



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.15.17.53-TDI

AVALIAÇÃO DOS IMPACTOS DAS MUDANÇAS DOS USOS E COBERTURA DA TERRA NO CLIMA DA REGIÃO SEMIÁRIDA DO BRASIL

Ana Paula Martins do Amaral Cunha

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pela Dra. Regina Célia
dos Santos Alvalá, aprovada em 10
de abril de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DTFKHE>>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

Presidente:

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

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

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

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

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

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.15.17.53-TDI

AVALIAÇÃO DOS IMPACTOS DAS MUDANÇAS DOS USOS E COBERTURA DA TERRA NO CLIMA DA REGIÃO SEMIÁRIDA DO BRASIL

Ana Paula Martins do Amaral Cunha

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pela Dra. Regina Célia
dos Santos Alvalá, aprovada em 10
de abril de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DTFKHE>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Cunha, Ana Paula Martins do Amaral.
C914a Avaliação dos impactos das mudanças dos usos e cobertura da terra no clima da região semiárida do Brasil / Ana Paula Martins do Amaral Cunha. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxvi + 180 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.15.17.53-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientadora : Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá.

1. mudanças dos usos da terra. 2. modelos climáticos. 3. nordeste do Brasil. 4. semiárido. I.Título.

CDU 551.5(812/813)

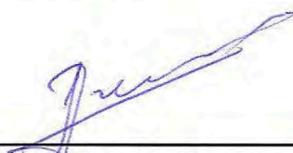


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

Dr. Javier Tomasella



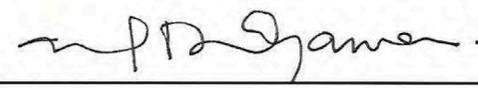
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



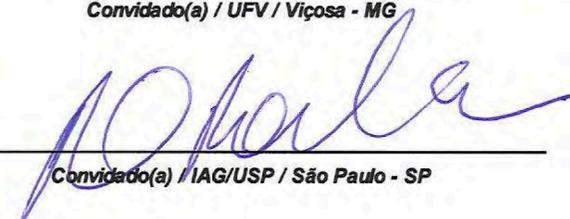
Membro da Banca / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dr. Marcos Heil Costa



Convidado(a) / UFV / Viçosa - MG

Dr. Humberto Ribeiro da Rocha



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

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Ana Paula Martins do Amaral Cunha**

São José dos Campos, 10 de Abril de 2013

“Disciplina é a ponte entre metas e realizações.”

Jim Rohn

Dedico este trabalho ao grande amor da minha vida, Vinícius, por toda dedicação e compreensão, em todos os momentos desta e de outras etapas importantes em minha vida. Ofereço, também, a uma pequena pessoa muito especial, meu filho Marcos Vinícius. E, finalmente à minha orientadora, Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá, pelo constante incentivo e compreensão.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, pois sem Ele, nada seria possível;

À minha orientadora, Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá, pelas contribuições imprescindíveis para o desenvolvimento deste trabalho, pelas palavras de incentivo e de apoio.

Aos membros da Banca Examinadora, pelas valiosas contribuições para o aprimoramento deste trabalho e pela atenção dispensada ao lerem a minha Tese e ao me avaliarem.

Ao Dr. Marcos Daisuke Oyama, pela colaboração e sugestões dadas durante a elaboração deste trabalho;

Ao Dr. Marcos Costa Heil, por ter disponibilizado o algoritmo de calibração OPTIS, bem como, pelas sugestões dadas;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudo no período de março de 2008 a abril de 2009;

À coordenação do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPE), pela concessão da bolsa de estudo no período de maio de 2009 a fevereiro de 2012;

Ao amigo, Paulo Yoshio Kubota, por ter disponibilizado uma versão do MCGA/CPTEC/IBIS, bem como, pela colaboração e sugestões dadas durante a elaboração deste trabalho;

Aos colegas, Tatiane Felinto, Fernanda Vasconcellos, Guilherme Martins e Linconl Alves, pela ajuda com o software GrADS;

À amiga, Rita Márcia Vieira, pela ajuda com os mapas de vegetação necessários para a execução da tese;

As minha amigas, Suelen Roballo e Sheila Barros, pelo companheirismo e amizade, nunca me deixando desanimar, mesmo nas horas mais difíceis.

