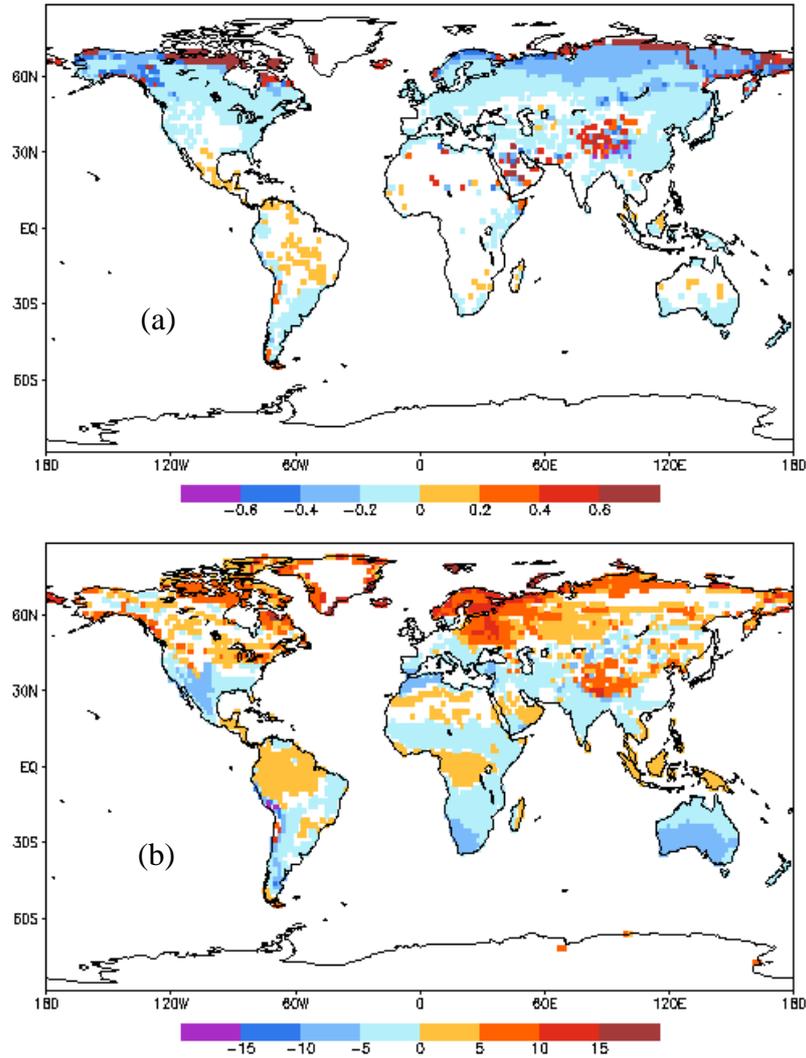


Figura 5.14 – Anomalias de (a) sazonalidade de  $NPP$  ( $S_{NPP}$ , adimensional), e (b) carbono no solo ( $\text{kgC m}^{-2}$ ) para 2070-2099 sob SRES-A2. São mostrados apenas os pontos de grade onde mais de 75% dos modelos concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas continentais em branco representam não-consenso).

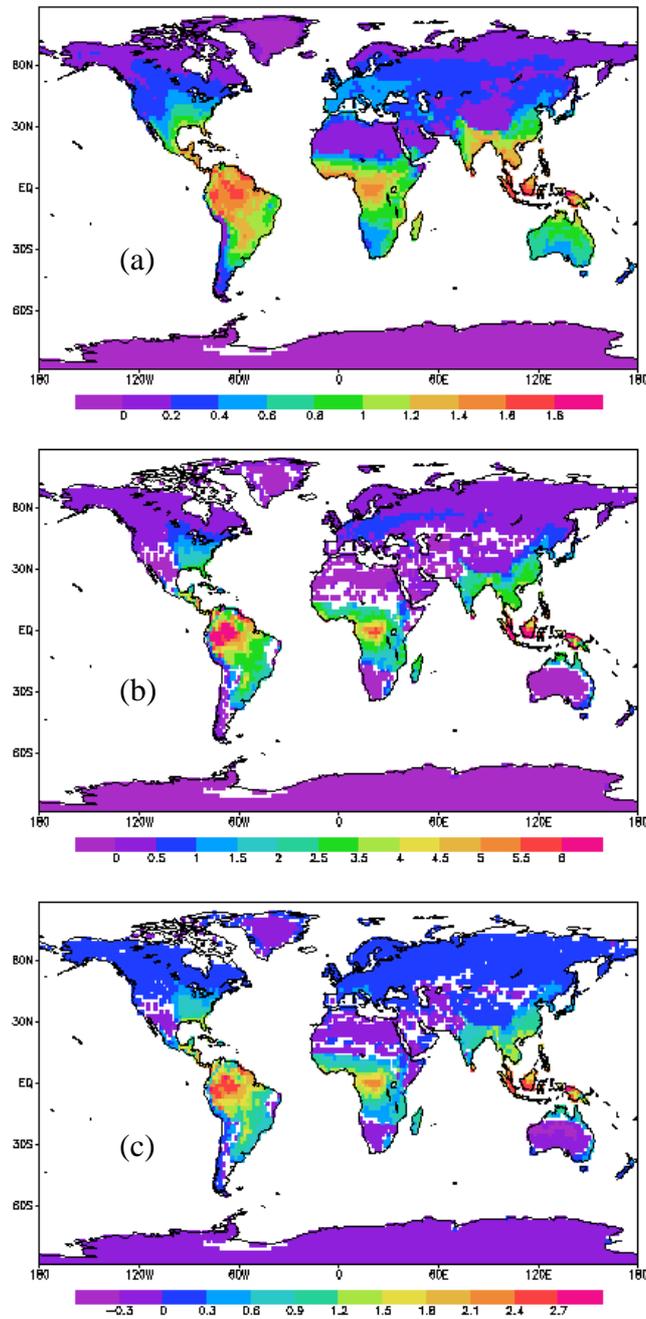


Figura 5.15 – (a) Respiração heterotrófica,  $R_H$  ( $\text{kgC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ ) simulada pelo CPTEC-PVM2, e anomalias de  $R_H$  média entre os 14 MCGAO utilizados, previstas para o período 2070-2099 em relação ao período 1961-1990 no cenário SRES-A2 (b) e SRES-B1 (c). São mostrados apenas os pontos de grade onde mais de 75% dos modelos concordam quanto ao sinal da anomalia (áreas continentais em branco representam não-consenso).

lembrar que o estoque de carbono no solo (assim como armazenamento de água) no CPTEC-PVM2 é feito em um só compartimento, o que pode levar a erros nas estimativas de  $R_H$  (como em Jones et al., 2005).

### 5.2.2.2 Efeitos nos biomas da América do Sul em 2070-2099

A Figura 5.16 mostra a distribuição global de biomas para 2070-2099 (SRES-A2 e SRES-B1) gerada pelo CPTEC-PVM2 a partir dos 14 MCGAO utilizados. São mostrados apenas os pontos de grade onde mais de 75% dos modelos (i.e. mais de 10 modelos) concordam quanto ao bioma diagnosticado. Considerando os dois cenários de emissões futuras, há uma discordância quanto à retração da tundra em altas latitudes da Eurásia e América do Norte. Há significativa expansão de floresta temperada, no Leste Europeu e no Oeste dos EUA. Ainda na região extra-tropical, a floresta boreal praticamente desaparece, ocorrendo grande expansão de campos para norte. Isso se deve ao fato de que o bioma de floresta boreal possui níveis de *NPP* naturalmente muito próximos aos do bioma campos (Tabela 3.2). Provavelmente, com uma re-adequação do algoritmo na região de biomas extra-tropicais essa distribuição futura na região temperada seja diferente [em vista da diferença destes resultados de distribuição de biomas com os de outros estudos (e.g. Cramer et al., 2001)]. De qualquer maneira, essas mudanças de biomas na região extra-tropical são causadas principalmente pelo efeito do aumento consensual de precipitação (cf. seção 5.1). Na região tropical, de modo geral, há pouca alteração na distribuição dos biomas. Há um não-consenso principalmente em regiões semi-áridas, como o Sahel, o interior da Austrália e o Nordeste Brasileiro. Nessas regiões as incertezas em relação à precipitação sobrepujam os feitos do aumento de temperatura e  $CO_2$ .

Na América do Sul (Figuras 5.17 e 5.18), as áreas mais afetadas seriam o Nordeste Brasileiro, o sudeste da Amazônia, a região norte do Chaco (Bolívia) e o sul do Brasil. Entretanto, em ambos cenários, há pouco consenso sobre qual bioma estaria presente nessas regiões no final do século (exceto para o sul do Brasil, onde há consenso quanto

à expansão de floresta tropical ombrófila na região dos Pampas). Enquanto cinco MCGAO (CGCM3.1-T47; ECHAM5; HadCM3; MPI-CGCM2.3.2; NCAR-CCSM3) apontam para uma significativa savanização da parte sudeste da Amazônia, os outros nove apontam para pouca ou nenhuma alteração de biomas. No Nordeste Brasileiro, sob SRES-A2, quatro MCGAO (GFDL-CM2.0; GISS-ER; HadCM3; MIROC3.2-medres) indicam que haveria mudança para um bioma de menor porte, mais seco, enquanto outros quatro (BCCR-BCM2.0; CNRM-CM3; IPSL-CM4.0; NCAR-CCSM3) apontam para uma mudança para biomas de maior porte, mais úmidos; e seis (CGCM3.1-T47; CSIRO-Mk3.0; ECHAM5; GFDL-CM2.1; INM-CM3.0; MRI-CGCM2.3.2) não indicam nenhuma mudança na região. No norte da região do Chaco (Bolívia), o não-consenso se dá entre os biomas floresta tropical ombrófila, floresta tropical estacional e savana.

Tanto na região do Nordeste Brasileiro como na do Chaco os MCGAO que apontam para mudança para biomas de maior (menor) porte também apontam para anomalias positivas (negativas) de precipitação nessas regiões. Denota-se então, a dependência da vegetação sobre a precipitação nestas regiões. Já na Amazônia essa dependência direta sobre a precipitação parece ser menor, uma vez que alguns modelos (e.g. CSIRO-Mk3.0; GFDL-CM2.0; GFDL-CM2.1; MIROC3.2-medres) que indicam anomalias negativas de precipitação no sudeste da Amazônia não demonstraram qualquer mudança de bioma na região. Desse modo, na Amazônia o efeito do aumento da temperatura se anula frente ao efeito do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> (sobrepunhando as incertezas em relação a precipitação) para que, em uma grande parte dos modelos, não haja mudança de biomas na região, favorecendo biomas de maior porte (cf. seção 5.1). Já no Nordeste Brasileiro, as incertezas quanto à precipitação sobrepunham os efeitos do aumento de temperatura e nível de CO<sub>2</sub>, o que reflete em uma grande área de incerteza quanto aos biomas que substituiriam a caatinga na região.

Além do efeito radiativo indireto (aquecimento), o CO<sub>2</sub> tem outros dois efeitos diretos e importantes sobre as plantas. O aumento da concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> ocasiona aumento das taxas de fotossíntese, o conhecido efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> (Mooney et al., 1999), favorecendo biomas de maior porte. Esse aumento na taxa de fotossíntese

se deve, sobretudo, ao fato de que as plantas conseguem mais rapidamente o carbono de que precisam, diminuindo assim a taxa de abertura estomática e aumentando a resistência estomática para a atmosfera. Esse aumento da resistência estomática ocasiona menor perda de água pela planta e conseqüente redução da evapotranspiração. Da Equação 3.33 pode-se inferir que um aumento nas concentrações de  $\text{CO}_2$  leva a um aumento da resistência do dossel e conseqüentemente a uma diminuição da evapotranspiração. Por outro lado, um aumento de  $NPP$  tende a diminuir a resistência de dossel, aumentando a evapotranspiração.

Em vista destas relações de efeitos opostos no equilíbrio entre  $NPP$ ,  $\text{CO}_2$  e evapotranspiração, o CPTEC-PVM2 mostrou os seguintes resultados: no caso da América do Sul, o aumento da resistência do dossel é pequeno (demonstrando que o efeito do  $\text{CO}_2$  sobre a resistência do dossel sobrepuja o efeito do aumento de  $NPP$ ; o contrário é observado no Hemisfério Norte; cf. seção 5.2.2.1), o que resulta, na média dos 14 MCGAO, em pequena mudança da evapotranspiração. Adicionalmente, nos MCGAO que apontam redução de evapotranspiração há aquecimento da superfície (além do aumento de  $\text{CO}_2$ ), o que leva então à conversão para biomas de menor porte, o que explicaria uma savanização da Amazônia e semi-desertificação do Nordeste Brasileiro (Figura 5.19). Por outro lado, se esse aquecimento é contra-balanceado por um aumento de precipitação [ocasionando aumento de  $f_5$  (Equação 3.21)], então há troca por biomas de maior porte, o que explicaria a manutenção da distribuição atual de vegetação, ou mesmo savanização do Nordeste Brasileiro (cf. Figura 5.8 e 5.19). Em vista da Figura 5.19, vale ressaltar a forte influência do aumento das concentrações de  $\text{CO}_2$  sobre  $NPP$ , ocasionando redução da resistência do dossel e aumento da evapotranspiração (o que explica a tendência global de aumento de  $E$ ). Por outro lado, a diminuição de  $f_5$  tem menor influência nos níveis de  $NPP$ , o que levaria ao aumento da resistência do dossel e diminuição de evapotranspiração. Entretanto  $f_5$  influencia diretamente na sazonalidade da  $NPP$  ( $S_{NPP}$ ), que por sua vez designa os limites entre floresta e savana nos trópicos.

Levis et al. (2000) apontam que nos trópicos, o efeito conjunto seria de aumento da

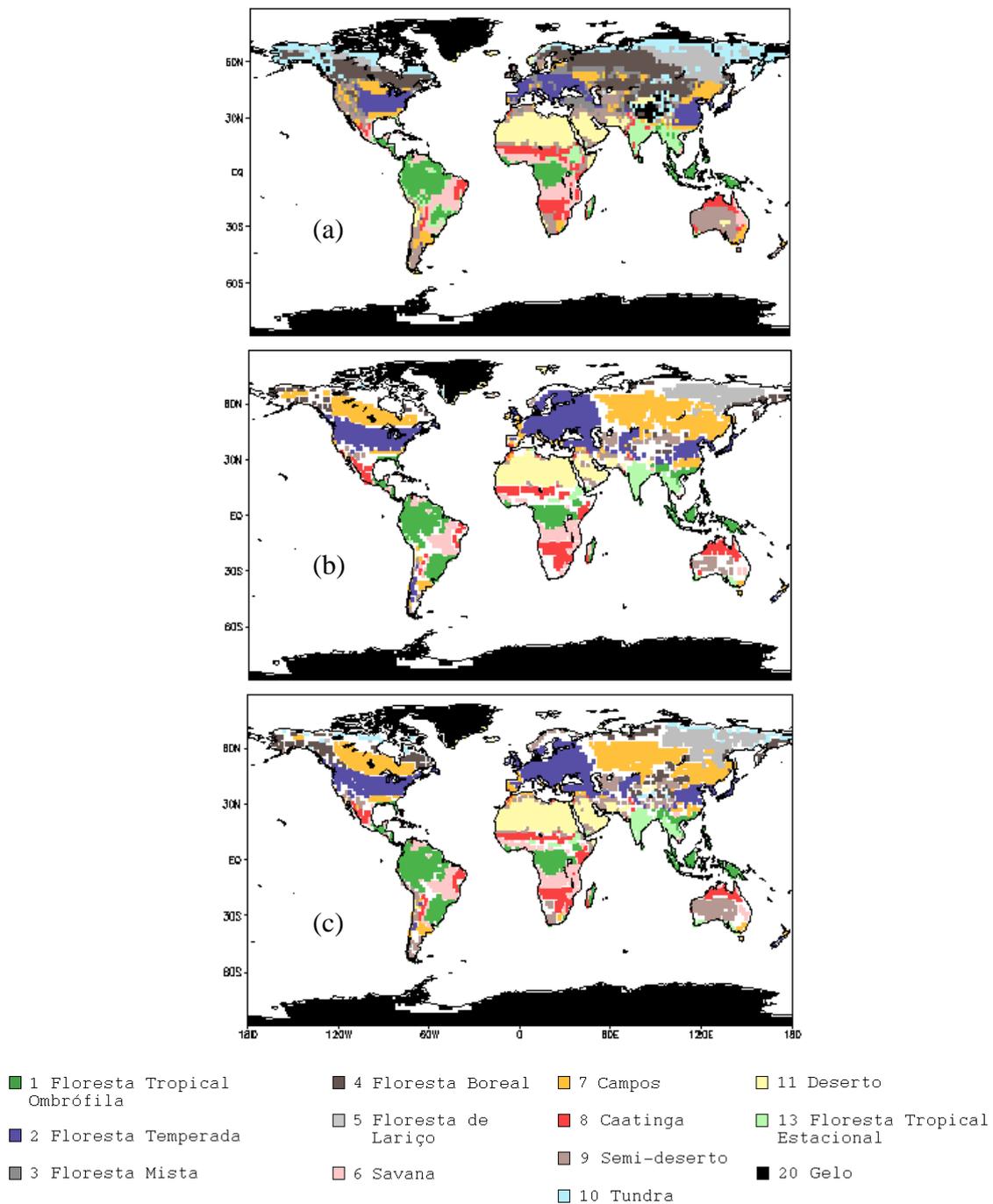


Figura 5.16 – (a) Vegetação potencial atual e para 2070-2099 sob o cenário (b) SRES-A2 e (c) SRES-B1 geradas pelo CPTEC-PVM2. Em (b) e (c) são mostrados apenas os pontos onde mais de 75% (mais de 10) dos MCGAO utilizados concordam quanto ao bioma diagnosticado (áreas continentais em branco representam não-consenso).

evapotranspiração, pequeno aumento de precipitação e expansão de florestas (diferentemente dos resultados obtidos neste estudo). Ao contrário, Cox et al. (2000) mostram que a crescente emissão antropogênica de CO<sub>2</sub> poderia levar a um desbalanço entre emissão e fixação de carbono na Amazônia. Entretanto, as simulações de Cramer et al. (2001) apontam para os mesmos mecanismos modelados em Cox et al. (2000) - de que em 2100 a emissão de CO<sub>2</sub> seria maior que a fixação - o que, no entanto, não seria suficiente para significativas mudanças de vegetação na Amazônia.

Nobre et al. (2004) rodaram a versão original do CPTEC-PVM (sem ciclo de carbono) com dados de previsões futuras do IPCC-Third Assessment Report (5 MCGAO) para acessar os impactos de mudanças climáticas nos biomas da América do Sul. Em 4 dos 5 MCGAO utilizados por eles houve tendência de substituição por biomas de climas mais secos (savana substituindo floresta tropical e semi-deserto substituindo caatinga). Salazar et al. (2006) fizeram o mesmo, utilizando a versão original do CPTEC-PVM (sem ciclo de carbono), só que com os dados do IPCC-Fourth Assessment Report (os mesmos aqui utilizados). Utilizando dados de 15 MCGAO, eles encontraram que uma parte do sudeste da Amazônia seria (consensualmente) substituída por savana.

