

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

Angie Erin Topp Paredes

**MODELAGEM DOS EFEITOS DE CONCENTRAÇÃO DE CO₂, TEMPERATURA E
UMIDADE DO AR NA PRODUTIVIDADE VEGETAL DA AMAZÔNIA**

São Paulo
2015

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

Angie Erin Topp Paredes

**MODELAGEM DOS EFEITOS DE CONCENTRAÇÃO DE CO₂, TEMPERATURA E
UMIDADE DO AR NA PRODUTIVIDADE VEGETAL DA AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas,
para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Humberto Ribeiro Rocha

**Versão corrigida. O original encontra-se
disponível na unidade.**

São Paulo
2015

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus ter dado toda provisão que precisei.

Agradeço a minha família Juan Carlos por toda a ajuda e compreensão e meus filhos
João Alonso e
Tadeo Vicente por serem tão bonzinhos.

Agradeço a minha mãe Carmen Paredes e irmão Erwin Topp por todo que
disponibilizaram para eu
continuar e a minha família toda por não se esquecer de mim, especialmente à Cindy
Paredes e
María Eugenia Tobar. Agradeço também meu pai.

Muito agradecida do meu professor Dr. Humberto Rocha, por sua orientação e grande
ajuda que
sempre que necessitei tive.

Muito obrigada do casal Viviana Urbina e Marcos Vinicius por ter me recebido quando
cheguei
aqui no Brasil.

Obrigada aos meus colegas de laboratório, sobre todo da Emília Brasília, Leonardo
Domingues e
Monica Felipe por me ajudar com os cuidados do João e em geral a todos (Helber,
Raianny, Duda,
Mota, Carlos, Fernanda, Miriam, Tiago, Tomas Martin, Gabriel Costa e Tomas
Domingues).

Muito obrigada a meus colegas de turma Camila, César, Wendell, Ivan, José, e
especialmente ao
Eduardo Marcos por ter sido súper gente boa comigo quando não conhecia ninguém.

Muito agradecida da Marta Llopart e do Gláuber Camponogara.

Muito agradecida de todas as referências, pois sem elas não teria nada escrito.

Muito obrigada à professora Rose.

Agradecida de mais de todos os funcionários do instituto, do pessoal de suporte, das
secretarias,
da biblioteca.

Muito obrigada ao Brasil ter me dado a oportunidade de melhorar como pesquisadora e
por ter
me permitido fazer uma vida.

Muito obrigada, mesmo.

RESUMO

Foi feita uma investigação do impacto das variáveis atmosféricas de temperatura e umidade do ar, e concentração de CO₂, na produtividade vegetal e no fluxo de calor latente na Amazônia. Foi utilizado o modelo SiB2 (Simple Biosphere model), e sua calibração realizada para o sítio de floresta ombrófila densa K83 em Santarém, PA, onde obteve-se 3 conjuntos de parâmetros ótimos para funções de minimização de erro para a produtividade primária bruta, assimilação líquida de CO₂ na folha, e fluxos de energia.

Os testes de sensibilidade às variáveis climáticas com o modelo calibrado para o sítio experimental mostrou aumento da PPB com a temperatura e concentração de CO₂, no máximo com a UR invariante, com taxas de até 8 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹. O caso de UR declinante mostrou impacto menor. O fluxo de calor latente aumentou apenas com a temperatura do ar, pouco sensível à concentração de CO₂. O impacto máximo na produtividade foi ~20% e no fluxo de calor latente de ~25%. O impacto na eficiência de Uso da água deu-se negativamente, por mais consumo de água no aquecimento do ar, e positivamente por maior produtividade com enriquecimento do CO₂. No aumento de 3°C e enriquecimento de CO₂ de 30% o efeito líquido foi de pequena redução da eficiência do uso da água, ou seja, dominância do efeito da temperatura.

Nas simulações em toda Amazônia, sem perturbação atmosférica, há razoável correlação da produtividade simulada com as forçantes atmosféricas em expressiva parte da bacia, enquanto em outras não, devido à calibração estar limitada a parâmetros sazonais típicos da Amazônia oriental.

Com as perturbações das variáveis atmosféricas em toda a Amazônia, a assimilação líquida de CO₂ diminuiu levemente com o aumento da temperatura (de -1% a -3%), para quaisquer condições de UR, devido ao aumento da respiração, uma vez que na PPB há aumento. Por outro lado a assimilação líquida aumentou com o enriquecimento de CO₂ entre ~22% a 25%, mesmo com o aquecimento. No fluxo de calor latente houve marcante efeito de aumento em ~20% pelo aquecimento na condição de UR declinante, e ~10% na condição de UR invariante, mostrando a grande sensibilidade à condição da umidade do ar. O enriquecimento de CO₂ não teve efeito expressivo em LE, e até diminuiu levemente LE em alguns sítios experimentais simulados. A incerteza das estimativas do impacto da perturbação do clima na produtividade variou entre 7% a 16%, e para o fluxo de calor latente de 10% a 13%, significativas e expressivas, mas ainda abaixo do próprio impacto percentual.

ABSTRACT

An investigation of the impact of atmospheric variables of temperature and humidity, and CO₂ concentration was made in plant productivity and latent heat flux in the Amazon. We used the SiB2 model (Simple Biosphere model), and its calibration performed to the tropical rain forest site K83 in Santarém, PA, where he obtained three sets of optimal parameters for error minimization functions for gross primary productivity, assimilation liquid CO₂ on the sheet, and energy flows.

Sensitivity testing climate variables to the model calibrated to the experimental site showed increased PPB with temperature and CO₂ concentration at most with UR invariant, with rates of 8 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹. The case of RH showed declining less impact. Latent heat flux increased only by the air temperature, not very sensitive to the concentration of CO₂. The maximum impact on yield was ~ 20% and the latent heat flux of ~ 25 %. The impact on water use efficiency has negatively, no water consumption in air heating, and positively by higher productivity with CO₂ enrichment. 3° and increase in CO₂ enrichment of 30% the net effect was a small reduction in water use efficiency, ie the dominant effect of temperature.

Simulating all Amazon without atmospheric disturbance, there is a reasonable correlation between simulated productivity with atmospheric forcing in a significant part of the basin, while in others not, due to calibration is limited to typical seasonal parameters of the eastern Amazon. With the disturbances of atmospheric variables throughout the Amazon, the net CO₂ assimilation decreased slightly with increasing temperature (from -1% to -3%) to any RH conditions due to the increased respiration, since the PPB there is an increase. On the other hand, the liquid uptake increased with the enrichment of CO₂ between 22% ~25%, even with heating. In the latent heat flux there was marked enhancement effect in ~ 20% RH by heating in declining condition, and ~ 10% RH in the invariant condition, showing great sensitivity to the condition of humidity. The CO₂ enrichment had no significant effect on LE, and even decreases slightly LE in some simulated experimental sites.

The uncertainty of estimates of the impact of climate disruption productivity ranged from 7 % to 16 % , and the latent heat flux of 10 % to 13 % , significant and expressive, but still below the percentage impact itself .

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Espectros de absorção das clorofilas a e b. Pag. 3
- Figura 2.1: Estrutura vertical do modelo SiB2. Fonte: Domingues, 2014. Pag. 10
- Figura 2.2: Resistências do modelo SiB2 utilizadas para cálculo dos fluxos de (a) calor sensível; (b) calor latente; e (c) CO₂. Adaptado de Sellers et al. (1996) e Pitman (2003) citado em Domingues, 2014. Pag. 11
- Figura 2.3: Mapa Digital de Solos do Mundo (DSMW) para o domínio territorial brasileiro, descrito a partir do número das unidades de mapeamento do solo, com resolução de 0.25°x0.25°. Pag. 14
- Figura 2.4: Mapa de vegetação derivado dos produtos Mapa de Biomas do Brasil (PROBIO) e CANASAT, reclassificado para as seis classes do SiB2-Reg: Floresta Amazônica, Pastagem, Cerrado, Caatinga, Mata Atlântica e Cana-de-açúcar. O lado esquerdo (a) é a versão com resolução original e o lado direito (b) na resolução de 0,25° x 0,25°. Pag. 15
- Figura 2.5. Ciclo diurno médio horário durante o período 2001-2003 para o sítio experimental K83. (a) Temperatura do Ar. (b) Concentração de CO₂. (c) Umidade relativa do ar. A linha preta tracejada representa o caso Controle e as outras linhas representam a perturbação do clima. Pag. 28
- Figura 2.6. Mapa dos sítios Pag. 30
- Figura 3.1. Média diária da PPB ($\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) calculada quando forçada com os dados da reanálise e CPC e parâmetros default (Domingues, 2014) (linha preta contínua no sítio K83 e linha cinza contínua no sítio K67) e simulada quando forçada com dados observados no campo e parâmetros default (Domingues, 2014) (linha vermelha). PPB média diária observada (Costa, in prep) (linha preta tracejada). Pag. 32
- Figura 3.2: RMSE entre a PPB calculada na calibração C1 (ponto e barra vermelha), C2 (ponto e barra marrom), C3 (ponto e barra verde), C4 (ponto e barra azul) e C5 (ponto e barra roxo). A escala do RMSE vai desde 3.6 até 5.2 $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Pag. 33
- Figura 3.3: Erro relativo da PPB calculada pelo modelo à PPB de Costa (in prep) em $\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. O eixo da abscissa corresponde ao parâmetro m que varia de 7 para 10 (adimensional) e no eixo da ordenada encontra-se o parâmetro S1 Pag. 35

que varia de 0,2 para 1,2 (K^{-1}).

Figura 3.4: Erro relativo da A_n calculada pelo modelo à A_n calculada da Pag. 35 observação da PPB de Costa (in prep) e da respiração da folha de El-Masri et al., (2013) em $g C m^{-2} dia^{-1}$. O eixo da abscissa corresponde ao parâmetro m que varia de 7 para 10 (adimensional) e no eixo da ordenada encontra-se o parâmetro $S1$ que varia de 0,2 para 1,2 (K^{-1}).

Figura 3.5: Função erro para o fluxo turbulento calculado pelo modelo respeito Pag. 36 dos fluxos de calores sensível e latente de Rocha et al., (2009). O eixo da abscissa corresponde ao parâmetro m que varia de 7 para 10 (adimensional) e no eixo da ordenada encontra-se o parâmetro $S1$ que varia de 0,2 para 1,2 (K^{-1}).

Figura 3.6: PPB total média mensal calculada pelo modelo em $g C m^{-2} mês^{-1}$. Pag. 37 Os tons de cinza correspondem aos valores de V_{max0} igual a $60 \mu mol m^{-2} s^{-1}$ e os tons de vermelho correspondem ao V_{max0} igual a $65 \mu mol m^{-2} s^{-1}$. A linha preta tracejada é o acumulado médio mensal da PPB de Costa (in prep). Na barra da legenda consta a sequência de valores dos parâmetros $V_{max0} - m - S1$.

Figura 3.7: A_n total média mensal calculada pelo modelo em $g C m^{-2} mês^{-1}$. Os Pag. 37 tons de cinza correspondem aos valores de V_{max0} igual a $60 \mu mol m^{-2} s^{-1}$ e os tons de vermelho correspondem ao V_{max0} igual a $65 \mu mol m^{-2} s^{-1}$. A linha preta tracejada é o acumulado médio mensal da A_n definida como a subtração da respiração autotrófica da folha de El-Masri et al., (2013) à PPB de Costa (in prep). Na barra da legenda consta a sequência de valores dos parâmetros $V_{max0} - m - S1$.

Figura 3.8: Média mensal calculada pelo modelo do Fluxo de Calor Latente em Pag. 38 $W m^{-2}$. Os tons de cinza correspondem aos valores de V_{max0} igual a $60 \mu mol m^{-2} s^{-1}$ e os tons de vermelho correspondem ao V_{max0} igual a $65 \mu mol m^{-2} s^{-1}$. A linha preta é a média mensal do LE extraído de Rocha et al., (2009). Na barra da legenda consta a sequência de valores dos parâmetros $V_{max0} - m - S1$.

Figura 3.9: Erro da PPB média anual calculada (em $g C m^{-2} dia^{-1}$), com Pag. 39 parametrização $m = 7$ (linhas contínuas) e 10 (linhas tracejadas), $S1 = 0,2$ (cor preta) e 1,2 (cor cinza) e (a) V_{max0} desde 60 até $120 \mu mol m^{-2} s^{-1}$ e (b) V_{max0} desde 60 até $75 \mu mol m^{-2} s^{-1}$. Na legenda consta a sequência de valores dos

parâmetros m -S1.

Figura 3.10: Erro da An média anual calculada, com parametrização m = 7 Pag. 40 (linhas contínuas) e 10 (linhas tracejadas), S1 = 0,2 (cor preta) e 1,2 (cor cinza) (a) Vmax0 desde 60 até 120 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e (b) Vmax0 desde 60 até 75 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Na legenda consta a sequência de valores dos parâmetros m -S1.

Figura 3.11: Erro do fluxo turbulento calculado, com parametrização m = 7 Pag. 41 (linhas contínuas) e 10 (linhas tracejadas), S1 = 0,2 (cor preta) e 1,2 (cor cinza) e Vmax0 desde 60 até 120 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. O erro vai desde 0,02 até 0,06 (adimensional).

Figura 3.12: Diferença entre a PPB média ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$) do Experimento Pag. 42 menos o Controle, para todos os casos de temperatura e concentração de CO_2 , por conjunto ótimo calibrado (O1, O2 e O3), para a) UR declinante e b) UR invariante. Na abcissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO_2 . O termo "C" representa o caso controle.

Figura 3.13. Diferença da PPB média ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$) calculada com UR Pag. 43 declinante menos a calculada com UR invariante para todos os casos de temperatura e concentração de CO_2 , por conjunto ótimo calibrado (O1, O2 e O3). Na abcissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO_2 .

Figura 3.14: Diferença da An média ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$) do Experimento menos o Pag. 44 Controle, para todos os casos de temperatura e concentração de CO_2 , por conjunto ótimo calibrado (O1, O2 e O3), para a) UR declinante e b) UR invariante. Na abcissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO_2 . O termo "C" representa o caso controle.

Figura 3.15. Diferença da An média ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$) calculada com UR Pag. 44 declinante menos a calculada com UR invariante para todos os casos de temperatura e concentração de CO_2 , por conjunto ótimo calibrado (O1, O2 e O3). Na abcissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO_2 .

Figura 3.16: Diferença do fluxo de calor latente médio (W m^{-2}) para todos os Pag. 45 casos de temperatura e concentração de CO_2 , por conjunto ótimo calibrado (O1, O2 e O3), para a) UR declinante e b) UR invariante. Na abcissas está o

aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO₂. O termo “C” representa o caso controle.

Figura 3.17. Diferença do LE médio ($W m^{-2}$) calculada com UR declinante Pag. 46 menos a calculada com UR invariante para todos os casos de temperatura e concentração de CO₂, por conjunto ótimo calibrado (O1, O2 e O3). Na abscissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO₂.

Figura 3.18: Média do desvio entre a PPB (a), An (c) e LE (e) dos três conjuntos Pag. 47 comportamentais (O1, O2 e O3) e duas hipóteses de umidade relativa (UR declinante e invariante), do Experimento menos o Controle, para todos os casos de temperatura e concentração de CO₂. Nas figuras (b), (d) e (f), está a média do Desvio percentual dos mesmos. Na abscissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO₂. O termo “C” escrito representa o caso controle.

Figura 3.19: Média do Uso eficiente da água ($g C (g \text{ de água transpirada})^{-1}$) Pag. 48 calculada a partir dos valores de WUE dos três conjuntos comportamentais e duas hipóteses de umidade relativa. Na abscissas está aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO₂.

Figura 3.20: Média trimestral da Precipitação ($mm \text{ mês}^{-1}$). a) Verão (DJF). b) Pag. 50 Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON). A escala varia de 50 (cinza claro) para 450 (cinza escuro).

Figura 3.21: Média trimestral da Irradiância Incidente ($W m^{-2}$) no período Pag. 51 2000-2004 . a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON). A escala varia de 180 (cinza claro) para 260 (cinza escuro).

Figura 3.22: Média trimestral de temperatura do ar (° C) no período 2000-2004. Pag. 52 a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON). A escala varia de 23.5 (cinza claro) para 28 (cinza escuro).

Figura 3.23: Média trimestral do Déficit de Pressão de Vapor (em hPa) no período Pag. 53 do 2000-2004. a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON). A escala varia de 3 (cinza claro) para 17 (cinza escuro) hPa.

Figura 3.24: Média trimestral do Grau de Saturação da Umidade do Solo na segunda camada (W2) no período 2000-2004 (adimensional). a) Verão (DJF). b) Pag. 54 Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON). A escala varia de 0,63

(cinza claro) para 0,93 (cinza escuro).

Figura 3.25: Productividade Primária Bruta (a) e Assimilação Líquida de Carbo- Pag. 55
no da folha (b) total anual no período 2000-2004 em $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. A escala
varia de 26 (cinza claro) a 32 (cinza escuro) $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ no caso da PPB e
de 22 (cinza claro) para 28 (cinza escuro) $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ na An.

Figura 3.26: Média trimestral da Produtividade Primária Bruta no período Pag. 56
2000-2004 em $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ mês}^{-1}$. a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno
(JJA). d) Primavera (SON). A escala varia de 2,1 (cinza claro) para 2,7 (cinza
escuro) $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ mês}^{-1}$.

Figura 3.27: Média trimestral da Assimilação Líquida da Folha no período Pag. 57
2000-2004 em $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ mês}^{-1}$. a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno
(JJA). d) Primavera (SON). A escala varia de 1,8 (cinza claro) para 2,4 (cinza
escuro) $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ mês}^{-1}$.

Figura 3.28: Média trimestral do Fluxo de Calor Latente no período 2000-2004 Pag. 58
em W m^{-2} . a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera
(SON). A escala varia de 85 (cinza claro) para 155 (cinza escuro) W m^{-2} .

Figura 3.29: Média trimestral do Fluxo de Calor Sensível no período 2000-2004 Pag. 59
em W m^{-2} . a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera
(SON). A escala varia de 25 (cinza claro) para 70 (cinza escuro) W m^{-2} .

Figura 3.30. Correlação de Pearson entre a PPB e (a) precipitação, (b) Pag. 60
temperatura, (c) radiação solar incidente e (d) déficit de pressão de vapor.

Figura 3.31. Para localidade de Monte Alegre, PA, análise de correlação entre Pag. 62
as médias mensais da PPB ($\text{g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$) versus precipitação (mm mês^{-1}),
irradiância (K_i , W m^{-2}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), Déficit de pressão de vapor
(DPV em hPa), K_i e precipitação, K_i e temperatura, K_i e DPV, temperatura e
precipitação, temperatura e DPV e, precipitação com DPV.

Figura 3.32. Série temporal média mensal no período da PPB ($\text{g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$), Pag. 63
precipitação (mm mês^{-1}), K_i (W m^{-2}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) para o município
de Monte Alegre, PA

Figura 3.33. Para localidade de Aripuanã, MT, análise de correlação entre as Pag. 64
médias mensais da PPB ($\text{g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$) versus precipitação (mm mês^{-1}),
irradiância (K_i , W m^{-2}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), Déficit de pressão de vapor
(DPV em hPa), K_i e precipitação, K_i e temperatura, K_i e DPV, temperatura e
precipitação, temperatura e DPV e, precipitação com DPV.

Figura 3.34. Série temporal média mensal no período da PPB ($\text{g C m}^{-2} \text{mês}^{-1}$), Pag. 65 precipitação (mm mês^{-1}), K_i (W m^{-2}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) para o município de Aripuanã, MT.

Figura 3.35. Coeficientes da 1a CPs e 2a CP, para as seguintes variáveis: déficit Pag. 67 de pressão de vapor d' água (DPV), Irradiância solar incidente (K_i), produtividade primária bruta (PPB), Precipitação (Prec) e Temperatura (Temp).para o município de (a) Monte Alegre, PA, e (b) Aripuanã, MT.

Figura 3.36. Coeficientes de expansão da 1^o e 2^o CP no período para o Pag.68 município de (a) Monte Alegre, PA. e (b) Aripuanã, MT.

LISTAS DE TABELAS

- Tabela 1.1. Estimativa da PPB para os sítios experimentais K34, K67, K83, Pag. 6
 RJA e JAV/BAN ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) no modelo ISAM, nas medidas do campo e
 séries temporais calculadas por Restrepo-Coupe. Fonte: El-Masri et al. (2013);
 Restrepo-Coupe et al. (2013).
- Tabela 2.1: Fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 , divididos por Pag. 12
 componentes, calculados em trajetórias especificadas com diferenças de
 potencial e resistências específicas. Fonte: Sellers et al., (1996), Domingues
 (2014).
- Tabela 2.2. Conjunto de parâmetros compilados no data1 do modelo SiB2. Pag. 13
Fonte: Sellers et al., 1996a; Rocha et al., 1996b; Llopart, 2009.
- Tabela 2.3: Variáveis meteorológicas de entrada do modelo SiB2 Pag. 17
- Tabela 2.4. Variáveis envolvidas no cálculo da PPB susceptíveis a serem Pag. 25
 mudadas nos intervalos de Roundy (2009).
- Tabela 2.5. Possíveis combinações simular a sensibilidade do modelo às Pag. 27
 mudanças climáticas.
- Tabela 2.6. Descrição das torres de fluxos na Floresta Amazônica do Brasil Pag. 30
 (Restrepo-Coupe et al., 2013)
- Tabela 3.1. Valores mensais do parâmetro N (Fração de folhas verdes do Pag. 34
 dossel) obtidos na calibração.
- Tabela 3.2. Conjuntos de parâmetros comportamentais O1, O2 e O3 que Pag. 41
 minimizaram o erro da PPB, An e Eft médios anuais.
- Tabela 3.3: Média anual de todos os experimentos (conjuntos comportamentais Pag. 49
 e UR declinante e invariante) , coeficiente de variação CV (%) e Desvio
 percentual (%), para a PPB e An ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) e LE (W m^{-2})
- Tabela 3.4: Variância explicada (%) para os 5 autovalores no município de Pag. 66
 Monte Alegre, PA, e Aripuanã, MT, durante o período 2000 -2004, para as
 seguintes variáveis: déficit de pressão de vapor d' água (DPV), Irradiância solar
 incidente (Ki), produtividade primária bruta (PPB), Precipitação (Prec) e
 Temperatura (Temp).
- Tabela 3.5: PPB média (em $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) e Desvio percentual (%) em Pag. 68
 relação ao Controle, calculados no período 2000-2004 para os sítios

experimentais K34, K67, K83, RJA e BAN e a média espacial da Amazônia, para os cenários T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante.

Tabela 3.6: An média (em Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) e Desvio percentual (%) em relação ao Controle, calculados no período 2000-2004 para os sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e BAN e a média espacial da Amazônia, para os cenários T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante. Pag. 69

Tabela 3.7: Média anual do fluxo de calor latente (LE em Wm⁻²) e Desvio percentual (%) em relação ao Controle, calculados no período 2000-2004 para os sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e BAN e a média espacial da Amazônia, para os cenários T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante. Pag. 70

Tabela 3.8: Média anual do fluxo de calor sensível (H em Wm⁻²) e Desvio percentual (%) em relação ao Controle, calculados no período 2000-2004 para os sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e BAN e a média espacial da Amazônia, para os cenários T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante. Pag. 70

SUMÁRIO

Resumo	i
Abstract	iii
Lista de Figuras	iv
Lista de Tabelas	ix
1. Introdução	p. 1
1.1. Fundamentação Teórica	p.2
1.1.1. Produtividade Vegetal	p.3
1.1.2. Modelagem e Calibração	p.5
1.1.3. Revisão sobre a Produtividade Primária Bruta na Floresta Amazônica	p.6
1.1.7. Incerteza da produtividade vegetal calculadas	p.7
1.2. Objetivos e Metas	p.8
2. Materiais e Métodos	p.9
2.1. Descrição do Modelo SiB2	p.10
2.2. Pré-Processamento	p.12
2.2.1. Parametrização de solo e vegetação	p.14
2.2.2. Condições forzantes	p.15
2.3. Processamento	p.17
2.3.1. Utilização do modelo SiB2-Reg	p.17
2.3.2. Fotossíntese e Transpiração do dosel	p.19
2.4. Pós-Processamento	p.24
2.4.1. Calibração e Testes de Sensibilidade	p.24
2.4.2. Eficiência de Uso da Água	p.26
2.4.3. Cenários de perturbações atmosféricas	p.27
2.4.4. Análise na escala regional	p.30
3. Resultados e Discussão	p.32
3.1. Calibração	p.33

3.1.1. Validação da produtividade vegetal modelada	p.34
3.2. Testes de sensibilidade no sitio K83	p.41
3.3. Distribuição espaço-sazonal da produtividade na Amazônia no cenário Controle	p.49
3.3.1. Análise das forçantes Climáticas da PPB	p.60
3.4. Sensibilidade às perturbações do clima na Amazônia	p.68
4. Conclusões	p.72
5. Sugestões para próximos trabalhos	p.74
6. Referências	p.75

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas aumentou a preocupação nas mudanças climáticas globais e as possíveis consequências sobre os ecossistemas (FAO, 1993). A floresta Amazônica tem um papel significativo no ciclo global do carbono, e contribui com aproximadamente 30% da biomassa e produtividade terrestres (El-Masri et al., 2013). O bioma da Amazônia brasileira cobre aproximadamente 5,3 milhões de km² de floresta úmida, e responde por cerca do 40% da área de floresta tropical global. Por causa da sua vasta extensão, qualquer perturbação climática ou humana pode gerar impactos significativos no ciclo do carbono global, e alguns autores investigam como uma pequena mudança na dinâmica do sistema pode provocar retroalimentações regionais e globais (Nobre et al., 1991; Cox et al., 2000; Aragão et al., 2014) em caráter instável (Lenton et al., 2008; Lenton 2011; Aragão et al., 2014).

Também paralelamente houve no Brasil uma expansão da fronteira agropecuária, transformando florestas nativas em terras cultivadas (Arraes et al., 2012). Segundo Reydon (2011) o Brasil perdeu 2,6 milhões ha de florestas por ano nos últimos 10 anos. A paisagem da Floresta Amazônica mudou expressivamente devido às mudanças no uso da terra, que por sua vez podem modificar o clima local devido às alterações no balanço de energia da superfície e nas circulações atmosféricas, em meio aos processos de perdas da biodiversidade, fragmentação e perda dos habitats, emissão de gases de efeito estufa, poluição da água, espalhamento de doenças infecciosas e incrementos na mortalidade das árvores (El-Masri et al., 2013; Saad et al., 2010).

Estes resultados mostram padrões de desmatamento em grande escala que causam uma tendência de aumento de temperatura, confirmadas com observações em áreas desmatadas (PBMC, 2014). O PBMC (2014) reporta cenários do clima para a Amazônia que despertam a atenção pelos altos valores sugeridos: reduções de 10% na precipitação e aumento de temperatura de 1° a 1,5 °C até 2040; no período 2041-2070 a tendência de diminuição de 25% a 30% nas chuvas e aumento de temperatura entre 3° e 3,5 °C; e no final do século (2071-2100) redução de 40% a 45% nas chuvas e aumento entre 5° a 6 °C na temperatura.

A seca, a temperatura do ar e a concentração de CO₂ atmosféricos estão entre os principais fatores climáticos de influência na produtividade vegetal, e os seus efeitos na

floresta tropical não são claramente entendidos, o que traz uma incerteza à resposta das mudanças climáticas, como por exemplo ilustram Lapola et al., (2009), Meir et al., (2010), Raming et al., (2010) e Galbraith et al. (2010). Estudos de modelagem ecossistêmica sugerem que devido à variabilidade climática a Bacia Amazônica é uma fonte de carbono durante os anos secos e quentes, como os anos El Niño, e um sumidor durante anos mais úmidos (El-Masri et al., 2013; Gatti et al. 2014).

Em suma, as mudanças climáticas globais podem comprometer o bioma amazônico no longo prazo, mas desconhece-se exatamente como o clima poderá se modificar (Marengo et al., 2010, IPCC, 2013) e como será a resposta de um ecossistema complexo e extenso como a Amazônia, em um problema que envolve processos de resiliência igualmente pouco conhecidos (Cox et al., 2013, Huntingford et al., 2013) e grande incerteza. Há indicações de que as tendências nas reduções na precipitação serão mais pronunciadas nos meses de transição de estação, levando ao prolongamento da estiagem. Adicionalmente, dentre os mecanismos de resiliência se manifestam também a adaptação e competição de espécies, fogo, dentre vários outros (Friedlingstein et al., 2006), que por sua vez são igualmente muito complexos.

Neste contexto, investigar a produtividade vegetal de um ecossistema como a Amazônia é importante pela relevância estratégica da biodiversidade e regulação climática, onde existem ainda inúmeras incertezas do entendimento dos processos biofísicos e dos efeitos da variabilidade natural e mudanças globais no clima.

1.1 Fundamentação Teórica

Para a fotossíntese ocorrer, o CO_2 no ar circundante à folha tem que entrar por difusão aos cloroplastos através dos estômatos, onde são convertidos em carboidratos. A condutância estomática para o CO_2 e para o vapor d'água é proporcional à abertura dos estômatos, e assim as plantas controlam a troca de gás. O estômato abre para permitir a captura de CO_2 na fotossíntese e fecha para limitar a transpiração e prevenir o ponto de murcha (Bonan, 2008).

O ciclo do carbono global pode ser convenientemente dividido em dois compartimentos (Aragão, 2004):

a. O reservatório, que é o componente maior e mais estável, de movimentos lentos e geralmente não biológicos, e

b. O compartimento lábil ou de ciclagem, que corresponde a uma parcela menor, porém mais ativa, que cicla rapidamente entre os organismos e o ambiente.

No ciclo rápido, aproximadamente 15% das trocas do carbono atmosférico global são entre a biosfera terrestre e a atmosfera (House et al., 2003; PBMC, 2014), onde as florestas tropicais estão entre os biomas mais importantes. Por exemplo, a Floresta Amazônica é responsável por 14% da produtividade primária líquida (PPL) global (Zhao & Running, 2010; Silva, 2013).

1.1.1. Produtividade Vegetal

A produtividade vegetal é a taxa na qual o CO_2 presente na atmosfera é convertido em matéria orgânica, em processos onde a água é perdida como transpiração, ligando estreitamente os ciclos hidrológico, de energia e do carbono entre o solo e a atmosfera (Bonan, 2008).

A fotossíntese de forma didática é dividida em 3 processos separados, que são:

1. A difusão onde o estômato se abre para permitir a entrada na folha do CO_2 atmosférico, concomitante com a incidência de luz nas organelas denominadas cloroplastos onde moléculas fotorreceptoras chamadas de clorofilas (a e b) capturam a radiação na região do visível (Figura 1.1). Os dois tipos de clorofila absorvem mais na faixa do azul (0,4 a 0,5 μm) e no vermelho (0,6 a 0,7 μm);

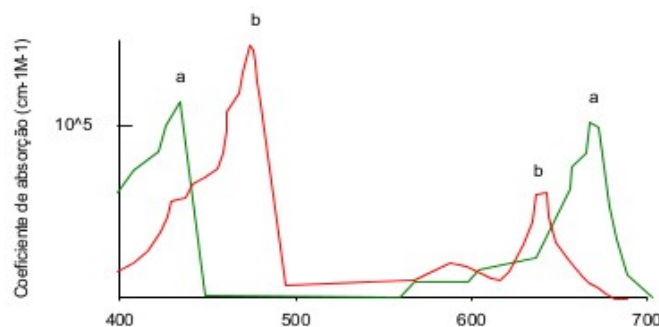


Figura 1.1. Espectros de absorção das clorofilas a e b por comprimento de onda (nm).

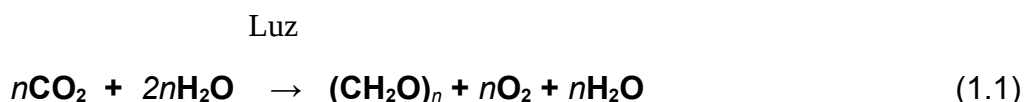
Fonte: Aragão, 2004.

2. A fase dependente de luz, que converte a energia luminosa em energia química que irá ser utilizada na última fase. Nesta fase, a luz é absorvida em

unidades discretas ou fótons, que oxida as molécula de água, provendo elétrons para criar a energia química. É nesta fase onde o oxigênio é liberado (Bonan, 2008), e,

3. A fase não dependente de luz (também chamada escura), onde o CO₂ é reduzido pela energia química e transformado em carboidratos (Bonan, 2008).

A fotossíntese no todo depende da intensidade luminosa, temperatura, déficit de pressão de vapor d'água, concentração de CO₂, teor de nitrogênio da folha, umidade do solo e limitada pela atividade da enzima ribulose bifosfato carboxilase (Rubisco) (Aragão, 2004; Silva, 2013), resumida na fórmula geral (Bonan, 2008):



Onde n é o número de moléculas de CO₂, combinadas com água para gerar o carboidrato (CH₂O) _{n} (que não é um composto real mas representa a estrutura geral de um carboidrato) e liberar n moléculas de oxigênio à atmosfera (Bonan, 2008). Este processo é também definido como Produtividade Primária Bruta (PPB) e em escala ecossistêmica consiste na propriedade da vegetação captar o CO₂ atmosférico, onde uma fração é perdida para a atmosfera pela respiração autotrófica (Silva, 2013). O carbono efetivamente assimilado é chamado de Produtividade Primária Líquida (PPL), igual ao fixado pela PPB menos o perdido em processos metabólicos internos da planta na respiração autotrófica (Ra) (Kirschbaum & Mueller., 2001).

A PPL inicia-se com a assimilação líquida de CO₂ atmosférico, na escala espacial da folha que ocorre na escala de tempo de segundos, (neste trabalho referenciada como A_n , de *net assimilation*). Para escalas de tempo posteriores e mais longas o carbono é translocado para outros compartimentos da planta (folhas novas, caules e raízes), inseridos na biomassa vegetal e que também por sua vez perdem carbono para a atmosfera pela respiração heterotrófica. Desta forma a PPL como um todo deve integrar os processos de ganho e perda em todos os compartimentos de carbono da planta, inclusive as raízes. Neste trabalho a PPL calculada pelo modelo SiB2 refere-se ao termo A_n , em que a respiração calculada é a respiração da folha integrada em toda a escala aérea da vegetação para todas as folhas (e não respiração autotrófica total).