RESUMO

A cobertura vegetal da superfície continental tem sido consideravelmente alterada pelas atividades humanas, principalmente através da conversão da vegetação natural por áreas de cultivos e/ou pastagens. Tais mudanças podem alterar o clima regional e global por meio de modificações nos processos biofísicos e nas trocas de CO₂ entre a vegetação e a atmosfera. Assim, o principal objetivo do presente trabalho foi investigar os impactos das mudanças dos usos e cobertura da terra (MUCT) nos processos de superfície e no clima na região semiárida do Brasil. Inicialmente, como primeira etapa, foi realizada a calibração do modelo IBIS para a caatinga natural, utilizando-se um algoritmo de calibração multi-objetivo, denominado OPTIS. O conjunto de parâmetros calibrados foi aplicado nas simulações da segunda etapa do presente trabalho. Nessa etapa, foram realizados três experimentos utilizando o modelo IBIS “offline”, considerando a conversão da vegetação natural de caatinga para agropecuária e para caatinga degradada (caatinga aberta). Os resultados dos experimentos mostram que as alterações ocorridas, principalmente no albedo da superfície (aumento) causaram modificações nas componentes do balanço de energia. Além disso, as alterações do comprimento de rugosidade e das propriedades estomáticas da vegetação corroboraram para as alterações ocorridas nas trocas turbulentas e de CO₂ entre a superfície e a atmosfera. Na terceira e última etapa do presente trabalho, foram elaborados dois experimentos de conversão da cobertura vegetal utilizando o MCGA/CPTEC/IBIS. O primeiro, denominado “ATUAL” foi elaborado para avaliar os impactos da intensificação das atividades agropecuárias no semiárido e o segundo, denominado “FUTURO”, foi elaborado com a finalidade de estudar os impactos de um possível cenário de degradação da caatinga associado à intensificação da agropecuária. De modo geral os resultados das simulações mostraram que as MUCT por meio de modificações em variáveis importantes da superfície, causaram alterações no clima local e no clima nas regiões vizinhas. A conversão da vegetação natural (florestas e caatinga) por agropecuária levou ao aumento da precipitação na média anual e na estação úmida, e à redução na estação seca; Com a conversão em caatinga degradada ocorreu a redução da precipitação tanto na média anual como nas médias sazonais. Os impactos mais pronunciados das MUTC na temperatura próxima à superfície ocorreram da conversão de florestas para agropecuária, região em que a temperatura foi reduzida em -1,2°C, na média anual. Da conversão de caatinga natural para agropecuária, a temperatura próxima à superfície, reduziu em 0,2°C. Já o cenário de degradação da caatinga resultou em um aquecimento da superfície de 0,2°. Os resultados das simulações também apontaram que a conversão de florestas para agropecuária bem como a degradação da caatinga, corroboram para a redução da produtividade primária bruta e conseqüentemente a redução da produtividade primária líquida. O oposto ocorre para a conversão de caatinga natural em caatinga degradada. Finalmente, o presente estudo possibilitou um melhor entendimento das alterações nos processos biofísicos e nas trocas de CO₂ decorrentes das

mudanças na cobertura da superfície, as quais podem causar alterações em grande escala nos balanços de energia, água e carbono na região do NEB.

IMPACTS OF LAND USE AND LAND COVER CHANGES ON CLIMATE OVER BRAZILIAN SEMIARID

ABSTRACT

The continental surface vegetal cover has been considerably changed by human activities, mainly through natural vegetation conversion in grasslands and farming areas. Such changes in surface cover may impact the regional and global climates, through of the changes in biophysical processes and CO₂ exchanges between vegetation and atmosphere. Based on that, the main objective of this work was to investigate the impacts of such land cover and land use changes (LCLUC) on surface processes and on the climate of Brazil's semiarid region. As the first step, the IBIS calibration for the semiarid natural caatinga was performed, by the use of a multi-objective calibration algorithm, named OPTIS. The new set of calibrated parameters was applied in the second step's simulation of this work. In this second step, three experiments were performed using offline IBIS, considering the conversion from caatinga (natural vegetation) to agroecosystem and to degraded caatinga. The experiments results show that the observed changes, mainly concerning the surface albedo (increasing), have modified the components of energy balance. Besides that, the changes in roughness length and in vegetation stomatic properties strengthen the changes observed in turbulent and CO₂ exchange between surface and atmosphere. In the third and last part of this work, with the objective of evaluating the LCLUC responses on surface processes, considering the atmospheric feedbacks, two experiments of vegetal cover conversion were performed, using the AGCM/CPTEC/IBIS. The first one, named "CURRENT" was performed to evaluate the impacts on farming activities spreading in semiarid. The second one, named "FUTURE" had the objective of studying the impacts of a degraded caatinga associated with a farming spreading scenario. In general, the simulation results showed that the LCLUC, due to the changes in relevant surface variables, has caused alterations in local and neighborhood regions climate. The natural vegetation conversion (forests and caatinga) to agroecosystem leads to increase in the annual mean of rainfall in the rainy season and to a decrease in the dry season. In degraded caatinga conversion, it was observed a rainfall decreasing in annual mean as in seasonal means. The most distinct impacts from LCLUC on temperature near to surface has occurred on the conversion from the forest to the agroecosystem, where the temperature has decreased 1.2°C, in annual mean. From natural caatinga to agroecosystem conversion, the temperature near to surface has decreased 0.2°C. In the degraded caatinga scenario, this temperature has increased 0.2°C. The simulation results also pointed that the forests to agroecosystem conversion as well as the degraded caatinga strengthens the decreasing of raw primary productivity and, as consequence, the decreasing of net primary productivity. The opposite was observed in the natural caatinga to degraded caatinga conversion. Finally, this current study has opened a path to the better