Comparando os resultados aqui obtidos com os de Salazar et al. (2006), para o cenário SRES-A2 na Amazônia, as áreas apontadas por eles como não-consenso são, neste estudo, preenchidas por floresta tropical ombrófila (não há mudança), enquanto as áreas apontadas por eles como consenso de savanização são aqui indicadas como não-consenso (Tabela 5.2). Em ambos estudos com o CPTEC-PVM original (Nobre et al., 2004; Salazar et al., 2006) só o efeito do aumento da temperatura já era suficiente para induzir um aumento de áreas de cerrado na Amazônia (e semi-deserto no Nordeste Brasileiro). Assim, no CPTEC-PVM original, pequenas reduções de precipitação nessas regiões já eram suficientes para savanizar partes da Amazônia (e induzir semi-desertificação no Nordeste Brasileiro). No CPTEC-PVM2, com a inclusão do ciclo de carbono, um aumento na concentração de CO<sub>2</sub> favoreceria uma mudança para biomas de maior porte (cf. seção 5.1), contrabalanceando o efeito do aumento de temperatura. Logo, com o CPTEC-PVM2, a redução de precipitação teria que ser maior para

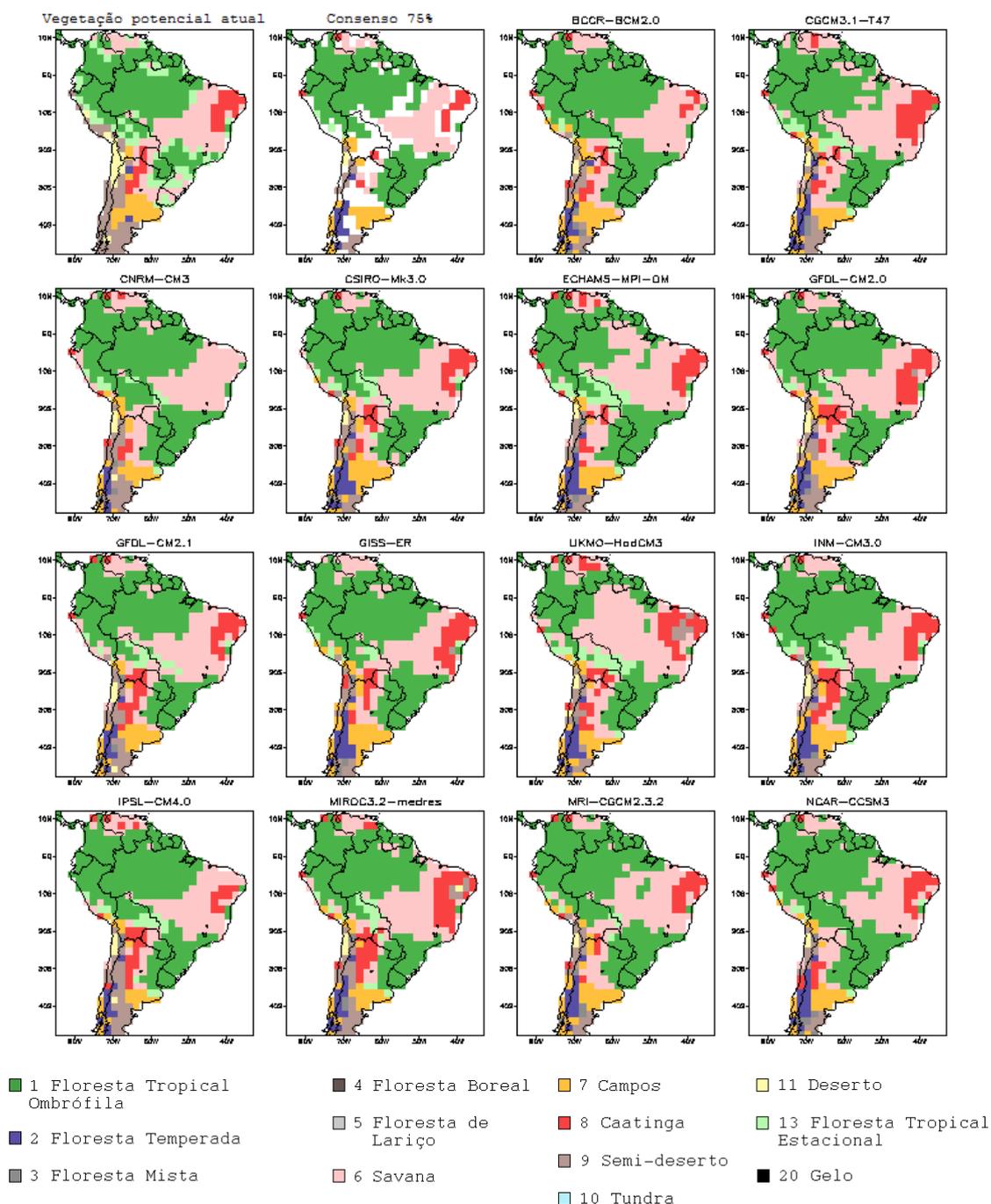


Figura 5.17 – Distribuição de biomas na América do Sul em 2070-2099 segundo CPTEC-PVM2 no cenário SRES-A2 para cada um dos 14 MCGAO utilizados. Acima à esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial atual e o consenso entre 75% dos MCGAO utilizados (áreas continentais em branco representam não-consenso).

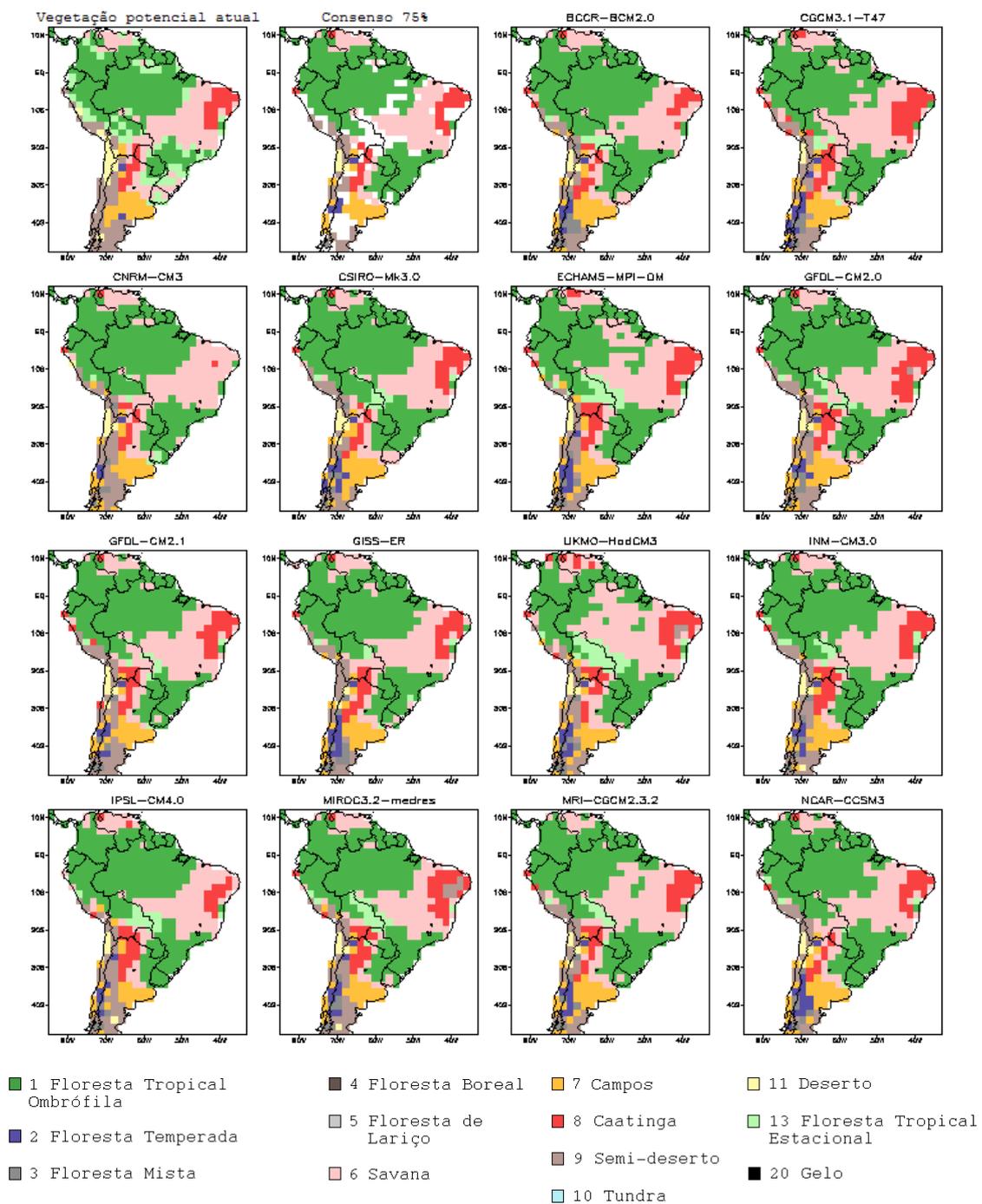


Figura 5.18 – Mesmo que Figura 5.17 para o cenário SRES-B1.

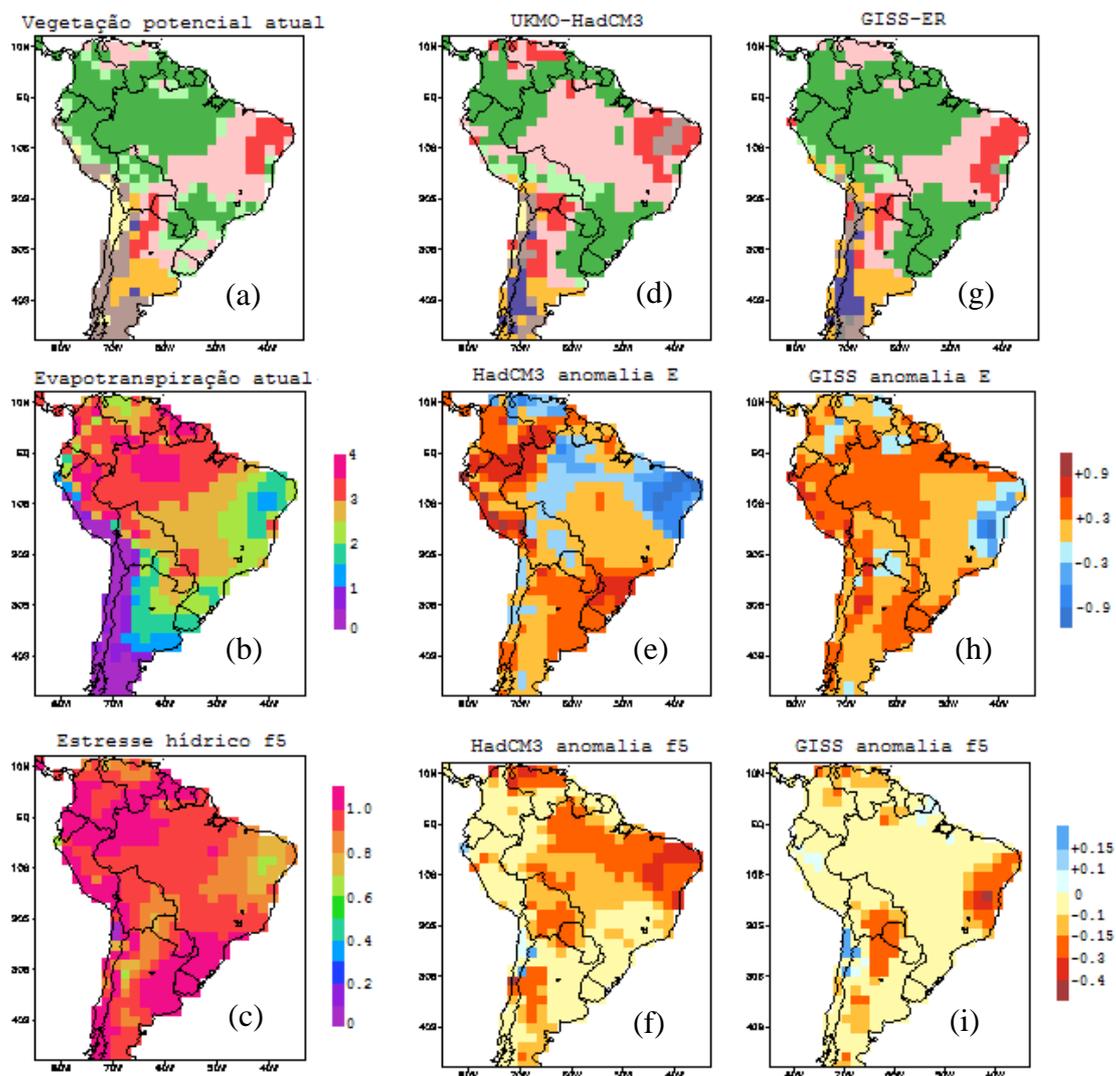
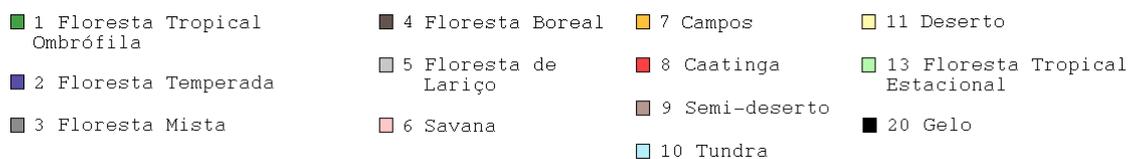


Figura 5.19 – (a) Vegetação potencial, (b) evapotranspiração ( $\text{mm d}^{-1}$ ), e (c) estresse hídrico ( $f_5$ , adimensional) atuais. O mesmo é mostrado respectivamente para os MCGAO UKMO-HadCM3 [(d), (e), (f)] e GISS-ER [(g), (h), (i)] em 2070-2099 segundo CPTEC-PVM2 no cenário SRES-A2 [(e), (f), (h) e (i) são anomalias].

Tabela 5.2 – Comparação entre os resultados consensuais de Salazar et al. (2006) e o presente estudo em relação aos impactos das mudanças climáticas para a distribuição de biomas na Amazônia em 2070-2099.

	Salazar et al. (2006) CPTEC-PVM	Presente estudo CPTEC-PVM2
Regiões da Amazônia em 2070-2099	permanência de floresta	permanência de floresta
	não-consenso	permanência de floresta
	mudança para savana (savanização)	não-consenso

savanizar significativamente a Amazônia. Ainda há que se considerar a questão do fogo: para ocorrer savanização é necessário ter anomalias de oeste no vento zonal 850 hPa, o que indicaria aumento na quantidade de incêndios naturais (embora haja poucas diferenças na Amazônia ao se utilizar a versão sem fogo do CPTEC-PVM2; vide anexo C).

Na realidade, no CPTEC-PVM2, a savanização da Amazônia (observadas em 5 MCGAO) dependeria, sobretudo, do valor assumido pelo índice de sazonalidade de *NPP* ( $S_{NPP}$ ; Equação 3.35), o qual, quando alto, permite a ocorrência de savanas e caatinga. Vale notar, na Figuras 5.13 e 5.14, que há consenso de que haveria aumento da produtividade primária líquida ( $M_{NPP}$ ; Equação 3.34) na região, e, por outro lado, há não-consenso, com leve tendência de aumento, da sazonalidade de *NPP*. A savanização de parte da Amazônia dependeria então de variações da sazonalidade, ou seja, da duração da estação seca. Esse aumento da sazonalidade climática poderia ser observado a partir de um aumento nos contrastes de precipitação e também de temperatura entre o verão e o inverno, ou a durante estação seca e a chuvosa. Sendo assim, uma estação seca mais pronunciada no futuro<sup>5</sup> favoreceria a conversão de florestas para savana na Amazônia; do contrário, o *status quo* permaneceria. A seca de 2005 na Amazônia, por

<sup>5</sup> IPCC (2007) aponta para uma redução consensual e significativa (de até 30%) de precipitação na maior parte do Brasil durante a estação seca, sob o cenário SRES-A1B (cenário intermediário a A2 e B1).

exemplo, embora tenha ocorrido no sudoeste da bacia, é o tipo de evento que, se recorrente, pode favorecer a conversão para savana apontada aqui por 5 MCGAO.

A seca de 2005 (que não foi um ano de El Niño) na Amazônia estava fortemente associada às águas superficiais anormalmente quentes do Oceano Atlântico Tropical Norte em 2005, o mesmo motivo causador da forte temporada de furacões nos EUA naquele ano (apesar de não haver relação entre a seca na Amazônia e os furacões nos EUA) (Marengo et al., 2006). Com essas anomalias de temperatura do oceano, ocorreram anomalias também na circulação atmosférica regional, o que reduziu significativamente o fluxo de umidade do Atlântico Tropical para o interior da bacia Amazônica, resultando na estação seca mais severa dos últimos 100 anos na região (Marengo et al., 2006). As secas nas regiões Centro-Norte e Sudeste da Amazônia (e inclui-se agora aqui o Nordeste Brasileiro também), como a de 1998, são mais relacionadas com eventos de El Niño. Sendo assim, se com o aquecimento global tivermos mais eventos de El Niño, é provável que tenhamos estações secas mais prolongadas nessas regiões, o que poderia ocasionar a mudança de biomas na Amazônia e Nordeste Brasileiro. Entretanto, há pouco consenso sobre como o aumento das emissões de GHG e o conseqüente aquecimento do planeta afetariam o funcionamento e frequência do El Niño / Oscilação Sul (ENSO) (Fedorov e Philander, 2000), embora eles estejam ficando mais freqüentes nas últimas décadas, e embora os dois episódios de El Niño mais intensos dos últimos 100 anos tenham ocorrido nas duas últimas décadas, 1982-1983 e 1997-1998 (Trenberth e Hoar, 1996; Timmermann et al., 1999; Fedorov e Philander, 2000).

Portanto, em resumo, pode haver mudança de biomas no sudeste da Amazônia e Nordeste Brasileiro frente ao cenários SRES-A2 (maiores impactos) ou SRES-B1 (menores impactos). Embora o aquecimento no Brasil seja consenso, ainda há considerável não-consenso em relação à precipitação, o que leva também a incertezas na distribuição de biomas nessas duas regiões no final do século. De qualquer modo, os impactos serão menores que os obtidos por estudos prévios com o CPTEC-PVM original. A inclusão dos efeitos de CO<sub>2</sub> no modelo coloca os prognósticos de mudança de biomas na América do Sul em um patamar menos alarmante, e provavelmente mais

realista. Entretanto, há que se ter cautela na interpretação destes resultados, uma vez que o assunto está intimamente relacionado com políticas públicas ambientais: este estudo não é por si só conclusivo. Conjuntamente a outros estudos, ele contribui para a avaliação dos impactos na vegetação da Amazônia e Nordeste Brasileiro até o final do século decorrentes de mudanças climáticas. Embora se considere que a escala de tempo de mudanças ou migração de ecossistemas seja de séculos a milênios, há fortes evidências de que mudanças abruptas e repentinas podem acontecer em ecossistemas (e.g. Scheffer et al., 2001). Há que se considerar ainda que este estudo exclui perturbações humanas nos ecossistemas. Ou seja, os impactos de desmatamento, incêndios e outras alterações ambientais antropogênicas têm grande potencial para acelerar essa mudança abrupta de biomas na Amazônia e Nordeste Brasileiro. Se isso realmente acontecer os impactos para biodiversidade, recursos hídricos e economia regional serão profundos. Isso reforça a necessidade de se mitigar as mudanças climáticas de modo a evitar suas conseqüências catastróficas, uma vez que os custos de mitigação são inferiores aos custos de adaptação a essas mudanças (Stern, 2006).

### **5.2.2.3 Redução da sensibilidade de *NPP***

A aplicação de cenários climáticos futuros no CPTEC-PVM2 ocasiona um aumento de *NPP* da ordem de 100% (Figura 5.13). Esse valor é bastante comparável aos obtidos por simulações desacopladas (sistema clima-vegetação), como a aqui feita, em Friedlingstein et al. (2006) e Cramer et al. (2001). Simulações acopladas (Friedlingstein et al., 2006) indicam que esse aumento seria menor, da ordem de 50%. Por sua vez, experimentos em ecossistemas reais, como o FACE (Nowak et al., 2004), que consideram apenas o efeito isolado do aumento de CO<sub>2</sub>, indicam que esse aumento seria menor ainda, da ordem de 12-25%.