1.1.2. Modelagem e Calibração

Existe um grande número de modelos de superfície utilizados nos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGs), como o SiB (*Simple Biosphere Model* - Sellers et al., 1986), o SSiB (*Simplified Simple Biosphere*, Xue et al., 1991), o BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*, Dickinson et al., 1993), IBIS (*Integrated Biosphere Simulator*) (Foley et al., 1996; Kucharik et al., 2000), entre outros.

A representação da vegetação e solo terrestres com modelos de superfície tem sido uma ferramenta para melhor entender a dinâmica da interação biosfera-atmosfera cuja manifestação mais clara é a relação entre o padrão global da cobertura vegetal e o clima. O clima é o fator que mais influencia na distribuição de vegetação e suas características num contexto global (PBMC, 2014). As características físicas da vegetação e dos solos têm grande influência na contabilidade das trocas de gases, energia, água e momentum entre a superfície terrestre e a atmosfera. Estimar de maneira eficiente estas trocas, enquanto validadas com dados de campo observacionais são etapas críticas e necessárias nos métodos e ferramentas atuais para se prever o estado futuro da atmosfera e da vegetação.

Desde o final da década de 1980 diversos experimentos com MCGs foram utilizados para avaliar os impactos dos desflorestamentos no clima regional da Amazônia (PBMC, 2014), pressupondo que as alterações no uso da terra e nas propriedades físicas da superfície alteram os fluxos biofísicos em superfície.

As relações biosfera-atmosfera nos MCGs pode ser representada de duas formas (PBMC, 2014):

- 1) Unidirecional (desacoplado): a vegetação não altera a atmosfera durante a integração do modelo, mas é forçada por ela. Nesta forma realizam-se estudos de sensibilidade da resposta da cobertura vegetal à variabilidade climática, sem que o clima necessariamente tenha impacto desta resposta; ou,
- 2) Bidirecional (acoplado, ou estritamente de interação): a vegetação é forçada pelo clima e este assimila as respostas da superfície, assim retroalimentando o processo, que é interativo;. Nestes casos procura-se responder à questões como a de se a vegetação for alterada, por ação antrópica ou natural, quais seriam os impactos no clima.

Em certos casos, no caso desacoplado ou acoplado, a vegetação pode ser modificada de acordo com as condições climáticas impostas, por exemplo no processo que se descreve como vegetação dinâmica, em que o carbono absorvido (ou perdido), é direcionado aos (dos) compartimentos distintos da biomassa, e quando mantido se dá em formas distintas (folha verde ou seca por exemplo).

Com a finalidade de se validar os parâmetros descritores dos modelos da biosfera para uma certa cobertura vegetal, utilizam-se as calibrações. Segundo Gupta et al. (2005) um parâmetro do modelo representa uma característica ou atributo, invariante ou variante, do sistema (solo-vegetação). Para que um conjunto de parâmetros comportamentais represente o sistema suposto, é necessário que se utilizem informações do funcionamento do sistema por meio de observações de campo, ou dos valores dos parâmetros da literatura. Além de aumentar a acurácia dos prognósticos, a calibração visa à melhoria dos modelos conforme as necessidades e recursos disponíveis, ou seja, uma prescrição equivocada dos parâmetros biofísicos da superfície pode conduzir à deficiência na estimativa dos fluxos de superfície.

1.1.3. Revisão sobre a Produtividade Primária Bruta na Floresta Amazônica

Estima-se que a Produtividade Primária Bruta na Floresta Amazônica varia entre 30 e 40 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹ (Malhi, 2012). Na Tabela 1.1 se apresentam os fluxos médios de carbono do modelo ISAM e observado entregados por El-Masri et al. (2013) e os resultados das séries temporais calculadas (composições de 16 dias) da Produtividade do Ecossistema Bruta (GEP *Gross Ecosystem Productivity*), similar à PPB de Restrepo-Coupe et al. (2013) dos sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e JAV/BAN em Mg C ha⁻¹ ano⁻¹.

Tabela 1.1. Estimativa da PPB para os sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e JAV/BAN (Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) no modelo ISAM, nas medidas do campo e séries temporais calculadas por Restrepo-Coupe. Fonte: El-Masri et al. (2013); Restrepo-Coupe et al. (2013).

PPB	K34	K67	K83	RJA	JAV
ISAM	30	29	29	29	27
Medidas	29	31	27	30	-
R-Coupe	29,2	25,6	27,4	27,4	29,2

Parazzo et al., (2014) calculou a PPB média com modelos para o período de Junho-Agosto de 2010 que na Floresta Amazônica variou de 3,7 até 32,9 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹.

1.1.4 incerteza da produtividade vegetal calculada

Os modelos, até mesmo por serem hipóteses, e outras construções cognitivas, não podem ser estritamente verificados. A aplicação possível dos modelos ambientais é quantificar o quanto reproduz uma observação que se pressupõe simular (Muller & Von Storch, 2004). Assim, a porcentagem de estimativa que não se pode simular corretamente gera erros e incertezas na defesa dos resultados. Segundo Restrepo-Coupe et al., (2013) alguns erros na caracterização da sazonalidade dos padrões de produtividade são por causa de ao menos três fontes:

- 1) Tendência sistemática nas medições que se propaga para a calibração (por exemplo por causa de eventos de baixa turbulência nas medições de *Eddy covariance*)
- 2) Erros de amostragem aleatória nos dados de entrada (forçantes meteorológicas) (Barman et al., 2014), e
- 3) Variantes devido à variabilidade interanual no clima ou outras variáveis forçantes.

O uso de dados meteorológicos proveniente de fontes como a Reanálise de MCGs causa erros na quantificação da PPB terrestre estimada com modelos de superfície (Barman et al., 2014). Os autores expõem que as incertezas são maiores nos sítios experimentais de Floresta tropical sempre-verde, onde as tendências nas forçantes de radiação incidente e umidade do ar são as que mais influenciaram .

Outra fonte de incerteza dos modelos de superfície decorre do próprio conjunto de parâmetros de calibração dos modelos. Segundo Beven & Binley (1992), quaisquer conjunto de parâmetros que otimizem e possam prever a variabilidade das observações, são considerados igualmente capazes de simular o sistema. Estes conjuntos chamados de comportamentais devem ser assim considerados na sua probabilidade individual de produzirem estimativas diferentes no cálculo final, e, portanto embutir uma fração de incerteza na estimativa.

Há também a incerteza associada à estimativa da produtividade em cenários de

climas futuros, que depende das incertezas dos próprios cenários globais, mas em especial das projeções da umidade relativa do ar, que será discutida especialmente neste trabalho. Segundo Jung et al., (2010) com a mudança climática o ciclo hidrológico será acelerado e a evapotranspiração média global levemente aumentada. A projeção do aumento de temperatura, se acompanhada de aumento do conteúdo de umidade do ar, pode levar à uma atmosfera onde a umidade relativa do ar (UR) pouco se altera, ou que pode até mesmo aumentar. Caso contrário, se o conteúdo de umidade do ar permanecer constante, a UR reduzirá. Estes aspectos são muito pouco explorados na discussão dos cenários de projeção, mas trazem definitivamente uma incerteza. Por exemplo, Fisher & Knutti (2012) analisaram várias projeções do clima nas regiões continentais do Hemisfério Norte e mostraram que os cenários de maior aquecimento associaram-se ao declínio da UR, enquanto os de menor aquecimento associaram-se ao aumento da UR, passando por cenários de UR invariante nos cenários de aquecimento intermediário.

1.2 Objetivo e Metas

O objetivo deste trabalho é discutir alguns efeitos das mudanças climáticas globais na produtividade vegetal da Amazônia, em especial a temperatura e umidade do ar, e a concentração de CO₂ atmosférico, utilizando-se observações de campo e cálculos de produtividade primária bruta e líquida do modelo SiB2 (Simple Biosphere Model), com uma análise da incerteza devido aos efeitos das variáveis atmosféricas.

Têm-se assim as seguintes metas específicas propostas:

Aperfeiçoar o cálculo da produtividade vegetal do modelo SiB2 para a floresta ombrófila densa na Amazônia em escala local com calibração utilizando-se dados observados de campo e estimativas da literatura;

- i. Na escala local em lugares específicos, e na escala regional da Amazônia, analisar a produtividade calculada com o modelo por meio de perturbações em testes de sensibilidade às variações dos elementos climáticos da temperatura e umidade do ar, e da concentração de CO₂ na atmosfera.
- ii. Discutir as incertezas da estimativa dos impactos na produtividade calculada, em resposta aos processos de calibração e da variabilidade dos elementos climáticos.
- iii. Avaliar as condições de umidade relativa declinante e invariante nas perturbações, como indutores de incertezas.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para avaliar os efeitos de algumas variáveis atmosféricas na produtividade vegetal da Amazônia, em alusão às mudanças climáticas globais, utilizou-se o modelo SiB2. O Simple Biosphere Model SiB (Sellers *et al.*, 1986), um modelo da biosfera terrestre desenvolvido para calcular as trocas ou fluxos de energia, massa e momentum entre a atmosfera e a superfície vegetada, evoluiu para a versão SiB2 (Sellers *et al.*, 1996) que estima os fluxos de CO₂ por fotossíntese e respiração da folha, por meio de um modelo de condutância estomática conectado com a fotossíntese na escala da folha e do dossel, e a possibilidade de uso de dados de satélites nos parâmetros do modelo, com fins também de aperfeiçoar as estimativas dos fluxos de calor sensível e latente (Sellers *et al.*, 1996; citado em Domingues, 2014).

O modelo SiB2 executado na escala de espaço pontual (chamado também de *off-line*) é um algoritmo diagnóstico de área unitária de superfície (Domingues, 2014) codificado em Fortran77, que calcula os fluxos verticais sob a prescrição de um tipo de vegetação, solo e seus parâmetros biofísicos, e é forçado (alimentado) com dados meteorológicos de superfície. A cada passo de tempo o modelo calcula os fluxos atmosféricos de radiação solar refletida e radiação de onda longa emitida, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente (evapotranspiração em suas componentes de transpiração, evaporação do solo e perda por interceptação), fluxo de CO₂ (produtividade primária bruta; e produtividade primária líquida e respiração da folha), fluxo de calor no solo, e os fluxos hidrológicos (escoamento superficial e drenagem para o freático).

Um código computacional para simulações do modelo SiB2 em escala regional foi desenvolvido por Acosta (2007) para alimentar um modelo hidrológico, adaptado por Martins (2011) para o Sudeste do Brasil (referenciado como SiB2-Reg), que utiliza o modelo SiB2 pontual em grade regularmente espaçada dentro de um domínio (Domingues, 2014) com espaçamento de 0,25° (latitude e longitude), no passo de tempo de 1 h. Os fluxos no SiB2-Reg são apenas verticais (não há trocas na direção horizontal), e forçados por dados atmosféricos separadamente em cada célula, também disponíveis em grade regular como os dados de Reanálise dos MCGs.

No caso do modelo pontual foi feito o forçamento com dados meteorológicos de campo para o sítio experimental K83 no período de simulação de Janeiro/2001 a

Dezembro/2003. Na simulação regional, as forçantes de Reanálise e CPC utilizadas neste trabalho tinham espaçamento de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, para o domínio da Amazônia no período de simulação Janeiro/2000 a Dezembro/2004. Na Amazônia a grade regular estende-se entre as latitudes $19,625^\circ$ S e $5,125^\circ$ N e entre as longitudes $73,875^\circ$ O e $40,625^\circ$ O com 99 pontos de latitude e 133 de longitude.

2.1. Descrição do Modelo SiB2

A figura 2.1 representa a estrutura vertical do modelo SiB2. Ele trabalha com três camadas de solo: a primeira (superficial) tem 2 cm de espessura e é onde ocorre a remoção de água por evaporação direta da água livre nos poros para a atmosfera; a segunda camada é onde manifesta-se o sistema radicular da vegetação, que permite a extração de água pelas raízes até as folhas para ser transpiradas e liberadas na atmosfera. Por último, a terceira camada é onde ocorre a transferência de água para recarregar o aquífero (Domingues, 2014).

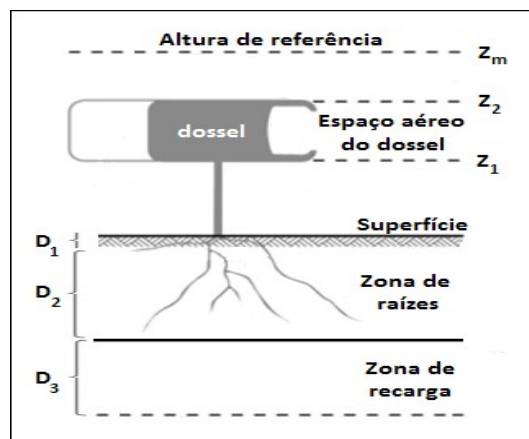


Figura 2.1: Estrutura vertical do modelo SiB2.

Fonte: Domingues, 2014.

O modelo é estruturado com apenas uma camada de dossel. A forma da área foliar é simplificada como sendo losangular, aumentando linearmente o número de folhas da altura da base, z_1 , até uma altura de inflexão, z_c , e, inversamente, diminuindo o número de folhas de z_c até a altura do topo do dossel, z_2 . Para o espaço entre as alturas de base e topo do dossel dá-se o nome de espaço aéreo do dossel (Sellers et al., 1996; Domingues, 2014).

Os fluxos turbulentos de energia e dióxido de carbono são parametrizados em abordagens do tipo Penman-Monteith, isto é, em trajetórias de resistências ao longo e acima do dossel (Domingues, 2014), de forma análoga à Lei de Ohm (Figura 2.2).

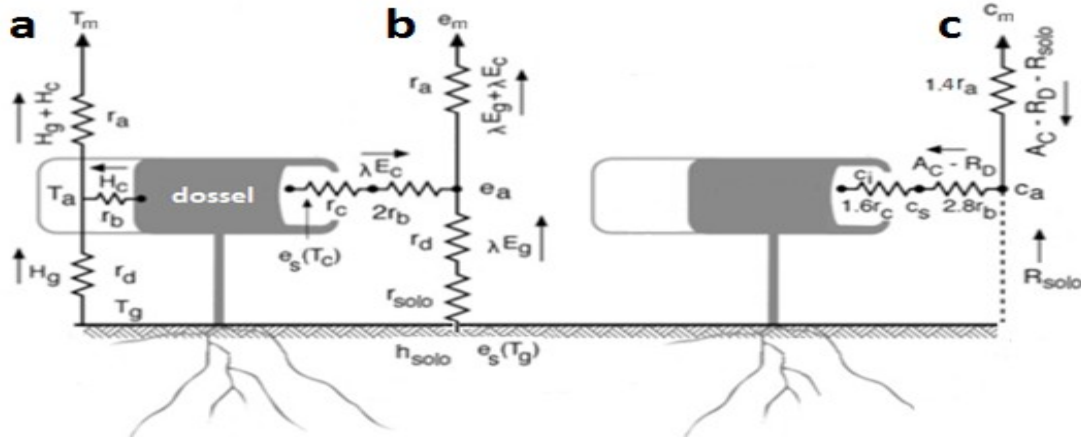


Figura 2.2: Resistências do modelo SiB2 utilizadas para cálculo dos fluxos de (a) calor sensível; (b) calor latente; e (c) CO₂. Domingues, 2014.

Cada resistência é suposta como a integral do inverso da condutância associada, em um determinado caminho. Os fluxos de calor sensível (H), calor latente (LE) e CO₂ devem-se respectivamente, à diferença de potencial de temperatura, da pressão de vapor, e da pressão parcial do CO₂, entre dois pontos, e a uma resistência especificada, ou seja, (Domingues, 2014):

$$\text{Fluxo} = \frac{\text{diferença de potencial}}{\text{resistência}} \quad (2.1)$$

As resistências podem-se distinguir em: três aerodinâmicas, r_a , r_b , e r_d , responsáveis pela transferência turbulenta de calor e vapor d'água entre atmosfera e superfície; r_c , resistência adicional que controla o fluxo de vapor d'água dos tecidos saturados das folhas no dossel e o ar na camada limite foliar, e também a assimilação bruta de CO₂, com diferentes dos coeficientes de difusão; e r_{soilo} , responsável pelo controle da evaporação de água na superfície do solo nu (Domingues, 2014). As resistências utilizadas são discriminadas na Tabela 2.1, assim como a diferença de potencial atribuída a cada fluxo. Onde: γ é a constante psicrométrica (Pa K⁻¹); ρ é a densidade do ar (kg m⁻³); c_p é o calor específico do ar (J kg⁻¹ K⁻¹); T_a , e_a são a temperatura e a pressão de vapor d'água no espaço aéreo do dossel (K, Pa); T_m , e_m são a temperatura e a pressão de vapor d'água no nível de referência z_m (K, Pa); r_d é a resistência aerodinâmica entre o solo e o espaço aéreo do dossel (s m⁻¹); r_a é a resistência aerodinâmica entre o espaço aéreo do

dossel e o nível de referência z_m ($s\ m^{-1}$); r_c é a resistência estomática do nível superior do dossel ($s\ m^{-1}$); r_{solo} é a resistência de superfície do solo nu ($s\ m^{-1}$); r_b é a resistência da camada limite do dossel ($s\ m^{-1}$); h_{solo} é a umidade relativa dentro dos poros da camada superficial do solo; $e_s(T)$ é a pressão de vapor de saturação na temperatura T (Pa); W_c é a fração de cobertura de umidade e neve do dossel; W_g é a fração de cobertura de umidade e neve do solo; c_a é a pressão parcial de CO_2 no espaço aéreo do dossel (Pa); c_l é a pressão parcial de CO_2 “*bulk*” interna das folhas (Pa) (Sellers et al., 1996).

Tabela 2.1: Fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 , divididos por componentes, calculados em trajetórias especificadas com diferenças de potencial e resistências específicas. Fonte: Sellers et al., (1996), Domingues, 2014.

Fluxo	Diferença de Potencial	Resistência
H_c	$\rho c_p (T_c - T_a)$	r_b
H_g	$\rho c_p (T_g - T_a)$	r_d
$H_c + H_g$	$\rho c_p (T_a - T_m)$	r_a
λE_{ct}	$\rho c_p (e_s(T_c) - e_a) / \gamma$	$(r_c + 2r_b) / (1 - W_c)$
λE_{ci}	$\rho c_p (e_s(T_c) - e_a) / \gamma$	$2r_b / W_c$
λE_{gs}	$\rho c_p (h_{solo} e_s(T_g) - e_a) / \gamma$	$(r_{solo} + r_d) / (1 - W_g)$
λE_{gi}	$\rho c_p (e_s(T_g) - e_a) / \gamma$	r_d / W_g
$\lambda E_{ct} + \lambda E_{ci} + \lambda E_{gs} +$	$\rho c_p (e_a - e_m) / \gamma$	r_a
$A_c - R_D - R_{solo}$	$(c_m - c_a) / p$	$1 \times r_a$

2.2 Pré-Processamento

O modelo requer que se prescrevam, para cada ponto de grade, os parâmetros físicos, fisiológicos e morfológicos da superfície, supondo uma representação da vegetação e do solo na área da célula.

Estes parâmetros que definem as classes de vegetação e solo no modelo SiB2 dividem-se em parâmetros invariantes e variantes com o tempo (Sellers et al., 1996). Os parâmetros variantes com o tempo acompanham a fenologia ou simplesmente variações sazonais ou de alteração temporal da vegetação, que podem ser explorados com dados de satélite. As propriedades físicas da vegetação e do solo e os parâmetros fisiológicos são mostrados na Tabela 2.2.

Tabela 2.2. Conjunto de parâmetros compilados no data1 do modelo SiB2.

Fonte: Sellers et al., 1996a; Llopart, 2009.

<i>Símbolo</i>	<i>Definição</i>	<i>Unidade</i>
Parâmetros invariantes com o tempo		
<i>(a) Parâmetros Morfológicos</i>		
Z ₂	Altura do topo do dossel	m
Z ₁	Altura da base do dossel	m
Z _c	Altura de inflexão IAF	m
Z _s	Comprimento de rugosidade do chão	m
V _c	Fração de cobertura do dossel	-
X _L	Fator de distribuição angular da folha	-
G ₁ ; G ₄	Coefficientes de transferência de momentum	-
l _w	Largura da folha	m
l ₁	Comprimento da folha	m
D ₁	Espessura da camada superficial do solo	m
D _r	Espessura da camada de raízes, (D ₁ + D ₂)	m
D _T	Espessura da camada de drenagem, (D ₁ + D ₂ + D ₃)	m
<i>(b) Propriedades ópticas</i>		
α _{v,l}	Refletância folha, VIS, viva	-
α _{v,d}	Refletância folha, VIS, morta	-
α _{N,l}	Refletância folha, NIR, viva	-
α _{N,d}	Refletância folha, NIR, morta	-
δ̄ _{v,1}	Transmitância folha, VIS, viva	-
δ̄ _{v,d}	Transmitância folha, VIS, morta	-
δ̄ _{N,l}	Transmitância folha, NIR, viva	-
δ̄ _{N,d}	Transmitância folha, NIR, morta	-
a _{Sv}	Refletância do solo, VIS	-
a _{Sn}	Refletância do solo, NIR	-
<i>(c) Parâmetros fisiológicos</i>		
V _{max0}	Máxima capacidade RuBisCo	mol m ⁻² s ⁻¹
ε	Eficiência quantum intrínseca	mol mol ⁻¹
m	Coefficiente angular estomático	-
B	Condutância estomática mínima	mol m ⁻² s ⁻¹
S ₂	Fator de estresse, alta temperatura	K
S ₄	Fator de estresse, baixa temperatura	K
S ₁	Parâmetro de inibição de alta temperatura	K ⁻¹
S ₃	Parâmetro de inibição de baixa temperatura	K ⁻¹
ψ _c	Fator ½ inibição potencial água	m
f _d	Fator de respiração da folha	-
<i>(d) Parâmetros físicos do solo</i>		
Ψ _s	Potencial de umidade do solo saturado	m
K _s	Condutividade hidráulica do solo saturado	m s ⁻¹
B	Parâmetro do potencial de umidade do solo	-
θ _s	Porosidade do solo na saturação	m ³ m ⁻³
Parâmetros variantes com o tempo		
N	Fração de folhas verdes do dossel	-
L _T	Índice de área foliar total	m ² m ⁻²
Z ₀	Comprimento de rugosidade do dossel	m
d	Deslocamento do plano zero	m
C ₁	Coefficiente da resistência r _b	-
C ₂	Coefficiente da resistência r _d	-

2.2.1. Parametrização de Solo e Vegetação

a) Solo

O modelo discrimina o solo para cada ponto de grade a partir do *Digital Soil Map of the World*, DSMW da FAO-UNESCO, que classifica o solo por unidades de mapeamento (Figura 2.3) e disponibiliza informações referentes à granulometria de cada solo (ver Domingues, 2014).

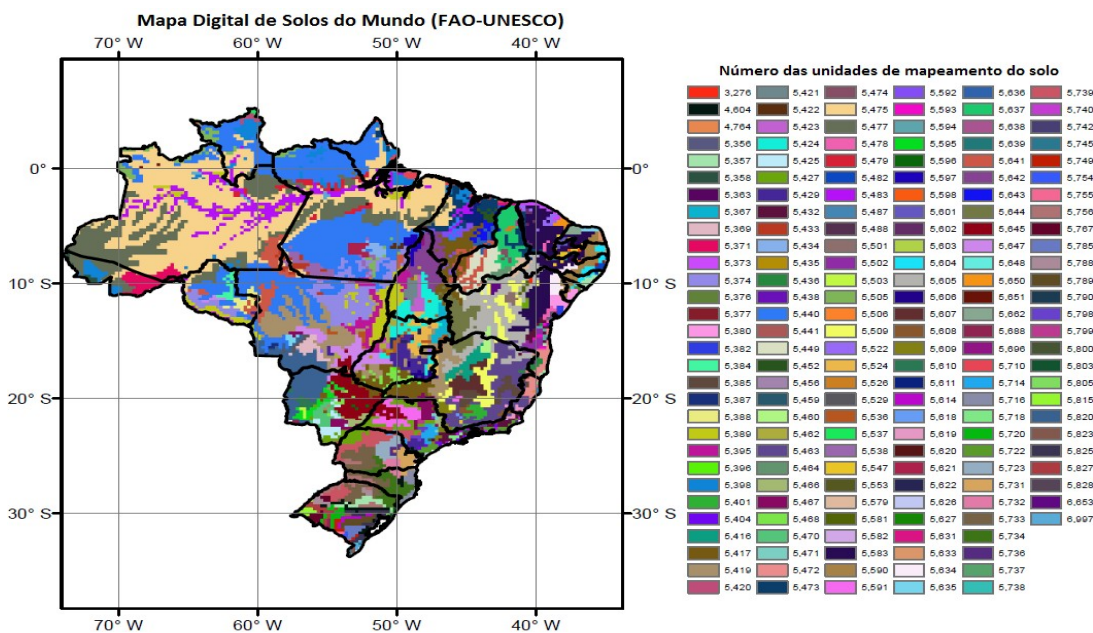


Figura 2.3: Mapa Digital de Solos do Mundo (DSMW) para o domínio territorial brasileiro, descrito a partir do número das unidades de mapeamento do solo, com resolução de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Fonte: Domingues, 2014.

b) Vegetação

O mapa de vegetação utilizado baseia-se no Mapa de Cobertura Vegetal dos Biomas Brasileiros dividido em 17 classes de vegetação, além de áreas com diferentes níveis de antropização, na escala 1:250000. A Figura 2.4 mostra o mapa de vegetação em resolução original e a versão interpolada pelo método do vizinho mais próximo na resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, para satisfazer o modelo (Domingues, 2014). Os arquivos em formato *shape* estão disponíveis no sítio <http://mapas.mma.gov.br/mapas/aplic/probio/datadownload.htm>.

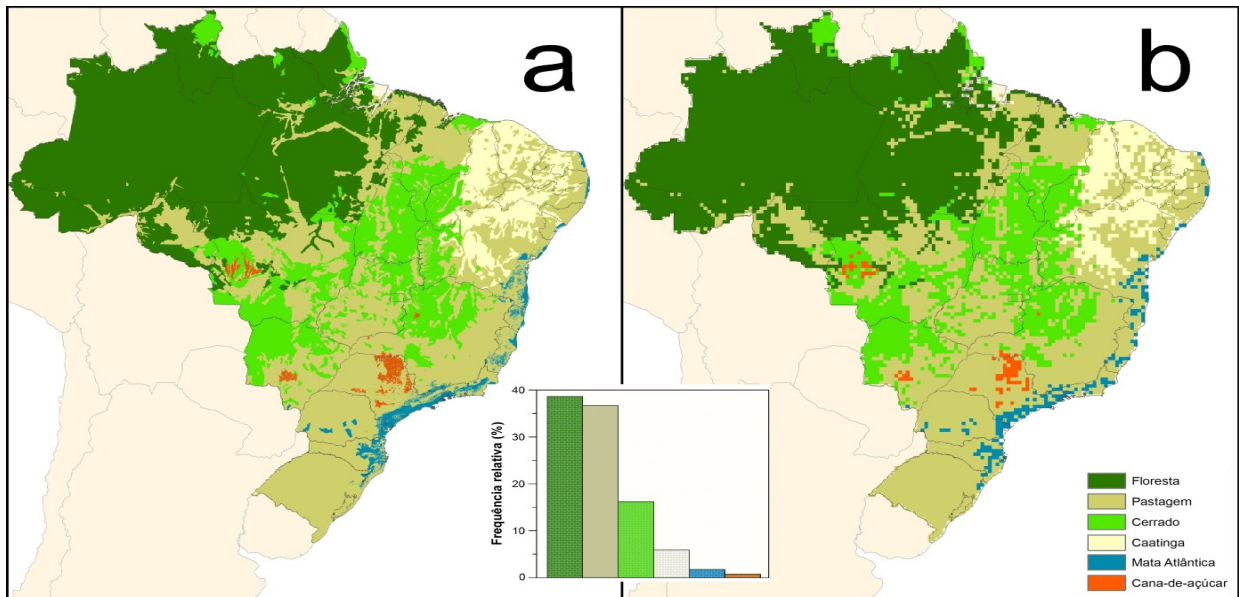


Figura 2.4: Mapa de vegetação derivado dos produtos Mapa de Biomas do Brasil (PROBIO) e CANASAT, reclassificado para as seis classes do SiB2-Reg: Floresta Amazônica, Pastagem, Cerrado, Caatinga, Mata Atlântica e Cana-de-açúcar. O lado esquerdo (a) é a versão com resolução original e o lado direito (b) na resolução de 0,25° x 0,25°.

Fonte: Domigues, 2014.

2.2.2. Condições Forçantes

As condições de fronteira atmosféricas ou, simplesmente, forçantes atmosféricas do modelo, devem ser fornecidas a cada passo de tempo (Δt), aqui prescrito como 3600s, por exemplo, de outro modelo MCGs, ou de observações de campo. O SiB2 foi utilizado nos seus dois modos, *off-line* alimentado com dado observado no sítio K83 e no modo regional (SiB2-Reg) onde as forçantes são provenientes do Reanálise do Sistema de Previsão Climática (CFSR-NCEP) (Saha et al., 2010) (exceto a precipitação) e mostradas na seguinte Tabela:

Tabela 2.3: Variáveis meteorológicas de entrada do modelo SiB2

Nome	Variável	Unidade
K_i	Irradiância solar global incidente	$W m^{-2}$
e	Pressão de vapor d'água	hPa
T	Temperatura do ar	K
V_h	Velocidade horizontal do vento	$m s^{-1}$
$Prec$	Precipitação	$mm h^{-1}$
CO_2	Concentração de CO_2 no ar	hPa

A concentração de CO₂ foi prescrita com um valor médio diário invariante no ano, e com oscilação forçada no ciclo diurno de amplitude 50 ppm.

As Fontes de dados foram obtidas de:

- Reanálise: As forçantes meteorológicas utilizadas neste trabalho são da terceira geração de reanálises do NCEP, a Reanálise do Sistema de Previsão Climática (*Climate Forecast System Reanalysis*, CFSR) (Saha *et al.*, 2010, citado em Domingues, 2014). O período disponível é composto por 31 anos de dados, 1979 a 2009. A resolução horizontal é de ~38 km (Saha *et al.*, 2010, citado em Domingues, 2014). Neste trabalho foram utilizadas as variáveis: temperatura do ar (*t_{mp2m}*) e umidade específica (*q_{2m}*) a 2 metros de altura, irradiância solar global incidente em superfície (*ds_{wsfc}*), componentes zonal e meridional do vento a 10 metros de altura (*w_{nd10m}*) e pressão em superfície (*press_{fc}*). Os dados são contínuos e interpolados bilinearmente para um espaçamento de grade de 0.25° x 0.25° através da função *regrid2* (disponível em <http://ruc.noaa.gov/fiorino/grads/re2.txt>) do software GrADS (*Grid Analysis and Display System*) (Domingues, 2014).

- Precipitação do CPC: A precipitação do Centro de Previsão Climática (*Climate Prediction Center*, CPC) da NOAA consiste de uma série diária de precipitação observada para todo o globo (Chen *et al.* 2008, citado em Domingues, 2014), e interpolada por um método de análise objetiva desenvolvido por Xie *et al.* 2007. A série temporal compreende os anos de 1979 e 2010 e tem resolução espacial de 0.5° x 0.5°, construída a partir de mais de 30000 estações. Analogamente aos dados da CFSR, a precipitação do CPC é interpolada para satisfazer o espaçamento de grade de 0.25° x 0.25°, e é, então, desagradada no ciclo diurno em passo horário (ver Seção 2.2 de Domingues (2014), para maiores detalhes).

O sítio experimental K83 está situado na Floresta Nacional do Tapajós, em Santarém-PA (03°0'37" S; 54°34'53,4" O), próximo ao km 83 da BR 163, que liga Santarém-PA a Cuiabá-MT. A vegetação é floresta tropical úmida, sobre uma área ampla e plana. A estação seca observada é de julho a dezembro (Rocha *et al.*, 2009). É uma unidade de conservação com uma área aproximada de 545 mil hectares. Os dados observados de temperatura, pressão de vapor de água, irradiância solar incidente, precipitação e velocidade do vento aqui utilizados foram medidos com uma plataforma instrumental a 65m de altura, aproximadamente 2 km a oeste da entrada do km 83 da

Rodovia Cuiabá-Santarém, e 14km a leste da margem oriental do Rio Tapajós. O período de dados compreendeu 2001 a 2003.

2.3. Processamento

2.3.1. Utilização do modelo SiB2-Reg

O modelo SiB2 é prescrito por onze variáveis prognósticas calculadas em um conjunto de equações que controlam o balanço de energia no dossel, na superfície do solo e no solo profundo, o armazenamento de água interceptada (solo e dossel) e o balanço hídrico nas camadas de solo do modelo, além da condutância de vapor d'água pelo dossel (Domingues, 2014). As variáveis prognósticas são três temperaturas: temperatura do dossel (T_c), temperatura da superfície do solo (T_g), temperatura do solo profundo (T_d); quatro armazenamentos de água por interceptação: do dossel (M_{cw}), pela superfície do solo (M_{gw}), gelo e neve interceptados pelo dossel (M_{cs}) e na superfície do solo (M_{gs}); grau de saturação de umidade em cada camada do solo (W_1 , W_2 e W_3), e condutância do dossel (g_c) (Sellers et al., 1996; Cestaro, 2012; Mieres, 2012; Domingues, 2014). Os índices c, g, d referem-se ao dossel (canopy), superfície do solo (ground) e solo profundo (deep ground), respectivamente. As equações prognósticas referentes à variação de temperatura com o tempo são controladas pelo balanço de energia em cada compartimento e são dadas por (Sellers et al. 1996; Cestaro, 2012, Domingues, 2014):

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - \lambda E_c - \xi_{cs} \quad (2.2)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = Rn_g - H_g - \lambda E_g - \frac{2\pi C_d}{\tau_d} (T_g - T_d) - \xi_{gs} \quad (2.3)$$

$$C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{1}{2(365\pi)^{1/2}} (Rn_g - H_g - \lambda E_g) \quad (2.4)$$

Em que:

Rn_c , Rn_g : radiação disponível ($W m^{-2}$);

H_c , H_g : fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$);

λE_c , λE_g : fluxo de calor latente ($W m^{-2}$);

C_c , C_g , C_d : capacidade calorífica ($J m^{-2}K^{-1}$);

λ : calor latente de vaporização (J kg⁻¹);

τ_d : 86400 (s);

ξ_{gs} : troca de energia nas mudanças de fase da água interceptada (W m⁻²).