Sendo assim, de modo a se obter resultados mais próximos a estes que indicam um aumento menor de *NPP*, conduziu-se análise da distribuição futura de biomas na América do Sul com um nível de aumento de *NPP* forçadamente menor ao obtido pelo

CPTEC-PVM2. Essa análise concentra-se no cenário SRES-A2, e permite um aumento máximo de  $NPP$  de 25%. Assume-se então, frente aos resultados do FACE, que o aumento de  $NPP$  seja somente em função do efeito de fertilização por  $CO_2$ , desconsiderando os efeitos climáticos adicionais. Sem qualquer ajuste, o CPTEC-PVM2, sob SRES-A2 resulta em uma  $NPP$  de aproximadamente  $100 \text{ PgC ano}^{-1}$  ( $47 \text{ PgC ano}^{-1}$  mais 112% de aumento). Para este teste, limita-se esse valor global para  $59 \text{ PgC ano}^{-1}$  ( $47 \text{ PgC ano}^{-1}$  mais 25% de aumento). Considera-se dois cenários de sazonalidade da  $NPP$  ( $S_{NPP}$ ): (i)  $S_{NPP}$  é determinado normalmente por essa  $NPP$  reduzida [Equação 3.25 é multiplicada por 0,58]; e (ii)  $S_{NPP}$  é mantido igual ao das simulações da seção 5.2.2.2, i.e. é determinado pela  $NPP$  sem redução [Equação 3.34 (e não 3.25) é multiplicada por 0,58]. Em (ii) assume-se que as anomalias de sazonalidade de  $NPP$  simuladas normalmente pelo CPTEC-PVM2 estão corretas.

A redução forçada de  $NPP$  ocasiona queda no índice  $S_{NPP}$ , o que, de modo geral, favorece a expansão de florestas tropicais pelo interior da América do Sul (Figura 5.20). Desse modo, os impactos consensuais na Amazônia são menores ainda que os apontados pelo CPTEC-PVM2, sendo que apenas dois MCGAO apontam avanço significativo de savana na Amazônia (ECHAM5 e UKMO-HadCM3). Para o Nordeste Brasileiro os prognósticos apontados pelo CPTEC-PVM2 em SRES-A2 se mantêm.

Por outro lado, mantendo  $S_{NPP}$  igual ao das simulações conduzidas na seção 5.2.2.2, além dos cinco modelos citados acima, outros três MCGAO (GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1 e MIROC3.2-medres) apontam para substituição de porções da floresta tropical ombrófila da Amazônia por floresta tropical estacional ou savana. Desse modo, os impactos consensuais para a Amazônia são maiores que os apontados pelo CPTEC-PVM2. Similarmente, no Nordeste Brasileiro mais MCGAO apontam para uma substituição da caatinga por semi-deserto (Figura 5.21).

Embora seja uma análise artificial [força-se uma redução de  $NPP$  e em (ii)  $S_{NPP}$  não é determinado por essa  $NPP$ ], ela permite observar através dos mapas consensuais, que a simulação conduzida pelo CPTEC-PVM2 na seção 5.2.2.2 é literalmente o meio-termo

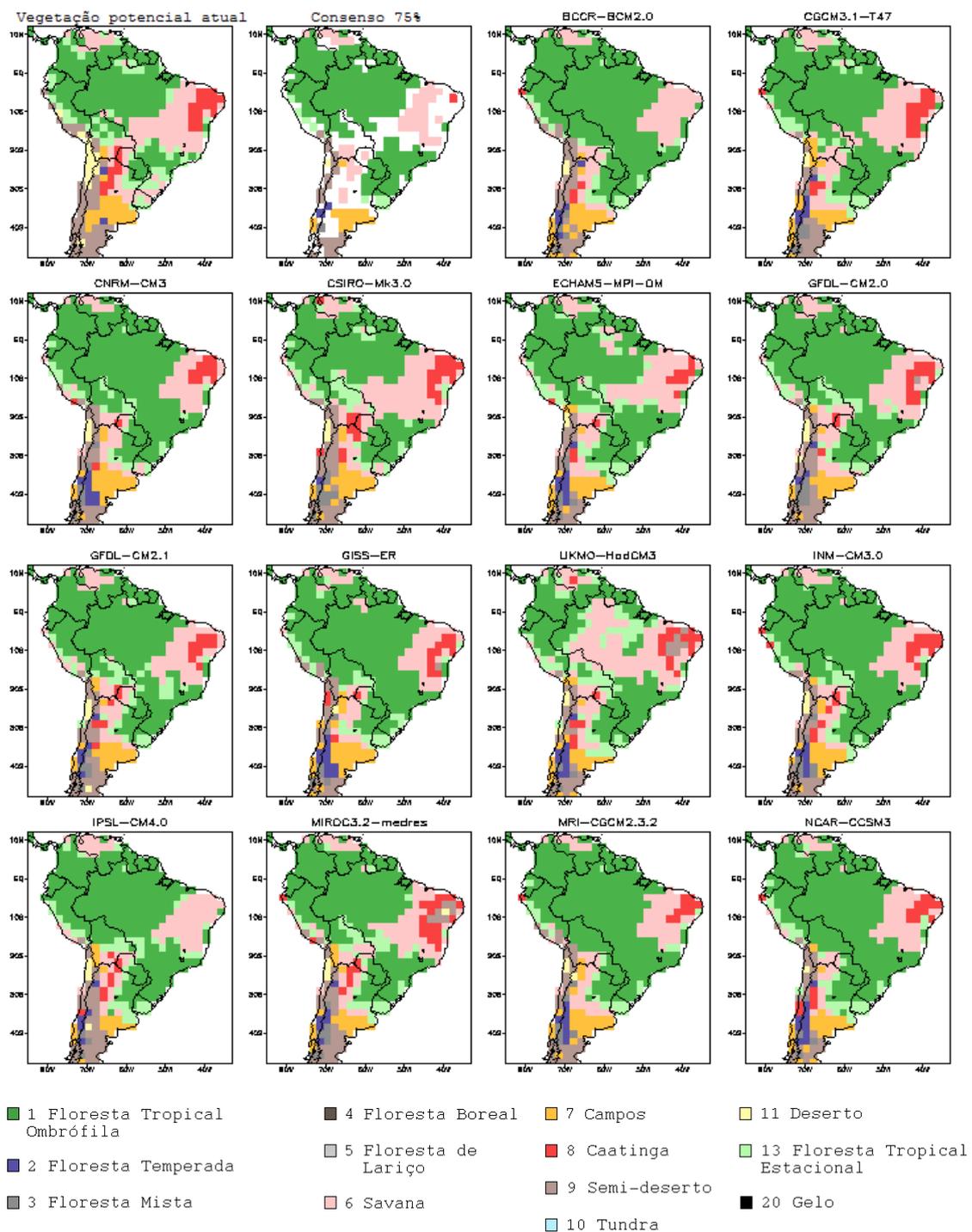


Figura 5.20 – Mesmo que Figura 5.17, com redução forçada de  $NPP$  (e  $S_{NPP}$  é determinado por essa  $NPP$  reduzida).

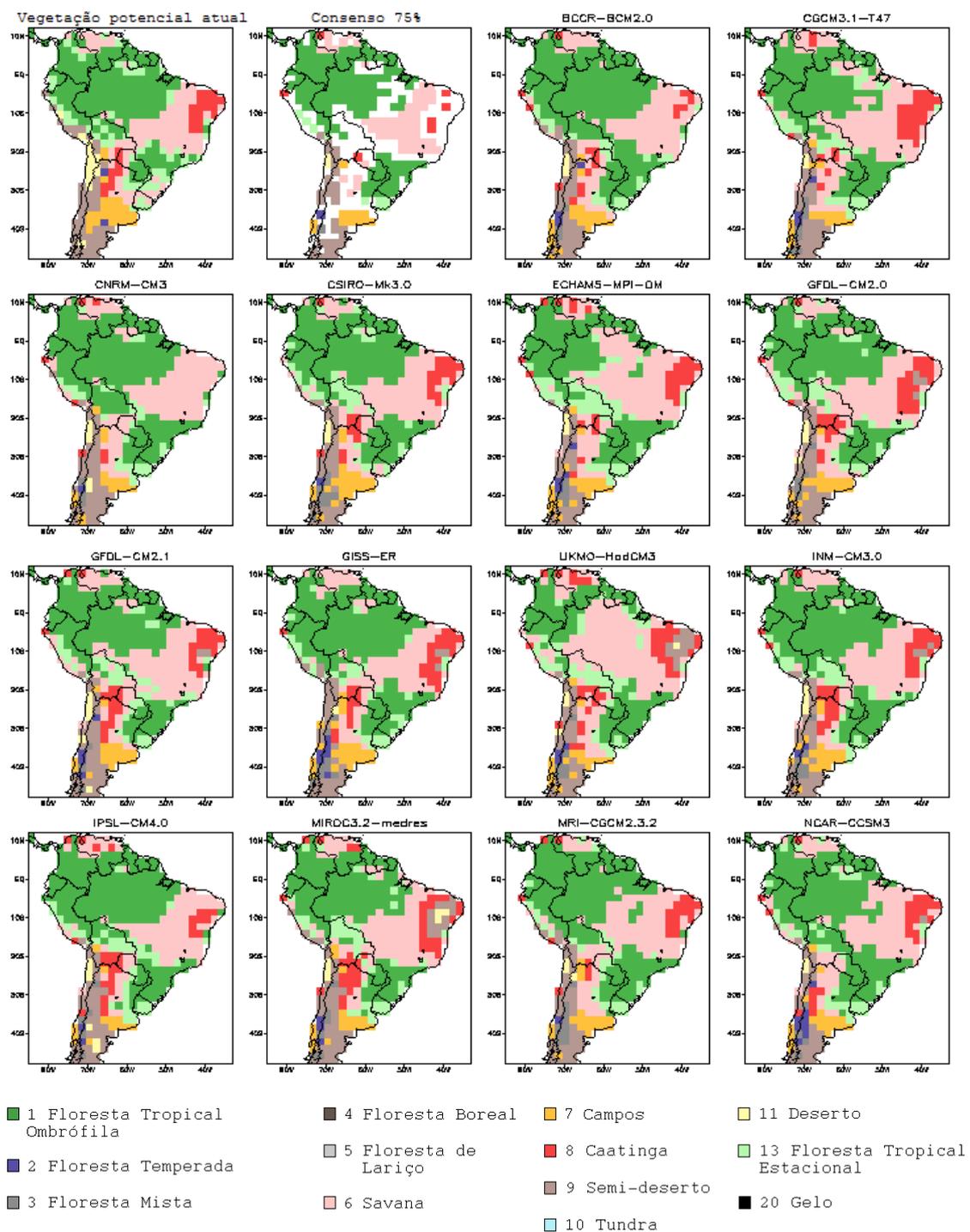


Figura 5.21 – Mesmo que Figura 5.17, com redução forçada de  $NPP$  (e  $S_{NPP}$  é determinado pela  $NPP$  sem redução).

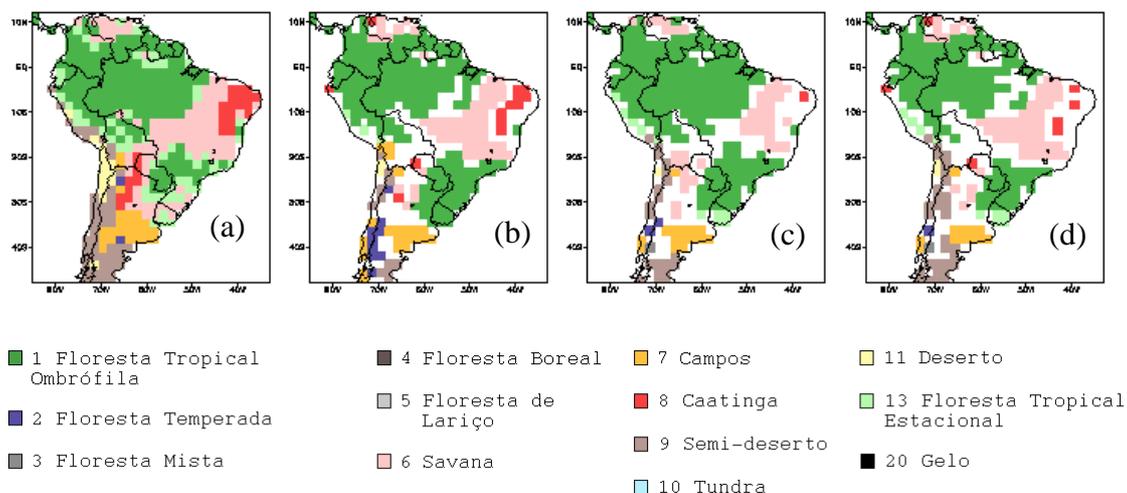


Figura 5.22 – Impactos consensuais nos biomas da América do Sul em 2070-2099 para o cenário SRES-A2, utilizando o CPTEC-PVM2 (b) original; (c) forçando redução de  $NPP$  (e conseqüentemente de  $S_{NPP}$ ); (d) forçando redução de  $NPP$  mas considerando  $S_{NPP}$  igual a (b). Áreas continentais em branco representam não-consenso. (a) Vegetação potencial atual.

entre os extremos de impactos previstos para a Amazônia (Figura 5.22), o que dá mais respaldo aos nossos resultados. Sendo assim, os impactos de mudanças climáticas para os biomas da Amazônia parecem estar no meio-termo entre a “grande savanização” da região (Cox et al, 2000; Nobre et al., 2004; Salazar et al., 2006) e o “grande florestamento” do subcontinente (Levis et al., 2000; Cramer et al., 2001). Denota-se então a importância do clima, e não só do efeito do  $CO_2$ , na alteração de processos fisiológicos (aumento da  $NPP$ ) e estruturais nos ecossistemas.

#### 5.2.2.4 Limitações e avanços feitos

Apesar de Nobre et al. (2004) e Salazar et al. (2006) (ambos estudos utilizando a versão original do CPTEC-PVM) concordarem quanto à uma alteração da vegetação na região

Amazônica, há que se lembrar que a versão original do CPTEC-PVM não conta com um esquema de interação CO<sub>2</sub>-vegetação, o que limita seu uso em estudos de mudanças climáticas futuras (vide Capítulo 3). O CPTEC-PVM2 já considera essas interações através da modelagem do ciclo de carbono, o que o torna mais confiável, em termos da representação (e interação) de certos processos, para tal estudo. Entretanto, há também que se ponderar sobre as limitações deste modelo.

Os modelos atmosféricos, por exemplo, têm uma hierarquia de complexidade, com os modelos do sistema climáticos totalmente integrados e “compreensivos” no final do espectro de modelagem e os modelos altamente simplificados e conceituais no outro extremo (McGuffie e Henderson-Sellers, 2005). A mesma hierarquia existente entre modelos atmosféricos pode se aplicar também aos modelos de vegetação e produtividade de ecossistemas. Adams et al. (2004) define uma hierarquia de complexidade para alguns modelos de produtividade primária líquida (*NPP*): modelos empíricos, modelos de fator  $\beta$ , modelos quase-bioquímicos e modelos bioquímicos, estes últimos captando processos fisiológicos das plantas. O modelo de ciclo de carbono do CPTEC-PVM2 pode ser considerado um modelo de complexidade intermediária. Apesar de ser um modelo híbrido bioquímico-biogeográfico, ainda pode ser considerado mais simples que o BIOME3 (Haxeltine e Prentice, 1996) e outros modelos mais complexos e compreensivos de representação de superfície, como IBIS (Foley et al., 1996) e LPJ (Sitch et al., 2003).

Além disso, na aplicação do CPTEC-PVM2 a cenários climatológicos futuros avalia-se as mudanças que o clima provocaria no ciclo de carbono, mas não há acoplamento para avaliar as mudanças (*feedbacks*) que o ciclo de carbono provocaria no clima. Embora simulações com ciclo de carbono “offline” tenham sido amplamente conduzidas (e.g. Prentice et al., 2001; Cramer et. al., 2001), os resultados de simulações acopladas (como Friedlingstein et al., 2006) possuem uma margem de confiança maior, uma vez que o acoplamento entre os compartimentos ‘atmosfera’ e ‘vegetação’ permite que ambos influenciem no funcionamento um do outro. De qualquer forma, o CPTEC-PVM2 é um

modelo com bom desempenho para análises de grande escala como a aqui proposta, devido também à sua resolução e ao número de biomas na classificação LONS06. Além disso, seu sub-modelo de ciclo de carbono é bastante similar ao do modelo TRIFFID (Cox et al. 2001), o qual é utilizado como modelo de ciclo de carbono pelo MCGAO do Hadley Centre (Reino Unido) entre outros.

Para fins práticos de acoplamento ao MCGA do CPTEC/COLA, como esquema de representação de superfície, o CPTEC-PVM2 apresenta melhorias significativas em relação à sua versão anterior. Por exemplo, a inclusão de um novo tipo de bioma (floresta tropical estacional), seja para uso com o SSiB ou com o próprio CPTEC-PVM2, melhora a representação de superfície nas regiões de Mata Atlântica de interior (sudeste da América do Sul), uma vez que se considera parâmetros biogeofísicos diferentes e mais realistas do que os que são considerados atualmente (de savana e floresta tropical ombrófila) nos modelos de previsão de tempo e clima do CPTEC. O acoplamento de processos fisiológicos a processos atmosféricos no CPTEC-PVM2, (e.g. dependência de  $E$  sobre  $NPP$ ), também é um avanço para que, no futuro, o MCGA do CPTEC/COLA (acoplado ao CPTEC-PVM2) possa ser utilizado em estudos da interação biosfera-atmosfera nas próximas décadas e séculos ou em estudos paleoclimáticos.

### **5.3 Último Máximo Glacial (21 ka)**

Para avaliar o CPTEC-PVM2 sob baixas concentrações de  $CO_2$ , testa-se o modelo sob anomalias climáticas típicas do Último Máximo Glacial (LGM), ocorrido entre 21 e 20 mil anos atrás (ka), no Pleistoceno terminal. Além da queda do nível de  $CO_2$  atmosférico para 180-200 ppmv (Augustin et al., 2004), há um certo consenso de que, na América do Sul, as temperaturas eram de 3 a 7 °C menores que as atuais (Kutzbach et al., 1998; Colinvaux et al., 2000; Behling et al., 2000; Behling, 2002). Em relação à precipitação, mapas de paleo-biomas, obtidos sobretudo a partir de estudos palinológicos, são úteis ao fornecerem indícios do grau de aridez do sub-continente (e.g.

Ab'Sáber, 1977; van der Hammen e Absy, 1994; Ray e Adams, 2001; Haffer e Prance, 2002). No geral, esses mapas apontam para uma aridez suficiente para cobrir o Nordeste do Brasil com semi-desertos e grande parte do Brasil com savanas e caatingas, sendo que a Mata Atlântica desapareceria, cedendo lugar a campos. Na Amazônia, a estimativa do grau de aridez é importante para determinar até que ponto houve retração da floresta e expansão do cerrado, confirmando ou refutando a teoria dos refúgios florestais (Ab'Sáber, 1977). van der Hammen e Absy (1994) confirmam essa teoria demonstrando que no LGM a floresta Amazônica se limitou a “ilhas” de floresta isoladas por uma matriz de floresta mais seca ou savana. Argumenta-se que para que tal distribuição de biomas ocorresse, houve redução de 40% da precipitação na Amazônia (van der Hammen e Hooghiemstra, 2000). Por outro lado, Colinvaux et al. (2000) argumentam que a Floresta Amazônica possuía extensão semelhante à atual no LGM, indicando pouca aridez e pouca (ou nenhuma) redução de precipitação na região, refutando a teoria dos refúgios florestais.

Sendo assim, essa análise com o CPTEC-PVM2 para o LGM engloba seis cenários: reduções de temperatura de 3; 4 e 5°C; e reduções de precipitação de 0%, 25% e 50%; considerando em todos casos uma concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> de 180 ppmv (Figura 5.23).