A evapotranspiração do dossel, E_c , é separada em 3 componentes: (i) E_{ci} , evaporação da água interceptada pelo dossel (ii) E_{wc} transpiração da parte seca das folhas proveniente da extração de água do sistema radicular e (iii) evaporação da superfície do solo. As equações prognósticas dos termos de armazenamento de água por interceptação da precipitação, tanto na superfície do solo quanto no dossel, e são controladas pelo somatório de fontes e sumidouros de água nos dois compartimentos são (Domingues, 2014):

$$\frac{\partial M_{cw,s}}{\partial t} = P - D_d - D_c - \frac{E_{ci}}{\rho_w} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial M_{gw,s}}{\partial t} = D_d + D_c - \frac{E_{gi}}{\rho_w} \quad (2.6)$$

Onde:

$M_{cw,s}$, $M_{gw,s}$: água ou neve estocada no dossel ou na superfície, (m);

P é a taxa de precipitação acima do dossel (m s⁻¹);

D_d é a taxa de precipitação interna (*throughfall*, em m s⁻¹);

D_c é a drenagem nos troncos do dossel para a superfície do solo (m s⁻¹);

E_{ci} , E_{gi} representam a evaporação da água interceptada (kg m⁻² s⁻¹);

ρ_w é a massa específica da água (kg m⁻³);

Para as equações prognósticas da umidade do solo no esquema de três camadas, supõe-se o balanço hídrico explicitando os processos físicos relevantes na região laminar, de raízes e de drenagem profunda, de forma que (Sellers et al. 1996; Cestaro, 2012, Domingues, 2014):

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left[P_{w_1} - Q_{1,2} - \frac{E_{gs}}{\rho_w} \right] \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{E_{ct}}{\rho_w} \right] \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} [Q_{2,3} - Q_3] \quad (2.9)$$

Em que:

$W_1, W_2, W_3 = \theta_i/\theta_s$: grau de saturação do solo nas três camadas;

θ_i : umidade volumétrica do solo na camada i ($m^3 m^{-3}$);

θ_s : valor de θ na saturação ($m^3 m^{-3}$);

D_i : espessura da camada do solo (m);

$Q_{i,i+1}$: escoamento entre as camadas i e $i+1$ ($m s^{-1}$);

Q_3 : drenagem gravitacional para recarga do armazenamento da umidade do solo ($m s^{-1}$);

$P_{W1} = D_c + D_d + R_{O1}$: infiltração da precipitação dentro do armazenamento superior da umidade do solo ($m s^{-1}$);

R_{O1} : infiltração excedente da taxa de escoamento da superfície ($m s^{-1}$).

Por último, a equação prognóstica para a condutância estomática de superfície é descrita abaixo (Sellers et al. 1996; Cestaro, 2012, Domingues, 2014):

$$\frac{\partial g_c}{\partial t} = -k_g (g_c - g_{c,inf}) \quad (2.10)$$

Onde:

g_c é a condutância estomática de superfície ($m s^{-1}$);

$k_g = 0,00113$ é a constante de tempo (s^{-1});

$g_{c,inf}$ é a condutância estomática para $t \rightarrow \infty$ ($m s^{-1}$).

2.3.2. Fotossíntese e Transpiração do dossel

A versão de Collatz et al. (1991) do modelo para espécies C_3 descreve a taxa de assimilação da folha A, (ou fotossíntese bruta, PPB) restrita ao mínimo de três taxas limitantes, w_c , w_e e w_s (Sellers et al., 1996),

$$A \leq \text{Min} (w_c, w_e, w_s) \quad (2.11)$$

segundo a eficiência na fotossíntese do sistema enzimático (limitação da enzima Rubisco), a quantidade de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) capturada pela clorofila da folha e a capacidade da folha de exportar ou utilizar os produtos da

fotossíntese, respectivamente (Sellers et al., 1996) em que

$$w_c = V_m \left[\frac{c_i - \Gamma^o}{c_i + K_c (1 + O_2 / K_o)} \right] \quad (2.12)$$

onde:

w_c : taxa de limitação da assimilação por Rubisco ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$);

V_m : capacidade máxima de catalização do Rubisco ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$);

c_i : pressão parcial de CO_2 no interior da folha (Pa);

O_2 : pressão parcial de O_2 no interior da folha (Pa);

Γ^o : ponto de compensação de CO_2 (Pa) = $0.5 O_2 / S$;

S : especificidade do Rubisco para CO_2 relativo ao O_2 ;

K_c : constante de Michaelis-Menten para CO_2 (Pa);

K_o : constante de inibição para o O_2 , (Pa).

Aquí V_m é dado como o produto de V_{\max} , uma função dependente da temperatura e uma função de stress da umidade do solo (ver eq. 2.25). O termo V_{\max} é a propriedade fisiologica da folha (ou cloroplastos) e é proporcional às reservas de Rubisco da folha (ou dos cloroplastos) e, portanto, ao seu conteúdo de nitrogênio. Os termos S , K_c e K_o são funções de temperatura (veja-se eq. 2.25) (Sellers et al., 1996).

A taxa de limitação da assimilação pela luz, w_e , é dada por (Sellers et al., 1996):

$$w_e = (F_{\pi} \cdot n) \epsilon_3 (1 - \omega_{\pi}) \left[\frac{c_i - \Gamma^o}{c_i + 2 \Gamma^o} \right] \quad (2.13)$$

Onde:

F_{π} : (vector) fluxo de PAR incidente na folha (W m^{-2});

n : vector normal da folha;

w_e : taxa de limitação da assimilação pela luz ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$);

ϵ_3 : eficiência quântica intrínseca para a captação de CO_2 (mol mol^{-1} ou mol); J^{-1} ;

ω_{π} : coeficiente de escalonamento da folha para PAR ($\omega_{\pi} \approx \omega_v$).

A terceira taxa limitante, w_s , para as plantas C_3 é a capacidade para exportar ou utilizar os produtos gerados na fotossíntese (Collatz et al., 1991; Sellers et al., 1996):

$$w_s = V_m / 2 \quad (2.14)$$

A assimilação líquida de carbono da folha A_n é dada por

$$A_n = A - R_{\text{leaf}}, \quad (2.15)$$

onde

R_{leaf} : taxa de respiração da folha ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

R_{leaf} está estimado para o conteúdo de Rubisco da folha como segue:

$$R_{\text{leaf}} = f_d V_m, \quad (2.16)$$

onde, $f_d = 0.015$ para C_3 .

A condutância estomática, g_s , é incorporada como um modelo semi-empírico da fotossíntese acima do solo desenvolvido por Ball (1988) e adaptado por Collatz et al. (1991) (Sellers et al., 1996):

$$g_s = m \frac{A_n}{c_s} h_s p + b, \quad (2.17)$$

onde

g_s : condutância estomática para o vapor d'água ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou m s^{-1});

m : coeficiente empírico,

≈ 9 para plantas C_3 ,

b : coeficiente empírico ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou m s^{-1})

≈ 0.01 para plantas C_3 ,

h_s : umidade relativa na superfície da folha;

c_s : pressão parcial de CO_2 na superfície da folha (Pa);

g_s (m s^{-1}) = $0.0224 (T/T_f)(p_0/p)g_s$ ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$);

p_0 : pressão atmosférica estándar (Pa) = 1.013×10^5 ;

T_f = temperatura de congelamento = 273.15 K.

As variáveis ambientais da superfície da folha h_s e c_s , são dadas por (veja-se a figura 2.2)

$$E_i = g_l (e_s - e_a) \frac{\rho c_p}{\lambda \gamma} = g_s (e_i - e_s) \frac{\rho c_p}{\lambda \gamma}. \quad (2.18a)$$

Deduz-se que: (Sellers et al., 1996)

$$h_s = \left[\frac{e_s}{e_i} \right], \quad (2.18b)$$

$$A_n = \frac{(c_a - c_s)}{p} \frac{g_l}{1.4} = \frac{(c_s - c_i)}{p} \frac{g_s}{1.6}, \quad (2.18c)$$

onde

e_a , e_s , e_i : pressão parcial do vapor d'água no ar externo, na superfície da folha e no interior da folha (saturada), respectivamente (Pa);

$e_i = e^*(T_c)$ (Pa);

c_p : calor específico do ar ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$);

γ : constante psicrométrica ($Pa\ K^{-1}$);

g_i : condutância da capa limite de um lado da folha para o vapor d'água ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$ ou $m\ s^{-1}$) = $1 / (2r_l)$, veja-se a figura acima;

E_{it} = taxa de transpiração da folha ($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$);

c_a, c_s : pressão parcial do CO_2 no ar externo e na superfície da folha, respectivamente (Pa);

1.4, 1.6: fatores que contam para distintas difusividades de H_2O e CO_2 na capa limite da folha e nos poros dos estômatos, respectivamente.

As equações são calculadas com a estimativa iterativa da pressão parcial de CO_2 no interior da folha, até obter uma convergência (Sellers et al., 1996):

$$c_i = c_s - \frac{1.6 A_n}{g_s} p \quad (2.19)$$

O sistema de equações desde 2.12 até 2.19 podem-se resolver para condições de estado-estacionário, isto é, assumindo que não há diminuições nem bioquímicas nem mecânicas na função estomática. O procedimento requer cinco iterações através do conjunto de equações e é apropriado para todas as aplicações *off-line*, especialmente quando o lapso de tempo é maior do que alguns minutos (Sellers et al., 1996).

O conjunto de equações vistas acima se aplica para uma folha só quando é conhecida sua fisiologia (V_{max} , ϵ , m), propriedades físicas (ω_v , C_s , X_L), e condições forçantes (T_c , PAR, e_a , u , Prec). É preciso integrar o conjunto de equações para descrever a fotossíntese do dossel (A_c) e a sua condutância estomática (g_c) (Sellers et al., 1996).

Levantou-se a hipótese que o perfil de nitrogênio da folha V_{max} , e portanto V_m , dentro do dossel são distribuídos de acordo ao perfil médio temporal de PAR. Para o intervalo de comprimento de onda PAR, uma descrição exponencial simples de atenuação da radiação pode ser usada para descrever o perfil do PAR e o perfil de V_{max} (veja Sellers 1985, 1987, citado em Sellers et al., 1996). Então,

$$V_{max_L} = V_{max_0} e^{-\bar{k}L} \quad , \quad (2.20)$$

$$F_\pi \cdot n \approx F_{\pi_0} \left[\frac{\overline{G(\mu)}}{\mu} \right] e^{-\bar{k}L} \quad , \quad (2.21)$$

$$\bar{k} = \left[\frac{\overline{G(\mu)}}{\mu} \right] [1 - \omega_\pi]^{1/2} \quad , \quad (2.22)$$

onde

$V_{\max L}$, $V_{\max 0}$: valor de V_{\max} no índice de área foliar (LAI) de L e no topo do dossel (LAI = 0), respectivamente ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$);

\bar{k} : valor médio-temporal do coeficiente de extinção PAR.

Essencialmente os cálculos relacionam a atividade de todas as camadas de folhas no dossel ao desempenho das folhas no topo através dos termos $e^{-\bar{k}L}$. Quando tem-se feito isto todos os termos são encontrados para serem produtos das propriedades das folhas e fluxos PAR no topo do dossel ($V_{\max 0}$, $F_{\pi 0}$), termos de volume do dossel (c_i , c_s , h_s), e um termo $e^{-\bar{k}L}$. Para obter estimativas de A_c e g_c , o termo $e^{-\bar{k}L}$ é retirado e integrado separadamente sobre a profundidade do dossel (Sellers et al., 1996).

$$A_c = A_{n_0} \int_0^{L_T/V} VN e^{-\bar{k}L} dL = A_{n_0} \Pi \quad (2.23)$$

$$\Pi = \frac{VN(1 - e^{-\bar{k}L_T/V})}{\bar{k}}$$

$$\Pi = \frac{VN(1 - e^{-\bar{k}L_T/V})}{\bar{k}}$$

$A_{n_0} = A_n$ para as folhas verdes no topo

$$g_c = m \frac{A_c}{c_s} h_s p + bL_T \quad (2.24)$$

A substituição dos termos individuais no nível da folha pelos termos do volume do dossel ou termos que relacionam o desempenho da folha às condições no topo do dossel pode ser feito simplesmente desde (2.12) até (2.19), resolvidas para calcular A_c e g_c do mesmo jeito como foram calculados A e g_s . A taxa de transpiração do dossel E_{ct} é obtido quando é modificado (2.18a): primeiro, passa-se a substituir g_i por $(1/2r_b)$ e g_s por g_c convertendo E_{it} para E_{ct} (Sellers et al., 1996).

Desde a equação (2.12) até (2.24) é descrita a transferência de CO_2 entre o sumidouro de CO_2 no interior do dossel c_i e a fonte no espaço de ar do dossel c_a . Quando o modelo é acoplado com um MCG, c_a é definido como uma função da concentração de CO_2 numa altura de referência, c_m , o fluxo desde o dossel, $A_c - R_{\text{soil}}$, o fluxo de respiração desde o solo, R_{soil} , e as resistências conectoras r_c , r_a , r_b , e r_d (Sellers et al., 1996).

Nas equações (2.12) até (2.24) são inclusas funções que descrevem os efeitos de temperatura (através das expressões para V_m , K_c , K_0 , S) e a resposta ao fechamento do

estômato quando é exposto a um ar mais seco mediante o termo h_s em (2.17). O estresse da umidade do solo é aplicado no cálculo de V_m e, portanto R_d , w_c , e w_s em (2.16) em uma forma empírica simples (Sellers et al., 1996):

$$V_m = V_{\max} f_T (T_c) f_w (W_2), \quad (2.25)$$

$$K_c = 30 f_T (T_c),$$

$$K_0 = 30\,000 f_T (T_c),$$

$$S = 2600 f_T (T_c),$$

$$f_T (T_c) = 2Q_t / \{1 + \exp [s_l (T_c - s_2)]\}, \text{ para } C_3 V_m,$$

$$f_T (T_c) = 2Q_t / \{1 + \exp [s_5 (T_c - s_6)]\}, \text{ para } R_d V_m,$$

$$f_T (T_c) = 2.1Q_t, \text{ para } K_c,$$

$$f_T (T_c) = 1.2Q_t, \text{ para } K_0,$$

$$f_T (T_c) = 0.57Q_t, \text{ para } S,$$

$$Q_t: \text{coeficiente } Q_{10} = (T_c - 298)/10,$$

$$f_w (W_2) = 1 / \{1 + \exp [0.02 (\psi_c - \psi_r)]\},$$

onde

ψ_c : potencial crítico de água (m),

ψ_r : potencial da umidade do solo na zona de raízes (m) = $\psi_s W_2^{-B}$,

ψ_s : potencial da umidade do solo na saturação (m)

B: parâmetro empírico,

s_i : parâmetro de inibição da alta e baixa temperatura.

O fator de estresse na umidade do solo também é usado para escalonar b em (2.24).

Para plantas C_3 , o termo de inibição de baixa temperatura é aplicado a w_s em (2.14). Alguns parâmetros de inibição de temperatura dependem no tipo de vegetação. Os parâmetros ψ_s e B são dependentes no tipo de solo (Sellers et al., 1996).

2.4 Pós-Processamento

2.4.1. Calibração e Testes de Sensibilidade

Os parâmetros que participam no cálculo das equações 2.11 até 2.19 são as que intervêm mais obviamente na estimativa da PPB, An e Rleaf, e portanto, foram testados alguns valores para conhecer a sensibilidade do modelo ao parâmetro e começar a

calibração. Inspirado em Verbeeck et al., (2011), foram feitos testes de forma sequencial para identificar os parâmetros que mais influenciam no cálculo da produtividade vegetal (Tabela 2.4). Todos os outros parâmetros foram prescritos segundo Domingues (2014).

Tabela 2.4. Variáveis envolvidas no cálculo da PPB susceptíveis a serem mudadas nos intervalos de Roundy (2009).

Calibração	Parâmetro	Floresta
C1 Propriedades fisiológicas	Vmax0 : Máxima capacidade RuBisCo m: Coeficiente angular estomático s1: Parâmetro de inibição da alta e baixa temperatura	70 - 110 6 -12 0,025 – 0,8
C2 Propriedades fenológicas / variantes com o tempo	IAF: Índice de área foliar N: Fração de folhas verdes do dossel	1 – 5 0,85 – 0,95
C3 Propriedades ópticas	$\delta v,1$: refletância folha, VIS, viva $\delta v,d$: refletância folha, VIS, morta $\delta N,1$; refletância folha, NIR, viva $\delta N,d$: refletância folha, NIR, morta $\alpha v,1$: transmitância folha, VIS, viva $\alpha v,d$: transmitância folha, VIS, morta $\alpha N,1$: transmitância folha, NIR, viva $\alpha N,d$: transmitância folha, NIR, morta	0,05 – 0,5 0,05 – 0,5 0,05 – 0,5 0,05 – 0,5 0,01 – 0,25 0,01 – 0,25 0,01 – 0,25 0,01 – 0,25
C4 Propriedades morfológicas	Vc: Fração de cobertura do dossel χL : Fator de distribuição angular	0,5 – 0,98 0,1 – 0,45
C5 Propriedades físicas do solo	Ψ_s : Potencial de umidade do solo saturado Ks : Condutividade hidráulica do solo saturado B : Parâmetro do potencial de umidade do solo Θ_s : Porosidade do solo na saturação	-0,65 - -0,1 5,00E-08 - 3,00E-05 3 – 12 0,3 – 0,6

O modelo foi forçado com dados de Janeiro/2001 a Dezembro/2003 no sítio experimental K83. Buscou-se comparar as médias temporais calculadas pelo modelo com 3 observações distintas e separadamente: à PPB de Costa (2015), considerada a melhor observação de campo disponível, que utilizou fluxos atmosféricos horários de Santarém (sítio K67), calculados conforme a metodologia descrita em Costa (2015) durante o período Janeiro/2002 a Dezembro/2005; a Assimilação líquida de CO₂ da folha (An) calculada com a diferença da PPB observada menos a respiração da folha segundo El-Masri et al., (2013) de valor constante = 1,64 g C m⁻² dia⁻¹; e os fluxos de energia (fluxos de calor latente e calor sensível) comparados com as médias mensais observadas de campo de Rocha et al., (2009).

A função objetivo de cada otimização buscou obter os parâmetros que produzissem

o mínimo valor da raiz do erro médio quadrático (RMSE) entre o cálculo e a observação, sendo o erro médio de cada estimativa definido como:

$$ER_{PPB} = \left(\frac{RMSE_{PPB}}{PPB_{obs(chu)}} + \frac{RMSE_{PPB}}{PPB_{obs(sec)}} \right) / 2 \quad (2.26)$$

$$ER_{An} = \left(\frac{RMSE_{An}}{An_{obs(chu)}} + \frac{RMSE_{An}}{An_{obs(sec)}} \right) / 2 \quad (2.27)$$

onde,

$$\overline{An_{obs(chu,sec)}} = \overline{PPB_{obs(chu,sec)}} - \overline{Ra_{obs(chu,sec)}}$$

e,

$$EFt = \frac{[(H+LE)_{calculado} - (H+LE)_{observado}]}{(H+LE)_{observado}} \quad (2.28)$$

As equações 2.26 e 2.27 correspondem aos erros relativos entre a PPB e An, e os valores encontrados na literatura, respectivamente. Os índices *chu* e *sec* referem-se à média da variável na estação chuvosa ou seca, respectivamente. A função EFt (eq. 2.28) é a função erro dos fluxos atmosféricos de calor latente (LE) e de calor sensível (H). De cada uma das equações 2.26, 2.27 e 2.28 será obtido um conjunto de parâmetros calibrados, por tanto 3 conjuntos ótimos.

O modelo inicializou a umidade do solo nas três camadas do solo com valor de 0.90, sem *spin up*.

2.4.2. Eficiência de Uso da Água

Para avaliar a produtividade e a transpiração utilizamos o índice de Eficiência do Uso da Água (ou WUE *Water Use Efficiency*) definida como a produtividade primária líquida por unidade de água utilizada por evapotranspiração. O WUE é o resultado de um conjunto de processos da planta e do ambiente, e para plantas C3 por exemplo, o WUE varia entre 1 e 5 g kg⁻¹ H₂O (Bonan, 2008). O WUE pode ser calculado para a folha e para o ecossistema, em duas formas como a seguir:

$$WUE_{folha} = \frac{PPL}{Transpiração} \quad (2.29)$$

$$WUE_{Ecosistema} = \frac{PPL}{\text{Evapotranspiração}} \quad (2.30)$$

2.4.3. Cenários de perturbações atmosféricas

Estes cenários consistem em perturbar algumas forçantes meteorológicas do modelo SiB2 para representar um certo estado do clima sob várias combinações: mais quente, mais seco, e mais rico em CO₂. Estudos da concentração e emissão de gases na Amazônia brasileira reportam que em 2008 nos meses de Março a Maio a concentração de CO₂ média foi de 392 ± 41 ppm, enquanto entre Julho e Agosto foi 368 ± 18 ppm (Ahlm et al., 2010; PBMC, 2014) o que auxiliou a definir aqui o valor anual médio de concentração para 2008 de 380 ppm.

Conforme indica a Tabela 2.5 foram definidos um cenário Controle, e três experimentos que consistem em aumentar sistematicamente apenas a temperatura do ar horária em 1°C, 2°C e 3°C, respectivamente. Em outros três experimentos aumentou-se a concentração de CO₂ em 10%, 20% e 30% acima de 380 ppm, isto é, 418, 456 e 494 ppm, com todas as combinações entre estes casos. Novas combinações consideraram a hipóteses da umidade relativa (UR) declinar, ou se manter constante (i.e., invariante) com o aumento de temperatura. Por simplicidade de hipótese, as demais forçantes (irradiância solar incidente, precipitação e velocidade do vento) não foram alteradas. Considerou-se a mesma cobertura vegetal da simulação controle em todos os casos (Domingues, 2014).

Tabela 2.5. Possíveis combinações para simular a sensibilidade do modelo às mudanças climáticas.

380 ppm controle	UR declinante			380 ppm controle	UR invariante		
	418ppm	456ppm	494ppm		418ppm	456ppm	494ppm
T controle	T controle	T controle	T controle	T controle	T controle	T controle	T controle
T+1 °C	T+1 °C	T+1 °C	T+1 °C	T+1 °C	T+1 °C	T+1 °C	T+1 °C
T+2 °C	T+2 °C	T+2 °C	T+2 °C	T+2 °C	T+2 °C	T+2 °C	T+2 °C
T+3 °C	T+3 °C	T+3 °C	T+3 °C	T+3 °C	T+3 °C	T+3 °C	T+3 °C

As figuras 2.5 (a), (b) e (c) mostram o padrão de perturbação médio das forçantes em escala de ciclo diurno da temperatura e umidade relativa do ar e a concentração de CO₂.

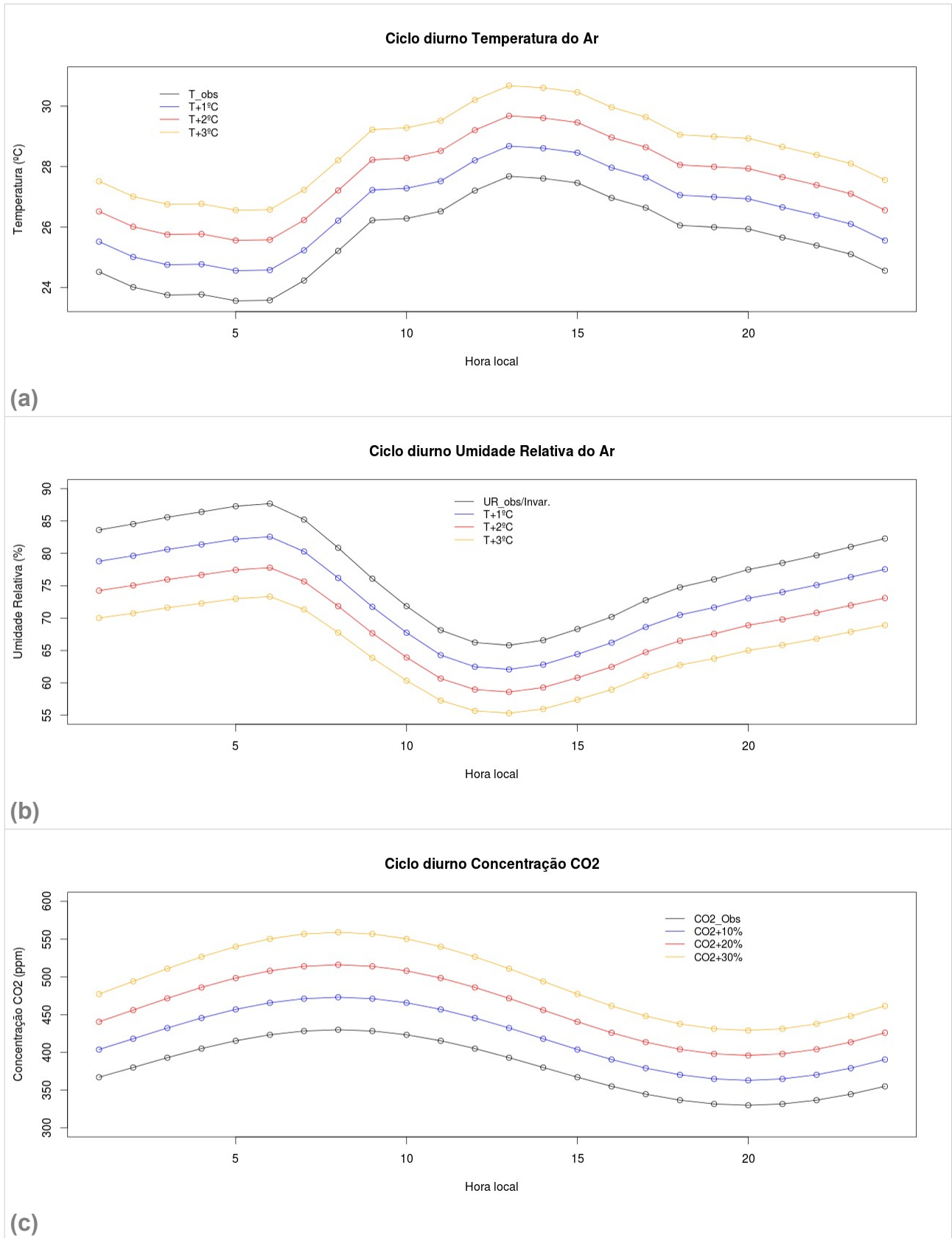


Figura 2.5. Ciclo diurno médio anual durante o período 2001-2003 para o sítio experimental K83. (a) Temperatura do Ar. (b) Umidade relativa do ar e, (c) Concentração de CO₂. A linha preta representa o caso Controle e as demais representam a perturbação do clima.

Na figura 2.5 (a) se observa que a temperatura Controle tem em média um mínimo às 6 h em 23 °C e um máximo às 13 h em ~29 °C. Nos outros casos de perturbação a temperatura só aumenta conforme incrementalmente. No caso Controle da concentração de CO₂ há um padrão de função cosseno com pico de concentração às 8 h e o mínimo às 20 h, uma forma simplista de se prescrever o deplecionamento devido ao sumidor diurno e ao acúmulo noturno pela respiração do ecossistema; nos outros cenários experimentais a concentração de CO₂ aumenta incrementalmente. Para a umidade relativa a máxima acontece às 8 h e a mínima às 13 h, para o caso controle e todos os cenários de aumento de temperatura; na hipótese de umidade relativa invariante refere-se ao cenário controle; para os outros casos (UR declinante) a umidade relativa do ar cai com o aumento da temperatura, onde notou-se um decréscimo médio de 5% de UR por °C de aquecimento.

Com o intuito de se estimar a incerteza das simulações da PPB, segundo os distintos conjuntos comportamentais de parâmetros calibrados, e as variantes dos cenários de perturbação, calcularam-se a média (m), o coeficiente de variação (CV) e o desvio percentual (dp), como segue:

$$CV = \frac{s}{m} \cdot 100 \% \quad (2.29)$$

onde s é o desvio padrão, e,

$$dp = \frac{(\text{Experimento} - \text{Controle})}{\text{Controle}} \cdot 100 \% \quad (2.30)$$

Particularmente nas simulações regionais, para estimar a sensibilidade do modelo utilizaram-se apenas para o conjunto ótimo O1 (caso controle) e os experimentos com os seguintes acrônimos definidos a seguir:

- 1) Cenário T3: aumento de temperatura do ar em 3 °C,
- 2) Cenário C30: aumento de 30% na concentração de CO₂, e
- 3) Cenário T3_C30: aumento de temperatura do ar em 3 °C e 30% na concentração de CO₂.

Estes três experimentos foram simulados para ambas as hipóteses da umidade relativa declinante e sem variar com o aumento de temperatura do ar (UR invariante).

A Tabela 2.6 mostra os sítios experimentais onde reproduziu-se a simulação com os parâmetros do conjunto ótimo O1 (caso controle) e para os cenários perturbados, e na figura 2.6 a localização.

Tabela 2.6. Descrição das torres de fluxos na Floresta Amazônica do Brasil (adaptado de Restrepo-Coupe et al., 2013)

ID	Nome do sítio Lat/Lon.	Tipo de bioma	LAI (m ² m ⁻²)
K34	Manaus 2.61S/60.21W	Floresta tropical	4.7 (Malhi et al., 2009)
K67	Tapajós K67 2.85S/54.97W	Floresta tropical	6.0
K83	Tapajós K83 3.01S/54.58W	Floresta tropical	4.9
RJA	Reserva Jarú 10.08S/61.93W	Floresta tropical úmida e seca	5.5
JAV	Rio Javaes-Ilha do Bananal 9.82S/50.13W	Floresta tropical alagável	3.5 – 4.5

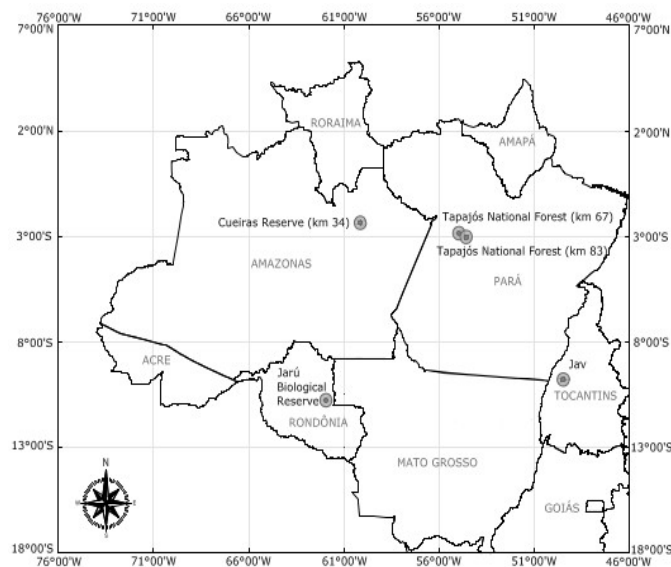


Figura 2.6. Mapa dos sítios

2.4.4. Análise na escala regional

As simulações regionais com o modelo SiB2-Reg serão discutidas nos campos espaciais de PPB, An, fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), precipitação, temperatura do ar, déficit de pressão de vapor, irradiância solar (Ki) e grau de saturação da umidade do solo na segunda camada (W2) para o caso controle, e PPB, An, LE, H e W2 para os experimentos de sensibilidade.

Inspirado em Silva (2013), para se analisar os controles climáticos da produtividade vegetal em escala espacial, com as médias anuais entre 2000-2004 serão discutidos os mapas de correlação de Pearson (eq. 2.31) da PPB com a temperatura, radiação solar

incidente, precipitação e deficit de pressão de vapor, respectivamente, calculado como:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2.31)$$

Adicionalmente, escolheram-se 2 pontos, ao Norte e ao Sul da Amazônia brasileira, para melhor investigar relações entre a PPB e as forçantes atmosféricas, sob o critério que no setor norte $r(\text{PPB}, \text{Prec}) \sim +1$ e $r(\text{PPB}, T) \sim -1$ e, no setor Sul $r(\text{PPB}, \text{Prec}) \sim -1$ e $r(\text{PPB}, K_i) \sim +1$. O ponto no setor norte foi fixado em $0,88^\circ \text{ S}$; $54,13^\circ \text{ O}$, município de Monte Alegre, PA, e no setor sul em $9,13^\circ \text{ S}$; $60,13^\circ \text{ O}$, município de Aripuanã, MT.

Finalmente com o intuito de se identificar padrões climáticos associados à variabilidade da PPB, utilizou-se a Análise de Componentes Principais (CPs, ou Funções Ortogonais Empíricas Combinadas, EOF Combinadas) com base em Camponogara (2012) e Camponogara et al., (2015).

A normalização dos dados foi feita para garantir que as variáveis tenham a mesma ordem de grandeza, como segue:

- 1) Calculou-se a média e o desvio padrão para cada mês de cada ano (5 valores) para cada variável da matriz;
- 1) Subtraiu-se de cada variável a média calculada em (1) e dividiu-se pelo respectivo desvio padrão.

Da matriz normalizada, determinou-se a matriz de covariância da forma seguinte:

$$[S] = \frac{1}{n-1} [N]^T [N] \quad (2.32)$$

Estimaram-se as EOF combinadas a partir da matriz de covariância, utilizando a função *Eigen()* do *software* R (<http://www.r-project.org>) que, por padrão, utiliza as rotinas LAPACK (DSYEV, DGEEV, ZHEEV). O LAPACK (*Linear Algebra PACKage*) é uma extensa biblioteca de álgebra linear escrita em Fortran, a qual contém rotinas para diversos problemas relacionados a matrizes (Camponogara, 2012).