Em todos os cenários a floresta tropical ombrófila da Amazônia é substituída por floresta tropical estacional, consequência de uma redução da *NPP*. Entretanto, o grau de expansão da vegetação de savana na região Amazônia, e no sul/sudeste do Brasil depende fundamentalmente do nível de redução de precipitação. Somente a redução de 50% na precipitação é suficiente para representar a distribuição de biomas sugerida pela teoria dos refúgios florestais [valor próximo aos 40% sugerido por van der Hammen e Hooghiemstra (2000)], inclusive com desaparecimento da Mata Atlântica. De qualquer maneira, os resultados com o CPTEC-PVM2 para o LGM parecem se aproximar mais do padrão apresentado por estudos que sugerem a ocupação da Amazônia por savana e floresta tropical mais seca (estacional) durante o LGM (van der Hammen e Absy, 1994; van der Hammen e Hooghiemstra, 2000; Haffer e Prance, 2002). Inclusive há, nos três

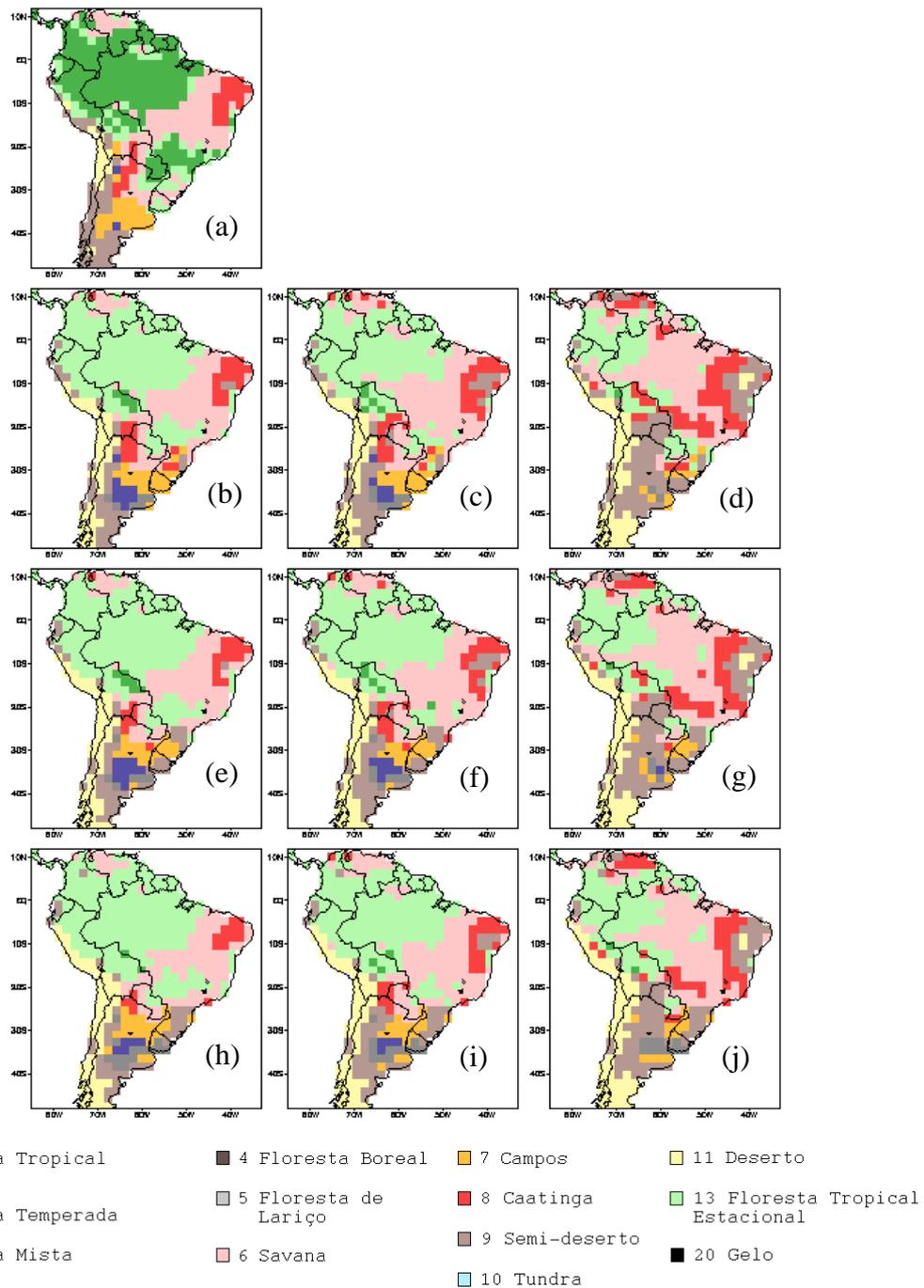


Figura 5.23 – Vegetação potencial durante o Último Máximo Glacial (21 ka), considerando, respectivamente, uma redução de temperatura (°C) e precipitação de: (b) -3; 0%; (c) -3; -25%; (d) -3; -50%; (e) -4; 0%; (f) -4; -25%; (g) -4; -50%; (h) -5; 0%; (i) -5; -25%; (j) -5; -50%. (a) Vegetação potencial atual.

cenários de redução de 50% de precipitação, reprodução de um refúgio florestal no sudeste do Pará, indicado por Haffer e Prance (2002). Vale ressaltar ainda que uma redução de 3°C e manutenção das condições atuais de precipitação já é suficiente para que haja semi-desertificação de partes do Nordeste Brasileiro e do Sul do Brasil (em consonância com Ab'Sáber, 1977 e Ray e Adams, 2001).

Logicamente há que se considerar as limitações de tal análise, que (i) determina as mesmas anomalias climáticas para todos os pontos de grade; (ii) conta com um modelo de ciclo de carbono parametrizado para condições fisiológicas de plantas atuais; (iii) considera que  $I_{PAR}$  é igual ao dos dias atuais. Uma análise mais confiável pode ser feita utilizando-se climatologias específicas para o LGM oriundas de MCGAO, e fazendo-se algumas adaptações no sub-modelo de ciclo de carbono do CPTEC-PVM2.

#### **5.4 Efeitos pós Revolução Industrial**

Uma análise experimental complementar é acessar os impactos do aumento da concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> de 280 para 350 ppmv<sup>6</sup> após a Revolução Industrial no final do século XVIII. Argumenta-se que esse aumento teve efeitos significativos na produtividade de ecossistemas terrestres. Várias evidências sugerem que nas últimas décadas a biosfera terrestre de fato se tornou um sumidouro de carbono atmosférico (Foley e Ramankutty, 2004; Steffen et al., 2004).

Desse modo, aplica-se ao CPTEC-PVM2 uma anomalia de temperatura de -0.7°C, com uma concentração de CO<sub>2</sub> de 280 ppmv (IPCC, 2007), e sem mudanças na precipitação (Figura 5.24). Nota-se que a única mudança é a substituição de grande parte da floresta tropical ombrófila da Amazônia e Mata Atlântica por floresta tropical estacional, indicando um aumento de *NPP* no período do século XVIII ao XX. Mesmo que o tipo de bioma não tenha se alterado nesse período (a substituição de floresta tropical ombrófila

---

<sup>6</sup> Considerando a concentração de CO<sub>2</sub> para o período 1961-1990, uma vez que, para climatologias atuais, o CPTEC-PVM2 roda nesse período. Em 2005 essa concentração atingiu 379 ppmv (IPCC, 2007).

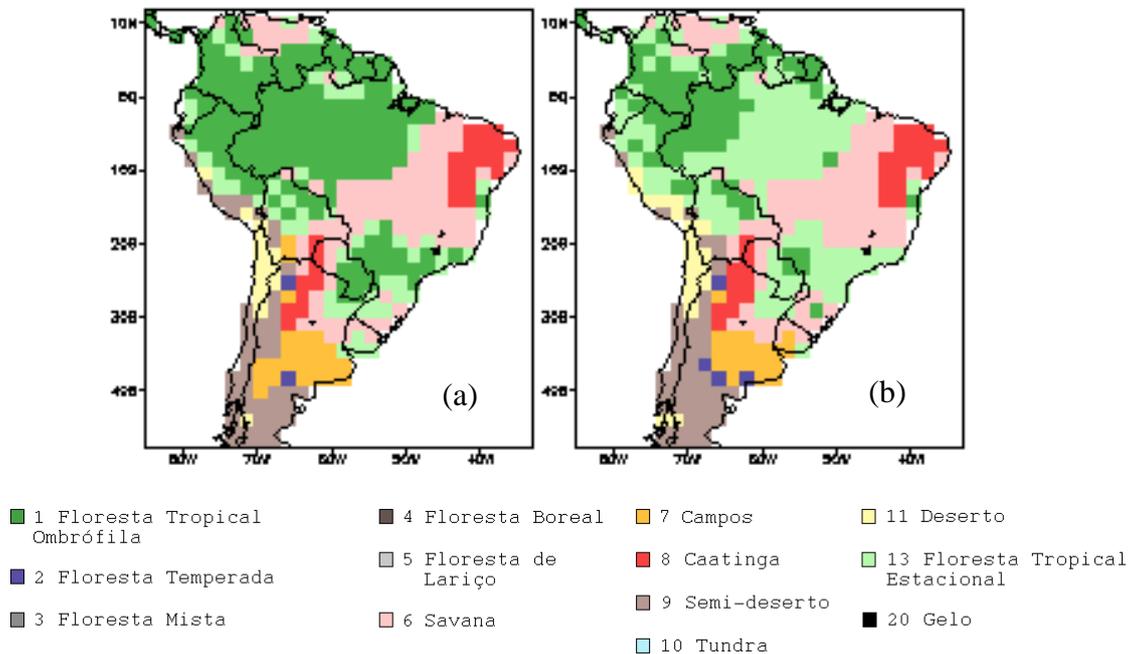


Figura 5.24 – (a) Vegetação potencial atual e, (b) vegetação potencial para o período pré Revolução Industrial, com redução de temperatura de 0,7°C e concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> de 280 ppmv (precipitação é mantida inalterada).

por estacional parece ser uma limitação do modelo), nossos resultados indicam um aumento de 20% na *NPP* desde o séc. XVIII até os dias atuais. Esse aumento concorda com observações que indicam o aumento da produtividade de ecossistemas terrestres nas últimas décadas (Foley e Ramankutty, 2004), embora não se possa afirmar que isso se deve exclusivamente ao efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> (Steffen et al., 2004).



## 6 CONCLUSÕES

Desenvolveu-se o CPTEC-PVM2, modelo de vegetação potencial semelhante ao CPTEC-PVM original, que, no entanto, agora inclui um sub-modelo de ciclo de carbono. A partir da temperatura, precipitação, e concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>, este sub-modelo de ciclo de carbono calcula a produtividade primária líquida (*NPP*) e respiração heterotrófica dos ecossistemas, assim como os estoques de carbono no solo, tendo bom desempenho em relação à dados observados e modelados. Sendo assim, as regras de alocação de biomas foram totalmente reformuladas, sendo que com três variáveis (média anual de *NPP*, um índice de sazonalidade da *NPP* e a temperatura do mês mais frio), o CPTEC-PVM2 fornece o bioma em equilíbrio com determinado clima.

O CPTEC-PVM2 tem um desempenho classificado como “regular” e inferior ao CPTEC-PVM original, embora seja bastante comparável ao de outros MVPot que modelam o ciclo de carbono. O CPTEC-PVM2 consegue representar bem o padrão global de biomas e, na América do Sul representa bem o corredor de biomas secos (Caatinga, Cerrado e Chaco), assim como os biomas florestais (Amazônia e Mata Atlântica) e ainda aloca corretamente gramíneas na região dos Pampas Sulinos. Embora seu desempenho seja inferior ao CPTEC-PVM original, outras melhorias conceituais foram feitas (além da inclusão de ciclo de carbono), entre elas: obtenção de um novo mapa de vegetação natural referencial, e inclusão de um novo tipo de bioma (floresta tropical estacional). Ainda houve adaptação satisfatória da parametrização de fogo natural (que a versão mais recente do CPTEC-PVM tinha) para o CPTEC-PVM2. O teste de sensibilidade com o modelo indica que a expansão de biomas de maior porte é favorecida por resfriamento, aumento de precipitação e aumento da concentração de CO<sub>2</sub>, enquanto os biomas de menor porte são favorecidos por aquecimento, diminuição de precipitação e diminuição da concentração de CO<sub>2</sub>.

Analisa-se então os efeitos de mudanças climáticas futuras na distribuição dos biomas forçando-se o CPTEC-PVM2 com climatologias oriundas de 14 MCGAO do IPCC, sob

dois cenários de emissões antropogênicas, SRES-A2 e SRES-B1. Na América do Sul os maiores impactos seriam observados na Amazônia, Nordeste Brasileiro e na região dos Pampas Sulinos, em ambos os cenários (em SRES-A2 os impactos afetam áreas maiores nessas regiões, enquanto em SRES-B1 os impactos são mais concentrados). Embora haja consenso apontando para um aumento, em todo o sub-continente (exceto no Nordeste Brasileiro), da *NPP*, ainda há incertezas quanto à distribuição de biomas em 2100 no Sudeste da Amazônia e no Nordeste Brasileiro (é consenso que os campos dos Pampas Sulinos seriam substituídos por floresta). Entretanto, mais de 75% dos MCGAO utilizados apontam que a provável savanização na Amazônia ocorreria em uma área menor do que a apontada por estudos anteriores com o CPTEC-PVM original (Nobre et al., 2004; Salazar, et al., 2006). Assim, os efeitos de aquecimento e aumento da concentração de CO<sub>2</sub> sobrepujam as incertezas em relação a precipitação apontadas pelos MCGAO do IPCC na Amazônia, uma vez que uma grande área permanece como floresta ombrófila no final do século. Entretanto, no Sudeste da Amazônia ainda há incertezas quanto à uma mudança de floresta para savanas. Essa provável mudança de biomas na região dependeria de um aumento/diminuição da sazonalidade de precipitação e temperatura. Embora os impactos na Amazônia, sejam menores que os apontados por Nobre et al. (2004) e Salazar et al. (2006), há que se ter cautela com a interpretação destes resultados, uma vez que 5 dos MCGAO utilizados apontam para a savanização de significativa parte da Amazônia. No Nordeste Brasileiro há uma grande área de incerteza: enquanto alguns modelos apontam para substituição da caatinga por semi-deserto, outros apontam para uma substituição de caatinga por savana. Nesse caso do Nordeste Brasileiro, as incertezas em relação às anomalias de precipitação sobrepujam os efeitos do aquecimento e aumento da concentração de CO<sub>2</sub>. Diferentemente da Amazônia, para o Nordeste Brasileiro mais MCGAO (8) apontam para uma mudança de biomas, seja ela para um bioma de maior ou menor porte. Desse modo, verifica-se que, tanto no cenário SRES-A2 como em SRES-B1, as mudanças climáticas futuras previstas pelo IPCC podem ter impactos profundos sobre a vegetação da América do Sul.

Analisa-se ainda, a distribuição de biomas durante o Último Máximo Glacial (LGM) e durante o período pré-Revolução Industrial. Para o LGM, nossos resultados tendem ao padrão de biomas apontado pela teoria dos refúgios florestais, embora somente uma redução de precipitação de 50% seja suficiente para que haja efetiva ocupação de savana na Amazônia. Para o outro teste, conclui-se que desde o século XVIII até o XX houve aumento da *NPP*, como consequência do aumento da concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>.

## 6.1 Trabalhos futuros

Como trabalho futuro, propõe-se um aperfeiçoamento do CPTEC-PVM2, a se concentrar em três frentes: (1) reformulação do sub-modelo de respiração autotrófica ( $R_H$ ); (2) adequação do algoritmo de escolha dos biomas para a região extra-tropical; (3) redução da sensibilidade da *NPP* a mudanças da concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>.

Em (1), deve-se encontrar uma relação “menos exponencial” entre a temperatura do solo, água disponível no solo, evapotranspiração e índice de área foliar, de modo que o sub-modelo seja menos sensível ao aumento dessas variáveis. Deve-se prezar pela igualdade entre *NPP* e  $R_H$  a nível global, de forma que a produtividade líquida do ecossistema (*NEP*) tenha um valor mais próximo a zero do que a atualmente modelada pelo CPTEC-PVM2 (-19,3 PgC ano<sup>-1</sup>). A reformulação de  $R_H$  ainda pode permitir o uso das quantidades de carbono na serapilheira como um indicador de combustível para incêndios naturais e ser incluído na parametrização de fogo natural.

A adequação do algoritmo (2), através de um método de calibração mais criterioso, teria como objetivo melhorar a representação do biomas campos (7) na região (de  $T_c$ ) boreal e temperada, o que poderia aumentar o desempenho global do modelo. Complementando essa adequação do algoritmo, propõe-se uma análise sistemática dos pontos de caatinga presentes na Índia, visando pequena alteração do algoritmo a região tropical que transforme esses pontos em savana, sem, no entanto, alterar a configuração de biomas modelada na América do Sul. Isso permitiria a exclusão do bioma caatinga

da parametrização de fogo natural, uma vez que não há registros de incêndios naturais como determinantes da ocorrência de caatinga, apenas para savanas, na região tropical.

Em (3) essa redução da sensibilidade deve exigir um estudo criterioso da constante de Michaelis-Menten para  $\text{CO}_2$  (Equação 3.9). Sugere-se fazer uma calibração cuidadosa do parâmetro  $k_{12}$ , de forma a evitar o erro sistemático cometido pelo modelo na seção 5.4.

Propõe-se ainda, assim como feito para o CPTEC-PVM original, o acoplamento do CPTEC-PVM2 ao MCGA do CPTEC/COLA, com a finalidade de se investigar possíveis estados alternativos de equilíbrio do sistema clima-vegetação, no presente (como em Oyama e Nobre, 2003), ou no passado (como em Claussen, 1997). Esse acoplamento ainda permitiria o estudo (acoplado) do efeito de mudanças climáticas passadas ou futuras na distribuição de biomas na América do Sul. No caso de mudanças futuras, ter-se-ia resultados mais confiáveis para comparação com os resultados deste estudo e os de Nobre et al. (2004) e Salazar et al. (2006), uma vez que há dupla interação entre o sistema clima-vegetação. No caso de mudanças passadas, sugere-se investigação mais rigorosa que a aqui feita para o Último Máximo Glacial (LGM) e durante o Médio Holoceno, para quando existem evidências de conexão entre a Amazônia e a Mata Atlântica através da região onde atualmente há caatinga no Nordeste Brasileiro.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, n.3, p. 1-9, 1977.

ADAMS, B.; WHITE, A.; LENTON, T. M. An analysis of some diverse approaches to modelling terrestrial net primary productivity. **Ecological Modelling**, v. 177, n. 3-4, p. 353-391, 2004.

ALEXANDROV, G. A.; OIKAWA, T.; YAMAGATA, Y. Climate dependence of the CO<sub>2</sub> fertilization effect on terrestrial net primary production. **Tellus**, v. 55B, n. 2, p. 669-675, 2003.

AUGUSTIN, L.; BARBANTE, C.; BARNES, P. R. F.; BARNOLA, J. M.; BIGLER, M.; CASTELLANO, E.; CATTANI, O.; CHAPPELLAZ, J.; DAHLJENSEN, D.; DELMONTE, B.; DREYFUS, G.; DURAND, G.; FALOURD, S.; FISCHER, H.; FLUCKIGER, J.; HANSSON, M. E.; HUYBRECHTS, P.; JUGIE, R.; JOHNSEN, S. J.; JOUZEL, J.; KAUFMANN, P.; KIPFSTUHL, J.; LAMBERT, F.; LIPENKOV, V. Y.; LITTOT, G. V. C.; LONGINELLI, A.; LORRAIN, R.; MAGGI, V.; MASSON-DELMOTTE, V.; MILLER, H.; MULVANEY, R.; OERLEMANS, J.; OERTER, H.; OROMBELLI, G.; PARRENIN, F.; PEEL, D. A.; PETIT, J. R.; RAYNAUD, D.; RITZ, C.; RUTH, U.; SCHWANDER, J.; SIEGENTHALER, U.; SOUCHEZ, R.; STAUFFER, B.; STEFFENSEN, J. P.; STENNI, B.; STOCKER, T. F.; TABACCO, I. E.; UDISTI, R.; VAN DE WAL, R. S. W.; VAN DEN BROEKE, M.; WEISS, J.; WILHELMS, F.; WINTHER, J. G.; WOLFF, E. W.; ZUCHELLI, M. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. **Nature**, v. 429, n. 6992, p. 623-628, 2004.