A variância de cada autovalor foi calculada mediante a porcentagem da variação total explicada:

$$R_j^2 = \frac{\lambda_j}{\sum_{j=1}^J \lambda_j} \times 100 \quad \% \quad (2.33)$$

Onde λ_j representa os autovalores e J o j-ésimo autovalor.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Para discutir o desempenho do modelo antes da calibração, a figura 3.1 mostra a PPB média diária calculada pelo modelo SiB2 pontual, forçado com dados observados na torre K83, no período de 2001-2003 e prescrição de parâmetros segundo Domingues (2014). Em preto (linha tracejada) a PPB total média diária observada no campo, calculada no período 2002-2005 para o sítio K67 conforme metodologia reportada em Costa (2015). As linhas preta e cinza (linhas contínuas) correspondem respectivamente à, PPB total média diária calculada pelo modelo SiB2-Reg no período 2000-2004, nos sítios experimentais K83 e K67 na Amazônia (com todos os parâmetros segundo Domingues (2014)) e dados forçantes da reanálise e CPC para a precipitação. Para suavizar variabilidades espaciais da irradiância incidente de onda curta, calculou-se uma média espacial da célula mais as 8 células vizinhas.

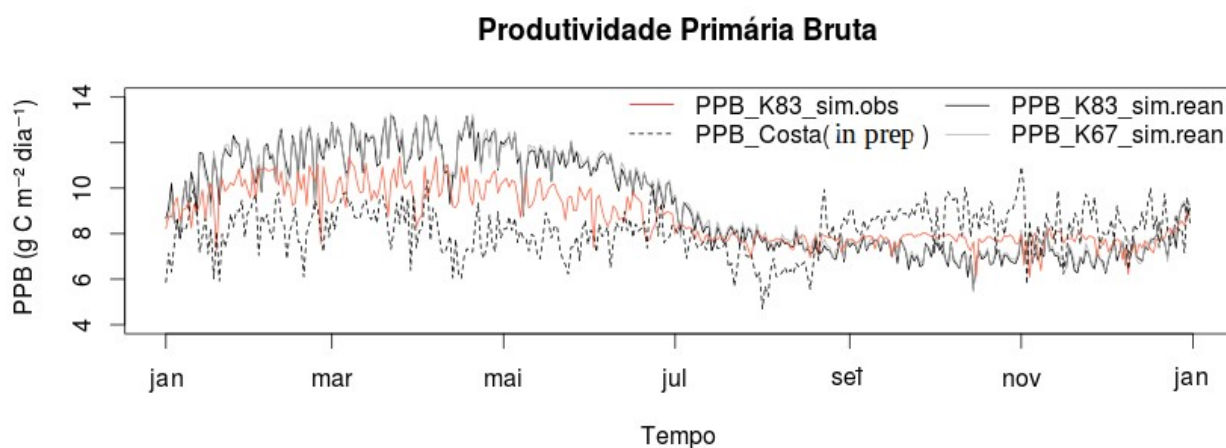


Figura 3.1. Média diária da PPB ($\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) calculada quando forçada com os dados da reanálise e CPC e parâmetros default (Domingues, 2014) (linha preta contínua no sítio K83 e linha cinza contínua no sítio K67) e quando forçada com dados observados no campo e parâmetros default (Domingues, 2014) (linha vermelha). PPB média diária observada no sítio K67 (Costa, 2015) (linha preta tracejada).

Entende-se que quando as forçantes são da reanálise e CPC, a PPB calculada dos sítios K83 e K67 são próximas e quase coincidentes, com médias anuais de $\sim 10 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, e desta forma consideraremos que nos dois sítios há um mesmo padrão de produtividade médio e sazonal. Esta comparabilidade foi reportada por Miller et al (2011), em que o sítio K83, onde houve corte seletivo de baixo impacto, mostrou fluxos de CO_2

semelhantes ao sítio K67 alguns meses após a intervenção. Os cálculos forçados pela Reanálise, comparado com os cálculos forçados com dados observados, forma mais distantes das medidas observadas na estação chuvosa, enquanto na estação seca tiveram mais proximidade. Em ambos os casos a PPB calculada mostrou-se superestimada na estação chuvosa, e levemente subestimada na estação seca, e que na média anual superestimaram a PPB no sítio K83 em aproximadamente $2,5 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

3.1. Calibração

Os resultados da análise de sensibilidade preparatório para a calibração, para os conjuntos de parâmetros C1, C2, C3, C4 e C5, estão na figura 3.2, onde se calculou o RMSE da PPB média anual calculada com a variação de cada parâmetro (conforme item 3.4.1.) e a PPB média anual de Costa (2015), e a média do RMSE para o conjunto inteiro.

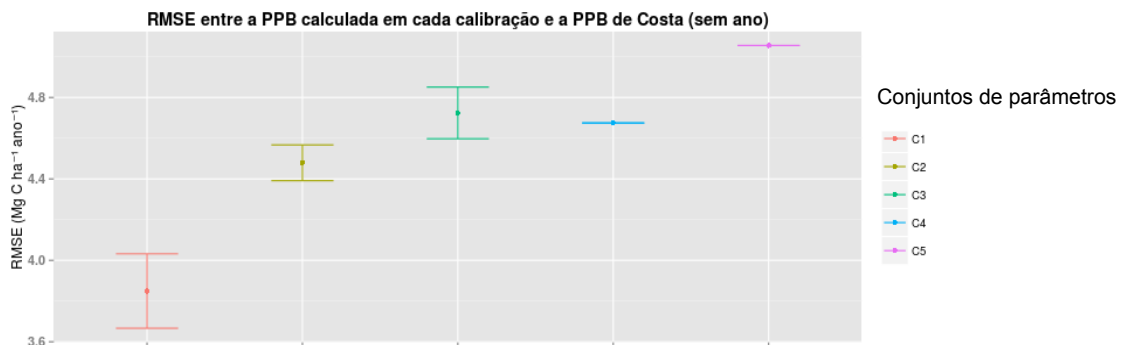


Figura 3.2: RMSE entre a PPB calculada e a PPB observada (Costa, 2015) para os conjuntos C1, C2, C3, C4 e C5.

Da figura 3.2 identifica-se que o conjunto C1 (propriedades fisiológicas) foi o que mais influenciou os padrões sazonais observados da PPB, devido ao menor RMSE ($3,8 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$), comparado com os demais superiores dos conjuntos C2, C3, C4 e C5, respectivamente. Além disso, os erros mostram que a perturbação de parâmetros alterou a PPB na escala de $0,5 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ no caso C1, e menos nos demais casos. Desta forma, optou-se por concentrar a calibração do modelo com o conjunto C1, em especial os parâmetros $V_{\max 0}$, m e $S1$. Também, com as propriedades fenológicas (C2) pode-se controlar a sazonalidade da PPB do modelo, o que será explorado pela prescrição de valores mensais do parâmetro N (Fração de folhas verdes do dossel), que foram testados

até se obter melhor ajuste às observações, conforme descritos na Tabela 3.1. Silva et al., (2013) reportam o pico do brotamento de folhas novas no período chuvoso na Amazônia, e pressupôs-se uma queda da fração de folhas verdes na estação seca devido à senescência, o que auxilia a entender que os melhores parâmetros mensais de N mostrassem mínimos no 2º semestre.

Tabela 3.1 Valores mensais do parâmetro N (Fração de folhas verdes do dossel) obtidos na calibração.

Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,85	0,85	0,80	0,80	0,80	0,85

Gonçalves et al., (2008) apresentaram valores de índice de área foliar (LAI) para vários sítios na Amazônia estimando-os através de modelagem e do satélite MODIS, e para o sítio K83 obteve-se o valor $5,20 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, que foi utilizado neste trabalho e mantido constante anualmente.

3.1.1. Validação da produtividade modelada

As figuras 3.3, 3.4 e 3.5 mostram os erros das funções de otimização da PPB, An e fluxos de energia, respectivamente, variando-se os parâmetros $V_{\max 0}$, m e $S1$. Todas estas figuras foram organizadas segundo o parâmetro $V_{\max 0}$ que varia de 60 a $120 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ por caixa da figura, o parâmetro m que varia de 7 a 10 na abscissa, e o parâmetro $S1$ que varia de 0,2 para $1,2 \text{ K}^{-1}$ na ordenada. O erro relativo indica quantas partes da média da PPB, An e Eft cabem no RMSE respectivo.

Na figura 3.3 o erro da PPB varia no mínimo de $\sim 0,15$ para $V_{\max 0}$ de $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e vai até o máximo $\sim 0,55$ quando o $V_{\max 0}$ é de $120 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Também o erro diminui nos $V_{\max 0}$ de 60 e $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ quando m aumenta, e, para $V_{\max 0}$ superiores ocorre o oposto, ou o erro aumenta quando m aumenta. Quando o parâmetro $S1$ é aumentado, para a maioria dos valores de $V_{\max 0}$ e m o erro tem leve aumento ou não se altera.

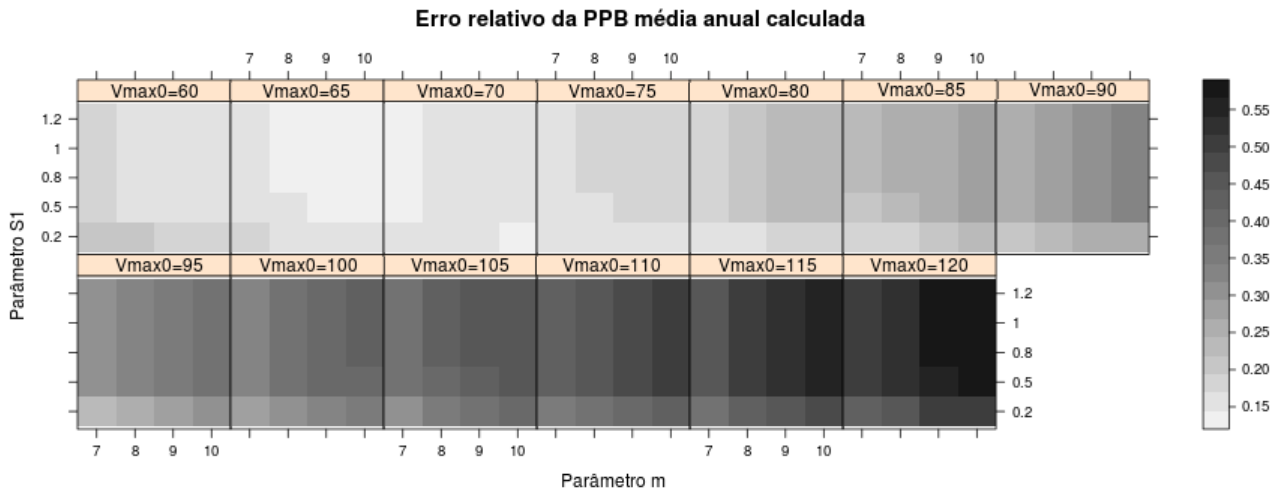


Figura 3.3: Erro relativo da PPB calculada pelo modelo à PPB de Costa (2015) em $\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. O eixo da abscissa corresponde ao parâmetro m que varia de 7 para 10 (adimensional) e no eixo da ordenada encontra-se o parâmetro $S1$ que varia de 0,2 para 1,2 (K^{-1}).

A figura 3.4 ilustra os valores dos erros relativo da A_n calculada.

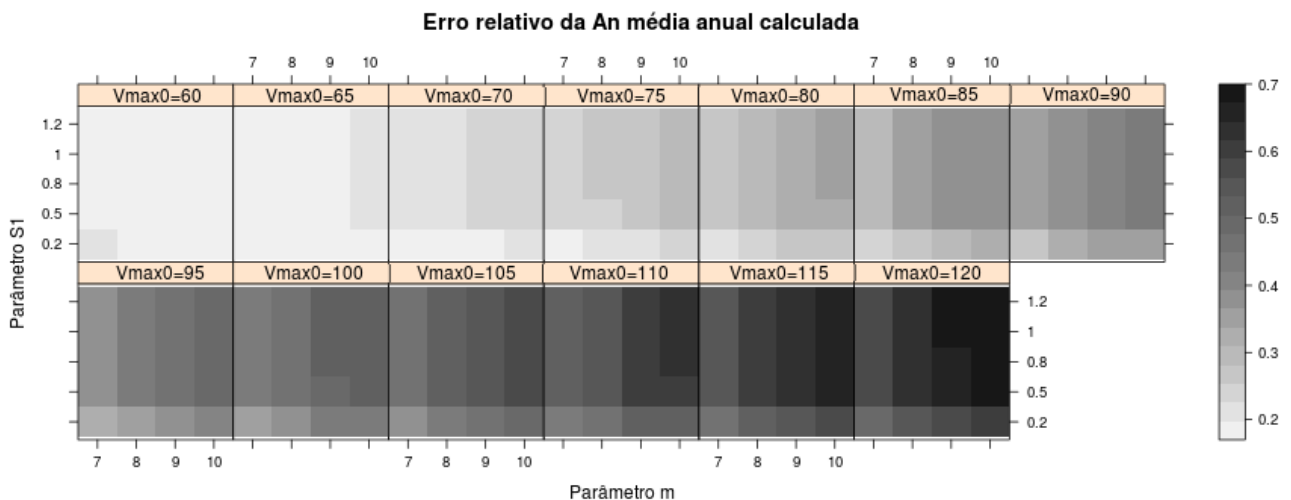


Figura 3.4: Erro relativo da A_n calculada pelo modelo à A_n calculada da observação da PPB de Costa (2015) e da respiração da folha de El-Masri et al., (2013) em $\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. O eixo da abscissa corresponde ao parâmetro m que varia de 7 para 10 (adimensional) e no eixo da ordenada encontra-se o parâmetro $S1$ que varia de 0,2 para 1,2 (K^{-1}).

O padrão de sensibilidade do erro da A_n é semelhante ao da PPB, com mínimo de $\sim 0,2$ e o máximo de $\sim 0,7$. O erro aumentou em comparação com o erro da PPB, possivelmente pela introdução da respiração observada da folha com valor constante e sem sazonalidade. Para a A_n o erro é menor com respeito ao parâmetro $V_{\text{max}0}$ entre 60 e $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. O aumento dos parâmetro m e $S1$, muito semelhantemente à PPB, de

forma geral produzem um aparente aumento do erro relativo, excepcionalmente para V_{max0} em torno de $60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em que os parâmetros produzem pouca sensibilidade.

A função erro dos fluxos turbulentos LE e H, para distintos V_{max0} , m e $S1$, é mostrada na figura 3.5. O padrão de variação do erro em relação aos 3 parâmetros é bastante semelhante aos padrões da PPB e An. O erro varia entre o mínimo de $\sim 0,03$ quando o V_{max0} é de $60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e o máximo de $\sim 0,055$ quando o V_{max0} é de $120 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. O erro aumenta quando aumentam m e $S1$, em um padrão até mais claro que o erro das produtividades. O mínimo erro absoluto ocorreu quando V_{max0} é $60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, m é 7 e $S1$ é $0,2 \text{ K}^{-1}$.

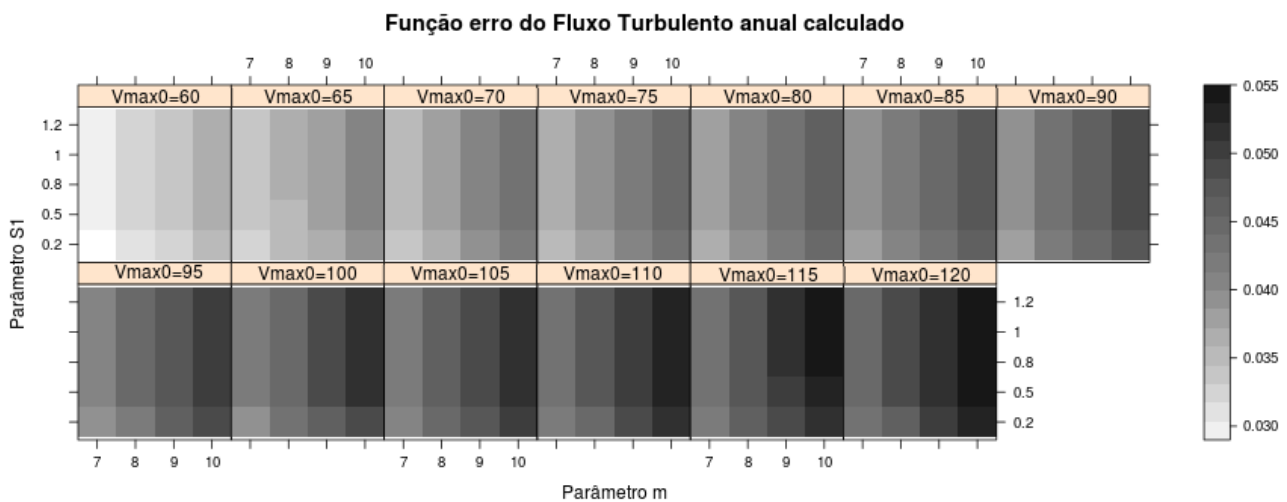


Figura 3.5: Função erro para o fluxo turbulento calculado pelo modelo nos fluxos de calor sensível e latente de Rocha et al., (2009). O eixo da abscissa corresponde ao parâmetro m que varia de 7 para 10 (adimensional) e no eixo da ordenada encontra-se o parâmetro $S1$ que varia de 0,2 para 1,2 (K^{-1}).

Devido às regiões de mínimos erros de forma geral encontrarem-se na faixa de V_{max0} entre 60 e $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, apresentam-se as séries temporais mensais dos fluxos de PPB, An e LE calculados com o modelo SiB2-pontual.

A figura 3.6 mostra a PPB média mensal (em $\text{g C m}^{-2} \text{mês}^{-1}$) calculada com parâmetro $V_{max0} = 60$ e $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$; $m = 7, 8, 9$ e 10 ; e $S1 = 0,2, 0,5$ e $0,8 \text{ K}^{-1}$ comparada com a PPB observada.

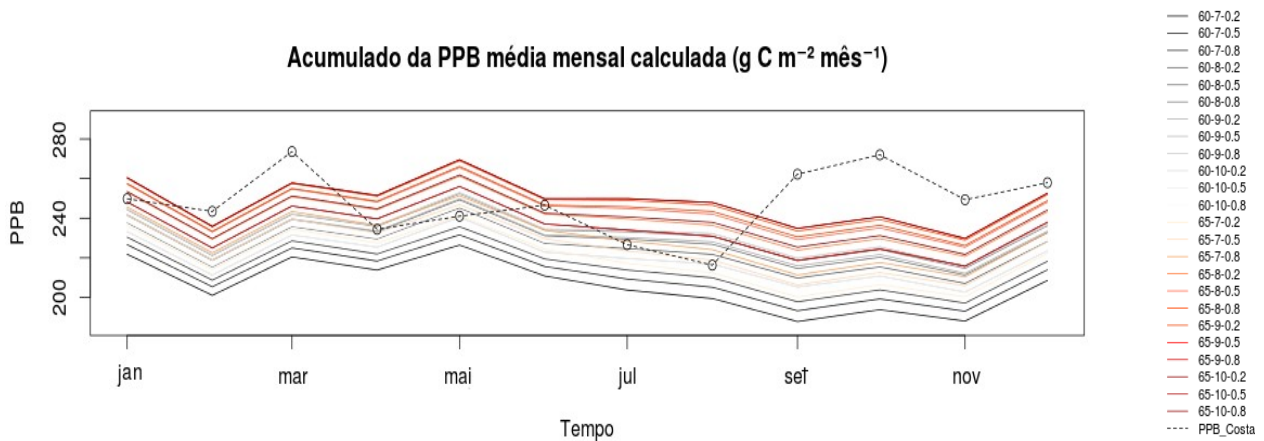


Figura 3.6: PPB total média mensal calculada pelo modelo em $\text{g C m}^{-2} \text{mês}^{-1}$. Os tons de cinza correspondem aos valores de V_{max0} igual a $60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e os tons de vermelho correspondem ao V_{max0} igual a $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. A linha preta tracejada é o acumulado médio mensal da PPB de Costa (2015). Na barra da legenda consta a sequência de valores dos parâmetros $V_{\text{max0}} - m - S1$.

A PPB observada tem um mínimo anual no início da estação seca (Jul - Ago), enquanto a PPB calculada chega ao pico em Maio e durante a estação seca diminui até o mês de Novembro, que a partir de então devido ao aumento da radiação solar incidente, volta a aumentar. O modelo reproduziu razoavelmente a PPB na estação chuvosa, porém no auge da estação seca, entre Setembro e Novembro, subestimou razoavelmente.

Para a Assimilação líquida de CO_2 , A_n , a figura 3.7 apresenta o fluxo médio mensal.

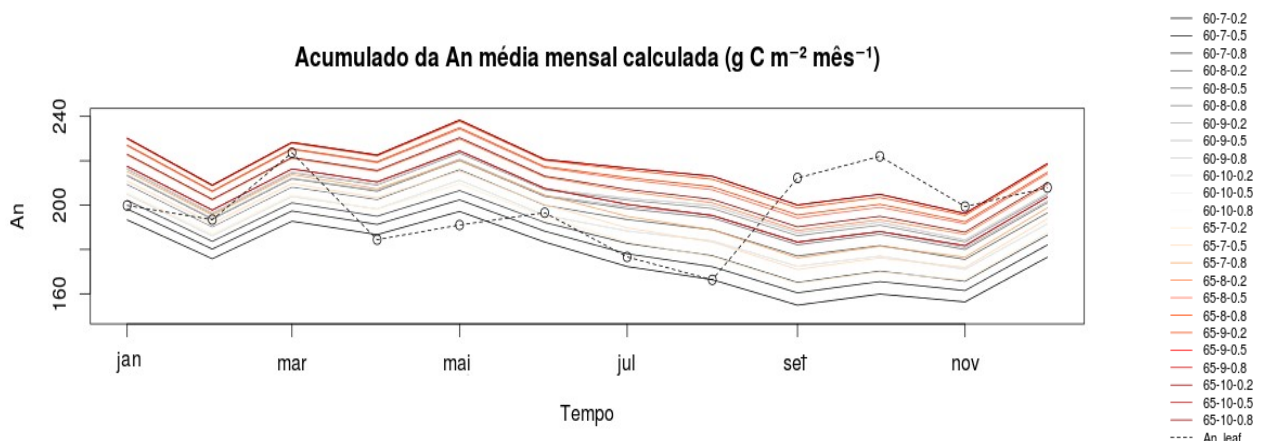


Figura 3.7: A_n total média mensal calculada pelo modelo em $\text{g C m}^{-2} \text{mês}^{-1}$. Os tons de cinza correspondem aos valores de V_{max0} igual a $60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e os tons de vermelho correspondem ao V_{max0} igual a $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. A linha preta tracejada é o acumulado médio mensal da A_n definida como a subtração da respiração autotrófica da folha de El-Masri et al., (2013) à PPB de Costa (2015). Na barra da legenda consta a sequência de valores dos parâmetros $V_{\text{max0}} - m - S1$.

A A_n calculada distribui-se com o mesmo padrão sazonal e anual da PPB, e no mês de Maio alcança o pico que vai diminuindo até o mês de Novembro na estação de estiagem. A observação, mostrada como a PPB de Costa (2015) menos a respiração autotrófica da folha de El-Masri et al., (2013), também mostrou a mesma sazonalidade da PPB de Costa (2015) esperado. Houve de forma geral um cálculo convincente da A_n , com leve superestimativa no auge da estação seca.

Por último, a figura 3.8 ilustra a média mensal do Fluxo de Calor Latente para as simulações com $V_{max0} = 60$ e $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$; $m = 7, 8, 9$ e 10 ; e $S1 = 0,2, 0,5$ e $0,8 \text{ K}^{-1}$.

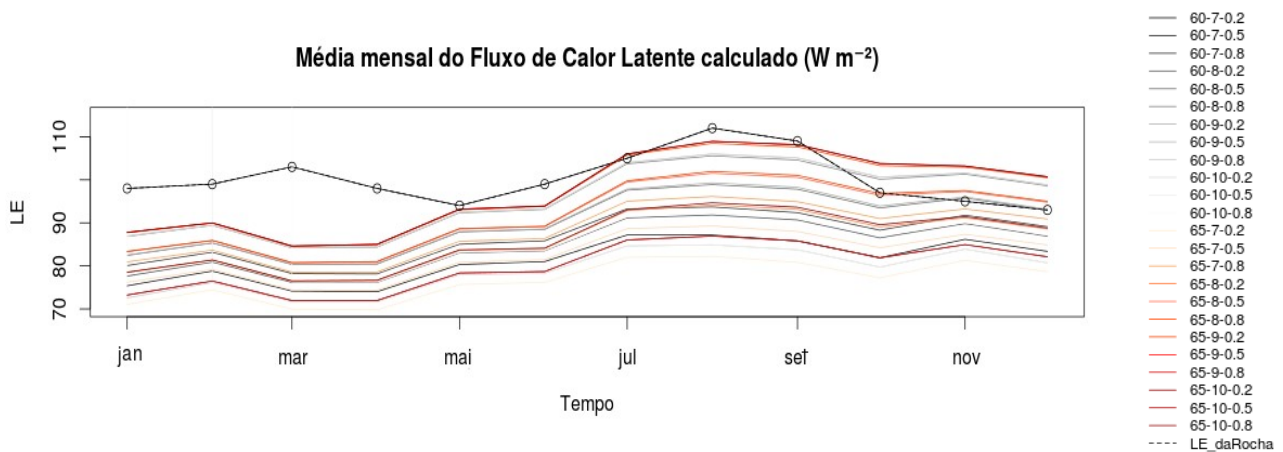


Figura 3.8: Média mensal calculada pelo modelo do Fluxo de Calor Latente em W m^{-2} . Os tons de cinza correspondem aos valores de V_{max0} igual a $60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e os tons de vermelho correspondem ao V_{max0} igual a $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. A linha preta é a média mensal do LE extraído de Rocha et al., (2009). Na barra da legenda consta a sequência de valores dos parâmetros $V_{max0} - m - S1$.

O fluxo de calor latente calculado no primeiro semestre do ano, durante a estação chuvosa, foi geralmente subestimado, com máximos aproximados de 95 W m^{-2} tanto para o $V_{max0} = 60$ e $65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, quando se esperam valores de LE de aproximadamente 100 W m^{-2} (Rocha et al., 2009). Durante a estação seca, o modelo melhora o cálculo do fluxo, simulando a oscilação sazonal e o máximo no mês de Agosto.

Com base nesta discussão dos erros em função dos 3 parâmetros variantes, escolheram-se os valores extremos de m e $S1$, como 7 e 10, e 0,2 e 1,2, respectivamente, para visualizar o erro em toda a faixa de V_{max0} de 60 a $120 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, de forma a refinar o erro mínimo e estabelecer o conjunto ótimo de parâmetros. Na figura 3.9 mostra-se o erro da PPB média anual calculada com refinamento de variação de V_{max0}

na faixa de menor erro.

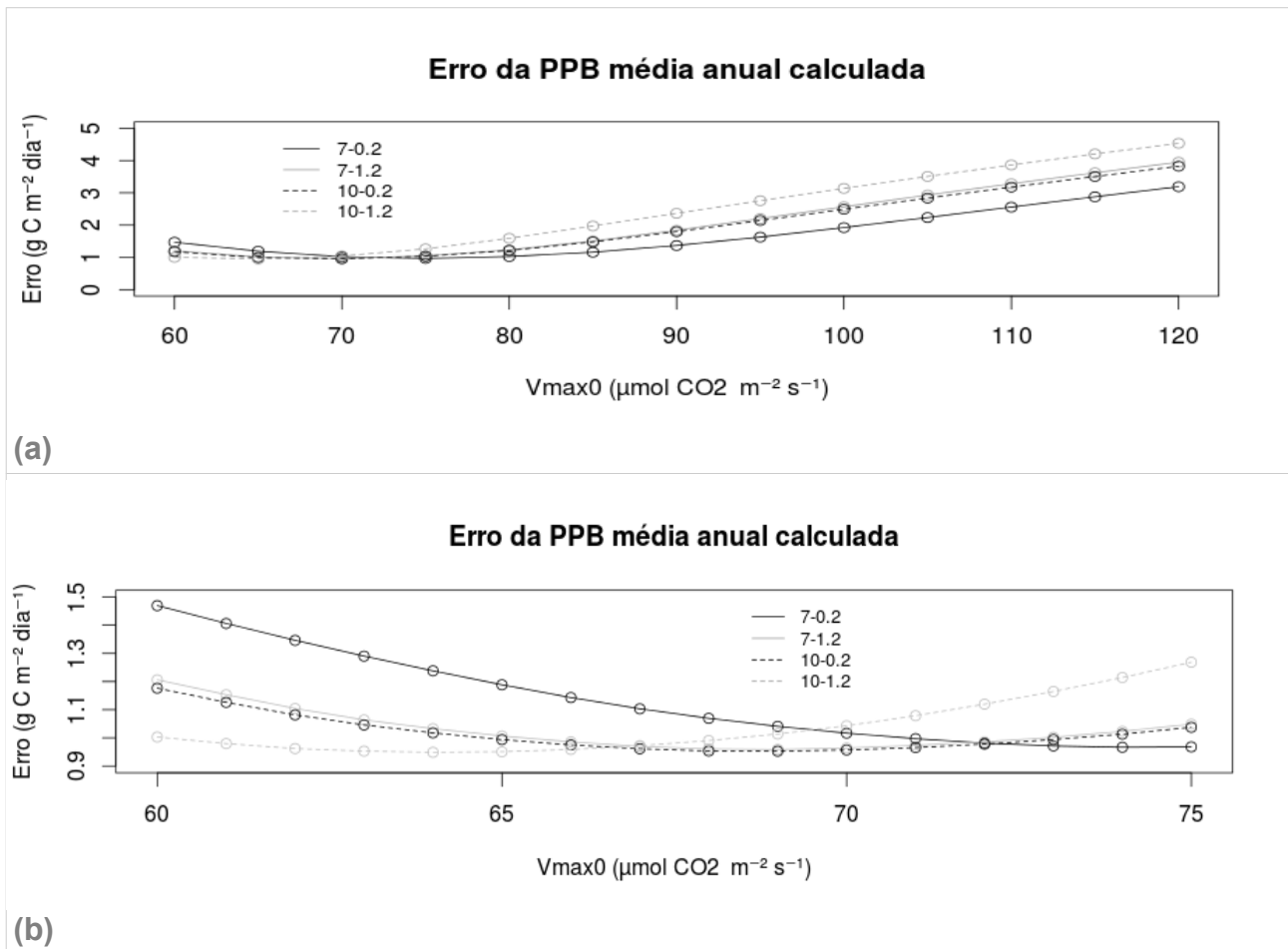
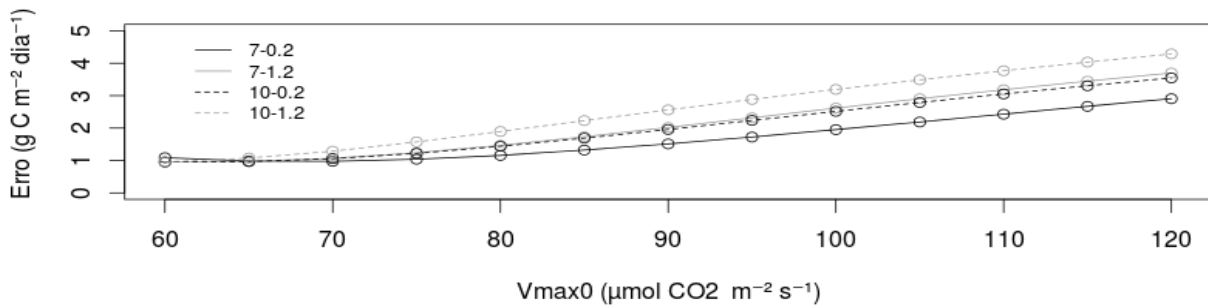


Figura 3.9: Erro da PPB média anual calculada (em $\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), com parametrização $m = 7$ (linhas contínuas) e 10 (linhas tracejadas), $S1 = 0,2$ (cor preta) e $1,2$ (cor cinza) e (a) $V_{\text{max}0}$ desde 60 até $120 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e (b) $V_{\text{max}0}$ desde 60 até $75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Na legenda consta a sequência de valores dos parâmetros m - $S1$.

Conclui-se da figura 3.9 (a) que o mínimo erro da PPB calculada ocorre por exemplo para $m=7$, $S1=0,2$ e $V_{\text{max}0}=70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ com valor de $\sim 1 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, e para $m=7$ e $S1=1,2$, e $m=10$ e $S1=0,2$, o erro mínimo foi com $V_{\text{max}0}=65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ também de $\sim 1 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, e igualmente para $m=10$ e $S1=1,2$ com $V_{\text{max}0}=60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Refina-se a escolha baseado na figura 3.9 (b) onde o erro mínimo encontra-se nos parâmetros $V_{\text{max}0} = 64 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $m = 10$ e $S1 = 1,2 \text{ K}^{-1}$ que foi arredondado para $V_{\text{max}0} = 65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

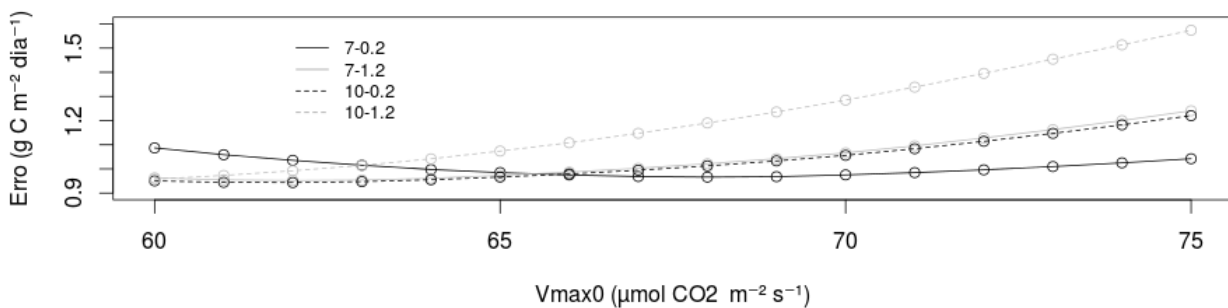
Para o erro da A_n média anual calculada, a figura 3.10 (a) explica o padrão para cada conjunto de parâmetros m , $S1$ e $V_{\text{max}0}$ desde 60 até $120 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e a figura 3.10 (b) quando o $V_{\text{max}0}$ está entre 60 até $75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Erro da An média anual calculada



(a)

Erro da An média anual calculada



(b)

Figura 3.10: Erro da An média anual calculada, com parametrização $m = 7$ (linhas contínuas) e 10 (linhas tracejadas), $S1 = 0,2$ (cor preta) e $1,2$ (cor cinza) (a) V_{max0} desde 60 até $120 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e (b) V_{max0} desde 60 até $75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Na legenda consta a sequência de valores dos parâmetros m - $S1$.