AVISSAR, R.; DIAS, P. L. S.; DIAS, M. A. F. S.; NOBRE, C. A. The large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia (LBA): insights and future research needs. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 2729-2742, 2002.

BARNES, B. V.; ZAK, D. R.; DENTON, S. R.; SPURR, S. H. **Forest ecology**, 4. ed. New York: John Wiley & Sons, 1998. 792 p.

BEGON, M.; HARPER, J. L.; TOWNSEND, C. R. **Ecology: individuals, populations and communities**. 3. ed. Oxford: Blackwell Science, 1996. 1068 p.

BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 10, p. 981-994, 2000.

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grassland during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 177, n. 1-2, p. 19-27, 2002.

BETTS, R. A.; COX, P. M.; LEE, S. E.; WOODWARD, F. I. Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. **Nature**, v. 387, n. 6635, p. 796-799, 1997.

BROOKMAN-AMISSAH, J.; HALL, J. B.; SWAINE, M. D.; ATTAKORAH, J. Y. A re-assessment of a fire protection experiment in North-eastern Ghana savanna. **Journal of Applied Ecology**, v.17, n. 1, p.85-99, 1980.

BUCHER, E. H. Chaco and Caatinga – South American Arid Savannas, Woodlands and Thickets. In: HUNTLEY, B. J.; WALKER, B. H. (Ed.). **Ecology of Tropical Savannas**. Berlin: Springer-Verlag, 1982. p. 48-79.

CARDOSO, M.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D.; SAMPAIO, G. Improving potential biomes allocation by considering natural fires in savannas. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTH HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8., 2006, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** São José dos Campos: INPE, 2006. p. 513-515.

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, L. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965-2988, 2002.

CHARNEY, J. G. The dynamics of deserts and droughts. **Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society**, v. 101, n. 428, p. 193-202, 1975.

CLAUSSEN, M. Does land surface matter in weather and climate? In: Kabat, P.; CLAUSSEN, M.; DIRMEYER, P. A.; GASH, J. H. C.; BRAVO DE GUENNI, L.; MEYBECK, M.; PIELKE SR, R. A.; VÖRÖSMARTY, C. J.; HUTJES, R. W. A.; LÜTKEMEIER, S. (Ed.). **Vegetation, water, humans and climate: a new perspective on an interactive system**. IGBP Global Change Series. New York: Springer-Verlag, 2004. part A, p. 5-6.

CLAUSSEN, M. Modeling bio-geophysical feedback in the African and Indian monsoon region. **Climate Dynamics**, v. 13, n. 4, p. 247-257, 1997.

COLINVAUX, P. A.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSH, M. B. Amazonian and Neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypothesis. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 1-5, p. 141-169, 2000.

COLLATZ, G. J.; BALL, J. T.; GRIVET, C.; BERRY, J. A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 2-4, p. 107-136, 1991.

COUTINHO, L. M. Ecological effects of fire in Brazilian Cerrado. In: HUNTLEY, B. J.; WALKER, B. H. (Ed.). **Ecology of tropical savannas**. Berlin: Springer-Verlag, 1982. p.273-291.

COUTINHO, L. M. Fire in the ecology of the Brazilian Cerrado. In: GOLDAMMER, J. G. (Ed.). **Fire in the tropical biota: ecosystem processes and global challenges**. Berlin: Springer-Verlag, 1990. p.82-105.

COX, P. M. **Description of the “TRIFFID” dynamic global vegetation model**. Bracknell: UK Meteorological Office, 2001. 16 p. (Hadley Centre Technical Note 24).

COX, P. M.; HUNTINGFORD, C.; HARDING, R. J. A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. **Journal of Hydrology**, v. 213, n. 1-4, p. 79-94, 1998.

COX, P. M.; BETTS, R. A.; JONES, C. D.; SPALL, S. A.; TOTTERDELL, I. J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, v. 408, n. 6809, p. 184-187, 2000.

CRAMER, W.; KICKLIGHTER, D. W.; BONDEAU, A.; MOORE III, B.; CHURKINA, G.; NEMRY, B.; RUIMY, A.; SCHLOSS, A. L.; THE PARTICIPANTS OF THE POTSDAM NPP MODEL INTERCOMPARISON. Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): overview and key results. **Global Change Biology**, v. 5, n. 1, p. 1-15, 1999.

CRAMER, W.; BONDEAU, A.; WOODWARD, F. I.; PRENTICE, I. C.; BETTS, R. A.; BROVKIN, V.; COX, P. M.; FISHER, V.; FOLEY, J. A.; FRIEND, A. D.; KUCHARIK, C.; LOMAS, M. R.; RAMANKUTTY, N.; SITCH, S.; SMITH, B.; WHITE, A.; YOUNG-MOLLING, C. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO<sub>2</sub> and climate change: results from six dynamic global vegetation models. **Global Change Biology**, v. 7, n. 4, p. 357-373, 2001.

DE PURY, D. G. G.; FARQUHAR, G. D. Simple scaling of photosynthesis from leaves to canopies without the errors of big-leaf models. **Plant, Cell and Environment**, v. 20, n. 5, p. 537-557, 1997.

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, n. 9, p. 833-855, 1989.

ECHER, E.; SOUZA, M. P.; SCHUCH, N. J. A Lei de Beer aplicada na atmosfera terrestre. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 23, n. 3, p. 276-283, 2001.

ESSER, G.; ASELMAN, I.; LEITH, H. Modelling the carbon reservoir in the system compartment “litter”. In: **Mitteilungen aus dem Geologisch-Palantologischen Institut der Universität Hamburg**. Hamburg: Hamburg University, 1982. p. 114-137.

- EYRE, S. R. **Vegetation and soils, a world picture**. London: Edward Arnold Publishers, 1968. 328 p.
- EYSENBACH, G.; DIEPGEN, T. L. Towards quality management of medical information on the internet: evaluation, labelling and filtering of information. **British Medical Journal**, v. 317, n. 7171, p. 1496-1500, 1998.
- FARQUHAR, G. D.; VON CAEMMERER, S.; BERRY, J. A. A biochemical model of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> plants. **Planta**, v. 149, n. 1, p. 78-90, 1980.
- FEDOROV, A. V.; PHILANDER, G. S. Is El Niño changing? **Science**, v. 288, n. 5473, p. 1997-2002, 2000.
- FIELD, C. B.; JACKSON, R. B.; MOONEY, H. A. Stomatal responses to increased CO<sub>2</sub>: implications from the plant to the global scale. **Plant, Cell and Environment**, v. 18, n. 10, p. 1214-1225, 1995.
- FOLEY, J. An equilibrium model of the terrestrial carbon budget. **Tellus**, v. 47B, n. 3, p. 310-319, 1995.
- FOLEY, J. A.; RAMANKUTTY, N. A primer on the terrestrial carbon cycle: what we don't know but should. In: FIELD, C. B.; RAUPACH, M. R. (Ed.). **The global carbon cycle**. Washington: Island Press, 2004. cap. 14, p. 279-294.
- FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, 603-628, 1996.
- FOLEY, J. A.; DEFRIES, R.; ASNER, G. P.; BARFORD, C.; BONAN, G.; CARPENTER, S. R.; CHAPIN, F. S.; COE, M. T.; DAILY, G. C.; GIBBS, H. K.; HELKOWSKI, J. H.; HOLLOWAY, T.; HOWARD, E. A.; KUCHARIK, C. J.; MONFREDA, C.; PATZ, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. K. Global consequences of land use. **Science**, v. 309, n. 5734, p. 570-574, 2005.
- FRIEDLINGSTEIN, P.; COX, P.; BETTS, R.; BOPP, L.; VON BLOH, W.; BROVKIN, V.; CADULE, P.; DONEY, S.; EBY, M.; FUNG, I.; BALA, G.; JOHN, J.; JONES, C.; JOOS, F.; KATO, T.; KAWAMIYA, M.; KNORR, W.; LINDSAY K.; MATTHEWS, H. D.; RADDATZ, T.; RAYNER, P.; REICK, C.; ROECKNER, E.; SCHNITZLER, K.-G.; SCHNUR, R.; STRASSMANN, K.; WEAVER, A. J.; YOSHIKAWA, C.; ZENG, N. Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C<sup>4</sup>MIP Model Intercomparison. **Journal of Climate**, v. 19, n. 14, p. 3337-3353, 2006.
- GILL, A. M.; GROVES, R. H.; NOBLE, I. R.. **Fire and the australian biota**. Canberra: Australian Academy of Science, 1981. 169 p.

GIORGI, F.; FRANCISCO, R. Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 9, p. 1295-1298, 2000.

GRANADOS, J.; KÖRNER, C. In deep shade elevated CO<sub>2</sub> increases the vigor of tropical climbing plants. **Global Change Biology**, v. 8, n. 11, p. 1109-1117, 2002.

HAFFER, J.; PRANCE, G. T. Impulsos climáticos da evolução na Amazônia durante o Cenozóico: sobre a teoria dos Refúgios da diferenciação biótica. **Estudos Avançados**, v. 16, n. 46, p. 175-206, 2002.

HAMILTON, J. G.; DELUCIA, E. H.; GEORGE, K.; NAIDU, S. L.; FINZI, A. C.; SCHLESINGER, W. H. Forest carbon balance under elevated CO<sub>2</sub>. **Oecologia**, v. 131, n. 2, p. 250-260, 2002.

HARLEY, P. C.; WEBER, J. A.; GATES, D. M. Interactive effects of light, leaf temperature, CO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub> on photosynthesis in soybean. **Planta**, v. 165, n. 2, p. 249-263, 1985.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. San Diego: Academic Press, 1994. 411 p.

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

HENRIQUES, R. P. B.; HAY, J. D. Patterns and dynamics of plant populations. In: OLIVEIRA, P. S.; MARQUIS, R. J. (Ed.). **The cerrados of Brazil: ecology and natural history of a Neotropical savanna**. Columbia: Columbia University Press, 2002. cap. 8, p.140-158.

HIROSE, T. Development of the Monsi-Saeki Theory on canopy structure and function. **Annals of Botany**, v. 95, n. 3, p. 483-494, 2005.

HOFFMANN, W. A. The effects of fire and cover on seedling establishment in a neotropical savanna. **Journal of Ecology**, v.84, p.383-393, 1996.

HUNTINGFORD, C.; COX, P. M.; LENTON, T. M. Contrasting responses of a simple terrestrial ecosystem model to global change. **Ecological Modelling**, v. 134, n. 1, p. 41-58, 2000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Mapa de vegetação do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1993. Escala 1: 20.000.000.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES)**. Working Group III. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 595 p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 881 p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2007: the physical science basis (summary for policymakers)**. Gênova: IPCC Secretariat, 2007. 18 p.

JONES, C.; MCCONNELL, K.; COLEMAN, P.; COX, P.; FALLOON, P.; JENKINSON, D.; POWLSON, D. Global climate change and soil carbon stocks; Predictions from two contrasting models for the turnover of organic carbon in soil. **Global Change Biology**, v. 11, n. 1, p. 154-166, 2005.

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. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

KNORR, W.; PRENTICE, I. C.; HOUSE, J. I.; HOLLAND, E. A. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. **Nature**, v. 433, n. 7023, p. 298-301, 2005.

KÜCHLER, A. W. **Potential natural vegetation of Alaska**. Kansas: University of Kansas, 1966. Escala 1: 7.500.000.

KÜCHLER, A. W. A physiognomic and structural analysis of vegetation. In: KÜCHLER, A. W.; ZONNEVELD, I. S. (Ed.). **Vegetation mapping**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. p. 37-50.

KUTZBACH, J.; GALLIMORE, R.; HARRISON, S.; BEHLING, P.; SELIN, R.; LAARIF, F. Climate and biome simulations for the past 21,000 years. **Quaternary Science Reviews**, v. 17, n. 6-7, p. 473-506, 1998.

LACEY, C. J.; WALKER, J.; NOBLE, I. R. Fire in Australian tropical savannas. In: HUNTLEY, B. J.; WALKER, B. H. (Ed.). **Ecology of tropical savannas**. Berlin: Springer-Verlag, 1982. p.246-272.

LAPOLA, D. M.; OYAMA, M. D.; CARDOSO, M. F.; NOBRE, C. A. A importância de incêndios naturais na ocorrência de savanas e florestas: um estudo de modelagem com o CPTEC-PVM. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14., 2006, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: SBMET, 2006. 6 p. CD-ROM.

LAURENT, H.; MACHADO, L. A. T.; MORALES, C. A.; DURIEUX, L. Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, art. n. 8054, 2002.

LENTON, T. M. Land and ocean carbon cycle feedback effects on global warming in a simple Earth system model. **Tellus**, v. 52B, n. 5, p. 1159-1188, 2000.

LEVIS, S.; FOLEY, J.A.; POLLARD, D. Large-scale vegetation feedbacks on a doubled CO<sub>2</sub> climate. **Journal of Climate**, v.13, n.7, p.1313-1325, 2000.

LOS, S. O.; COLLATZ, G. J.; SELLERS, P. J.; MALMSTRÖM, C. M.; POLLACK, N. H.; DEFRIES, R. S.; BOUNOUA, L.; PARRIS, M. T.; TUCKER, C. J.; DAZLICH, D. A. A global 9-year biophysical land-surface data set from NOAA AVHRR data. **Journal of Hydrometeorology**, v. 1, n. 2, p. 183-199, 2000.

LUDWIG, D.; WALKER, B.; HOLLING, C. S. Sustainability, stability and resilience. **Conservation Ecology**, v.1, 1997. Disponível em: <http://www.consecol.org/vol1/iss1/art7/> , Acesso em 23/06/2005.

LUND, P. W. Blik paa Brasilien dryeverden. **Selsk Skrifter**, v.11, p.1-82, 1843.

MARCHIORI, J. N. C. **Fitogeografia do Rio Grande do Sul: campos sulinos**. Porto Alegre: EST Edições, 2004. 110 p.

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, n. 5-6, p. 459-475, 2003.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; SAMPAIO, G.; OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The drought of Amazonia in 2005. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14., 2006, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: SBMET, 2006. 9 p. CD-ROM.

MATTHEWS, E. Global vegetation and land use: new high-resolution data bases for climate studies. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 22, n. 3, p. 474-487, 1983.

MCGUFFIE, K.; HENDERSON-SELLERS, A. **A climate modelling primer**. 3. ed. New York: John Wiley & Sons, 2005. 296 p.

MIRANDA, H. S.; BUSTAMANTE, M. M. C.; MIRANDA, A. C. The fire factor. In: OLIVEIRA, P. S.; MARQUIS, R. J. (Ed.). **The cerrados of Brazil: ecology and natural history of a Neotropical savanna**. Columbia: Columbia University Press, 2002. cap. 4, p.51-68.

MONSERUD, R. A.; LEEMANS, R. Comparing global vegetation maps with the Kappa statistic. **Ecological Modelling**, v. 62, n. 4, p. 275-293, 1992.

MONSI, M.; SAEKI, T. Über den Lichtfaktor in den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung für die Stoffproduktion. **Japanese Journal of Botany**, v. 14, n. 1, p. 22–52, 1953.

MOONEY, H. A.; CANADELL, J.; CHAPIN, F. S. III; EHLERINGER, J. R.; KÖRNER, CH; MCMURTRIE, R. E.; PARTON, W. J.; PITELKA, L. F.; SCHULZE, E.-D. Ecosystem physiology responses to global change. In: WALKER, B.; STEFFEN, W.; CANADELL, J.; INGRAM, J. (Ed.). **The terrestrial biosphere and global change: implications for natural and managed ecosystems**. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. p. 141-189.

MOURA, A. D.; HASTENRATH, S. Climate prediction for Brazil's Nordeste: performance of empirical and numerical modeling methods. **Journal of Climate**, v. 17, n. 13, p. 2667-2672, 2004.

NACCARATO, K. P. **Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil**. 2005. 358 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – INPE, São José dos Campos, 2005.

NEILSON, R. P. A model for predicting continental-scale vegetation distribution and water balance. **Ecological Applications**, v. 5, n. 2, p. 362-385, 1995.

NELSON, D. L.; COX, M. M. **Lehninger principles of biochemistry**. 4. ed. New York: W. H. Freeman, 2004. 1100 p.

NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D.; SAMPAIO, G. O.; MARENGO, J.; SALATI, E. Impacts of climate change scenarios for 2100 on the biomes of South America. In: CLIVAR International Conference, 1., 2004, Baltimore. **Proceedings...** Baltimore: CLIVAR, 2004. p. 134.

NORBY, R. J.; HANSON, P. J.; O'NEILL, E. G.; TSCHAPLINSKI, T. J.; WELTZIN, J. F.; HANSEN, R. T.; CHENG, W.; WULLSCHLEGER, S. D.; GUNDERSON, C. A.; EDWARDS, N. T.; JOHNSON, D. W. Net primary productivity of a CO<sub>2</sub>-enriched deciduous forest and the implications for carbon storage. **Ecological Applications**, v. 12, n. 5, p. 1261-1266, 2002.

NOWAK, R. S.; ELLSWORTH, D. S.; SMITH, S. D. Functional responses of plants to elevated atmospheric CO<sub>2</sub>—Do photosynthetic and productivity data from FACE experiments support early predictions? **New Phytologist**, v. 162, n. 2, p. 253–280, 2004.

ODUM, E. P. **Basic ecology**. New York: CBS College Publishing, 1983. 434 p.

OLSON, J. S.; WATTS, J. A.; ALLISON, L. J. **Carbon in live vegetation of major ecosystems**. Oak Ridge: Oak Ridge National Laboratory, 1983. 164 p. (Environmental Sciences Division Publication n. 1997).

OLSON, J. S. **Global ecosystem framework-definitions**. Sioux Falls: U.S. Geol. Surv. S. D. 1994. 37 p. (USGS EROS data center internal report).

OYAMA, M. D. **Conseqüências climáticas da mudança de vegetação do nordeste brasileiro: um estudo de modelagem**. 2003. 220 p. (INPE-9898-TDI/875). Tese (Doutorado em Meteorologia) - INPE, São José dos Campos, 2002.

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 23, p. 2199, 2003.

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. A simple potential vegetation model for coupling with the Simple Biosphere Model (SiB). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p. 203-216, 2004.

PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. Cloud-to-ground lightning observations from TOGA-COARE: selected results and lightning location algorithms. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 4, p. 602-620, 1996.

PETERSEN, W. A.; NESBITT, S. W.; BLAKESLEE, R. J.; CIFELLI, R.; HEIN, P.; RUTLEDGE, S. A. TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. **Journal of Climate**, v. 15, n. 11, p. 1278-1294, 2002.

PRENTICE, I. C. Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v.95, n. D8, p. 11811-11830, 1990.

PRENTICE, I. C.; CRAMER, W.; HARRISON, S. P.; LEEMANS, R.; MONSERUD, R. A.; SOLOMON, A. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. **Journal of Biogeography**, v. 19, n. 2, p. 117-134, 1992.

PRENTICE, I. C.; FARQUHAR, G. D.; FASHAM, M. J. R.; GOULDEN, M. L.; HEIMANN, M.; JARAMILLO, V. J.; KHESHGI, H. S.; LE QUÉRÉ, C.; SCHOLLES, R. J.; WALLACE, D. W. R. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. In: INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. p. 183-238.

PRICE, C.; RIND, D. What determines the cloud-to-ground lightning fraction in thunderstorms? **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 6, p. 463-466, 1993.

PRICE, C.; RIND, D. Modeling global lightning distributions in a general circulation model. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 8, p. 1930-1939, 1994.

RAICH, J. W.; POTTER, C. S.; BHAGAWATI, D. Interannual variability in global soil respiration, 1980-94. **Global Change Biology**, v. 8, n. 8, p. 800-812, 2002.

RAKOV V. A.; UMAN, M. A. **Lightning: physics and effects**. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 850 p.

RAMANKUTTY, N.; FOLEY, J. A. Estimating historical changes in global land cover: croplands from 1700 to 1992. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 13, n. 4, p. 997-1027, 1999.

RAMOS-NETO, M. B.; PIVELLO, V. R. Lightning fires in a Brazilian savanna National Park: rethinking management strategies. **Environmental Management**, v.26, n.6, p.675-684, 2000.

RASCHKE, E.; BAKAN, S.; KINNE, S. An assessment of radiation budget data provided by the ISCCP and GEWEX-SRB. **Geophysical Research Letters**, v. 33, art. L07812, doi:10.1029/2005GL025503, 2006.

RAVEN, P. H.; EVERT, R. F.; EICHHORN S. E. **Biology of plants**. 6. ed. New York: W. H. Freeman, 1998. 875 p.

RAY, N.; ADAMS, J. M. A GIS-based vegetation map of the world at the Last Glacial Maximum (25,000-15,000 BP). **Internet Archaeology**, n. 11, 2001. Disponível em: [http://intarch.ac.uk/journal/issue11/rayadams\\_toc.html](http://intarch.ac.uk/journal/issue11/rayadams_toc.html). Acesso em: 19/01/2007.

RIZZINI, C. T. **Tratado de fitogeografia do Brasil**: aspectos sociológicos e florísticos. São Paulo: Hucitec Ltda, 1979. 325 p.

ROELANDT, C. Coupled simulation of potential natural vegetation, terrestrial carbon balance and physical land-surface properties with the ALBIOC model. **Ecological Modelling**, v. 143, n. 3, p. 191-214, 2001.

SALAZAR, L.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Conseqüências das mudanças climáticas nos biomas da América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14., 2006, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: SBMET, 2006. 6 p. CD-ROM.

SAN JOSÉ, J. J.; FARIÑAS, M. R. Temporal changes in the structure of a Trachypogon savanna protected for 25 years. **Acta Oecologica**, v.12, n.2, p.237-247, 1991.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. **Meteorological Monographs**, v. 27, n. 49 (Southern Hemisphere Meteorology, cap. 3C), p. 119-139, 1998.

SCHEFFER, M.; CARPENTER, S.; FOLEY, J. A.; FOLKE, C.; WALKER, B. Catastrophic shifts in ecosystems. **Nature**, v. 413, n. 6856, p. 591-596, 2001.

SCHEFFER, M.; HOLMGREN, M.; BROVKIN, V.; CLAUSSEN, M. Synergy between small- and large-scale feedbacks of vegetation on the water cycle. **Global Change Biology**, v. 11, n. 7, p. 1003-1012, 2005

SCHLESINGER, W. H. Carbon balance in terrestrial detritus. **Annual Review of Ecology and Systematics**, v. 8, p. 51-81, 1977.

SCHULTZ, J. **The ecozones of the world: the ecological divisions of the geosphere.** 2. ed. Berlin: Springer-Verlag, 2005. 252 p.

SCOTT, A. C. The pre-Quaternary history of fire. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.164, n. 1-4, p.297-345, 2000.

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within General Circulation Models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 6, p. 505-531, 1986.

SELLERS, P. J.; BERRY, J. A.; COLLATZ, G. J.; FIELD, C. B.; HALL, F. G. Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. III. A reanalysis using improved lead models and a new canopy integration scheme. **Remote Sensing of Environment**, v. 42, n. 3, p. 187-216, 1992.

SELLERS, P. J.; BOUNUA, L.; COLLATZ, G. J.; RANDALL, D. A.; DAZLICH, D. A.; LOS, S. O.; BARRY, J. A.; FUNG, I.; TUCKER, C. J.; FIELD, C. B.; JENSEN, T. G. Comparison of radiative physiological effects of doubled atmospheric CO<sub>2</sub> on climate. **Science**, v. 271, n. 5254, p. 1402-1406, 1996a.

SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; BERRY, J. A.; FIELD, C. B.; DAZLICH, D. A.; ZHANG, C.; COLLELO, G. D.; BOUNOUA, L. A revised land surface parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part I: model formulation. **Journal of Climate**, v. 9, n. 4, p. 676-705, 1996b.

SITCH, S.; SMITH, B.; PRENTICE, I. C.; ARNETH, A.; BONDEAU, A.; CRAMER, W.; KAPLAN, J. O.; LEVIS, S.; LUCHT, W.; SYKES, M. T.; THONICKE, K.; VENEVSKY, S. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. **Global Change Biology**, v. 9, n. 2, p. 161-185, 2003.

STEFFEN, W.; SANDERSON, A.; TYSON, P. D.; JÄGER, J.; MATSON, P. A.; MOORE III, B.; OLDFIELD, F.; RICHARDSON, K.; SCHELLNHUBER, H. J.; TURNER II, B. L.; WASSON, R. J. **Global change and the Earth system: a planet under pressure.** Berlin: Springer-Verlag, 2003. 336 p.

STERN, K. R. **Introductory plant biology.** Dubuque: Wm. C. Brown Publishers, 1997. 570p.

STERN, N. **The economics of climate change: the Stern review.** HM Treasury. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. 743 p.

STILL, C. J.; BERRY, J. A.; COLLATZ, G. J.; DEFRIES, R. S. Global distribution of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> vegetation: carbon cycle implications. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17, n. 1, art. 1006, doi:10.1029/2001GB001807, 2003.

- TIMMERMANN, A.; OBERHUBER, J.; BACHER, A.; ESCH, M.; LATIF, M.; ROECKNER, E. Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. **Nature**, v. 398, n. 6729, p. 694-697, 1999.
- TISSUE, D. T.; LEWIS, J. D.; WULLSCHLEGER, S. D.; AMTHOR, J. S.; GRIFFIN, K. L.; ANDERSON, O. R. Leaf respiration at different canopy positions in sweetgum (*Liquidambar styraciflua*) grown in ambient and elevated concentrations of carbon dioxide in the field. **Tree Physiology**, v. 22, n. 15-16, p. 1157-1166, 2002.
- TRENBERTH, K. E.; HOAR, T. J. The 1990-95 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 1, p. 57-60, 1996.
- TROLLOPE, W. S. W. Ecological effects of fire in South African savannas. In: HUNTLEY, B. J.; WALKER, B. H. (Ed.). **Ecology of tropical savannas**. Berlin: Springer-Verlag, 1982. p. 292-306.
- TURNER, D. P.; RITTS, W. D.; COHEN, W. B.; GOWER, S. T.; RUNNING, S. W.; ZHAO, M.; COSTA, M. H.; KIRSCHBAUM, A. A.; HAM, J. M.; SALESKA, S. R.; AHL, D. E. Evaluation of MODIS NPP and GPP products across multiple biomes. **Remote Sensing of Environment**, v. 102, n. 3-4, p. 282-292, 2006.
- UNESCO. The UNESCO classification of vegetation. In: KÜCHLER, A. W.; ZONNEVELD, I. S. (Ed.). **Vegetation mapping**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. p. 531-549.
- VAN DER HAMMEN, T.; ABSY, M. L. Amazonia during the last glacial. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 109, n. 2-4, p. 247-261, 1994.
- VAN DER HAMMEN, T.; HOOGHMESTRA, H. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate and plant diversity in Amazonia. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 8, p. 727-742, 2000.
- VON CAEMMERER, S.; EVANS, J. R.; HUDSON, G. S.; ANDREWS, T. J. The kinetics of ribulose-1,5-biphosphate carboxylase/oxygenase in vivo inferred from measurements of photosynthesis in leaves of transgenic tobacco. **Planta**, v. 195, n. 1, p. 88-97, 1994.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. 2. ed. New York: Academic Press, 2006. 504 p.
- WHELAN, R. J. **The ecology of fire**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 346 p.
- WILLMOTT, C. J.; ROWE, C. M.; MINTZ, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, v. 5, n. 6, p. 589-606, 1985.

WILLMOTT, C. J.; MATSUURA, K. **Terrestrial air temperature and precipitation: monthly and annual climatologies**. Newark: University of Delaware, 1998. Disponível em: [http://climate.geog.udel.edu/~climate/html\\_pages/archive.html](http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/archive.html). Acesso em 13/04/2005.

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 345-364, 1991.



## **APÊNDICE A - NOVO MAPA DE VEGETAÇÃO NATURAL (INTEGRAL)**

Neste apêndice é apresentado o manuscrito completo que detalha a obtenção do novo mapa de vegetação natural apresentado no capítulo 2. Tal manuscrito foi submetido em janeiro de 2007 para publicação nos Anais da Academia Brasileira de Ciências.

### **A new world natural vegetation map for global change studies**

David Montenegro Lapola, Marcos Daisuke Oyama, Carlos Afonso Nobre, Gilvan Sampaio

#### **ABSTRACT**

We developed a new world natural vegetation map at 1 degree horizontal resolution, initially for use in global climate models. We used the Dorman and Sellers vegetation classification with inclusion of a new biome – tropical seasonal forest, which refers to both deciduous and semi-deciduous tropical forests – to represent the inland Atlantic Forest and dry forests of India in a more realistic way. SSiB biogeophysical parameters for this new biome type are presented. Under this new vegetation classification we obtained a consensus map between two global natural vegetation maps widely used in climate studies. We found that these two maps assign different biomes in *ca.* 1/3 of the continental grid points, demonstrating that even widely used natural vegetation maps show marked disagreement with respect to biomes distribution. To obtain a new global natural vegetation map, non-consensus areas were filled according to regional consensus based on more than 100 regional maps available on internet. To minimize the risks of using poor quality information, the regional maps were obtained from reliable internet sources, and the non-consensus filling procedure was based on the consensus among several regional maps obtained from independent sources. The new map was designed to reproduce accurately both the large scale distribution of the main vegetation types (as it builds on two reliable global natural vegetation maps) and the regional details (as it is based on the consensus of regional maps). This new map certainly will be useful not only for climate studies, but also for land cover and global change studies, as well as for large scale ecosystems modeling.

## RESUMO

Elaboramos um novo mapa global de vegetação natural na resolução horizontal de 1 grau, inicialmente para uso em modelos climáticos atmosféricos. Utilizamos a classificação de vegetação de Dorman e Sellers com a inclusão de um novo bioma – floresta tropical estacional, que compreende as florestas tropicais decíduas e semi-decíduas – para representar de modo mais realístico a Mata Atlântica de interior e as florestas secas da Índia. Apresentamos ainda os parâmetros biogeofísicos do SSiB para este novo tipo de bioma. Sob essa nova classificação de vegetação, obtivemos um mapa de consenso entre dois mapas de vegetação natural amplamente utilizados em estudos climáticos. Demonstramos que esses dois mapas alocam biomas diferentes em cerca de 1/3 dos pontos de grade continentais, demonstrando que mesmo mapas de vegetação natural amplamente utilizados mostram grande discordância em relação à distribuição dos biomas. Para obter um novo mapa global de vegetação natural, as áreas de não-consenso foram preenchidas de acordo com consensos regionais baseados em mais de 100 mapas regionais disponíveis na internet. Para minimizar os riscos de se usar informação de qualidade ruim, os mapas regionais foram obtidos de sítios confiáveis da internet, e o procedimento de preenchimento se baseou no consenso entre vários mapas regionais obtidos de fontes independentes. O novo mapa foi feito de modo a reproduzir a distribuição em larga escala dos principais tipos de vegetação (uma vez que se pauta em dois mapas globais de vegetação natural confiáveis) e também detalhes regionais (uma vez que se baseia em consensos de mapas regionais) com precisão. Esse novo mapa certamente será útil não só em estudos climáticos, mas também em estudos de mudanças globais e de uso da terra, assim como em modelagem de ecossistemas em larga escala.

## INTRODUCTION

The vegetation cover at the earth surface plays a recognized important role in global climate regulation (*e.g.* Charney, 1975; Avissar et al., 2002). Thus, to perform more realistic climate simulations, it is essential to use global vegetation maps which are regionally reliable, as well as representing the broad spectrum of natural biomes. Atmospheric general circulation models (AGCM) used in weather and climate prediction or in Earth system models require correct representation of the biophysical properties of the land surface, such as those which control the fluxes of radiation, momentum, sensible and latent heat, and trace gases. Since vegetation mediates all these land-surface-atmosphere interactions, its accurate representation is mandatory in such models. Natural vegetation maps consider vegetation in its natural

distribution without human action, while actual vegetation maps also consider anthropogenic land cover changes in ecosystems. The Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies AGCM (CPTEC/COLA AGCM; Cavalcanti et al., 2002), for example, uses the actual vegetation map and vegetation classification of Dorman and Sellers (1989, DS89). The DS89 classification considers 11 natural biomes and 1 agroecosystem (winter wheat cultivation). In some global change studies, such as prediction of global climate change impacts on Earth's biomes, or large scale paleoclimatic or paleoecological reconstruction, it is recommended to use natural vegetation maps (instead of actual vegetations maps), since the past extension of agroecosystems and the factors regulating their future extension are not fully known. Furthermore, in land use change studies (*e.g.* Ramankutty and Foley, 1999), it is useful to compare the distribution of modern croplands to global natural vegetation maps (natural vegetation maps are also referred to as potential vegetation maps, but here we use the term “natural” instead of “potential”; the latter is regarded as the vegetation type diagnosed only from climate), in order to assess the consequences of human’s land use (Foley et al., 2005). However, there are only few global natural vegetation maps available in the literature, and among them there are marked disagreement in several regions (as we will show here).

In this paper we report the development of a new global natural vegetation map, for use initially in climate studies with the CPTEC/COLA AGCM. This new map builds on two global natural vegetation maps, which have been widely used by scientific community, and in more than 100 regional land cover maps. To better represent the tropical biomes, we add a new vegetation type to DS89 classification and present its SSiB biogeophysical parameters. This new classification is hereafter called LONS06. A detailed account of the new map development is given in the following sections.

## **IMPROVEMENT OF DS89 CLASSIFICATION**

The Küchler classification, on which DS89 is based, considers primarily physiognomic features of the vegetation. In that classification, vegetation types are described by a combination of letters and numbers that resembles the Köppen climate classification (Küchler, 1988). For instance, D7 refers to broadleaf deciduous forest (D) with a 20-35 m tall canopy (7). The DS89 vegetation classification simply grouped the 32 main Küchler surface types into 12 major classes (see DS89, p.838, for further details).

The DS89 classification considers two forest types for the tropics: broadleaf-evergreen trees (type 1) and broadleaf-deciduous trees (type 2). From the DS89 map of natural vegetation (DS89, p.839), it is clear that type 2 refers to tropical deciduous and semi-deciduous forests (such as in India) as well as to temperate deciduous forest (such as in North America and Europe). It is known that there are many differences between these two forest types, ranging from climate characteristics up to the identity of the plant community *per se*. For example, the oak (*Quercus* sp.) is a typical tree of temperate deciduous forests, but it never occurs in tropical forests. Moreover, in the winter season of temperate regions, there is a marked reduction of sunlight, while in the tropics the incidence of light is practically the same throughout the year, which illustrates the difference in the very nature of deciduousness in tropical and temperate forests. While in middle latitudes all deciduous trees lose their leaves in a particular season, in the tropics some trees lose in an irregular basis, which is not closely related to temperature or light incidence rhythms, but mostly to water availability. For this reason, tropical trees presenting some degree of deciduousness have been named as “tropophyllous” plants (Küchler, 1988). Thus, considering DS89 type 2 as referring strictly to deciduous temperate forests, it would be reasonable to include a new vegetation type in DS89 classification that would represent forests different from the ombrophyllous type (type 1 in DS89) in tropical regions.

According to dry season length and the amount of trees which lose their leaves, tropical forest formations can be classified in: (i) ombrophyllous, (ii) seasonal semi-deciduous and (iii) seasonal deciduous (Eyre, 1968; Barnes et al., 1998). In ombrophyllous forests there is no occurrence of dry season (monthly precipitation always exceed 100 mm) and, due to this, phytocenoses as a whole practically do not present deciduousness, standing permanently green (Eyre, 1968; Odum, 1983; Barnes et al., 1998; Schultz, 2005). Such kind of forest is found in Amazonia, South America Atlantic Forest, Equatorial Africa, west coast of India, Sri Lanka and Indo-Malaysia (where both ombrophyllous and seasonal forests are found). This category also encompasses mixed ombrophyllous forests, which occur in mountain regions, where gymnosperm and angiosperms elements are found within the same area (Barnes et al., 1998; Schultz, 2005). By its turn, seasonal forests have a dry period which ranges from 2-3 months in semi-deciduous to 5-6 months in deciduous forest. In this period, from 20 to 50% of trees in semi-deciduous forest, and up to 100% of trees in deciduous forest, lose their leaves. Therefore, seasonal tropical forests (semi-deciduous and deciduous) have a tight relation with seasonal pulses of precipitation (Eyre, 1968; Odum, 1983; Barnes et al., 1998; Schultz, 2005). This sort of forest occurs generally in the transition between ombrophyllous forest and savannas: southern

limit of Amazonia, inland Atlantic Forest, boundaries of the African rainforest, almost in entire India and in Southeastern Asia (mixed with ombrophylous forest).

Although semi-deciduous and deciduous tropical forests have some distinct characteristics, they could be conveniently considered as belonging to just a single category. This is justified because, in the tropics, the distribution of deciduous forests is small (Eyre, 1968; Barnes et al., 1998; Ramankutty and Foley, 1999), and the great majority of seasonal forests fits better, due to climatic and biological reasons, into the semi-deciduous or semi-evergreen category (except in India, where very dry forests with pronounced deciduousness are found) (Eyre, 1968; Barnes et al., 1998; Schultz, 2005). Furthermore, for AGCM simulation purposes, it is desirable to classify vegetation with a minimum possible number of categories, since it is necessary to prescribe a great amount of physical and physiological parameters to each vegetation type (*cf.* Sellers et al., 1986; Xue et al., 1991). Then while calling type 1 (tropical forest) from now on tropical ombrophylous forest, we suggest that the following biome be added to the DS89 classification:

**Tropical seasonal forest:** encompassing semi-deciduous and deciduous tropical forests. It has great resemblance with tropical ombrophylous forests, but, differently, the plant community phenological pattern is clearly and strongly influenced by precipitation seasonality.

The 11 natural biome types of DS89 plus the new type (tropical seasonal forest, hereafter considered as type 13) compounds LONS06 classification.

### **SSiB PARAMETERS FOR TROPICAL SEASONAL FOREST**

In the SSiB model (Xue et al., 1991), the value of a large number of biogeophysical parameters is assigned to each biome. For the proposed biome, tropical seasonal forest, the SSiB parameters' value is shown in Table A.1 and A.2 on a tentative basis. Due to the lack of field data for undisturbed seasonal forest regions, it is assumed that tropical seasonal and ombrophylous forests have the same plant physiological and soil parameters' value. Leaf area index, green fraction, roughness length and displacement height are derived from Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) data over undisturbed seasonal forest regions in South

Table A.1 - Time invariant SSiB parameters for tropical seasonal forest new biome type.

Parameter	Value	Remark
Leaf stomatal resistance coefficients		
$a$ ( $\text{J m}^{-3}$ )	2335.9	same as 1*
$b$ ( $\text{W m}^{-2}$ )	0.0145	same as 1
$c$ ( $\text{s m}^{-1}$ )	153.49	same as 1
Leaf angle orientation	0.1	same as 1
Optimum temperature for stomatal functioning (K)	303	same as 1
Minimum temperature for stomatal functioning (K)	273	same as 1
Maximum temperature for stomatal functioning (K)	318	same as 1
Constant for water vapor deficit adjustment ( $\text{hPa}^{-1}$ )	0.0273	same as 1
Constant for moisture adjustment		
$c_1$	1.2	same as 1
$c_2$	6.25	same as 1
Rooting depth (m)	1	same as 1
$B$ soil parameter	7.12	same as 1
Soil moisture potential at saturation (m)	-0.086	same as 1
Soil hydraulic conductivity at saturation ( $\text{m s}^{-1}$ )	0.00002	same as 1
Soil porosity	0.42	same as 1
Thickness of 3 soil layers (m)		
surface layer (1st)	0.02	same as 1
root layer (2nd)	1.48	same as 1
drainage layer (3rd)	2	same as 1
Height of canopy top (m)	27	estimated from $d^{**}$

\* tropical ombrophyllous forest

\*\* displacement height

America and Africa (from ISLSCP2; Los et al., 2000). Canopy height ( $z_t$ ) is evaluated from the displacement height ( $d$ ) by assuming a linear relation between  $z_t$  and  $d$ :  $z_t = d/0.78$ , where 0.78 is valid for both tropical ombrophyllous forest and savanna. The parameters for bulk boundary layer resistance ( $c_b$ ) and aerodynamic resistance between soil surface and canopy air space ( $c_d$ ) are estimated from  $c_b = -12.177 \cdot z_0 + 37.713$  and  $c_d = 78.478 \cdot \ln z_0 + 239.59$ , where  $z_0$  is the roughness length (m). These relations were adjusted using the annual average values of  $c_b$ ,  $c_d$  and  $z_0$  for 5 biomes: tropical ombrophyllous forest (biome 1), temperate forest (2), savanna (6), shrubland (caatinga, 8) and semi-desert vegetation (9).