De forma análoga à interpretação da Fig. 3.9, na figura 3.10 (a) mostra-se que os mínimos erros estão na faixa de V_{max0} entre 60 e $75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, e com o refinamento na figura 3.10 (b) mostra-se que o menor erro está em $V_{max0} = 62 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, $m = 10$ e $S1 = 0,2$. Este valor de V_{max0} foi arredondado para $60 \text{ mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Finalmente os erros dos Fluxos de energia na figura 3.11 mostram que, ao contrario do erro nas produtividades vegetais quando o parâmetro V_{max0} varia, não se define um ponto de mínimo, mas nos extremos dos parâmetros, ou seja $m=7$, $S1=0,2$ e $V_{max0}=60 \text{ mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

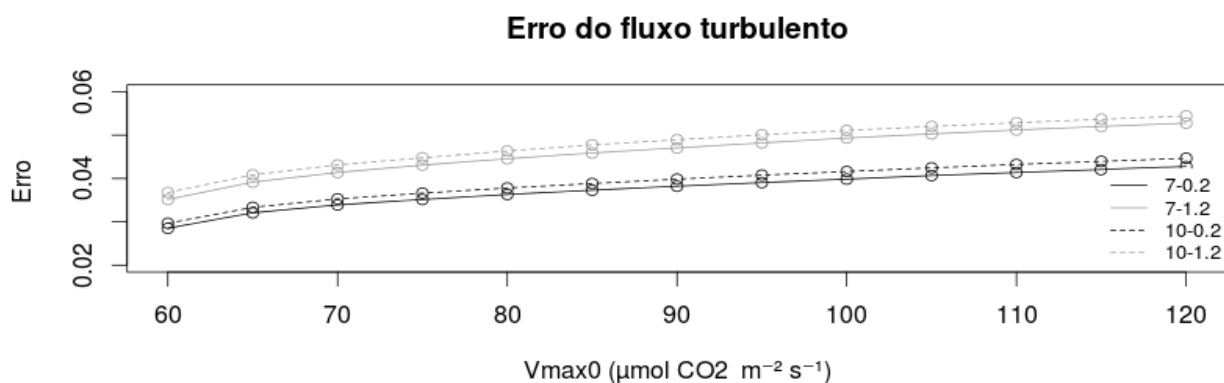


Figura 3.11: Erro do fluxo turbulento calculado, com parametrização $m = 7$ (linhas contínuas) e 10 (linhas tracejadas), $S1 = 0,2$ (cor preta) e $1,2$ (cor cinza) e $V_{\text{max}0}$ desde 60 até $120 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. O erro vai desde $0,02$ até $0,06$ (adimensional).

Desta forma obtiveram-se 3 conjuntos de parâmetros que otimizarão os fluxos de CO_2 e energia. O primeiro conjunto refere-se à PPB, chamado de O1; o segundo à An, O2; e aos fluxos turbulentos, O3. A Tabela 3.2 mostra os erros calculados e os valores dos parâmetros nos conjuntos ótimos comportamentais O1, O2 e O3, respectivamente, com a média calculada anual da PPB, An e LE.

Tabela 3.2. Conjuntos de parâmetros comportamentais O1, O2 e O3 que minimizaram o erro da PPB, An e EFT médios anuais.

Conjunto ótimo	$V_{\text{max}0}$ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	m	$S1$ K^{-1}	Erro	PPB ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$)	An ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$)	LE (W m^{-2})
O1	65	10	1,2	0,951	30,9	26,4	137,0
O2	60	10	0,2	0,950	26,2	22,0	126,5
O3	60	7	0,2	0,028	24,3	20,0	105,5

3.2. Testes de Sensibilidade no sítio K83

Para iniciar a discussão dos efeitos das variáveis atmosféricas na produtividade vegetal da Amazônia, foram feitos testes de sensibilidade com o modelo SiB2 pontual no sítio experimental K83. Este procedimento servirá para entender os processos simulados em situação perturbada, isoladamente em um ponto, e com o modelo calibrado. Depois, em uma escala maior, as perturbações serão feitas na Amazônia, onde as incertezas dos cálculos serão maiores.

A figura 3.12 mostra a diferença da PPB média anual do Experimento menos o Controle, para todos os casos de temperatura, CO₂, conjuntos de parâmetros, e umidade relativa do ar.

Nota-se que a PPB de forma geral aumenta com a temperatura e a concentração de CO₂, nas duas hipóteses de umidade relativa (UR), e para os 3 conjuntos comportamentais, com pequenas exceções discutidas a seguir: os casos declinante e invariante de UR para o conjunto O3 mostram pequenas diferenças, por exemplo, a tendência no caso de UR declinante (figura 3.12a) é de aumentar apenas com a concentração de CO₂, e a tendência para UR invariante é aumentar com ambos, temperatura e concentração de CO₂. Outro aspecto notável é que nos dois casos de UR o impacto se dá em O3 com magnitudes menores que nos conjuntos O1 e O2.

Assim, o desvio máximo do caso controle se dá na hipótese de UR invariante nos conjuntos comportamentais O1 e O2, quando aumentariam até 8 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹ com aquecimento de 3 °C e enriquecimento de CO₂ de 30%. Também é assim no caso da UR declinante, todavia com desvio máximo um pouco menor, de 7 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹, o que indica que o efeito do secamento do ar pode atenuar o impacto de aumento da PPB.

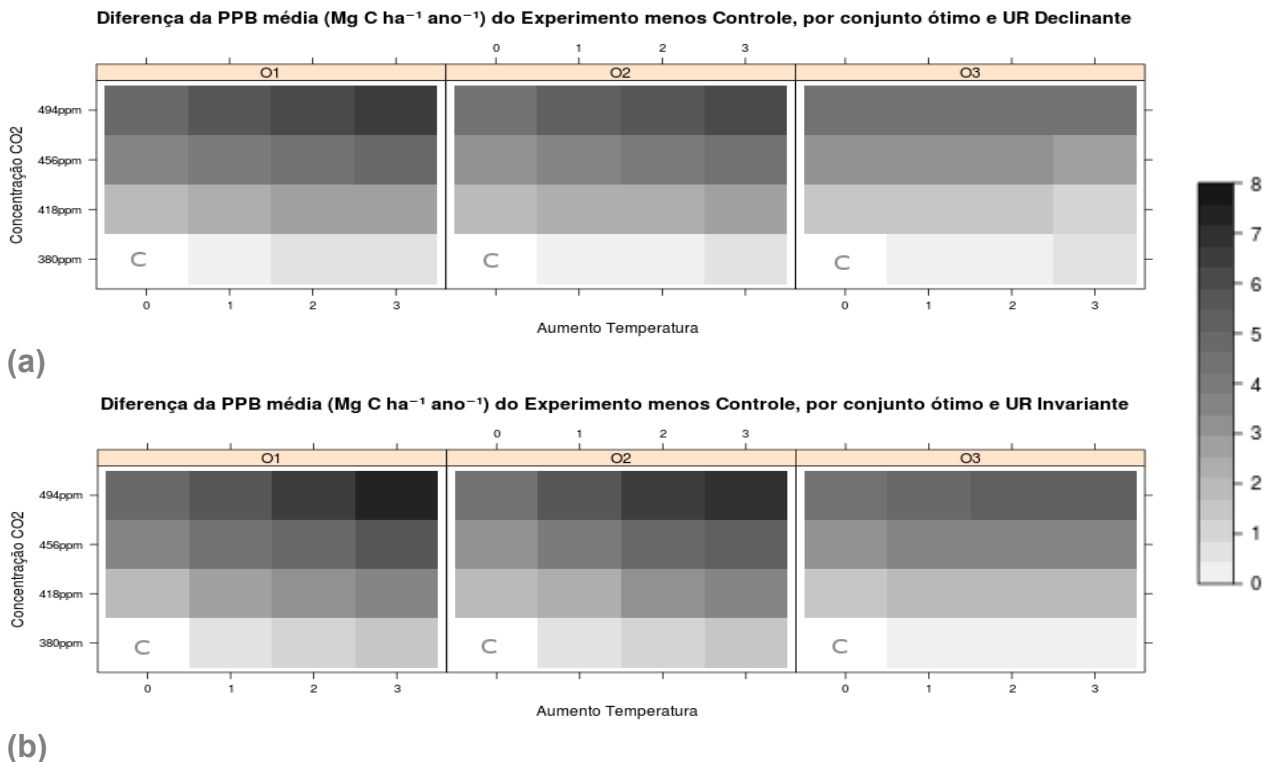


Figura 3.12: Diferença entre a PPB média (Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) do Experimento menos o Controle, para todos os casos de temperatura e concentração de CO₂, por conjunto de parâmetros O1, O2 e O3, para a) UR declinante e b) UR invariante. Na abscissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO₂. O termo “C” representa o caso controle.

Para ilustrar este impacto da umidade relativa na PPB se apresenta a figura 3.13. Conclui-se que nos conjuntos comportamentais O1 e O2 o secamento do ar atenua o aumento da PPB, entre 0,5 a 1 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹, maiores na medida de mais aquecimento e enriquecimento de CO₂. Todavia no conjunto O3 este padrão inverte-se apenas no caso de CO₂ igual a 380 ppm, em que o secamento do ar promove aumento da PPB com o aquecimento.

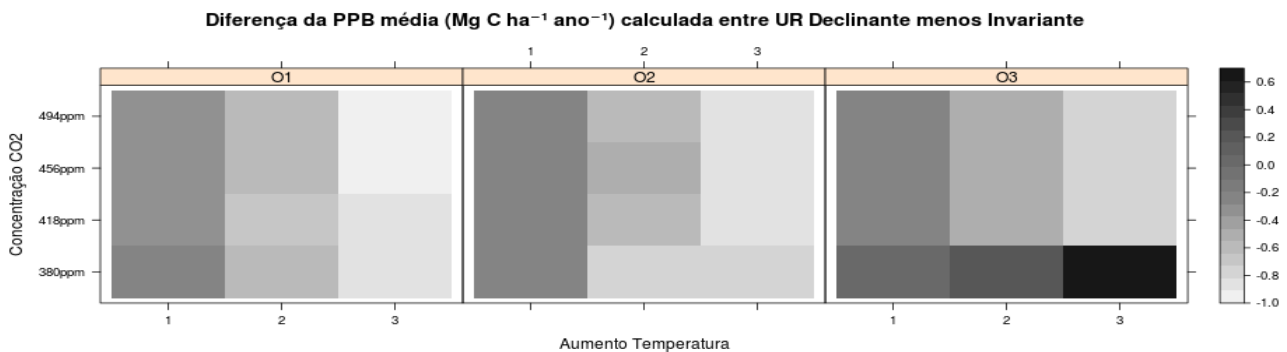


Figura 3.13. Diferença da PPB média (Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) calculada com UR declinante menos a calculada com UR invariante para todos os casos de temperatura e concentração de CO₂, por conjunto ótimo calibrado (O1, O2 e O3). Na abcissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C. Nas ordenadas a concentração de CO₂.

Conforme ilustra a Fig. 3.14, a assimilação líquida de CO₂ (An) tem aparentemente um padrão de resposta parecido com o da PPB, que cresce com a temperatura e a concentração de CO₂, nas duas hipóteses de umidade relativa, e para os 3 conjuntos comportamentais. A tendência no caso UR declinante (Fig. 3.14.a) também é de aumentar apenas com a concentração de CO₂, e para UR invariante é aumentar com ambos, temperatura e concentração de CO₂. O máximo desvio no caso Controle se dá na hipótese de UR invariante nos conjuntos O1 e O2, quando a temperatura aumenta 3 °C e a concentração de CO₂ de 30%, aumentando em até 7 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹. O secamento do ar poderia atenuar o aumento da assimilação líquida de CO₂, pois no caso da UR declinante o desvio máximo é menor, de 5 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹.

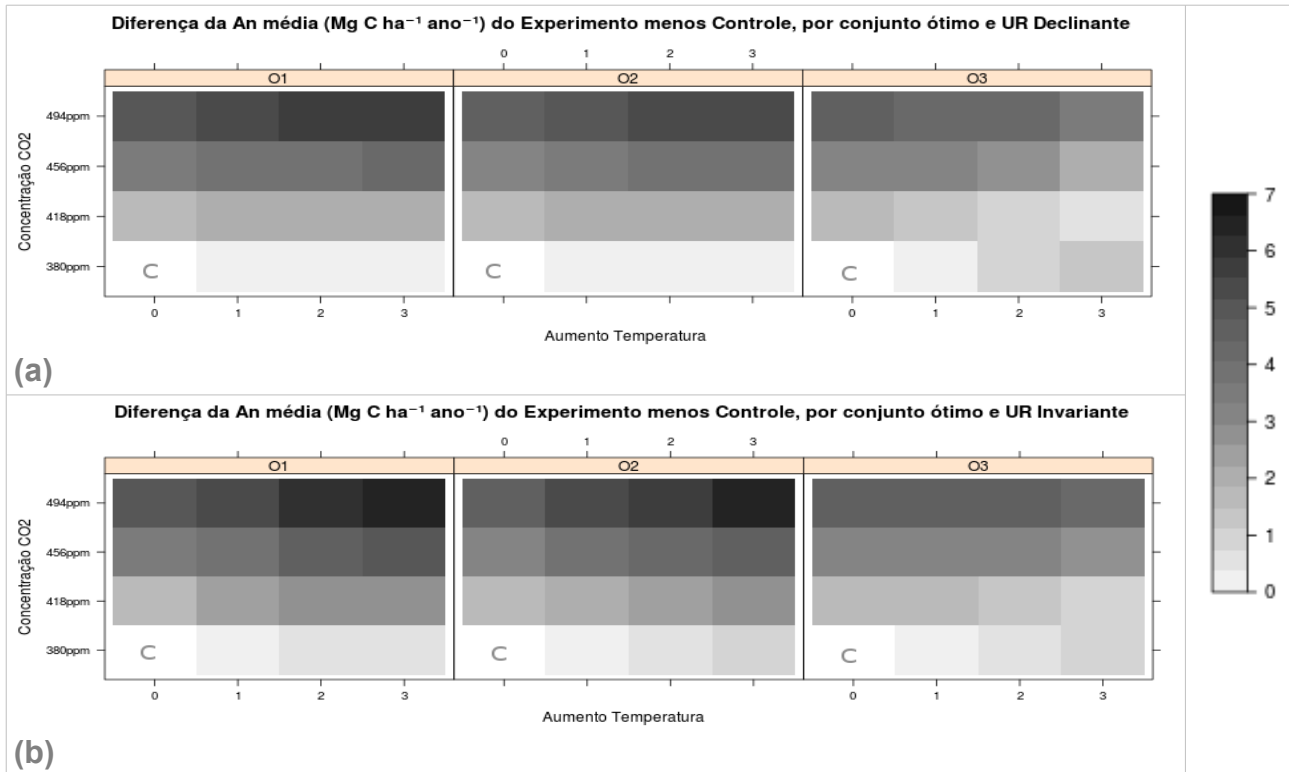


Figura 3.14: Diferença da An média (Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) do Experimento menos o Controle, para todos os casos de temperatura e concentração de CO₂, por conjunto de parâmetros comportamental, para a) UR declinante e b) UR invariante. Na abcissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO₂. O termo “C” representa o caso controle.

O impacto das hipóteses de umidade relativa na PPB repete-se com An (Fig. 3.15), com o secamento do ar atenuando o aumento de An em até 0,8 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹ nos conjuntos comportamentais O1 e O2, e com atenuação maior na medida de mais aquecimento e enriquecimento de CO₂. No conjunto O3 este padrão inverte-se apenas no caso de CO₂ igual a 380 ppm, promovendo aumento de An com o aquecimento.

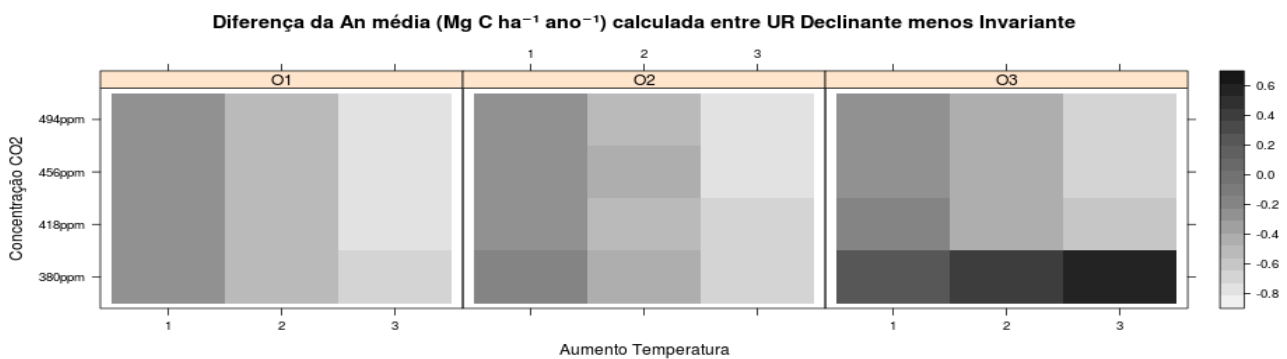


Figura 3.15. Diferença da An média (Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) calculada com UR declinante menos a calculada com UR invariante para todos os casos de temperatura e concentração de CO₂, por conjunto de parâmetros comportamental. Na abcissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO₂.

Analisando-se o desvio do fluxo de calor latente (LE) médio anual, nota-se um padrão muito diferente aos das produtividades vegetais (Fig. 3.16).

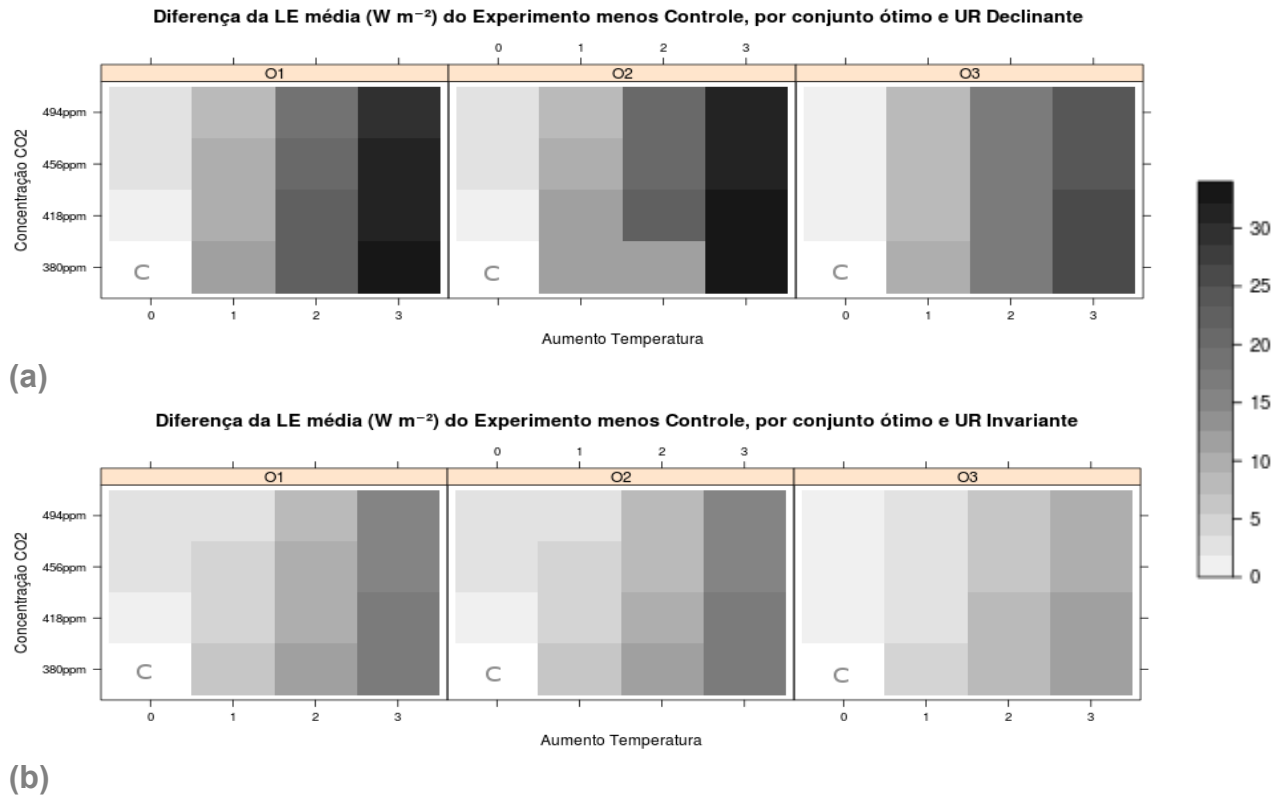


Figura 3.16: Diferença do fluxo de calor latente médio ($W m^{-2}$) para todos os casos de temperatura e concentração de CO_2 , por conjunto ótimo calibrado (O1, O2 e O3), para a) UR declinante e b) UR invariante. Nas abscissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO_2 . O termo “C” representa o caso controle.

O padrão geral dos efeitos no fluxo de calor latente é o de aumentar proporcionalmente com a temperatura do ar, em todos os conjuntos comportamentais e hipóteses de umidade relativa. Para o enriquecimento de CO_2 , há pequena tendência de redução de LE, mas mais enfática nas temperaturas mais altas. A máxima diferença deu-se no caso da UR declinante para a temperatura $T+3^\circ C$, em aproximadamente $35 W m^{-2}$ (Fig. 3.16.a).

Quando comparam-se as diferenças do impacto em LE sob hipóteses de umidade relativa (Fig. 3.17) nota-se que na UR declinante apresentam-se valores mais altos em todos os cenários, e proporcionais ao aumento de temperatura, atingindo aumento médio de aproximadamente $17 W m^{-2}$ quando a temperatura aumenta 3 °C. Isto é coerente na medida em que, ao diminuir a umidade relativa, o déficit de pressão de vapor d’água do ar aumenta, promovendo maior demanda da atmosfera, e aumentando a transpiração da

planta.

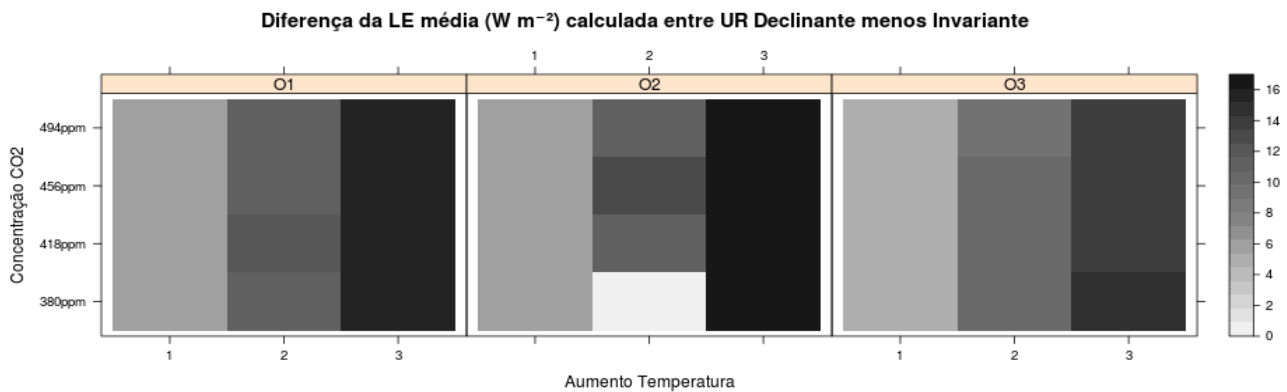


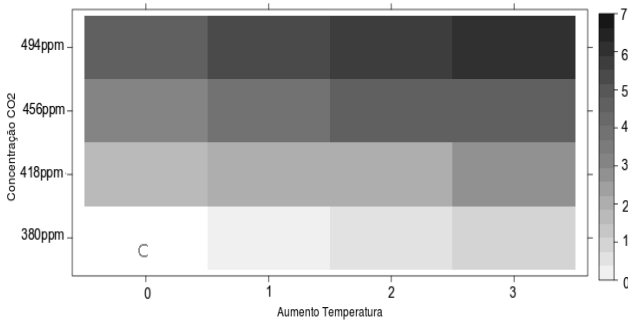
Figura 3.17. Diferença do LE médio ($W m^{-2}$) calculada com UR declinante menos a calculada com UR invariante para todos os casos de temperatura e concentração de CO₂, por conjunto ótimo calibrado (O1, O2 e O3). Nas abscissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO₂.

Os resultados apresentados nas figuras 3.12, 3.14 e 3.16 são coerentes com os resultados obtidos por Niyogi & Xue (2006) com o mesmo modelo para plantas C3.

A figura 3.18 apresenta a média do desvio Experimento menos Controle, para a PPB, An e LE, somando-se todos os 6 casos variantes (3 conjuntos comportamentais combinados e 2 hipóteses de umidade relativa do ar), em valores absolutos e percentuais.

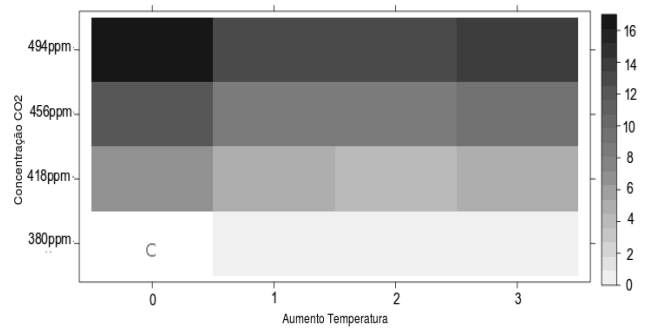
Nota-se para a PPB padrões de aumento que vão até $7 Mg C ha^{-1} ano^{-1}$ (figura 3.18 a); para a An o desvio médio chega até $6 Mg C ha^{-1} ano^{-1}$ e; para o LE vai desde 0 até $\sim 23 W m^{-2}$. Há impacto positivo das duas forçantes (temperatura do ar e concentração de CO₂) na PPB e An, e a tendência mantém um padrão semelhante ao das figuras 3.12 e 3.14. Para o fluxo de calor latente, o aumento é mais notável com a temperatura do ar.

O impacto em percentual da concentração de CO₂ na PPB e An é maior do que o impacto da temperatura do ar (figuras 3.18.b, d), e também cresce com o próprio aumento da temperatura. Os incrementos percentuais máximos de PPB e An são de aproximadamente 16% e 20%, quando a temperatura não se altera e a concentração de CO₂ aumenta 30%, isto é, o impacto do CO₂ é sempre mais marcante quando não há aquecimento. Para o fluxo de calor latente, observa-se um padrão claro de aumento do desvio percentual com a temperatura.

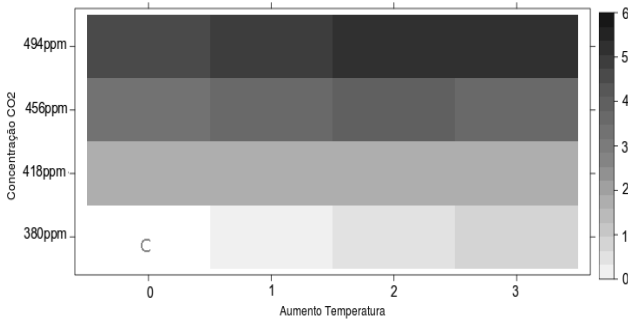
Média do desvio (Experimento menos Controle) da PPB ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) dos 3 set ótimos e casos UR

(a)

Média do desvio (Experimento menos Controle) da PPB (%) dos 3 set ótimos e casos UR

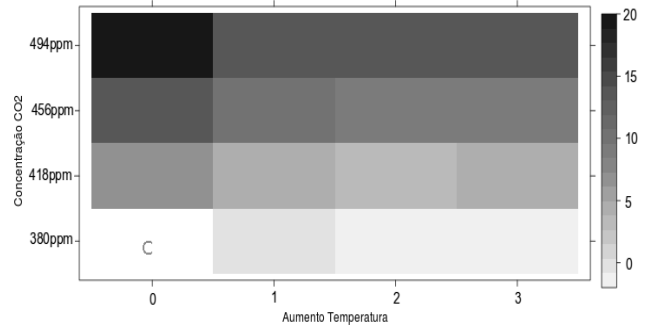


(b)

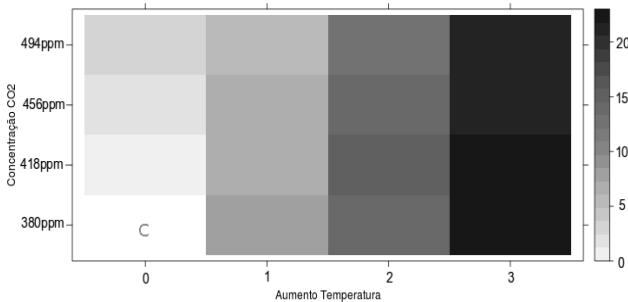
Média do desvio (Experimento menos Controle) da An ($\text{Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) dos 3 set ótimos e casos UR

(c)

Média do desvio (Experimento menos Controle) da An (%) dos 3 set ótimos e casos UR

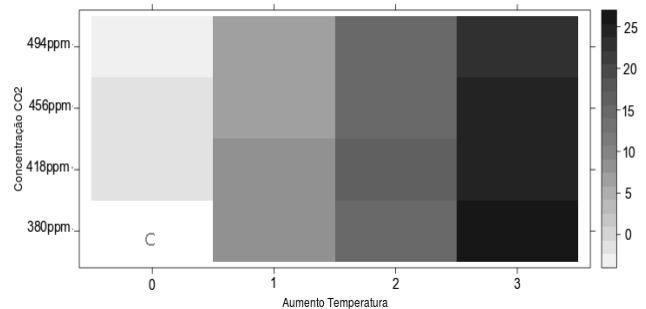


(d)

Média do desvio (Experimento menos Controle) do LE (W m^{-2}) dos 3 set ótimos e casos UR

(e)

Média do desvio (Experimento menos Controle) do LE (%) dos 3 set ótimos e casos UR



(f)

Figura 3.18: Média do desvio entre a PPB (a), An (c) e LE (e) dos três conjuntos comportamentais (O1, O2 e O3) e duas hipóteses de umidade relativa (UR declinante e invariante), do Experimento menos o Controle, para todos os casos de temperatura e concentração de CO_2 . Nas figuras (b), (d) e (f), está a média do Desvio percentual dos mesmos. Nas abscissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO_2 . O termo “C” escrito representa o caso controle.

Na figura 3.19 calculou-se a Eficiência de Uso da água (WUE) médio (calculada como a assimilação líquida de CO_2 anual sobre a transpiração anual), em todos os conjuntos comportamentais e hipóteses de umidades relativas, para auxiliar a explicar o marcado aumento da An e PPB com a concentração de CO_2 quando comparado ao impacto da temperatura do ar.

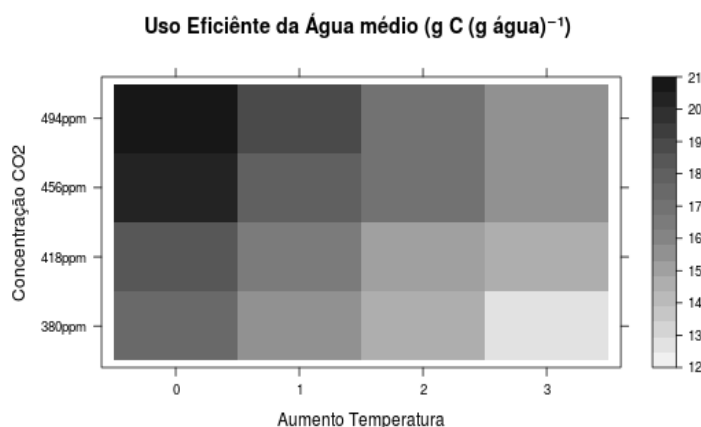


Figura 3.19: Média da Eficiência de Uso da água (g C / g de água transpirada) calculada com as médias dos três conjuntos comportamentais e duas hipóteses de umidade relativa. Nas abcissas está o aumento de temperatura para 1, 2 e 3 °C; o 0 (zero) significa o Controle. Nas ordenadas a concentração de CO₂ em ppm.

Nota-se que o WUE atinge o máximo (aproximadamente 21 g C / g H₂O transpirada) para a maior concentração de CO₂ (494 ppm) e sem aquecimento. O impacto do maior consumo de água da planta deu-se com o aumento de temperatura, reduzindo o WUE. O impacto de maior produtividade deu-se com o crescente enriquecimento do CO₂ atmosférico nas temperaturas menores, o que justifica os máximos de WUE com alto CO₂ e temperatura de controle.

A Tabela 3.3 mostra a média anual da PPB e An e LE para a média de todos os casos simulados, com o coeficiente de variação e o desvio percentual em relação ao Controle.

Nota-se na PPB um aumento pronunciado (~ 2 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) quando a concentração de CO₂ aumenta em 10%, enquanto só com o aquecimento o incremento é apenas de ~0,2 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹. A explicação disto decorre em grande parte das equações 3.15, 3.16 e 3.25, pois a temperatura do ar controla a capacidade de catalisação por Rubisco (V_m) que por sua vez aumenta a respiração da folha. Os valores médios do LE aumentam expressivamente com o aquecimento, mas diminuem com o enriquecimento de CO₂ e temperatura constante.

O coeficiente de variação (CV) na Tabela 3.3 é uma forma de se quantificar a incerteza do impacto da perturbação calculada pelo modelo. Para a PPB os mínimos CV foram iguais a 7,5% no caso de aquecimento de 1 °C e CO₂ +30%, e igual a 14,2% no caso Controle. O mínimo CV no impacto sobre An foi de 7,4% no caso de de CO₂ +30% sem aquecimento, e o máximo CV igual a 16,2% na concentração de CO₂ Controle e

aquecimento de 3 °C. Finalmente, o CV no LE varia entre 10,3% para a simulação CO₂ +30% sem alteração da temperatura e 13,5%, na concentração de CO₂ Controle e aquecimento de 3 °C.