Table A.2 - Time varying parameters (LAI, green fraction, vegetation cover, roughness length and displacement height are derived from NDVI data; the parameters  $c_b$  and  $c_d$  are estimated from  $z_0$ ).

Month	Leaf area index ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )	Green fraction	Vegetation cover	Roughness length (m)	Displacement height (m)	Parameter for bulk boundary layer resistance ( $c_b$ )	Parameter for aerodynamic resistance between soil surface and canopy air space ( $c_d$ )
J	3.15	0.732	0.98	1.89	21.07	14.70	289.66
F	3.03	0.729	0.98	1.88	21.01	14.82	289.03
M	2.97	0.728	0.98	1.87	20.97	14.94	288.64
A	2.94	0.707	0.98	1.84	20.86	15.31	287.65
M	2.88	0.718	0.98	1.84	20.86	15.31	287.65
J	2.97	0.740	0.98	1.87	20.97	14.94	288.64
J	3.15	0.774	0.98	1.93	21.24	14.21	291.06
A	4.89	0.839	0.98	1.95	21.40	13.97	291.89
S	4.60	0.801	0.98	1.94	21.36	14.09	291.78
O	4.13	0.780	0.98	1.94	21.32	14.09	291.58
N	3.73	0.726	0.98	1.92	21.22	14.33	290.94
D	3.26	0.753	0.98	1.89	21.07	14.70	289.66

## THE NEW VEGETATION MAP

### CONSENSUS MAP

We used the natural vegetation maps of Ramankutty and Foley (1999; RF99) and Matthews (1983; M83), both at 1 degree horizontal resolution (about 100 km), to obtain a consensus map between them. These two maps (hereafter called as base-maps) classify vegetation in very distinct forms: RF99 map classification has 15 categories, while M83 has 32. The classification used in RF99 map is derived from the Olson Global Ecosystems (OGE) framework, which originally has 94 vegetation types (Olson, 1994). The M83 map classification is based on UNESCO's, that groups the world vegetation in 225 types according to its physiognomy, latitude, deciduousness, altitude etc (UNESCO, 1988). In order to obtain these maps under the LONS06 classification, it was necessary to relate RF99 and M83 map classifications to LONS06. It was accomplished in two steps: firstly, the M83 map categories

Table A.3 - Relation between M83 and RF99 classifications. A \* denotes conversion of M83 biome to one of RF99 when  $F_{ij1} \geq 0,7$ ; \*\* when  $0,4 \leq F_{ij1} \leq 0,7$  e  $F_{ij2} \leq 0,2$  and \*\*\* when it did not satisfied none of the two above criteria, then M83 biome  $i$  was subjectively associated with one of RF99 (see text). RF99 vegetation types are found in Table A.4.

M83	RF99
0 water	0*
1 tropical evergreen rainforest	1*
2 tropical/subtropical evergreen seasonal broad-leaved forest	1**
3 subtropical evergreen rainforest	2***
4 temperate/subpolar evergreen rainforest	8***
5 temperate evergreen seasonal broadleaved forest, summer rain	3***
6 evergreen broadleaved sclerophyllous forest, winter rain	3**
7 tropical/subtropical evergreen needle-leaved forest	4***
8 temperate/subpolar evergreen needle-leaved forest	6***
9 tropical/subtropical drought-deciduous forest	2**
10 cold-deciduous forest, with evergreens	5***
11 cold-deciduous forest, without evergreens	7***
12 xeromorphic forest/woodland	11**
13 evergreen broadleaved sclerophyllous woodland	9**
14 evergreen needleleaved woodland	6***
15 tropical/subtropical drought-deciduous woodland	9***
16 cold-deciduous woodland	8**
17 evergreen broadleaved shrubland/thick, evergreen dwarf-shrubland	12***
18 evergreen needleleaved or microphyllous shrubland/thicket	8**
19 drought-deciduous shrubland/thicket	12**
20 cold-deciduous subalpine/subpolar shrubland/dwarf shrub	13***
21 xeromorphic shrubland/dwarf shrubland	12***
22 arctic/alpine tundra, mossy bog	13***
23 tall/medium/short grassland, 10-40% woody cover	9**
24 tall/medium/short grassland, <10% woody cover	9**
25 tall/medium/short grassland, shrub cover	10***
26 tall grassland, no woody cover	10***
27 medium grassland, no woody cover	10**
28 meadow, short grassland, no woody cover	10**
29 forb formations	13**
30 desert	14**
31 ice	15*

were related to RF99 map categories (Table A.3); and then the RF99 map categories were related to LONS06 types (Table A.4).

To find the relation between the M83 and RF99 map classifications, we followed a semi-objective procedure. Consider the biome  $i$  of M83 map classification, and  $N_{ij}$  as the

Table A.4 - Relation between RF99 and LONS06 classifications.

RF99	LONS06
0 water	0 water
1 tropical evergreen forest	1 tropical ombrophyllous forest
2 tropical deciduous forest	13 tropical seasonal forest
3 temperate broadleaf evergreen forest	2 temperate forest
4 temperate needleleaf evergreen forest	2 temperate forest
5 temperate deciduous forest	2 temperate forest
6 boreal evergreen forest	4 boreal forest
7 boreal deciduous forest (larch)	5 larch
8 mixed forest	3 mixed forest
9 savanna	6 savanna
10 grassland	7 grassland
11 dense shrubland	8 <i>caatinga</i>
12 open shrubland	9 semi-desert
13 tundra	10 tundra
14 desert	11 desert
15 ice	20 ice

number of grid points classified as  $i$  in M83 map and  $j$  in RF99 map. The fraction of grid points classified as biome  $i$  in M83 map and  $j$  in RF99 map is given by  $F_{ij} = N_{ij} / N_i$ ,  $N_i = \sum_j N_{ij}$ . Let  $J_1$  and  $J_2$  be the biomes of RF99 associated respectively with the first and second major fraction value. Then the biome  $i$  of M83 map classification was associated to biome  $j$  of RF99 when one of the following objective criteria was met:  $F_{iJ_1} \geq 0,7$  (greater than 70%) [represented by \* in Table A.3]; or  $0,4 \leq F_{iJ_1} \leq 0,7$  (between 40 and 70%) and  $F_{iJ_2} \leq 0,2$  (lower than 20%) [represented by \*\* in Table A.3]. If these criteria were not satisfied, biome  $i$  of M83 map classification was associated (subjectively) to a RF99 biome (represented by \*\*\* in Table A.3) based on the biomes definition and/or their geographic distribution. With the procedure here described we grouped the 32 M83 types into the 15 of RF99 (Table A.3).

The relation between the categories of RF99 map classification and LONS06 types was obtained subjectively, based only on the biomes definition and/or their geographic distribution (Table A.4). Both base-maps are shown under LONS06 classification in Figures A.1a and A.1b. These maps show only a “fair” agreement according to the kappa statistics (Monserud and Leeemans, 1992) ( $\kappa = 0.49$ ). Our indirect relation between vegetation types of M83 map classification and LONS06 is similar to that obtained by Sellers et al. (1996).

With the base-maps maps under the same classification (LONS06), we elaborated the consensus map, *i.e.* a map that shows only the grid points for which both base-maps assign the

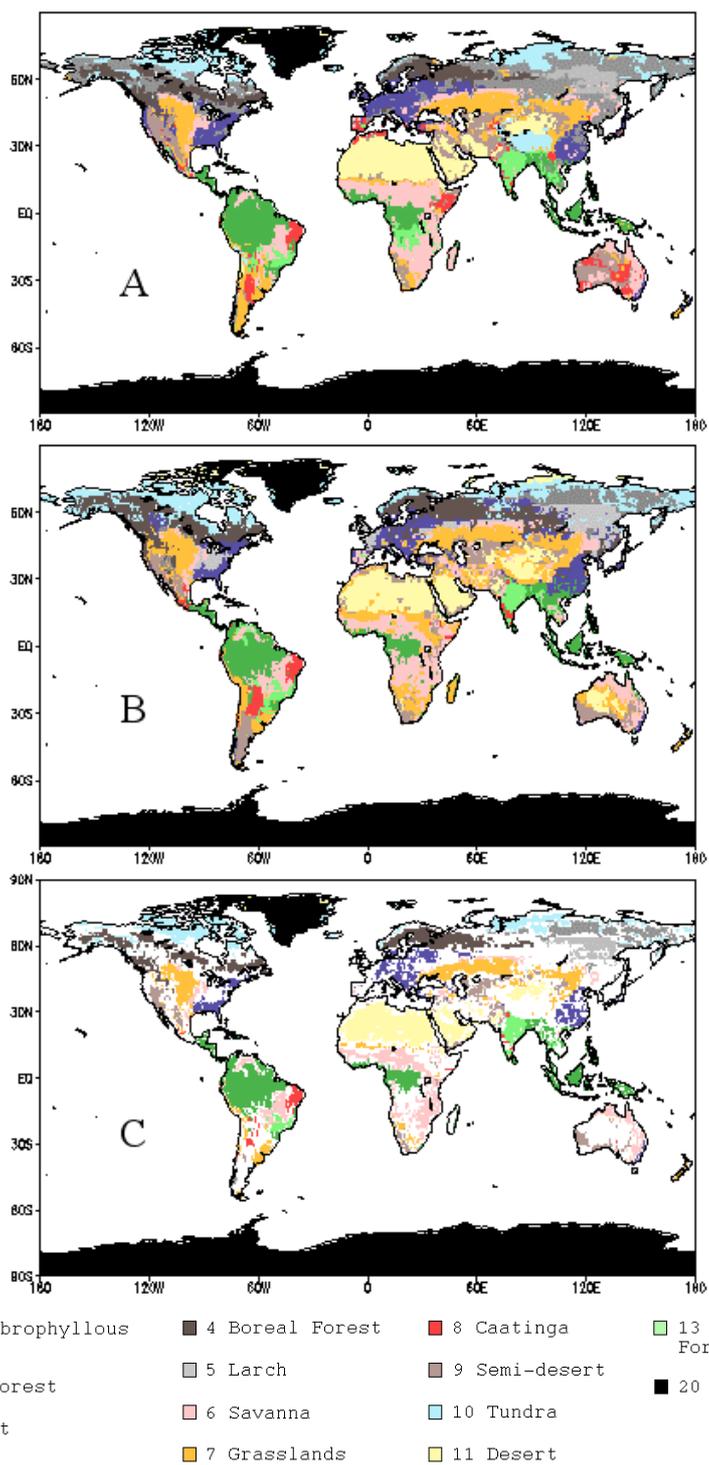


Figure A.1 - Natural vegetation maps of (a) Ramankutty and Foley (1999), (b) Matthews (1983) and (c) consensus between them (white continental grid points represent non-consensus areas), all under LONS06 classification.

same biome (Figure A.1c). The consensus areas were mainly found in tropical forest and desert regions. More than 30% of the continental areas did not show consensus between the two base-maps (white areas in Figure A.1c), which partially explains the only “fair” agreement revealed by the kappa statistics.

#### NON-CONSENSUS AREAS

In order to fill the non-consensus areas between RF89 and M83 maps, we consulted more than 100 regional natural vegetation maps available on the internet. Regional maps were used at this part of the work (instead of additional global maps), because they provide a more accurate vegetation distribution and a more detailed vegetation description on regional scale. Most of the maps belongs to the Perry Castañeda Library Map Collection at University of Texas (<http://www.lib.utexas.edu/maps>) where original maps were scanned and made available on the World Web. Other digital maps, not present in that collection, such as the natural vegetation map of Brazil (IBGE, 1993) and Alaska (Küchler, 1966), were also used. We filled the non-consensus areas separately to lowland (continental areas below 1000 m) and upland areas (above 1000 m). This procedure was adopted to fill high areas with special attention, due to the difficulty in selecting a representative biome in very steep regions (because of vegetation altitudinal zonation) and the fact that in elevated regions extra-tropical biomes may occur within tropical latitudes.

The use of digital maps available on internet is a low-cost alternative to the use of comprehensive collections of paper based maps. However, it is widely recognized that information available on internet cannot always be regarded as reliable (e.g., Eysenbach and Diepgen, 1998). To minimize the risks of using poor quality information, (i) most of the maps came from reliable internet sites (e.g., University of Texas, USDA, IBGE) and (ii) the filling procedure was based on the consensus among several regional maps obtained from independent sources. The constraint of regional consensus not only filters out poor quality maps, but also assures that the new map is not biased towards a particular regional (or global) map.

For a given non-consensus region, we obtained the consensus among at least two regional maps of recognized different sources. Then, we related the LONS06 categories to the vegetation types shown in the regional maps. Since regional maps usually consider more vegetation categories than LONS06, and the categories are often referred to by using local names, we also examined photographs of the vegetation types available on internet, to facilitate the subjective grouping of the regional maps categories. Regions of non-consensus were filled (grid) point by point, according to the consensus among the regional maps.

Table A.5 presents the main regions of non-consensus (lowlands and uplands), what the base-maps allocates in each region, which base-map resembles better the regional maps consensus, and some remarks on how these areas were filled. Detailed material on the above described procedure, including many of the used regional maps, can be found on CPTEC web site (<http://www.cptec.inpe.br/biosfera>).

#### MINOR CONSENSUS MODIFICATION

We verified from the regional maps consensus that there were consensus areas between the base-maps which did not correspond to the best representation (*i.e.* the consensus between RF99 and M83 did not correspond to the regional consensus). These areas were changed according to the regional consensus.

- South America Atlantic Forest: some grid points with tropical seasonal forests were changed to savanna and vice versa.
- Eastern North America and Eastern Europe: some temperate forest areas were changed to mixed forest (see the region at Table A.5).
- Central Russia: some mixed forest areas were changed to boreal deciduous forest (larch)(see the region at Table A.5).

## DISCUSSION

The new global natural vegetation map is shown in Figure A.2, and is available at CPTEC web site (<http://www.cptec.inpe.br/biosfera>). Differently from RF99, this new map must be closer to represent the world's natural vegetation in preagricultural times, since the majority of the used regional maps displays natural primary (instead of potential secondary) vegetation. Both base-maps presented a similar level of agreement with the new map (RF99 x new map:  $\kappa = 0.60$ ; M83 x new map:  $\kappa = 0.58$ ) meaning that no base-map could be regarded as the most representative of the regional consensus.

The biomes distribution in some regions could be a subject of concern, in view of the fact that LONS06 is restricted only to 13 phytophysiological types. For instance, *caatinga* (type 8) was found in extra-tropical regions, such as in Spain and Australia; savanna (type 6) in Southern Africa; and tropical seasonal forest (type 13) in Northeast Argentina. Thus, from a climatic point of view, an inconsistency could be noticed: the occurrence of these “tropical”

Table A.5 - The main non-consensus regions between M83 and RF99 maps. In the first column, L refers to lowland regions (< 1000 m), and U to upland regions (> 1000 m).

Region	Coverage shown by each base-map		Base-map closer to regional consensus	Remarks
	RF99	M83		
L Southern South America	Savanna (Chaco) and grasslands (Patagonia and Chaco) Mainly grasslands	Coastings (Chaco) and semi-desert (Patagonia) Mainly grasslands	M83	Argentine Espinal represented partially in both base-maps Both base-maps do not consider coastings in the transition between savanna and Sahara desert
L Sahel			none	Above 1000 m we have allocated tropical forests
L Ethiopia, Somalia and Kenya	Coastings and semi-desert	Savanna and grasslands	RF99	Too much high latitudes to hold mixed forests
L Alaska and Western Canada	Mixed forest	Boreal forest and tundra	M83	South-eastern USA has elements of boreal, temperate and subtropical forests
L Eastern North America	Temperate forest (south) and mixed forest (north)	Temperate forest (south and north) and larch (center)	none	Coringo seems not to be very adequate to represent the Mediterranean vegetation
L Western Europe	Coasting (Spain) and temperate forest (France and UK)	Savanna (Spain) and larch (France and UK)	RF99	Both base-maps do not consider mixed forest as an ecotone between temperate and boreal forests
L Eastern Europe	Mixed and temperate forests, and savanna	Larch, boreal and temperate forests	none	Both base-maps underestimate larch coverage in the region
L Central Russia	Mixed forest	Mixed (north) and boreal forests	none	We considered grasslands (instead of savanna) as more suitable for Manchuria
L Eastern Asia	Mixed forest and savanna (Manchuria)	Larch and boreal forests, and savanna (Manchuria)	RF99	Australia does not have large desert areas, but has large extensions of semi-deserts
L Australia	Semi-desert, coringor and savanna	Desert, semi-desert, grasslands and savanna	none	RF99 overestimates tundra extension in the region (M83 allocates tundra only in latitudes above 60°)
U Himalayas	Tundra and desert	Desert	M83	The 1000 m height seems to be the boundary between tropical seasonal forest and savanna
U African plateau	Tropical Seasonal Forest and savanna	Savanna and grasslands	RF99	M83 allocates tundra only in latitudes above 60°, RF99 represents well the Atacama desert
U Andes	Desert, tundra and grasslands	Grasslands	RF99	RF99 overestimates semi-desert extension in the northern part of the region
U Rocky Mountains	Semi-desert and temperate forest (in very high altitudes)	Semi-desert, grasslands and mixed and boreal forests (in very high altitudes)	M83	

types (caatinga, savanna and tropical seasonal forest) in such high latitudes. This climatic inconsistency is resulted from deficiencies in the LONS06 vegetation classification. For the tropics, LONS06 has biomes of arboreal (tropical forests), arboreal-grassy (savanna) and arbustive-grassy (*caatinga*) physiognomies. For extra-tropical regions, there are only biomes with arboreal (temperate forests) and grassy (grasslands) physiognomies, what reveals the lack of an “extra-tropical savanna or *caatinga*”. This could be a new vegetation type to be included in LONS06 (in Spain, this new type would be more appropriate than tropical *caatinga* or grasslands). However, this new type would cover a quite small area (*ca.* 200 grid points) and, therefore, would not be suitable for climate modeling purposes which require a low number of biomes to represent the global vegetation.

The new global natural vegetation map developed in this study may be regarded as an advancement for the representation of tropical vegetation in DS89 classification, after the inclusion of the tropical seasonal forest type. The lack of consensus among the base-maps revealed that these maps, which have been widely used in climate studies, diverge considerably between them (more than 30% of the continental grid points were non-consensus areas). The use of this new map, just like the base-maps, is not restricted to climate studies but can also be useful for land cover and global change studies, as well as for large scale ecosystems modeling.

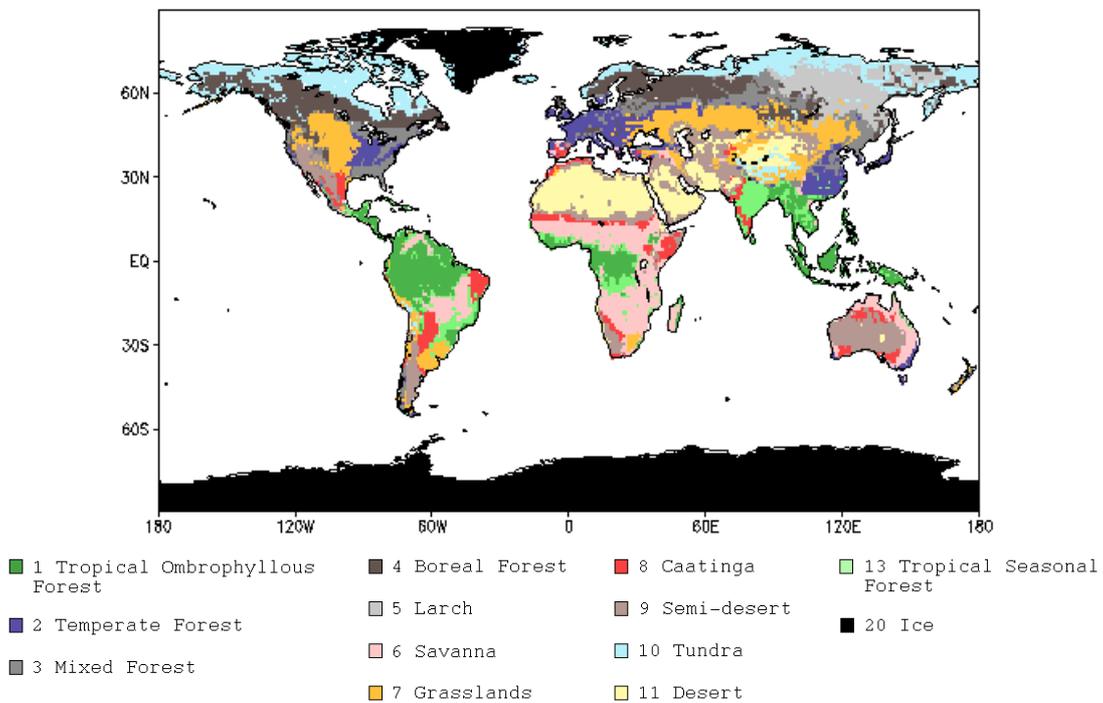


Figure A.2 - The new global natural vegetation map in LONS06 classification.

## APÊNDICE B - RESULTADOS COM VERSÃO SEM FOGO NATURAL

As climatologias dos 14 MCGAO utilizados no capítulo 5 também foram aplicadas no CPTEC-PVM2 em sua versão sem a parametrização de fogo natural. A Figura B.1 mostra a distribuição global dos biomas em 2070-2099 (consenso 75% dos MCGAO) ao se utilizar essa versão do modelo. Logicamente as diferenças se restringem aos biomas que estão envolvidos na parametrização (florestas tropicais ombrófila e estacional, savana e caatinga) (vide capítulo 4). Em termos globais, as principais diferenças em relação à vegetação potencial atual simulada pelo CPTEC-PVM2 (sem fogo) e os resultados apresentados no capítulo 5 é que, em ambos cenários, há substituição de caatinga por savana na Índia e nas regiões semi-áridas da África.

Na América do Sul (Figuras B.2 e B.3), as diferenças se concentram no Nordeste Brasileiro, com a maioria dos modelos apontando para uma savanização do norte da região. No resto do Nordeste Brasileiro, o não-consenso se mantém (como apresentado no capítulo 5), entretanto é notável que uma grande parte dos modelos apontam para a substituição de caatinga por savana na região (apenas HadCM3 e MIROC3.2-medres indicam significativa semi-desertificação na região).

Tanto no caso da Índia, como da África e do Nordeste Brasileiro, esse avanço da vegetação de savana por regiões de caatinga se explica pelo fato de que, em média anual, a *NPP* aumenta em todo o globo no final do século segundo o CPTEC-PVM2. Esse aumento de *NPP* ocasiona, em um primeiro momento, a substituição do bioma caatinga por um bioma de maior porte, savana. Na versão sem a parametrização de fogo, essa substituição é definitiva (como mostrado pelas Figuras B.1-B.3). Entretanto, na versão com a parametrização de fogo, essas áreas de savana que ainda passam pelo crivo de um segundo algoritmo (Figura 4.2), que, ao diagnosticar pontos de savana onde a sazonalidade é mais alta, os transforma novamente em caatinga (como mostrado nas Figuras 5.15-5.17). De qualquer modo, em vista desse efeito sistemático, os resultados mostrados no capítulo 5 devem ser interpretados como os resultados robustos deste estudo.

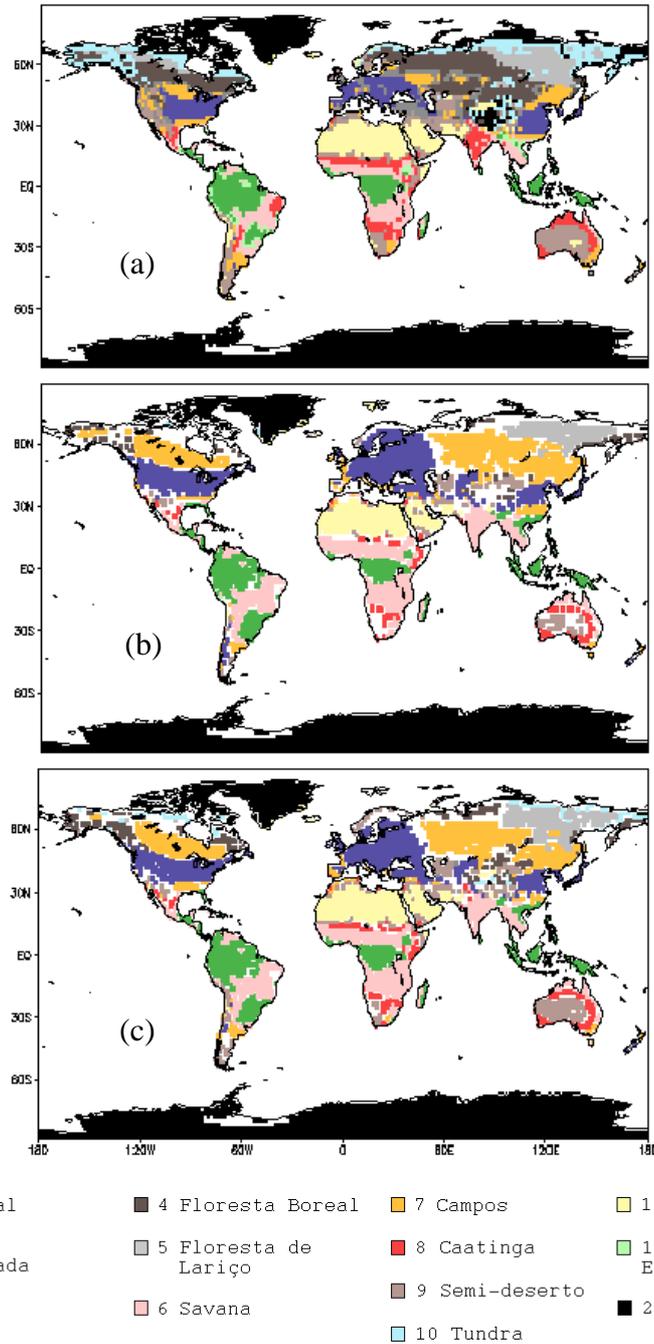


Figura B.1 – (a) Vegetação potencial atual e para 2070-2099 sob o cenário (b) SRES-A2 e (c) SRES-B1 geradas pelo CPTEC-PVM2 (sem fogo natural). Em (b) e (c) são mostrados apenas os pontos onde mais de 75% (mais de 10) dos MCGAO utilizados concordam quanto ao bioma diagnosticado (áreas continentais em branco representam não-consenso).

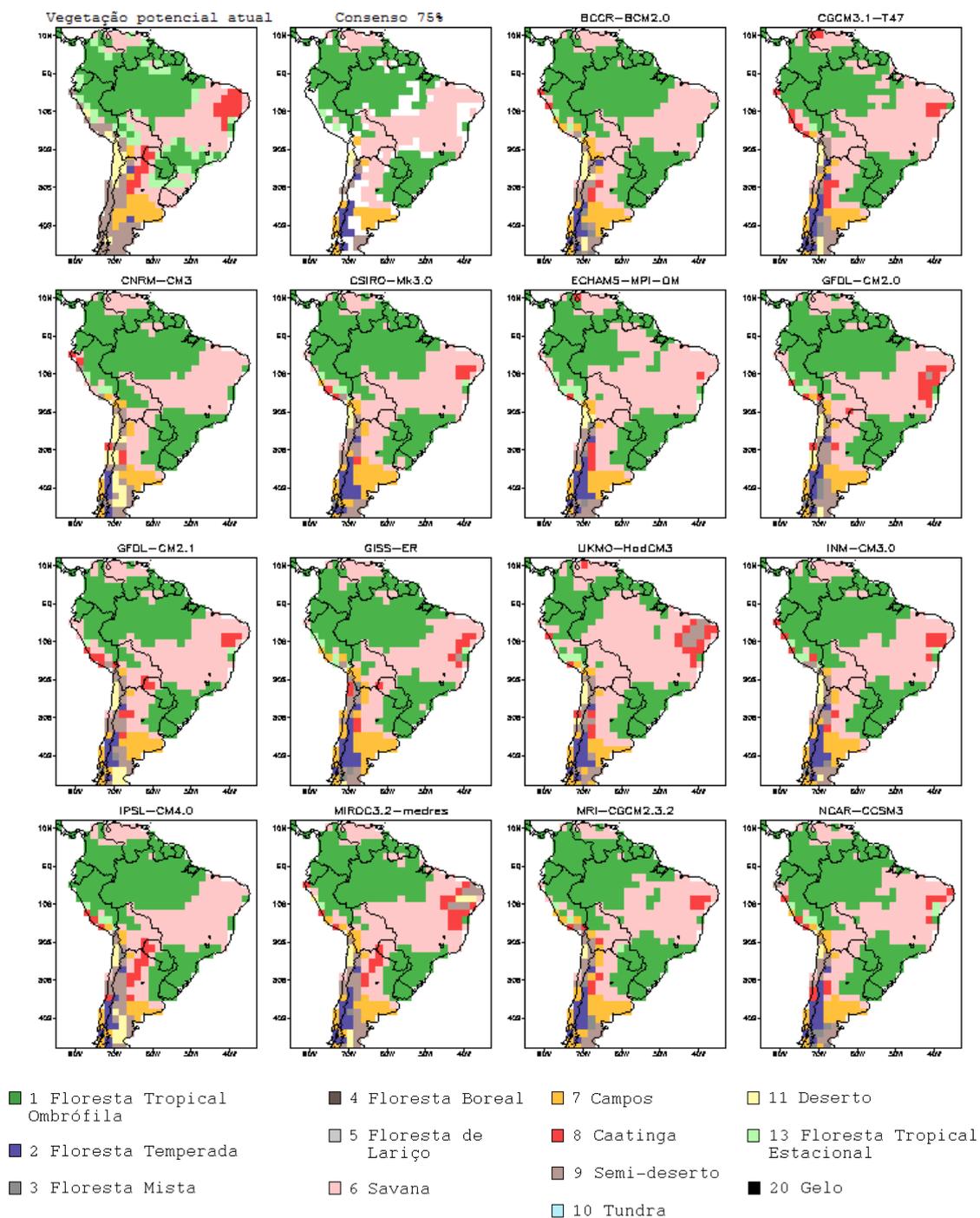


Figura B.2 – Distribuição de biomas na América do Sul em 2070-2099 segundo CPTEC-PVM2 (sem fogo natural) no cenário SRES-A2 para cada um dos 14 MCGAO utilizados. Acima à esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial atual e o consenso entre 75% dos MCGAO utilizados (áreas continentais em branco representam não-consenso).

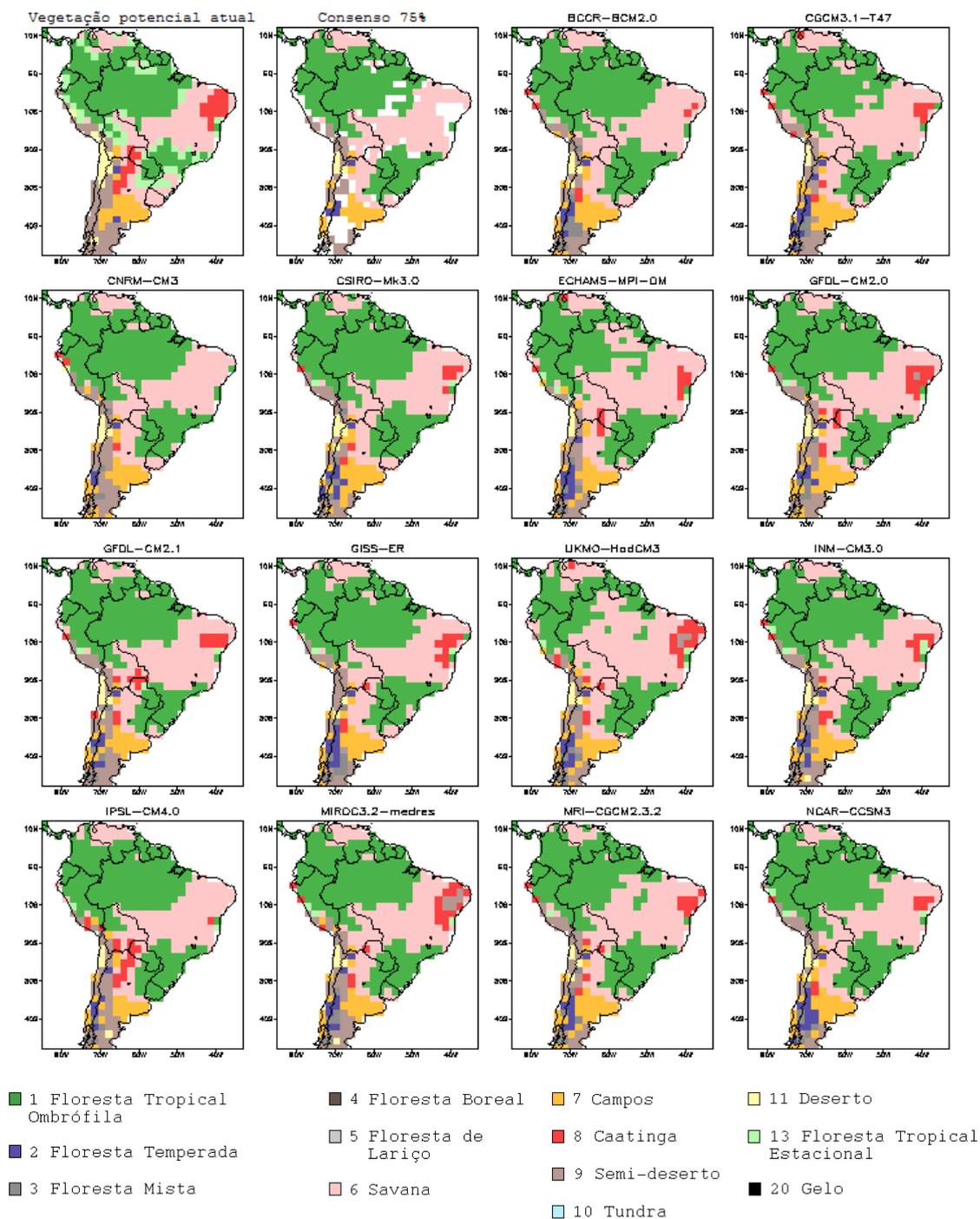


Figura B.3 – Mesmo que Figura B.2, para o cenário SRES-B1.

## ANEXO A - A LEI DE BEER APLICADA À TRANSFERÊNCIA RADIATIVA DENTRO DE DOSSÉIS

Há mais de cinquenta anos que a Lei de Beer foi reconhecida como válida para descrever a atenuação de radiação no interior de dosséis (Monsi e Saeki, 1953; revisado em Hirose, 2005). A aproximação é bastante similar à utilizada em meteorologia para a atmosfera terrestre (Echer, 2001). Uma das formas da Lei de Beer,

$$A = mc(z)ds = -\ln \frac{I}{I_0} \quad (\text{C.1})$$

$$m = \frac{\alpha\lambda}{4\pi} \quad (\text{C.2})$$

$$mc(z) = \tau \quad (\text{C.3})$$

Sendo que,

$A$ : absortância;  $k$ : coeficiente de extinção;  $c(s)$ : quantidade de material absorvedor e espalhador em  $dz$ ;  $ds$ : espessura atravessada pela radiação;  $I$ : intensidade da radiação após passar por  $dz$ ;  $I_0$ : intensidade da radiação antes de passar por  $dz$ ;  $I / I_0$ : transmitância;  $\alpha$ : coeficiente de absorção;  $\lambda$ : comprimento de onda da radiação;  $\tau$ : espessura óptica

Logo,

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\tau ds} \quad (\text{C.4})$$

Integrando-se para toda a espessura  $ds$ ,

$$\left(\frac{I}{I_0}\right)_{ds} = \int_0^{ds} e^{-\alpha ds} \quad (C.5)$$

Para a atmosfera terrestre a espessura  $ds$  pode ser definida em termos do comprimento de caminho na vertical  $dz$  e do ângulo de inclinação solar ( $90^\circ$  - ângulo zenital)  $\theta$  como ilustrado na Figura B.1. Assim:

$$dz = \sec(\theta)ds \quad (C.6)$$

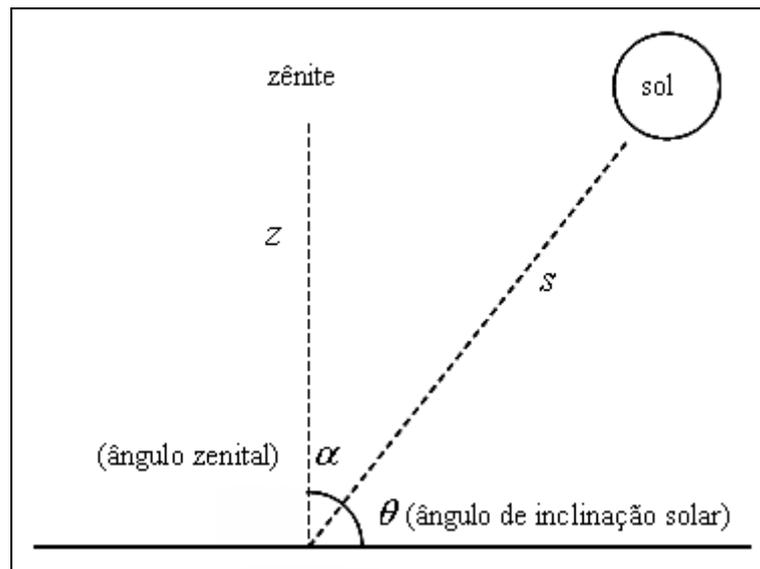


Figura C.1 – Configuração geométrica da atenuação da radiação solar pela atmosfera terrestre em relação ao zênite, que é perpendicular à superfície.

Lembrando que,

$$\sec(\theta) = \frac{1}{\cos(\theta)} = \frac{1}{\sin(90 - \theta)} \quad (C.7)$$

Sendo assim:

$$\left(\frac{I}{I_0}\right)_{ds} = \int_0^{ds} e^{-\alpha z} = \int_0^{dz} e^{-\frac{\tau}{\sin(\theta)} dz} = \frac{1 - e^{-\frac{\tau}{\sin(\theta)} z}}{\frac{\tau}{\sin(\theta)}} \quad (\text{C.8})$$

Definindo  $z$  como sendo o índice de área foliar ( $LAI$ ), a espessura óptica  $\tau = 0,5$  (valor típico para atmosfera terrestre) e  $\left(\frac{0,5}{\sin(\theta)}\right)$  como  $k$ ,

$$\left(\frac{I}{I_0}\right)_{LAI} = \frac{1 - e^{-kLAI}}{k} \quad (\text{C.9})$$

Sendo este  $k$  correspondente a  $k_{23}$  e  $k_{24}$  mostrados na Tabela 3.1. Para maiores detalhes, vide Hirose (2005), de Pury e Farquhar (1997) e Echer et al. (2001).

## **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 programa 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. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

### **Pré-publicações (PRE)**

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