Tabela 3.3. Média anual de todos os experimentos (conjuntos comportamentais e UR declinante e invariante) , coeficiente de variação CV (%) e Desvio percentual (%), para a PPB e An (Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) e LE (W m⁻²)

Aumen. CO ₂ (%)	Aumen. Temp	PPB Média	CV PPB (%)	Desvio % PPB (%)	An Média	CV An (%)	Desvio % An (%)	LE Média	CV LE (%)	Desvio % LE (%)
0	0	27,5	14,2	0,0	23,9	8,4	0,0	89,5	10,9	0,0
10	0	29,2	13,6	6,2	25,6	8,1	7,2	88,6	10,7	-1,0
20	0	30,8	13,0	11,8	27,1	7,8	13,6	87,6	10,5	-2,1
30	0	32,1	12,5	16,8	28,5	7,4	19,3	86,6	10,3	-3,3
0	+1	27,8	8,3	1,1	23,9	13,2	0,3	97,4	11,5	8,8
10	+1	29,6	8,0	7,8	25,7	12,6	7,9	96,6	11,3	8,0
20	+1	31,3	7,8	13,7	27,4	12,1	14,8	95,7	11,1	6,9
30	+1	32,8	7,5	19,1	28,9	11,7	21,0	94,6	10,9	5,8
0	+2	28,0	9,0	1,8	23,9	14,6	0,1	103,1	11,4	15,3
10	+2	29,6	8,2	7,7	25,5	13,1	6,7	104,5	12,4	16,8
20	+2	32,0	9,0	16,1	27,8	14,2	16,5	103,3	12,1	15,5
30	+2	33,3	8,3	20,9	29,1	13,0	22,0	102,6	12,0	14,6
0	+3	28,2	9,9	2,4	23,7	16,2	-0,5	112,4	13,5	25,6
10	+3	30,2	9,7	9,7	25,7	15,6	7,9	111,9	13,3	25,0
20	+3	32,0	9,4	16,3	27,6	15,1	15,5	111,2	13,2	24,2
30	+3	33,7	9,2	22,4	29,2	14,5	22,5	110,3	13,1	23,3

3.3. Distribuição espaço-sazonal da Produtividade na Amazônia no Cenário Controle

Este capítulo apresenta os resultados da simulação regional na Amazônia brasileira, por simplicidade apenas com os parâmetros do conjunto ótimo O1. Nas figuras 3.20, 3.21, 3.22 e 3.23, apresentam-se algumas das forçantes utilizadas no modelo SiB2-Reg.

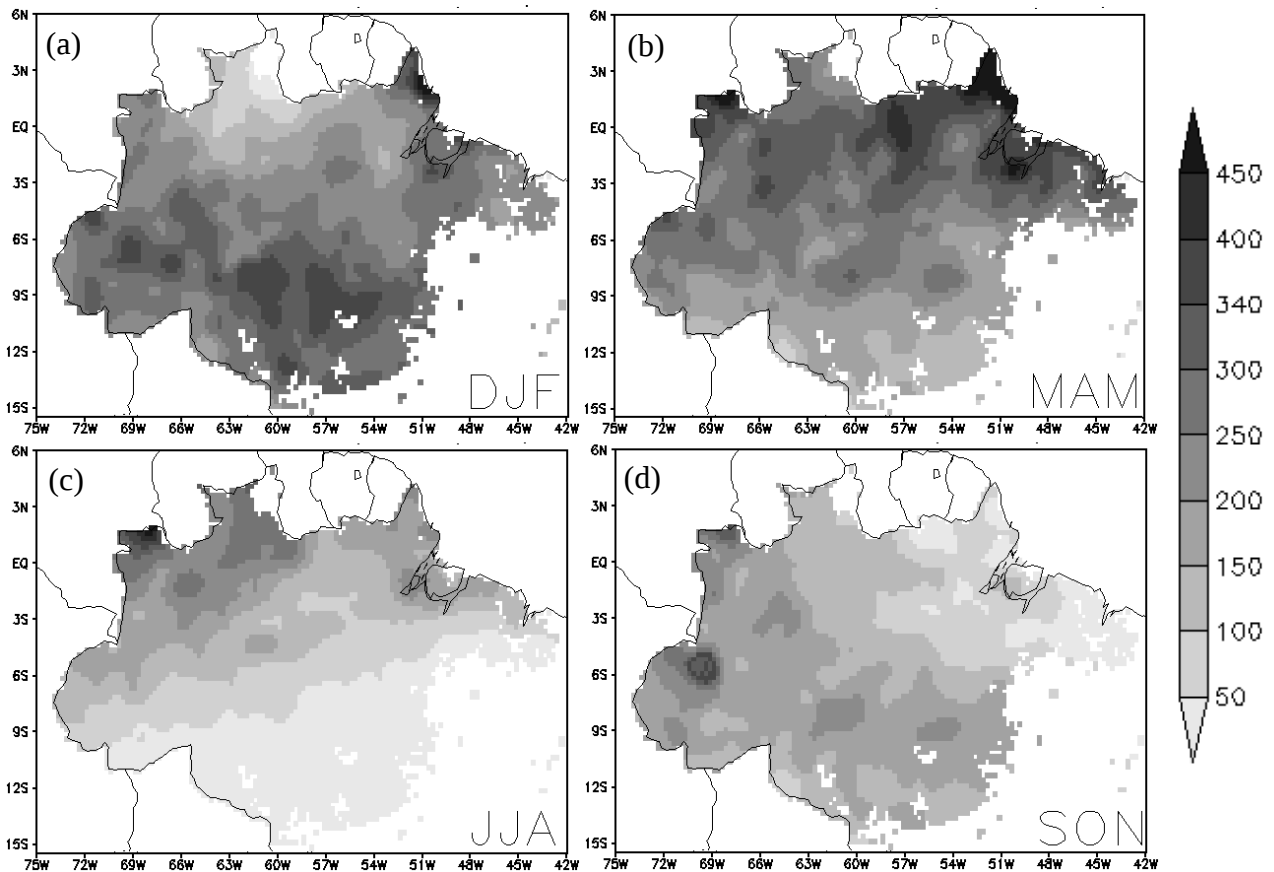


Figura 3.20: Média trimestral da Precipitação (mm mês^{-1}). a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON) no período de 2000-2004.

Na figura 3.20 nota-se claramente o padrão de estação chuvosa (DJF-MAM) e da estação seca (JJA-SON). Durante o Verão austral, o Sul da bacia recebe mais água chuva do que o Norte, e durante o Outono na região Norte a precipitação é maior, com 450 mm mês^{-1} . Já nos meses de estiagem o padrão de distribuição das águas se inverte, em JJA os máximos são de $\sim 50 \text{ mm mês}^{-1}$ e precipita mais ($\sim 250 \text{ mm mês}^{-1}$) no Norte da Bacia. O mesmo acontece durante a Primavera. Esta distribuição espacial é semelhante à climatologia de chuva de longo prazo observada em escala continental.

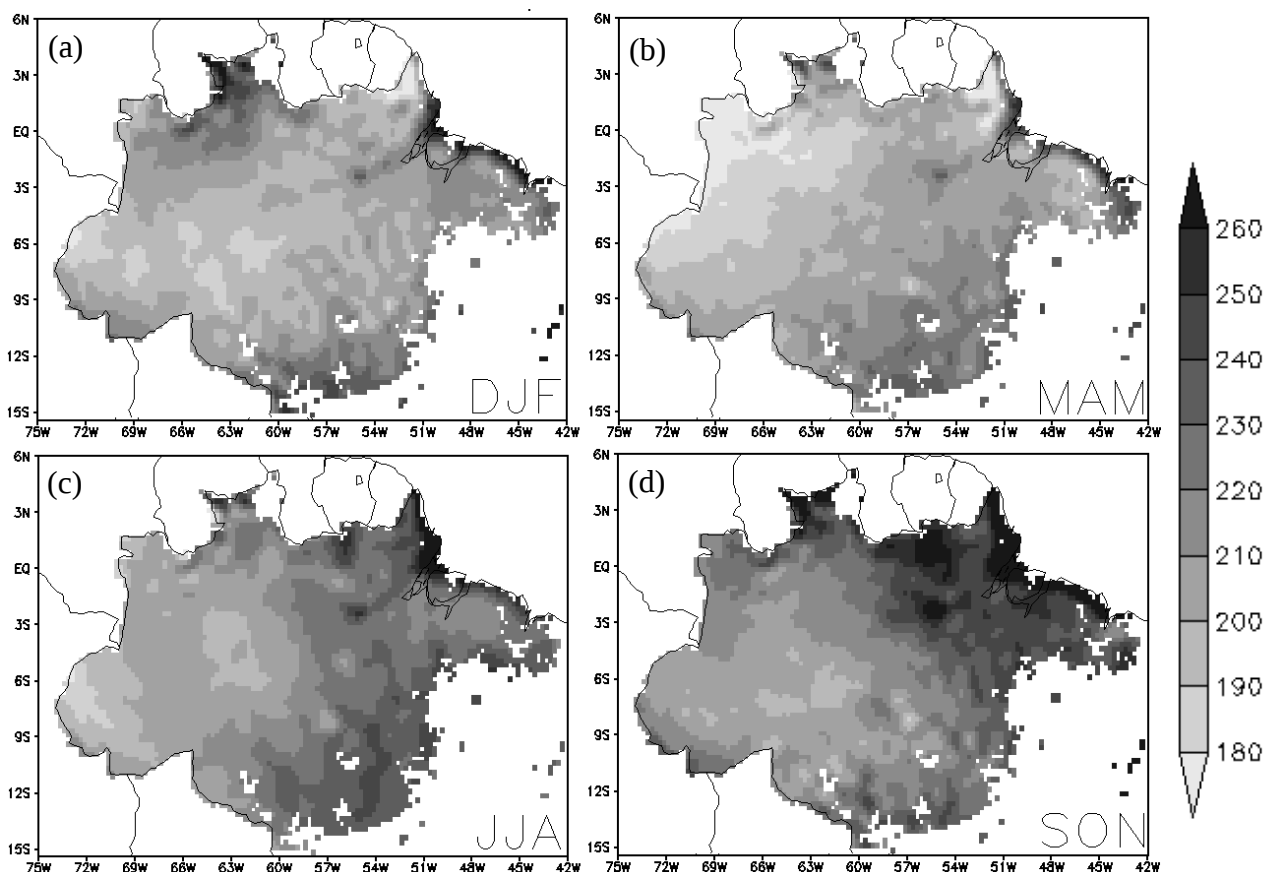


Figura 3.21: Média trimestral da Irradiância Incidente (W m^{-2}) no período 2000-2004 . a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON) no período de 2000-2004.

A sazonalidade da Irradiância incidente (K_i) é mostrada na figura 3.21. Mostra-se que durante a estação úmida (DJF – MAM) a Amazônia apresenta valores anuais mínimos entre 200 e 220 W m^{-2} , muito associados ao aumento da chuva e por sua vez com atenuação da radiação pela nebulosidade. No outono e no Inverno, com a redução da chuva no sudeste da Amazônia, aparecem neste setor outros máximos regionais de radiação solar. A máxima anual de irradiância solar na Amazônia acontece na Primavera (SON), com valores que alcançam os 260 W m^{-2} no Nordeste da bacia.

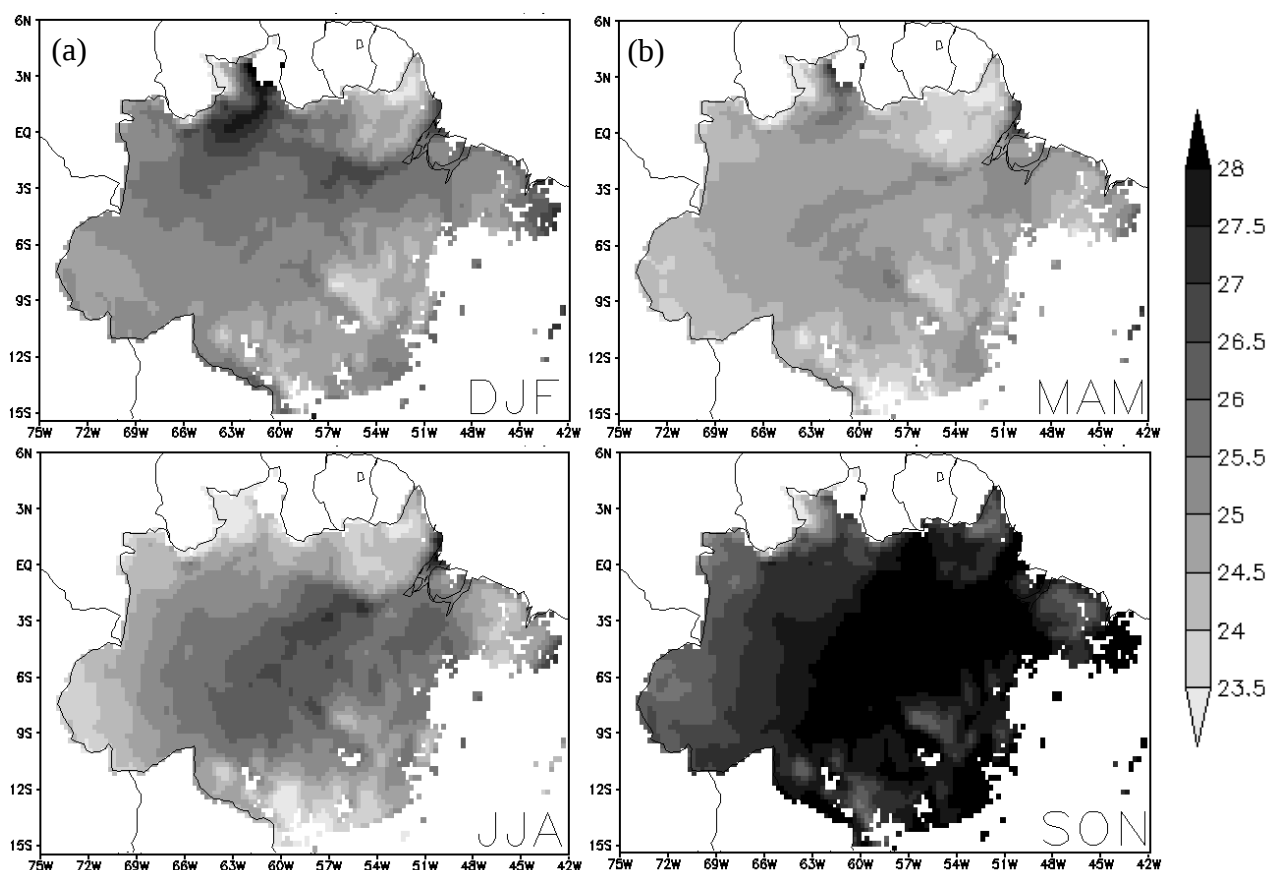


Figura 3.22: Média trimestral de temperatura do ar ($^{\circ}$ C) no período 2000-2004. a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON) no período de 2000-2004.

Segundo a figura 3.22, durante a Primavera (SON) a bacia Amazônica apresenta os máximos anuais de temperaturas, acima de 26° C em quase todo o domínio. Durante o Verão, o setor Noroeste mostra maiores temperaturas, associadas ao máximo de radiação solar incidente, de aproximadamente 27° C. As mínimas temperaturas médias em escala regional ocorrem no Inverno (JJA), nos setores mais ao Norte e ao Sul da bacia, geralmente na ordem de $23,5^{\circ}$ C. A distribuição espacial da temperatura é semelhante à climatologia do INMET, mas com uma certa superestimativa desta.

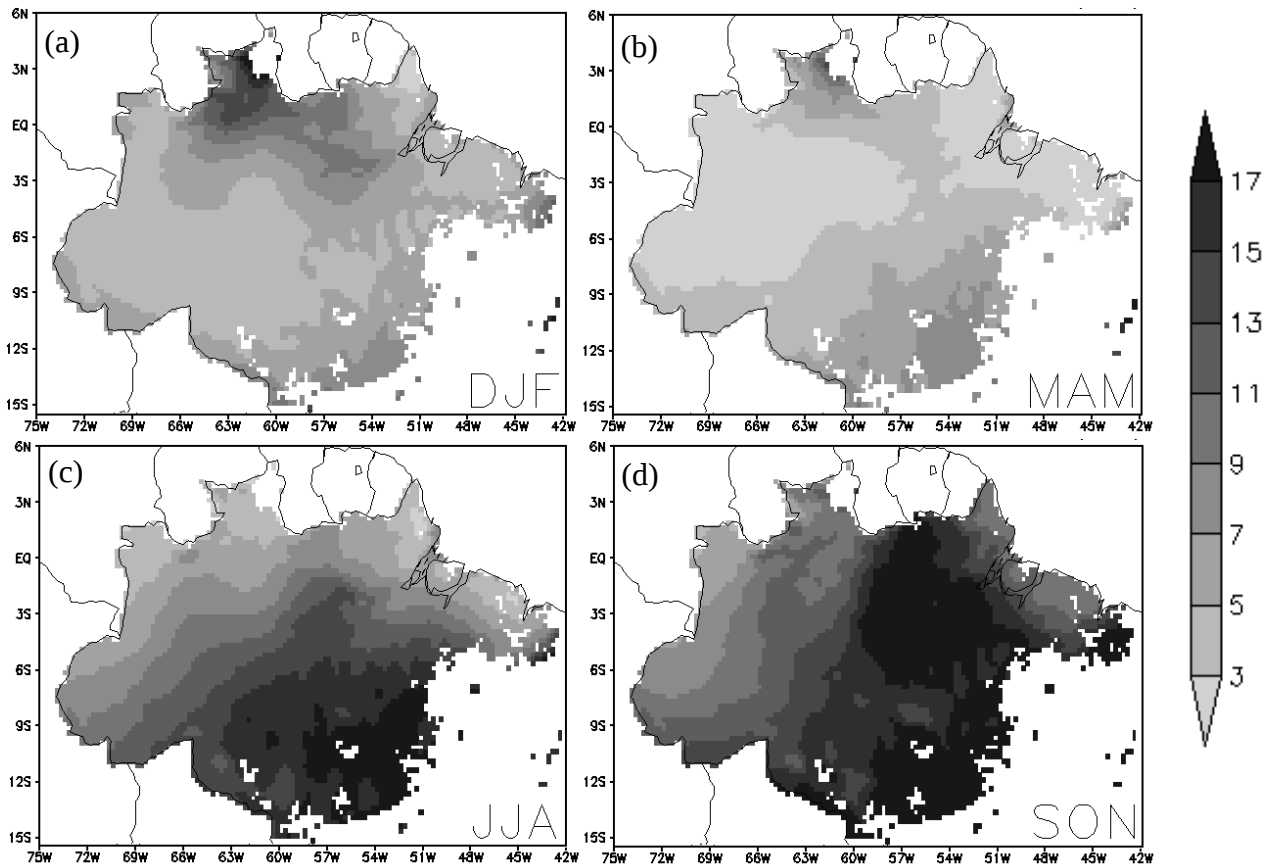


Figura 3.23: Média trimestral do Déficit de Pressão de Vapor (em hPa) no período 2000-2004. a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON) no período de 2000-2004.

Durante os meses do Verão e Outono, o Déficit de Pressão de Vapor (DVP) na Bacia apresenta uma distribuição espacial muito vinculada com a distribuição da precipitação e da temperatura. O ar mais seco ocorre no Verão no norte da Bacia com DPV de aproximadamente 15 hPa, no Inverno ficam no sul da bacia, e no Outono estendem-se também à Amazônia oriental, com máximos de 17 hPa. Em contrapartida, os mínimos ficam próximos ou abaixo de 3 hPa nos setores com mais chuva e temperaturas mais frias da bacia.

A média trimestral do Grau de Saturação da Umidade do Solo na segunda camada de raízes (W2) calculado pelo modelo (Fig. 3.24) mostra mínimos regionais na ordem de $\sim 0,60$ e máximos de $\sim 0,93$, concorrentes com as regiões mais secas e mais chuvosas por estação da bacia, respectivamente.

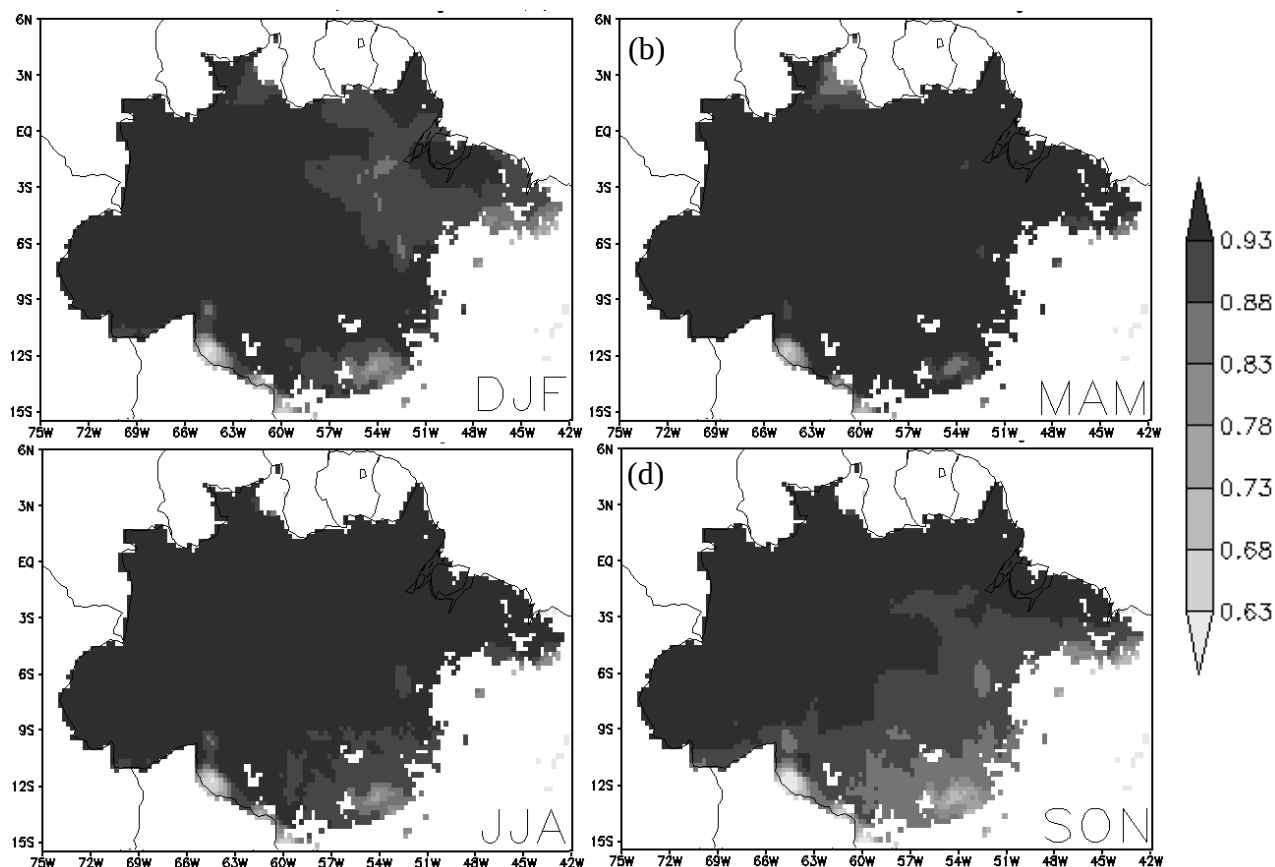


Figura 3.24: Média trimestral do Grau de Saturação da Umidade do Solo na segunda camada (W2) no período 2000-2004 (adimensional). a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON).

A figura 3.25 mostra o cenário Controle da PPB e An anual média. A distribuição espacial da PPB mostrou intervalos de 27 até 32 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹, e An de 23 até 28 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹, ambos com os mínimos localizados mais no setor sudoeste da bacia com aumento em direção ao setor norte-nordeste.

Desta forma a PPB calculada da Amazônia, quando comparada com a estimativa de Malhi (2012) situada entre 30 a 40 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹, está situada mais na faixa inferior daquele intervalo. Esta subestimativa pode ter algumas razões: a primeira refere-se aos dados forçantes da Reanalise, que podem não representar corretamente a distribuição das variáveis climáticas, especialmente e na amplitude anual; uma segunda e mais forte razão é a suposição da calibração ser de uma única área, no caso em Santarém, o que obviamente não é o ideal mas foi uma hipótese simplificadora por viabilidade.

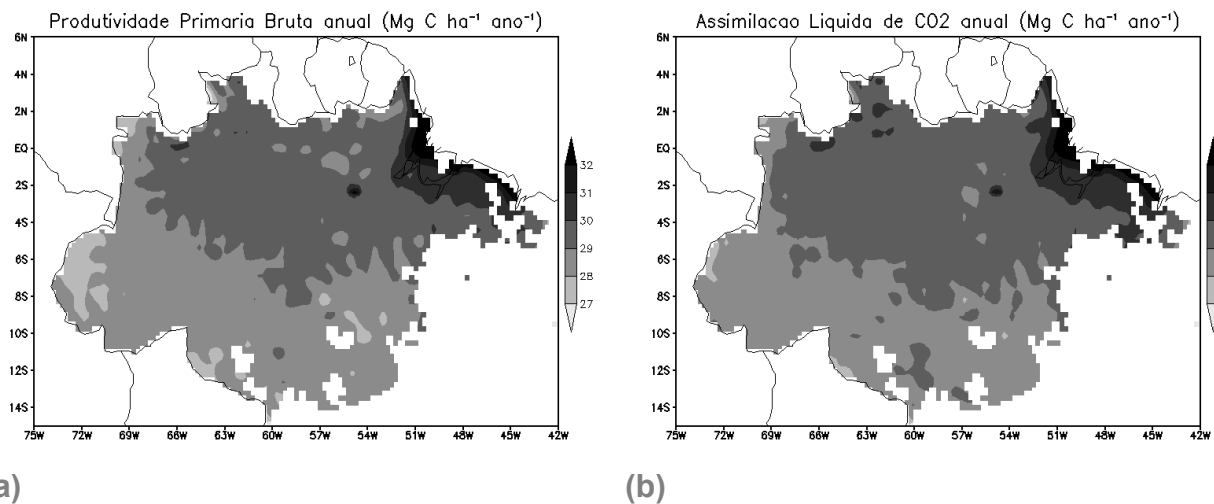


Figura 3.25: Produtividade Primária Bruta (a) e Assimilação Líquida de CO₂ (b) total anual no período 2000-2004 em Mg C ha⁻¹ ano⁻¹.

Para ilustrar a sazonalidade, apresentam-se na figura 3.26 as médias trimestrais da PPB. No Norte da Amazônia a PPB aumenta ou se mantém constante com o avanço da estação seca. A máxima PPB sazonal simulada foi no Outono (trimestre MAM) com valores de $\sim 2,7$ Mg C ha⁻¹ mês⁻¹ e mais centrados na Amazônia central e oriental. A seguir no inverno (JJA) os máximos deslocam-se para o Norte, concorrente com a máxima irradiância solar. Surgem alguns máximos muito localizados no extremo Nordeste (próximo à foz do Rio Amazonas), que são devidos aos máximos de radiação solar. Os mínimos anuais encontram-se no Sul da Amazônia durante o Inverno e Primavera (JJA e SON), concorrentes com menor temperatura, precipitação e umidade, conforme sugerem os campos de precipitação, DPV e W2.

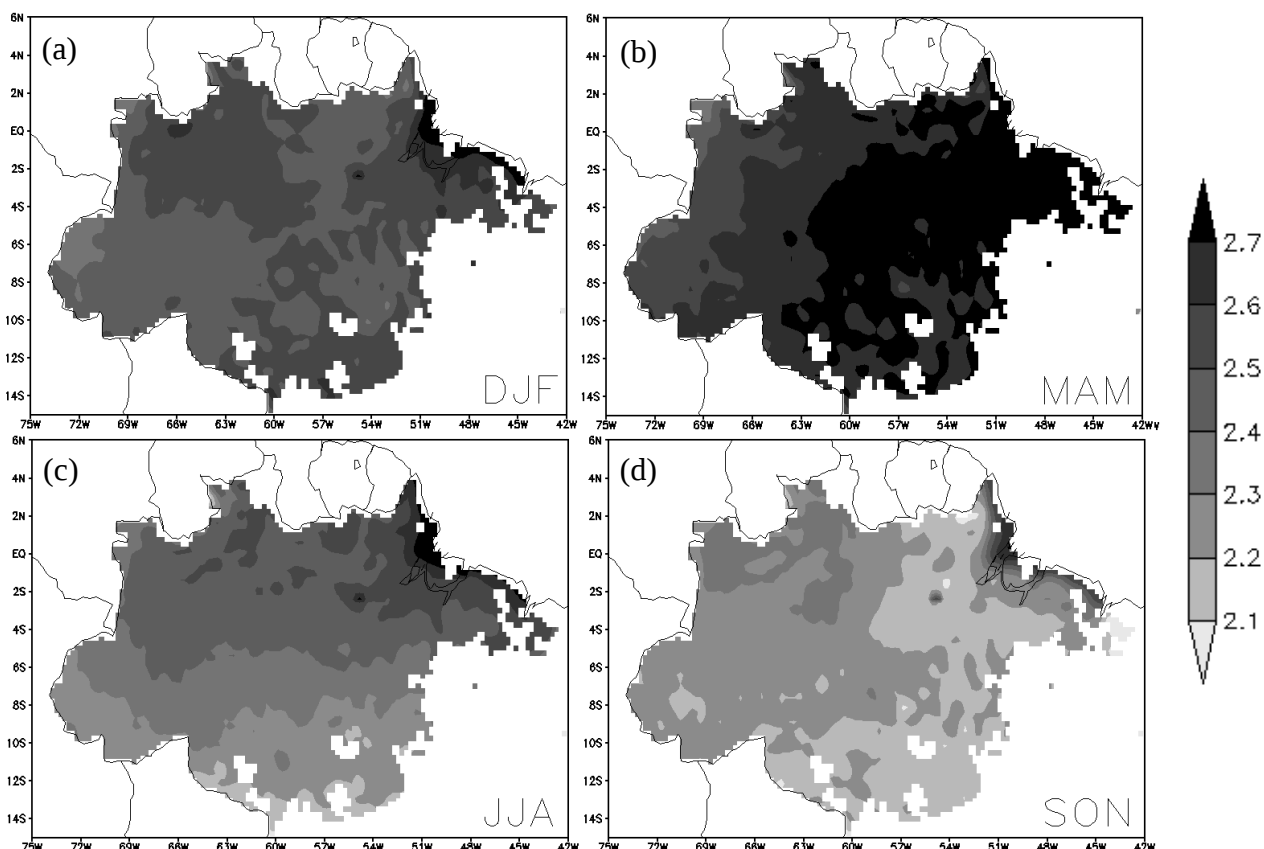


Figura 3.26: Média trimestral da Produtividade Primária Bruta no período 2000-2004 em $\text{Mg C ha}^{-1} \text{mês}^{-1}$. a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON).

Restrepo-Coupe et al., (2013) observaram 3 padrões na PPB na Amazônia,

- 1) Nos sítios equatoriais (K34, K67, K83 e CAX) a PPB aumenta ou se mantém alta assim que a estação seca avança.
- 2) No sítio RJA no sudoeste, a PPB diminui com a estação seca, já que nestes sítios a estiagem tende a ser mais extrema que nos sítios equatoriais e não é distinguido notavelmente um pico na radiação solar, e
- 3) No sítio JAV na Ilha de Bananal (sudeste da bacia) sazonalmente alagável há um incremento da PPB com a estação seca simultaneamente com picos na radiação PAR e novamente até meados da estação úmida.

A Assimilação Líquida de CO_2 média trimestral no período 2000-2004 em $\text{Mg C ha}^{-1} \text{mês}^{-1}$ é mostrada na figura 3.27.

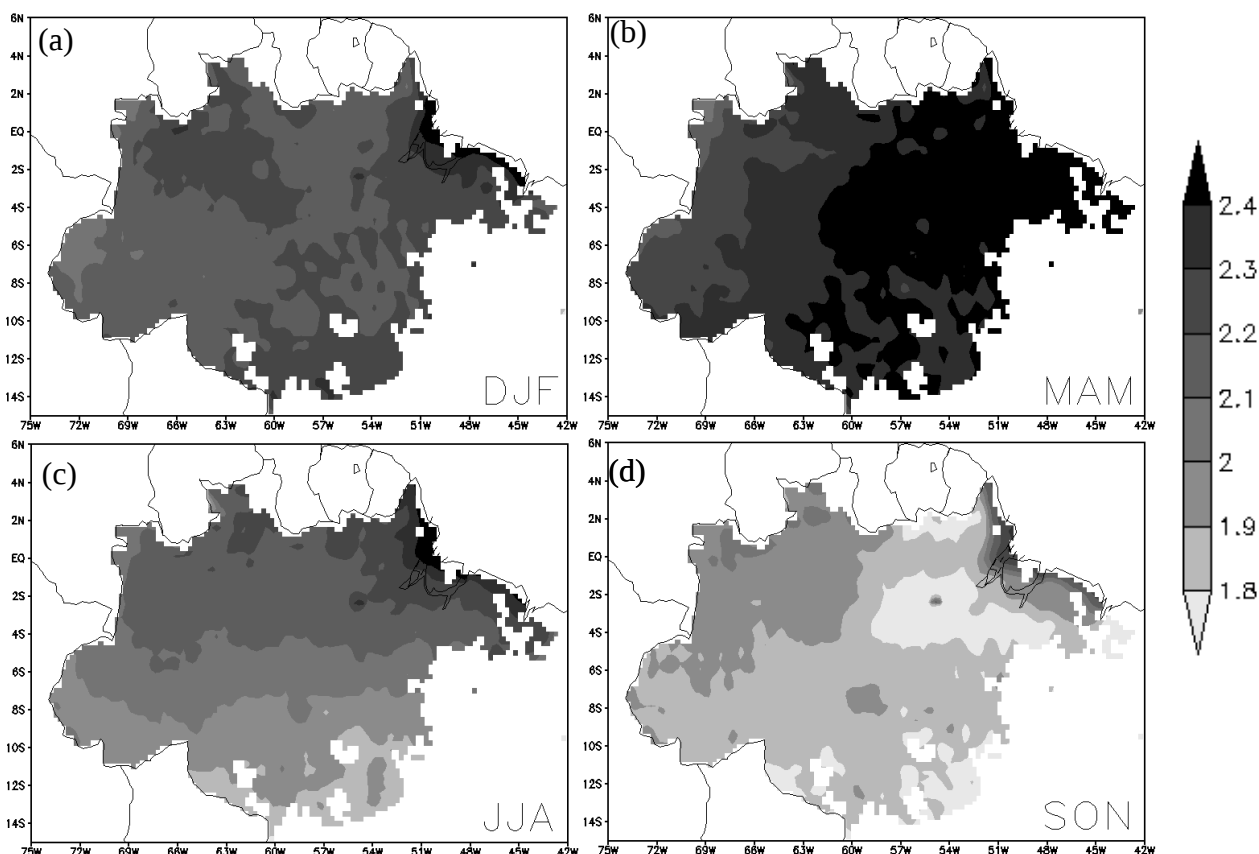


Figura 3.27: Média trimestral da Assimilação Líquida da Folha no período 2000-2004 em $\text{Mg C ha}^{-1} \text{mês}^{-1}$. a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON).

A sazonalidade do padrão de A_n é similar ao da PPB, mostrando-se no Norte da Amazônia em aumento com a progressão da estação seca, e máximos no Outono (trimestre MAM) em geral de $2,4 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{mês}^{-1}$ e mais centrados na Amazônia central e oriental. Igualmente, os mínimos anuais de A_n encontram-se no Sul da Amazônia durante o Inverno e Primavera (JJA e SON) em $2,1 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{mês}^{-1}$.

O fluxo de calor latente LE (Fig. 3.28) mostra uma relação um pouco defasada com os padrões de produtividade. No norte da Amazônia há um aumento com a progressão da estação seca (inverno austral), mas de forma mais marcante os máximos regionais ocorrem no Inverno (JJA) e Primavera (SON), com valores de 150 W m^{-2} , ou seja, defasados e um pouco mais tarde no ano do que a produtividade. Especialmente os máximos de LE aparecem mais centrados na Amazônia central e oriental, e desta forma coincidentes com os máximos de produtividade. Em termos de escala os mínimos ocorrem em valores de $\sim 80 \text{ W m}^{-2}$.

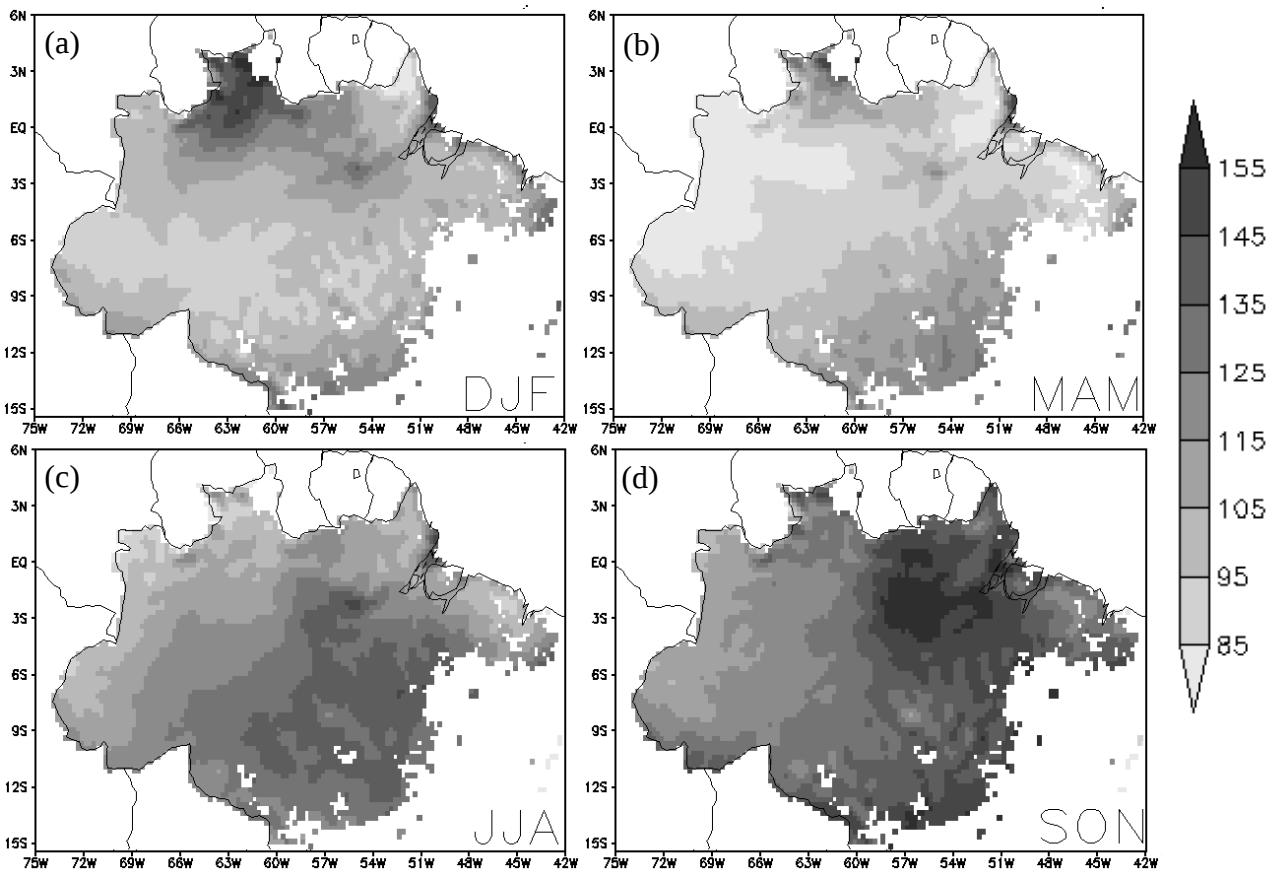


Figura 3.28: Média trimestral do Fluxo de Calor Latente no período 2000-2004 em $W m^{-2}$. a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON).

Os padrões sazonais de LE foram controlados em grande extensão pela variabilidade sazonal da radiação solar. Os máximos foram superestimados quando comparados com dados de campo, geralmente abaixo de $120 W m^{-2}$ na média mensal (Rocha et al., 2009). Enquanto os máximos de evapotranspiração na Amazônia oriental compararam-se bem com observações de campo, no Sudeste da Amazônia há geralmente uma diminuição da evapotranspiração no Inverno devido aos mínimos de radiação solar. Este padrão no sul da Amazônia não foi bem simulado pois mostrou máximos no Inverno, e decorreu provavelmente pela prescrição das propriedades sazonais do parâmetro N do sítio K83 serem diferentes, tanto em amplitude como temporal.

Além disso, haviam valores isolados nas forçantes atmosféricas da irradiância solar incidente da Reanálise, durante o ano de 2000 e 2003 no sul da Amazônia, de $\sim 500 W m^{-2}$ e portanto muito acima do intervalo esperado, que devem ter contribuído para a incerteza da estimativa.

Na Figura 3.29 mostram-se as médias trimestrais do Fluxo de Calor Sensível (H) no período de 2000-2004.

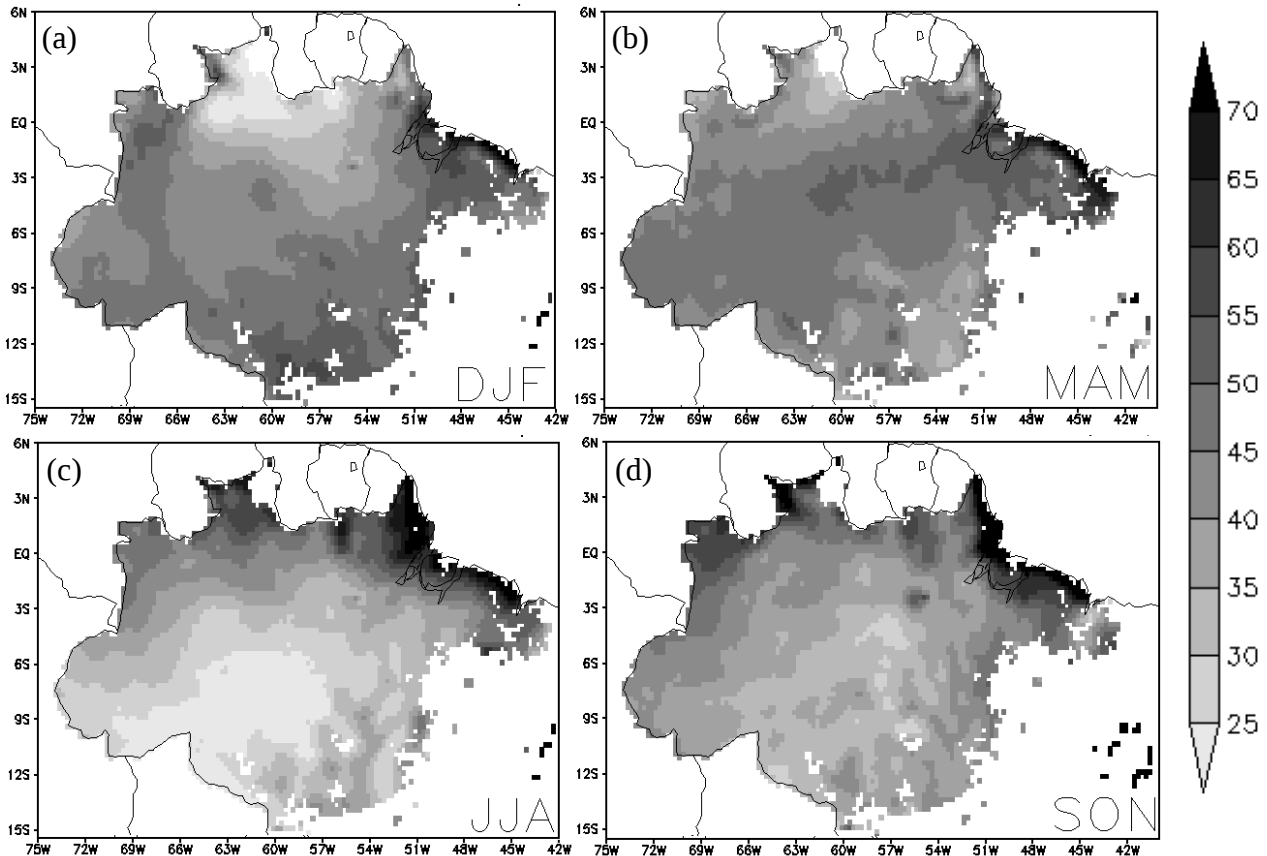


Figura 3.29: Média trimestral do Fluxo de Calor Sensível no período 2000-2004 em $W m^{-2}$. a) Verão (DJF). b) Outono (MAM). c) Inverno (JJA). d) Primavera (SON).

Observa-se da figura 3.29 acima que o modelo calcula os mínimos fluxos de calor sensível em $\sim 25 W m^{-2}$, no Verão para o norte da bacia, e no Inverno no sul da bacia, concorrente com menores ofertas de energia e temperatura. Os máximos ocorrem defasados de aproximadamente 6 meses nestes dois setores da bacia, em aproximadamente $65 W m^{-2}$. Durante a estação seca grande parte da Floresta apresenta fluxos entre 25 e $40 W m^{-2}$. Há máximos localizados no extremo da costa leste da Bacia, onde o fluxo de calor sensível está mais permanentemente alto, devido aos máximos localizados da radiação solar incidente (Figura 3.21).

3.3.1. Análise do controle das forçantes climáticas na PPB

Para verificar o controle por meio de uma possível relação linear da PPB com as variáveis climáticas, ponto a ponto espacialmente, na figura 3.30 mostra-se o coeficiente de correlação de Pearson $r(x,y)$ da PPB com a precipitação, irradiância solar incidente, temperatura e déficit de pressão de vapor, respectivamente.

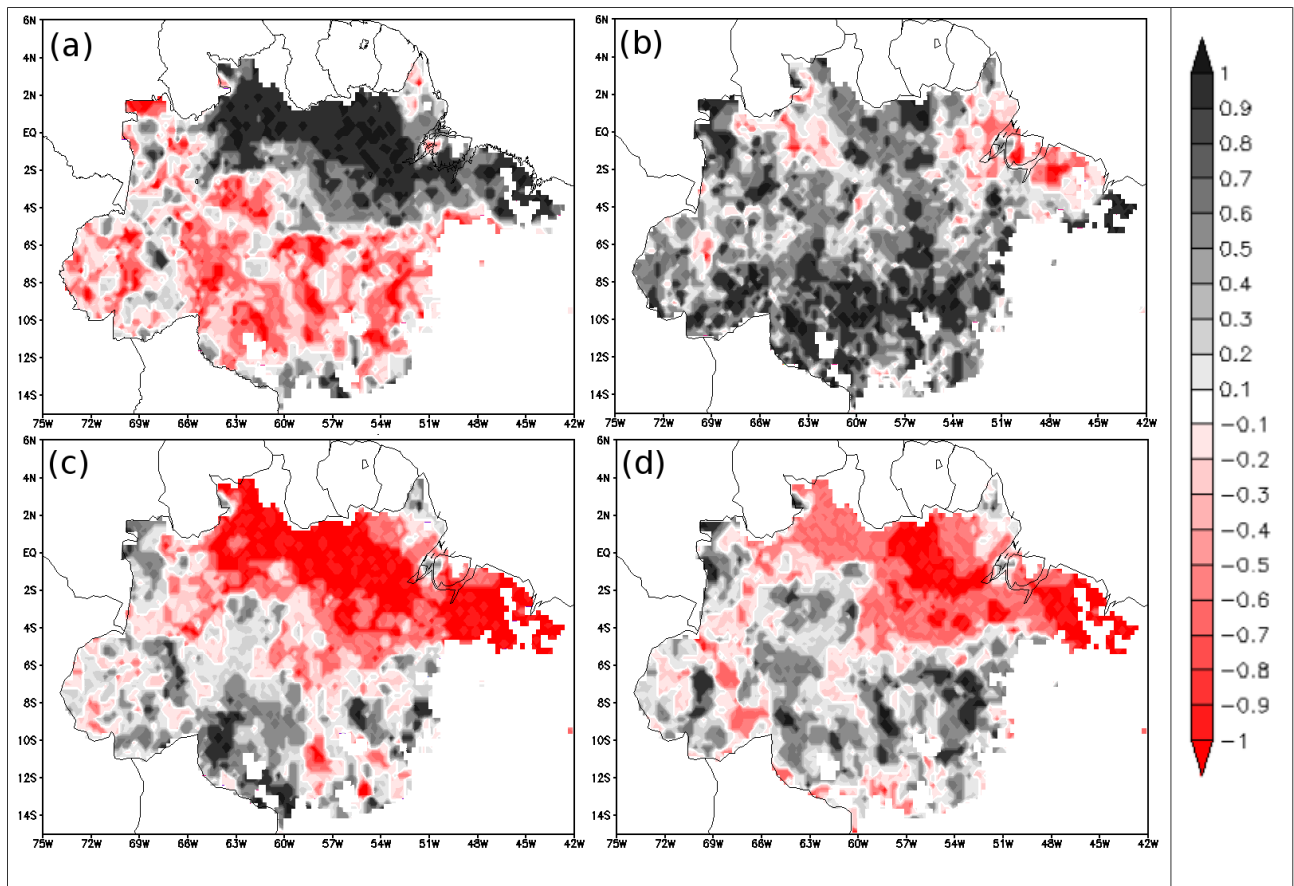


Figura 3.30. Coeficiente r de correlação de Pearson entre a PPB com: (a) precipitação, (b) temperatura, (c) radiação solar incidente (K_i) e (d) déficit de pressão de vapor (DPV).

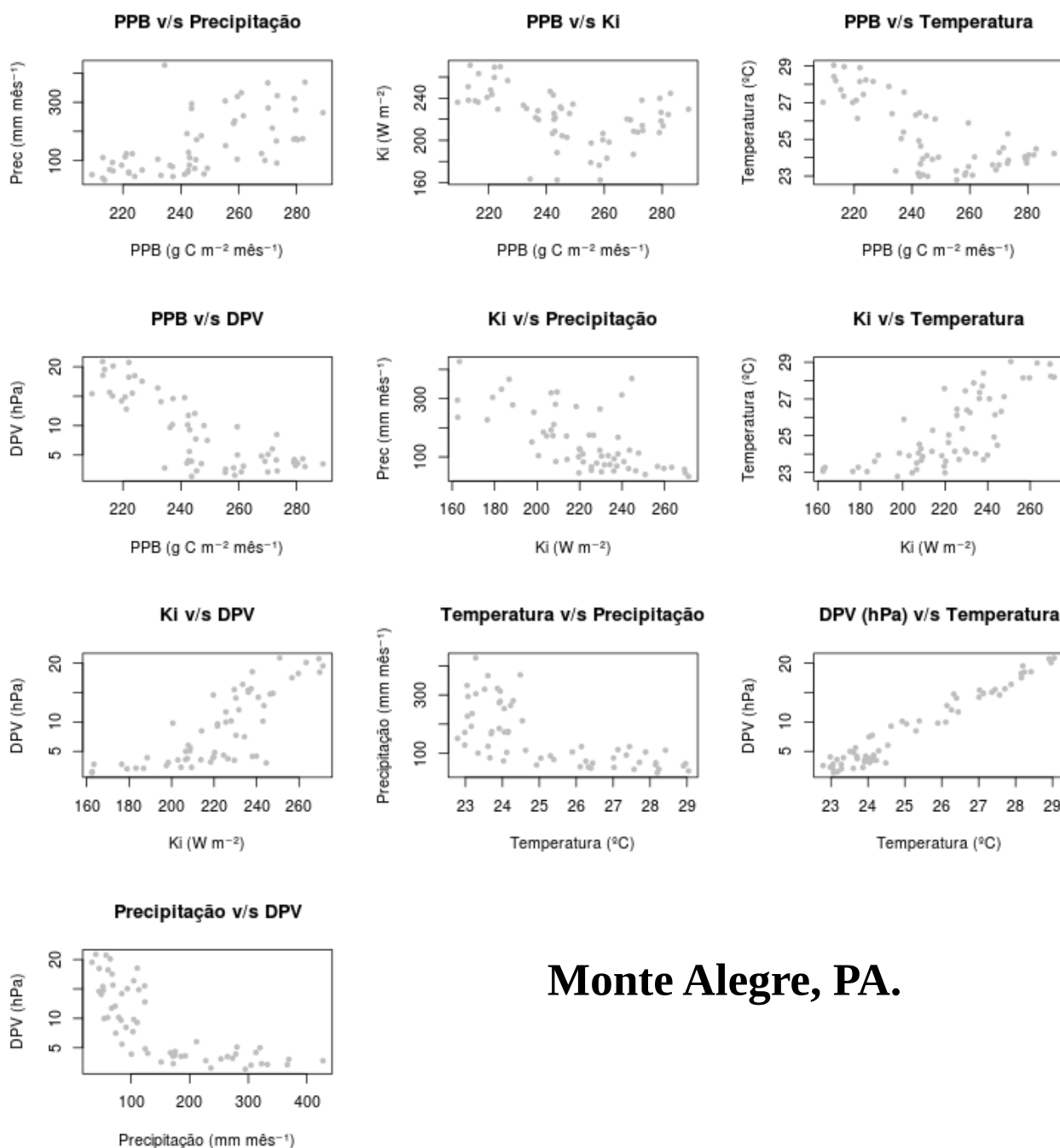
No setor norte da bacia a PPB apresenta forte correlação positiva com a precipitação (Fig. 3.30.a) e igualmente uma forte correlação negativa com a temperatura e DPV (Fig. 3.30.c-d). No setor Sul da bacia há um padrão dominante de correlação negativa da PPB com a precipitação, e correlação positiva com K_i e temperatura. Quanto à radiação solar incidente, houve na maior parte da Amazônia correlação positiva, com exceções no extremo Nordeste da Bacia (Fig. 3.30.b).

Os pontos marcados com um asterisco (*) na figura 3.30 foram aqueles selecionados para se investigar localmente a correlação destes padrões e sua

variabilidade sazonal. Os pontos foram escolhidos tal que no setor norte $r(\text{PPB}, \text{Prec}) \sim +1$ e $r(\text{PPB}, T) \sim -1$ e, no setor Sul $r(\text{PPB}, \text{Prec}) \sim -1$ e $r(\text{PPB}, \text{Ki}) \sim +1$. O ponto no setor norte está na coordenada $0,88^\circ \text{ S}$; $54,13^\circ \text{ O}$, município de Monte Alegre, PA, e no setor sul na coordenada $9,13^\circ \text{ S}$; $60,13^\circ \text{ O}$, município de Aripuanã, MT.

No setor norte da bacia (Fig. 3.31) notam-se em Monte Alegre, PA, padrões de aumento da PPB com a precipitação, e diminuição da PPB com a radiação solar incidente, a temperatura e o DPV, respectivamente, conforme resumido no padrão mais comum do setor norte da bacia (Fig. 3.30).

Quanto às correlações das variáveis climáticas entre si, mostram relações de alguma forma já antecipadas pelo conhecimento dos padrões climatológicos desta região: a maior incidência de radiação está associada com redução da chuva, temperaturas mais altas e alto DPV (Fig. 3.31) e finalmente maior precipitação com baixo DPV.



Monte Alegre, PA.

Figura 3.31. Para localidade de Monte Alegre, PA, análise de correlação entre as médias mensais da PPB ($\text{g C m}^{-2} \text{mês}^{-1}$) versus precipitação (mm mês^{-1}), irradiância (Ki , W m^{-2}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), Déficit de pressão de vapor (DPV em hPa), Ki e precipitação, Ki e temperatura, Ki e DPV, temperatura e precipitação, temperatura e DPV e, precipitação com DPV.

Estas relações de proporcionalidade (direta ou inversa) são mostradas na variação sazonal da PPB e das variáveis climáticas (Fig. 3.32 e 3.34).

No caso de Monte Alegre, PA, os máximos de PPB ocorrem concorrentemente com

os máximos de precipitação ao longo de Janeiro a Julho, decrescendo ambos entre Julho a Dezembro; por outro lado, os máximos de temperatura, radiação solar e DPV ocorrem entre Julho a Dezembro, defasados da PPB e da precipitação, o que justifica a correlação negativa.

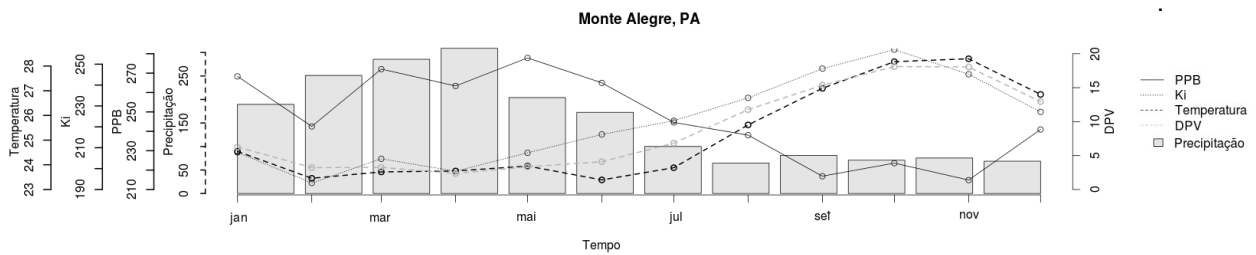
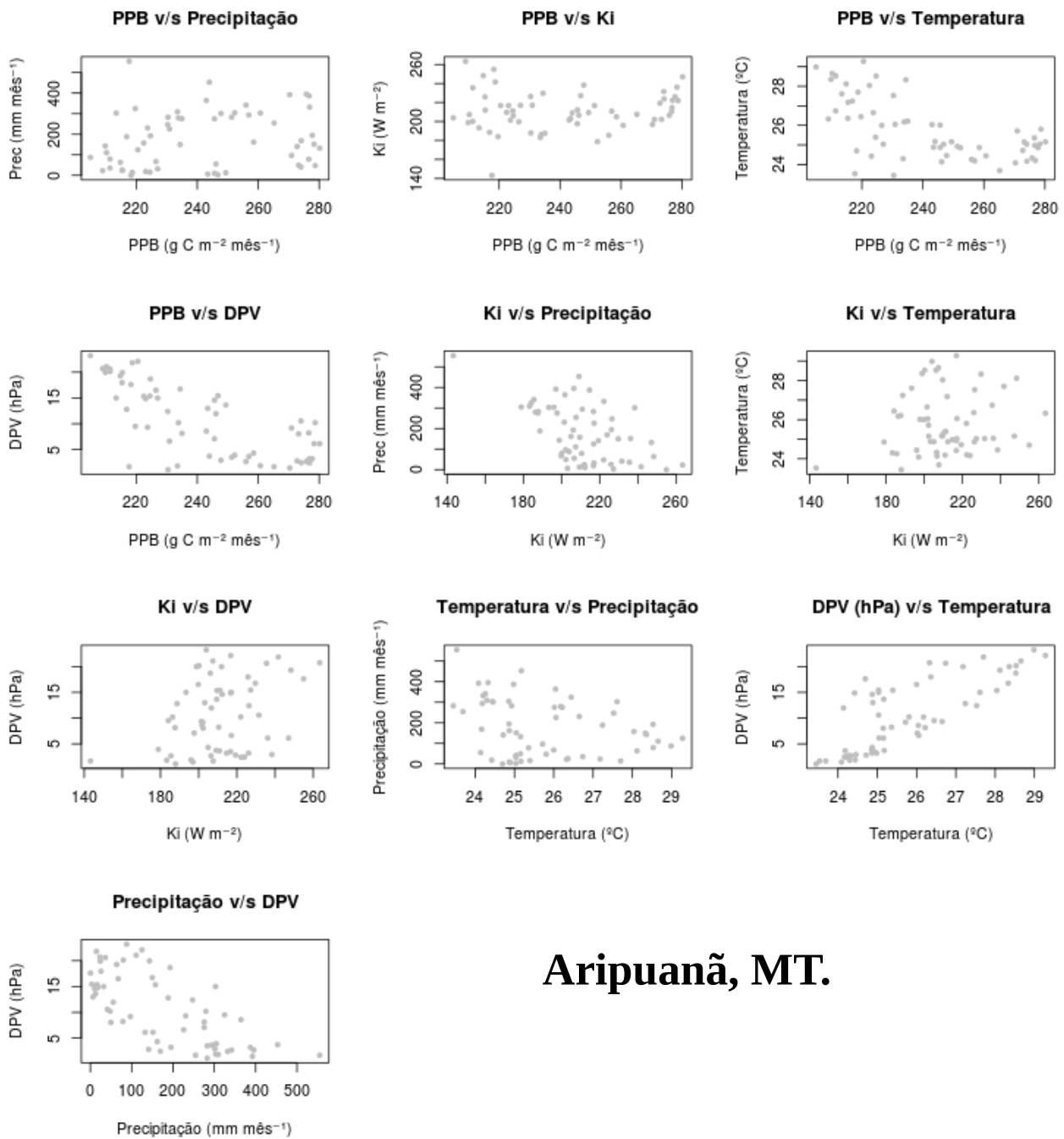


Figura 3.32. Série temporal média mensal no período da PPB ($\text{g C m}^{-2} \text{mês}^{-1}$), precipitação (mm mês^{-1}), Ki (W m^{-2}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) para o município de Monte Alegre, PA

Para discutir o padrão de PPB com o clima no setor sul da bacia, na figura 3.33 ilustram-se os padrões em Aripuanã, MT.



Aripuanã, MT.

Figura 3.33. Para localidade de Aripuanã, MT, análise de correlação entre as médias mensais da PPB (g C m⁻² mês⁻¹) versus precipitação (mm mês⁻¹), irradiância (Ki, W m⁻²), temperatura do ar (°C), Déficit de pressão de vapor (DPV em hPa), Ki e precipitação, Ki e temperatura, Ki e DPV, temperatura e precipitação, temperatura e DPV e, precipitação com DPV.

Mostra-se que não há uma proporcionalidade muito evidente da diminuição da PPB com a precipitação, ou do aumento da PPB com a irradiância solar, como sugeriam os coeficientes de Pearson em escala regional. Mais além, de forma mais clara, a PPB diminuiu com o aumento da temperatura e do DPV (Fig. 3.33).

A variação sazonal da PPB e das variáveis climáticas são mostradas na figura 3.34.

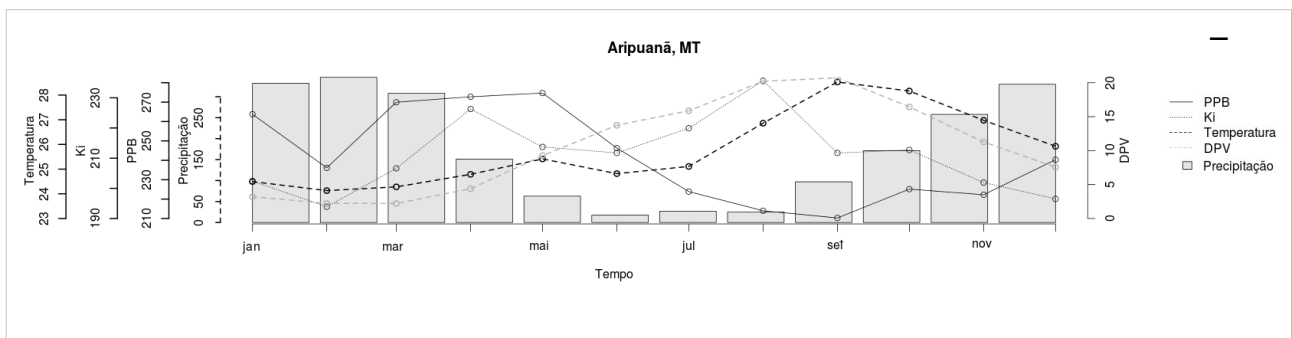


Figura 3.34. Série temporal média mensal no período da PPB ($\text{g C m}^{-2} \text{mês}^{-1}$), precipitação (mm mês^{-1}), Ki (W m^{-2}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) para o município de Aripuanã, MT.

Os máximos de PPB estão concentrados no Verão e Outono, semelhante ao que ocorreu em Monte Alegre, PA. Todavia a sazonalidade climática é diferente em Aripuanã, os máximos ocorrem concorrentemente com máximos de precipitação apenas durante o Verão, que por sua vez se reduzem muito no Inverno, como é típico no Sul da Amazônia. É durante o Verão onde as temperaturas são mais frias também, e o DPV baixo com ar mais frio, o que justifica a dispersão. No Inverno e na Primavera a PPB tende a cair, onde a temperatura aumenta e o DPV também com o ar mais seco. A correlação da PPB com a irradiância solar incidente não é bem definida pois há uma variação bimodal ao longo do ano, com máximos no final do outono e outro na primavera.

Em suma, nos pontos em Aripuanã no setor Sul da bacia e Monte Alegre no norte, os máximos ocorrem na estação chuvosa, ancorada principalmente no 1º semestre anual. Este resultado mostra-se bastante dependente da prescrição do parâmetro N (*Greeness*), que para garantir a calibração foi prescrito com mínimos ao longo do 2º semestre anual e máximos no 1º semestre.

Os resultados de Silva (2013) mostraram resultados de correlação negativa da PPB com a precipitação mais dominante ao longo de toda a bacia, e com a temperatura e DPV, ou seja, o aumento da produtividade na estação seca, com temperaturas mais frias e ar mais úmido. Neste trabalho encontrou-se uma fase oposta da sazonalidade da PPB, com aumento na estação chuvosa, seja com temperaturas mais frias no norte da bacia, ou com temperaturas variantes frias e quentes no sul da bacia.

A Análise de Componentes Principais (CPs) foi feita com o intuito de se observar o peso dos efeitos das forçantes climáticas na produtividade vegetal. A Tabela 3.4 mostra a variância explicada para as 5 componentes principais calculadas na serie histórica dos

pontos em Monte Alegre e Aripuanã..

Tabela 3.4. Variância explicada (%) para os 5 autovalores no município de Monte Alegre, PA, e Aripuanã, MT, durante o período 2000 -2004, para as seguintes variáveis: déficit de pressão de vapor d' água (DPV), Irradiância solar incidente (Ki), produtividade primária bruta (PPB), Precipitação (Prec) e Temperatura (Temp).

Local	R_1^2	R_2^2	R_3^2	R_4^2	R_5^2
Monte Alegre	78	11	8	3	0
Aripuanã	56	27	9	6	1

Para os dois locais a primeira CP é a que mais explica a variância dos dados, respectivamente em 56% para Aripuanã e 78% para Monte Alegre. Ainda surge a segunda CP como significativa, com 27% da variância explicada em Aripuanã, e 11% em Monte Alegre. Para a 1º CP, nos dois locais, a precipitação e a PPB se correlacionam positivamente (Fig. 3.35), ou seja, a PPB apresenta anomalias de mesmo sinal algébrico da chuva, caso muito significativo em Monte Alegre, PA e razoavelmente significativo em Aripuanã, MT. Os módulos dos coeficientes mostram que nesta 1º CP, o DPV, a temperatura e a precipitação têm grande controle sobre a PPB, nos dois casos. A 2º CP detectou para os dois locais uma grande dependência da PPB com a irradiância solar incidente, mostrando aumento de PPB com aumento de Ki. Por outro lado a dependência das demais variáveis climáticas é mais fraca na 2a CP. Estes resultados confirmam a variação da PPB com a estação chuvosa e como ocorreu a variabilidade climática nos dois pontos, conforme discutido previamente.

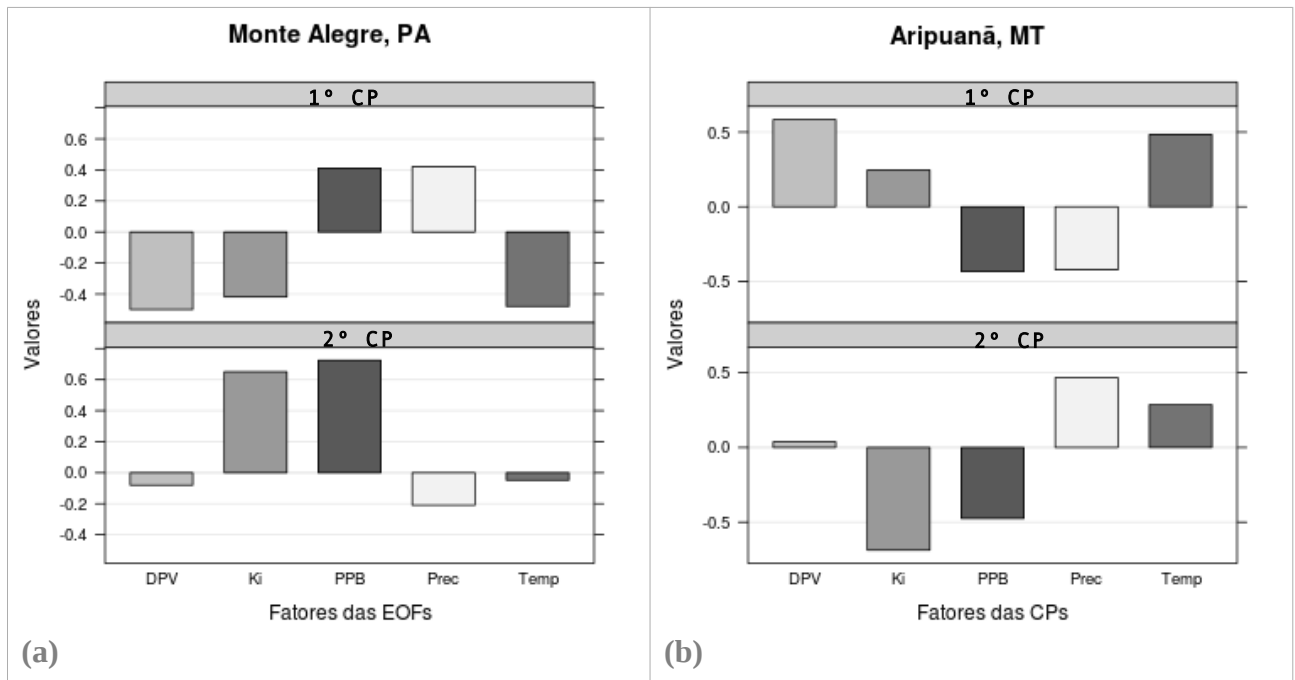
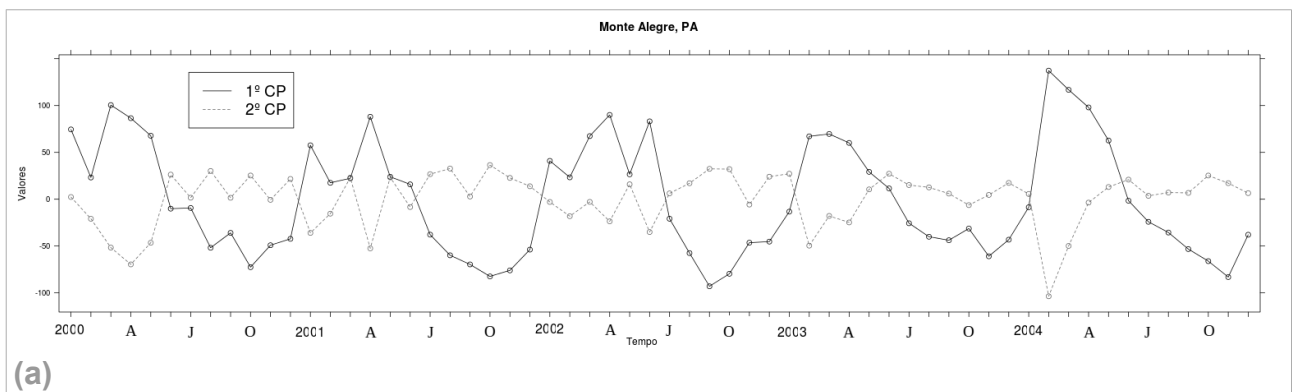


Figura 3.35. Coeficientes da 1a CPs e 2a CP, para as seguintes variáveis: déficit de pressão de vapor d'água (DPV), Irradiância solar incidente (Ki), produtividade primária bruta (PPB), Precipitação (Prec) e Temperatura (Temp). para o município de (a) Monte Alegre, PA, e (b) Aripuanã, MT.

A figura 3.36 mostra os coeficientes de expansão para a 1° e 2° CPs. Em Monte Alegre, PA, a 1° CP mostra um ciclo anual bem definido, com picos positivos (PPB aumentando com a precipitação) durante o Verão até o começo do Outono em Abril; os picos negativos ocorrem durante a Primavera (SON) na estação seca. A 2° CP apresenta o período de maior controle da PPB por Ki geralmente no Outono. Para Aripuanã, MT, também há um ciclo anual bem definido nas duas CPs: na 1° CP há diminuição da PPB com diminuição da precipitação, há um pico no Inverno, e outro no Verão com aumento da PPB e aumento da chuva; na 2° CP mostra-se o período de maior controle da PPB por Ki, que altera o sinal em função de ocorre no Verão ou no Inverno.



(a)

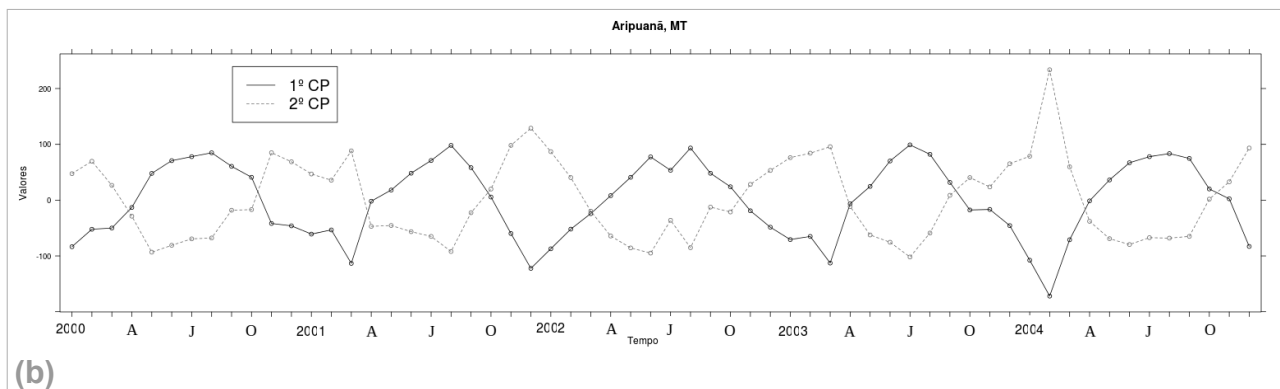


Figura 3.36. Coeficientes de expansão da 1ª e 2ª CP no período para o município de (a) Monte Alegre, PA. e (b) Aripuanã, MT.

3.4. Sensibilidade às perturbações do clima na Amazônia

Para discutir a sensibilidade da produtividade vegetal simulada às perturbações climáticas no domínio da Amazônia foram feitas simulações regionais com o modelo SiB2-Reg, e calcularam-se as médias anuais da PPB, An, LE, H e W2, no período 2000-2004, no domínio em de toda a Amazônia e individualmente para todos os sítios experimentais (nomeados na Tabela 2.6), nos cenários Controle, T3, C30 e cenário T3_C30 com UR declinante ou invariante. Os totais anuais médios da PPB estão na Tabela 3.5.

Tabela 3.5: PPB média (em Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) e Desvio percentual (%) em relação ao Controle, calculados no período 2000-2004 para os sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e BAN e a média espacial da Amazônia, para os cenários T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante.

PPB	Controle	UR Declinante				UR Invariante					
		T3	Desvio %	T3_C30	Desvio %	T3	Desvio %	C30	Desvio %	T3_C30	Desvio %
Amz	29,7	29,6	-0,5	36,1	21,5	30,2	1,7	35,8	20,3	37,0	24,3
K34	30,0	30,2	1,0	36,7	22,6	30,9	3,0	35,8	19,6	37,5	25,3
K67	30,1	29,7	-1,5	36,4	20,6	30,4	0,9	36,4	20,7	37,3	23,6
K83	29,8	29,5	-1,0	36,0	20,8	30,2	1,2	35,9	20,4	36,9	23,7
RJA	28,8	28,9	0,4	35,2	22,3	29,5	2,5	34,5	19,9	35,9	24,9
BAN	29,8	29,4	-1,3	36,2	21,4	30,1	0,9	36,0	20,9	37,0	24,3

A PPB controle apresentou valores semelhantes aos obtidos por El-Masri et al., (2013) quando utilizando medidas de fluxo e calculados com modelo (ver Tabela 1.1). De

forma concisa, o impacto da concentração de CO₂ na PPB é positivo, com aumento de ~20% no Experimento C30 de UR invariante, e, com o acréscimo do aquecimento (nas duas hipóteses de umidade relativa), elevando a PPB em aproximadamente 21% e 24%, respectivamente, o que mostra um efeito não linear em relação à perturbação individual da temperatura e de menor impacto. Este efeito não dependeu da condição da UR ser declinante ou invariante.

As médias anuais da An calculada estão na Tabela 3.6.

Tabela 3.6: An média (em Mg C ha⁻¹ ano⁻¹) e Desvio percentual (%) em relação ao Controle, calculados no período 2000-2004 para os sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e BAN e a média espacial da Amazônia, para os cenários T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante.

An	Controle	UR Declinante				UR Invariante					
		T3	Desvio %	T3_C30	Desvio %	T3	Desvio %	C30	Desvio %	T3_C30	Desvio %
Amz	25,7	24,8	-3,4	31,3	22,1	25,3	-1,5	31,7	23,5	32,0	24,7
K34	26,0	25,6	-1,5	32,1	23,3	26,0	0,1	31,9	22,6	32,7	25,7
K67	25,9	24,7	-4,7	31,3	21,0	25,2	-2,6	32,1	24,1	32,1	23,9
K83	25,7	24,6	-4,2	31,1	21,3	25,1	-2,2	31,7	23,7	31,8	23,9
RJA	24,9	24,3	-2,3	30,6	22,9	24,8	-0,6	30,6	23,0	31,2	25,3
BAN	25,8	24,7	-4,4	31,4	21,9	25,2	-2,4	32,0	24,1	32,2	24,7

Quando há aumento da temperatura, a An no domínio da Amazônia até diminui levemente, nas duas hipóteses de umidade relativa. Isto ocorre provavelmente devido ao aumento da respiração uma vez que na PPB houve aumento, em que para a UR invariante a diminuição é de -1,5%, e na UR declinante a diminuição é de -3,4%. Quanto ao impacto do enriquecimento de CO₂, aumenta expressivamente a An em aproximadamente 22%, 23% e 25%, nos Experimento T3_C30 com UR declinante, C30, e T3_C30 com UR invariante, respectivamente.

A média anual do LE na bacia Amazônica e os desvios percentuais são mostrados na Tabela 3.7. Os casos Controle do Fluxo de calor latente (LE), constatou-se que os valores estão muito acima dos fluxos observados em Rocha et al., (2009) para todos os sítios experimentais.

Sobre as tendências futuras, nota-se um marcante efeito do aquecimento na condição de UR declinante, com secamento do ar, e aumentando o fluxo em ~20%. Quando a UR é invariante com o aumento da temperatura, o LE também aumenta mas

em menor proporção, ou ~10%. O efeito da concentração de CO₂ no caso UR invariante não surtiu efeito no domínio da Amazônia (desvio =0%), mas foi o de diminuir levemente LE em todos os sítios (entre -0,5% a -0,8%), exceto no BAN que teve aumento modesto (2,4%).

Tabela 3.7: Média anual do fluxo de calor latente (LE em Wm⁻²) e Desvio percentual (%) em relação ao Controle, calculados no período 2000-2004 para os sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e BAN e a média espacial da Amazônia, para os cenários T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante.

LE	Controle	UR Declinante				UR Invariante					
		T3	Desvio %	T3_C30	Desvio %	T3	Desvio %	C30	Desvio %	T3_C30	Desvio %
Amz	121,0	145,5	20,3	145,6	20,3	132,6	9,6	121,0	0,0	132,8	9,8
K34	108,8	135,4	24,4	135,0	24,1	119,3	9,7	107,9	-0,8	119,1	9,5
K67	130,8	154,4	18,0	154,6	18,2	142,0	8,6	130,2	-0,5	142,4	8,9
K83	125,1	149,1	19,2	149,1	19,2	136,0	8,8	124,4	-0,6	136,2	8,9
RJA	111,4	134,7	21,0	134,8	21,0	121,7	9,2	110,8	-0,5	121,8	9,3
BAN	128,5	153,4	19,4	153,8	19,7	144,4	12,3	131,6	2,4	144,9	12,7

O fluxo de calor sensível médio nos sítios estudados e os desvios percentuais, estão na Tabela 3.8.

Tabela 3.8: Média anual do fluxo de calor sensível (H em Wm⁻²) e Desvio percentual (%) em relação ao Controle, calculados no período 2000-2004 para os sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e BAN e a média espacial da Amazônia, para os cenários T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante.

H	Controle	UR Declinante				UR Invariante					
		T3	Desvio %	T3_C30	Desvio %	T3	Desvio %	C30	Desvio %	T3_C30	Desvio %
Amz	40,8	28,9	-29,3	28,8	-29,4	37,9	-7,0	41,6	2,0	37,8	-7,5
K34	40,9	26,4	-35,3	26,8	-34,5	38,2	-6,7	41,7	1,9	38,3	-6,2
K67	41,1	29,4	-28,5	29,2	-29,0	38,0	-7,6	41,7	1,4	37,6	-8,5
K83	40,0	27,9	-30,4	27,8	-30,5	37,1	-7,4	40,7	1,6	36,9	-7,9
RJA	38,9	26,8	-30,9	26,8	-31,0	36,3	-6,5	39,4	1,4	36,2	-6,8
BAN	43,3	34,6	-20,2	34,2	-21,1	40,4	-6,9	45,0	3,9	39,9	-8,0

Semelhante ao fluxo de calor latente, o fluxo calor sensível (H) Controle nos sítios experimentais esteve muito acima dos fluxos observados por Rocha et al., (2009). Nos

cenários T3 e T3_C30 com UR declinante e invariante houve um decréscimo do fluxo de calor sensível de aproximadamente 30% e 8% respectivamente (devido ao aumento do fluxo de calor latente e a compensação no balanço de energia). No cenário C30 (UR invariante) o desvio médio na Amazônia brasileira é positivo e de modestos 2%.

Finalmente, o grau de saturação da umidade do solo na segunda camada (W2) e os desvios percentuais, nos cenários são T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante, estão na Tabela 3.9. Com o aumento de LE houve uma redução proporcional da média espacial de W2, significativa nos cenários onde a UR declinou (~6%) e menor com a UR invariante (~3%). No cenário de enriquecimento de CO₂ o desvio foi desprezível. Estes cenários mostraram-se coerentes com o aumento do fluxo de calor latente.

Tabela 3.9: Média anual do grau de saturação da umidade do solo na segunda camada (W2, adimensional) e Desvio percentual (%) em relação ao Controle, calculados no período 2000-2004 para os sítios experimentais K34, K67, K83, RJA e BAN e a média espacial da Amazônia, para os cenários T3, C30, T3_C30 para umidade relativa declinante e invariante.

W2	Controle	UR Declinante				UR Invariante					
		T3	Desvio %	T3_C30	Desvio %	T3	Desvio %	C30	Desvio %	T3_C30	Desvio %
Amz	0,95	0,89	-6,26	0,89	-6,34	0,92	-3,10	0,95	-0,11	0,92	-3,24
K34	0,98	0,96	-2,35	0,96	-2,31	0,97	-0,76	0,98	0,03	0,97	-0,77
K67	0,94	0,86	-7,66	0,86	-7,71	0,90	-3,32	0,94	0,05	0,90	-3,66
K83	0,93	0,86	-7,92	0,86	-8,04	0,90	-3,40	0,94	0,16	0,90	-3,66
RJA	0,96	0,94	-1,74	0,94	-1,78	0,95	-0,89	0,96	0,04	0,95	-0,92
BAN	0,92	0,81	-12,26	0,80	-12,57	0,85	-7,84	0,91	-0,98	0,85	-7,89

4. CONCLUSÕES

Para uma melhor avaliação do impacto das variáveis atmosféricas (temperatura, umidade do ar e concentração de CO₂) na produtividade vegetal e nos fluxos de energia na Amazônia, a calibração do modelo SiB2 foi realizada com dados observados do sítio K83 em Santarém, PA, prioritariamente com a otimização dos parâmetros fisiológicos, que mostraram respostas mais efetivas para a calibração. Neste sentido foram utilizados em especial três parâmetros do modelo SiB2: Vmax0 (máxima taxa de fotossíntese), coeficiente *m* (coeficiente angular da eq. de Ball & Berry) e coeficiente S1 (coeficiente do limitante de temperatura na assimilação bruta de CO₂). Também foi prescrita a propriedade fenológica sazonal de fração de folhas verdes, que pressupôs redução entre o Inverno e a primavera austral. A calibração visou à minimização dos erros do cálculo em relação à observação para 3 variáveis, a produtividade primária bruta, a assimilação líquida de CO₂ na folha, e os Fluxos de calor sensível e latente, respectivamente, obtendo-se respectivamente 3 conjuntos de parâmetros ótimos.

O modelo calibrado foi utilizado para os testes de sensibilidade às variáveis climáticas para o sítio experimental calibrado, e mostrou que a PPB de forma geral aumenta com a temperatura e com a concentração de CO₂. O aumento máximo ocorre com a UR invariante, aquecimento de 3°C e 30% de enriquecimento de CO₂, com taxas de aumento de até 8 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹. O impacto tem o mesmo padrão para UR declinante, mas com impacto menor, sugerindo que o efeito do secamento do ar pode atenuar o impacto de aumento da PPB. No fluxo de calor latente (LE) o impacto é diferente ao da PPB, que aumenta apenas com a temperatura do ar e é pouco sensível à concentração de CO₂. Há até uma pequena redução de LE com a concentração de CO₂, mais notável nas temperaturas mais altas. Na condição de UR declinante o aumento de LE é o superior, devido ao aumento da demanda atmosférica, e também foi proporcional ao aumento de temperatura; o impacto máximo na produtividade é de ~20%, e no fluxo de calor latente de ~25%. O impacto na eficiência de Uso da água se dá negativamente na medida de haver mais consumo de água com aumento de temperatura, e positivamente devido à maior produtividade com o enriquecimento do CO₂. Na condição de aumento de 3°C e enriquecimento de CO₂ de 30% promoveu-se um efeito líquido de pequena redução da eficiência do uso da água, ou seja, a dominância do efeito da temperatura.

Nas simulações em todo o domínio da Amazônia, sem nenhuma perturbação atmosférica, há uma razoável correlação da produtividade simulada com as forçantes atmosféricas em grande parte do domínio. Em vários setores a correlação não é significativa, provavelmente porque o modelo não utiliza uma prescrição de parâmetros sazonais típicos das diferentes sub-regiões climáticas, em especial o parâmetro de fração de folhas verdes.

Com as perturbações das variáveis atmosféricas em toda a Amazônia, a assimilação líquida de CO₂ diminui levemente com o aumento da temperatura (de -1% a -3%), para quaisquer condições de UR, provavelmente devido ao aumento da respiração uma vez que a PPB calculada mostrou aumento. Por outro lado a assimilação líquida aumenta com ambos aquecimento e enriquecimento de CO₂ entre ~22% a 25%, mesmo com o aquecimento que atenua o impacto. No fluxo de calor latente há marcante efeito de aumento em ~20% pelo aquecimento na condição de UR declinante, que cai para ~10% na condição de UR invariante, o que mostra a grande sensibilidade à condição da umidade do ar. O enriquecimento de CO₂ não teve efeito expressivo em LE, e até diminui levemente LE em alguns sítios experimentais simulados.

A incerteza das estimativas do impacto da perturbação do clima, baseada nas variantes proporcionadas pelos conjuntos ótimos de calibração e pela umidade relativa, para a PPB varia entre aproximadamente 7% a 14%, para a assimilação líquida de CO₂ entre 7% a 16% , e para o fluxo de calor latente de 10% a 13%, portanto de modo geral significativas e expressivas, ainda que abaixo do próprio impacto percentual.

5. SUGESTÕES PARA PRÓXIMOS TRABALHOS

Sugere-se elaborar uma função erro única para a calibração do modelo, que não desagregue os fluxos de CO₂ dos fluxos de energia explicitamente. Por exemplo, uma função multiplicativa de minimização do erro como $F_{err} = F(PPB) \cdot F(LE,H)$

Ficou notável que o bom desempenho do modelo na escala da bacia Amazônica depende da sazonalidade que existe entre as diferentes sub-regiões. Por isso deve-se reavaliar o parâmetro de fração de folhas verdes no modelo regional, adequando-o por região climática, especialmente a discriminação dos setores Sul e Norte.

6. REFERÊNCIAS

- Acosta, Ricardo. Um modelo Biosfera-Hidrosfera para a Bacia do Tocantins-Araguaia. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.
- Ahlm, L., et al., 2010: A comparison of dry and wet season aerosol number fluxes over the Amazon rain forest. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(6), 3063-3079.
- Aragão, L. E. O.C., Poulter, B., Barlow, J., Anderson, L., Malhi, Y., Saatchi, S., Phillips, O., Gloor, E. Environmental change and the carbon balance of Amazonian forests . *Biological Reviews* (2014) 000–000
- Aragão, L. E. O. C. MODELAGEM DOS PADRÕES TEMPORAL E ESPACIAL DA PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA BRUTA NA REGIÃO DO TAPAJÓS: UMA ANÁLISE MULTI-ESCALA. Dissertação (Doutorado em Sensoramento Remoto) – São José dos Campos: INPE, 2004.
- ARRAES, Ronaldo de Albuquerque e; MARIANO, Francisca Zilania; SIMONASSI, Andrei Gomes. Causas do desmatamento no Brasil e seu ordenamento no contexto mundial. *Rev. Econ. Sociol. Rural*, Brasília , v. 50,n. 1,Mar. 2012 . Available from <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0103-20032012000100007&lng=en&nrm=iso>. access on 24 Oct. 2014. <http://dx.doi.org/10.1590/S0103-20032012000100007>.
- Ball, J.T., 1988. An analysis of stomatal conductance. Ph.D. Thesis, Stanford University, CA, 89 pp.
- Barman, R., Jain, A. K., Liang, M. (2014). Climate-driven uncertainties in modeling terrestrial gross primary production: a site level to global-scale analysis . *Global Change Biology*. 20, 1394–1411, doi: 10.1111/gcb.12474
- Beven, K. and A. Binley (1992). The future of distributed models: model calibration an duncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6, 279-298.
- Bonan, G. *Ecological Climatology. Concepts and Applications*. Cambridge University Press. 2nd Edition. 2008
- Camponogara, G. Extremos de precipitação diária em Belém, Pará, e estrutura vertical da atmosfera . Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de

- Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.
- Camponogara, G., Silva Dias, M. A. F., Carrió, G. G. (2014). Relationship between Amazon biomass burning aerosols and rainfall over the La Plata Basin . *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 4397–4407
 - Cestaro, B. IMPLIMENTAÇÃO DO MODELO DA BIOSFERA SiB2 PARA AGROECOSSISTEMAS BRASILEIROS. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.
 - CHEN, M. et al. CPC Unified Gauge-based Analysis of Global Daily Precipitation, Western Pacific Geophysics Meeting, Cairns, Australia, 29 July - 1 August, 2008.
 - Collatz, G., Ball, J., Grivet, C., Berry, J. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54 (1991) 107-136
 - Costa, M. H., Biajoli, M. C., Sanches, L., Malhado, A. C. M., Hutyra, L. R., da Rocha, H. R., Aguiar, R. G., Araújo, A. C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 115, G04021, doi:10.1029/2009JG001179, 2010
 - Costa, G.B. (2015) Fluxos de energia, CO₂ e CH₄ sobre a planície de inundação da floresta da Ilha do Bananal. Tese de doutorado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz da USP (em preparação).
 - Cox, P. M., Betts, R. A., Jones, C. D., Spall, S. A. & Totterdell, I. J. (2000). Acceleration of global warming due to carbon cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408, 184–187.
 - Cox P. M, Pearson D, Booth BB, et al. 2013. Sensitivity of tropical carbon to climate change constrained by carbon dioxide variability. *Nature* 494: 341-344.
 - Dickinson, K.J.M. et al., 1993: Ecology of lianoid/epiphytic communities in coastal podocarp rain forest, Haast Ecological District, New Zealand. *J. Biogeogr.*, 20(6), 687-705.
 - Domingues, L. O balanço de água superficial no Brasil calculado com o modelo SiB2-Regional: padrões médios e sensibilidade aos eventos de aquecimento e seca. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica

- e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.
- El-Masri, B., Barman, R., Meiyappan, P., Song, Y., Liang, M., Jain, A. Carbon dynamics in the Amazonian Basin: Integration of eddy covariance and ecophysiological data with a land surface model. *Agricultural and Forest Meteorology* 182– 183 (2013) 156– 167.
 - FAO (FOOD AND AGRICULTURAL ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS). Forest resources assessment. Forestry paper , v.112, Italy, FAO, 1993.
 - Fischer, E. and R. Knutti (2012). Robust projections of combined humidity and temperature extremes. *Nature Climate Change*, DOI: 10.1038/NCLIMATE1682.
 - Freitas, H. A INFLUÊNCIA DOS TRANSPORTES ADVECTIVOS NA ESTIMATIVA DO BALANÇO DE CO₂ DO ECOSISTEMA: UM ESTUDO DE CASO PARA A MATA ATLÂNTICA COM USO DE TÉCNICAS MICROMETEOROLÓGICAS. Dissertação (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.
 - 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. and Zeng, N. (2006). Climate–Carbon Cycle Feedback Analysis: Results from the C4MIP Model Intercomparison. *JOURNAL OF CLIMATE*. Volume 19.
 - Foley, J.A. et al., 1996: An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Glob. Biogeochem. Cycle*, 10(4), 603-628.
 - GATTI, L. V. ; GLOOR, M. ; MILLER, J. B. ; DOUGHTY, C. E. ; MALHI, Y. ; DOMINGUES, L. G. ; BASSO, L. S. ; MARTINEWSKI, A. ; CORREIA, C. S. C. ; BORGES, V. F. ; FREITAS, S. ; BRAZ, R. ; ANDERSON, L. O. ; ROCHA, H. ; GRACE, J. ; PHILLIPS, O. L. ; LLOYD, J. . Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. *Nature (London)* , v. 506, p. 76-80, 2014.
 - Galbraith, D., Levy, P.E., Sitch, S., Huntingford, C., Cox, P., Williams, M., Meir, P., 2010. Multiple mechanisms of Amazonian forest biomass losses in three dynamic global vegetation models under climate change. *New Phytologist*, 187(3), 647-665.

- Goncalves, L. G. G., Restrepo-Coupe, N., Rocha, H., Saleska, S., Stockli, R. The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia, Model Intercomparison Project (LBA-MIP) protocol. LBA-MIP website: <http://www.climatemodeling.org/lba-mip/> March 19, 2008
- Gupta, H.V, Bevem, K.J., Wagwnwr, T., Model Calibration and Uncertainty Estimation. In: Encyclopedia of Hidrologic Sciences, 3 volumes, John Wiley and Sons, in press 2005.
- House, J. I, et al. Reconciling Apparent Inconsistencies in Estimates od Terrestrial CO₂ Sources and Sinks. *Tellus*, v. 55B, p. 345-363, 2003.
- Huntingford C, Zelazowski P, Galbraith D, et al. 2013. Simulated resilience of tropical rainforests to CO₂-induced climate change. *Nature Geoscience* 6, 268–273.
- IPCC. 2013. Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, in press
- Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., Sheffield, J., Goulden, M. L., Bonan, G., Cescatti, A., Chen, J., Jeu, R., Dolman, A. J., Eugster, W., Gerten, D., Gianelle, D., Gobron, N., Heinke, J., Kimball, J., Law, B. E., Montagnani, L., Mu, Q., Mueller, B., Oleson, K., Papale, D., Richardson, A. D., Rouspard, O., Running, S., Tomelleri, E., Viovy, N., Weber, U., Williams, C., Wood, E., Zaehle, S. & Zhang, K et al. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467, doi:10.1038/nature09396 (2010)
- Kirschbaum, M.U.F. and Mueller, R. (2001) Net Ecosystem Exchange. Cooperative Research Centre for Greenhouse Accounting.
- Kucharik, C.J. et al., 2000: Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance and vegetation structure. *Global Biogeochem. Cycles*, 14(3), 795-825.
- Lapola DM, Oyama D, Nobre CA. 2009. Exploring the range of climate biome projections for tropical South America: The role of CO₂ fertilization and seasonality. *Global Biogeochemical Cycles* 23: GB3003.
- Lenton, T. M. (2011). Early warning of climate tipping points. *Nature Climate*

Change 1(4), 201–209.

- Lenton, T. M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J. W., Lucht, W., Rahmstorf, S. & Schellnhuber, H. J. (2008). Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 105(6), 1786–1793.
- LLOPART, M. P. Calibração do modelo SiB2 em módulos seqüenciais para a Floresta Tropical Amazônica. 2009. 90 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.
- Malhi, Y. The productivity, metabolism and carbon cycle of tropical forest vegetation. *Journal of Ecology* 2012, 100, 65–75
- Marengo JA, Ambrizzi T, da Rocha RP, et al. 2010. Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. *Climate Dynamics* 35:1089-1113.
- Martins, Cinthia. Estimativa da evapotranspiração no Estado de São Paulo com o modelo da biosfera SiB2. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.
- Meir, P., Woodward, F.I., 2010. Amazonian rain forests and drought: response and vulnerability. *New phytologist*, 187(3), 553-557.
- Mieres, Luciana. REANÁLISE CFSR-NCEP APLICADA AO MODELO SiB2 NA SIMULAÇÃO DE FLUXOS DE CO2 SOBRE O CULTIVO DE SOJA EM CRUZ ALTA. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2012.
- Miller, S. D. ; Goulden, M. L. ; Huttyra, L. R. ; [KELLER, M.](#) ; Saleska, S. R. ; Wofsy, S. C. ; [Figueira, A. M. S.](#) ; da Rocha, H. R. ; de Camargo, P. B. . Reduced impact logging minimally alters tropical rainforest carbon and energy exchange. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 108, p. 19431-19435, 2011.
- Muller, P., Von Storch, H. 2004. *Computer Modelling in Atmospheric and Oceanic Sciences*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Alemanha.
- Niyogi, D., Xue, Y. Soil moisture regulates the biological response of elevated

- atmospheric CO₂ concentrations in a coupled atmosphere biosphere model. *Global and Planetary Change* 54 (2006) 94 – 108
- Nobre, C. A., Sellers, P. J. & Shukla, J. (1991). Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate* 4, 957–988.
 - Parazzo, N., Bowman, K., Fisher, J., Frankenberg, C., Jones, D., Cescatti, A., Pérez-Priego, O., Wohlfart, G., Montagnani, L. Terrestrial gross primary production inferred from satellite fluorescence and vegetation models. *Global Change Biology* (2014), doi: 10.1111/gcb.12652
 - PBMC, 2014: Base científica das mudanças climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas [Ambrizzi, T., Araujo, M. (eds.)]. COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 464 pp.
 - Rammig, A., Jupp, T., Thonicke, K., Tietjen, B., Heinke, J., Ostberg, S., Lucht, W., Cramer, W. and Cox, P., 2010. Estimating the risk of Amazonian forest dieback. *New Phytologist*, 187, 694–706. doi: 10.1111/j.1469-8137.2010.03318.x.
 - Restrepo-Coupe, N. Rocha, H., Hutyra, L., Araujo, A., Borma, L., Christoffersen, B., Cabral, O., Camargo, P., Cardoso, F., da Costa, A., Fitzjarrald, D., Goulden, M., Krujtit, B., Maia, J., Malhi, Y., Manzi, A., Miller, S., Nobre, A., von Randow, C., Sá, L., Sakai, R., Tota, J., Wofsy, S., Zanchi, F., Saleska, S. What drives the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin? A cross-site analysis of eddy flux tower measurements from the Brasil flux network . *Agricultural and Forest Meteorology* 182–183 (2013) 128–144
 - REYDON, B. P. O desmatamento da floresta amazônica: causas e soluções. *Política Ambiental*, Belo Horizonte, v. 1, n. 8, p. 143-155, 2011.
 - Rocha, H. R., Manzi, A. O., Cabral, O. M., Miller, S. D., Goulden, L. M., Saleska, S. R., Restrepo-Coupe, N., Wofsy, S. C., Borma, L. S., Artaxo, P., Vourlitis, G., Nogueira, J. S., Cardoso, F. L., Nobre, A. D., Krujtit, B., Freitas, H. C., von Randow, C., Aguiar, R. G., Maia, J. F. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, G00B12, doi:10.1029/2007JG000640, 2009.
 - Roundy, Joshua K., "Uncertainty Analysis for Land Surface Model Predictions: Application to the Simple Biosphere 3 and Noah Models at Tropical and Semiarid

Locations" (2009). All Graduate Theses and Dissertations. Paper 404.
<http://digitalcommons.usu.edu/etd/404>

- Saad, Sandra I. ; da Rocha, Humberto R. ; Silva Dias, Maria A. F. ; Rosolem, Rafael. Can the Deforestation Breeze Change the Rainfall in Amazonia? A Case Study for the BR-163 Highway Region. *Earth Interactions* , v. 14, p. 1-25, 2010.
- SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Submitted to the *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2010.
- SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB) for use within circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 43, no. 6, 1986.
- SELLERS, P. J. et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model formulation. *J. Climate*, 9, 676-705. 1996.
- Silva, Fabrício Brito. Modelagem da Produtividade Primária na Bacia Amazônica . Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.
- Silva, F., Shimabukuro, Y., Aragão, L E O C., Anderson, L., Pereira, G., Cardozo, F., Arai, E. (2013). Corrigendum: Large-scale heterogeneity of Amazonian phenology revealed from 26-year long AVHRR/NDVI time-series. *Environ. Res. Lett.* 8 029502 (2pp)
- Veerbeck, H., Peylin, P., Bacour, C., Bonal, D., Steppe, K., Ciais, P. Seasonal patterns of CO2 fluxes in Amazon forests: Fusion of eddy covariance data and the ORCHIDEE model . *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 116, G02018, doi:10.1029/2010JG001544, (2011).
- Xue, Y. et al., 1991: A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Clim.*, 4, 345– 364.
- ZHAO, M. e RUNNING, Steven W. Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009. *Science (New York, N.Y.)*, v. 329, n. 5994, p. 940-3, doi:10.1126/science.1192666, 2010.