understanding of biophysical processes changes and CO₂ changes due to the surface cover modification, which may cause large scale alterations in energy balance, water and carbon in NEB region.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Censo Agropecuário 2006.....	2
Figura 2.1 – Diagrama conceitual do impacto do comprimento de rugosidade no clima. A linha pontilhada representa um “feedback” positivo.....	15
Figura 2.2 – Altura de vegetação e Índice de área foliar.....	15
Figura 2.3 – Diagrama conceitual do impacto do IAF no clima.....	17
Figura 3.1 – Estrutura do modelo IBIS.....	25
Figura 3.2 – Estrutura do modelo IBIS e Tipos Funcionais de Plantas.....	26
Figura 3.3 – Climatologias (GPCP, IBIS, SiB2 e SSiB) da precipitação dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada(sstmt). Fonte: Kubota, 2012.....	33
Figura 4.1 – Região semiárida do Brasil.....	35
Figura 4.2 - Localização geográfica da torre micrometeorológica instalada na Embrapa Semi-Árido em Petrolina, PE.....	37
Figura 4.3 – Precipitação acumulada (mm) da área do sítio experimental de caatinga para o período de julho de 2004 a junho de 2005 (cinza) e da estação Agrometeorológica de Bebedouro (Petrolina-PE 09°09’S 40°22’ W). Período 1975-2010 (Preto).....	38
Figura 4.4 – Mapa de Vegetação Potencial Global.....	44
Figura 4.5 – Mapa de Vegetação e Usos da terra para o Nordeste do Brasil (PROVEG).....	46
Figura 4.6 – Mapa de Vegetação do IBGE.....	46
Figura 4.7 - Distribuição dos biomas potenciais no NEB para o período de 2070-2099 gerada pelo CPTEC-PVMReg2.0 no cenário A2, para o modelo regional RegCm3.....	49
Figura 4.8 – Mapa de Uso e Cobertura da terra considerando cenários futuros da distribuição da vegetação no NEB.....	50
Figura 5.1 – Fronteira de Pareto no espaço dos objetivos.....	56

Figura 6.1 – Ciclo diurno médio mensal das componentes do balanço de energia sobre área de caatinga natural: a) estação úmida; b) estação seca.....	65
Figura 6.2 – Gráfico de dispersão do balanço de energia mostrando o grau de fechamento com base em dados de passo de tempo de 30 minutos. A linha sólida mais grossa indica $x=y$	67
Figura 6.3 – Padrão diário e anual de R_n observado (a), simulado com parâmetros não calibrados (b) e calibrados (c). Nas figuras, os fluxos são médias horárias para um período de 10 dias. As diferenças entre as simulações e observações, com parâmetros não calibrados (d) e calibrados (e) são mostradas. Os espaços em branco nas figuras são períodos com dados faltantes. Os gráficos de dispersão mostram as simulações com parâmetros calibrados contra os valores observados.....	72
Figura 6.4 - Albedo da superfície médio mensal simulado com o modelo IBIS com parâmetros calibrados e não calibrados, albedo estimado por meio de imagens do sensor MODIS, e precipitação mensal acumulada.....	73
Figura 6.5 – Mesmo que Figura 6.3, porém para H	74
Figura 6.6 - Mesmo que Figura 6.3, porém para LE	76
Figura 6.7 – Série temporal de IAF, IAF MODIS, e precipitação acumulada para o sítio experimental em área de caatinga.....	77
Figura 6.8 – Evolução temporal (a) evapotranspiração total, (b) Evaporação total do solo, (c) conteúdo volumétrico de umidade (SoilWet), simulados com os parâmetros default e calibrados. As barras representam a precipitação acumulada diária (d).....	79
Figura 6.9 – Soma cumulativa dos dados observados e calibrados de R_n (a), H (b) e LE (c).....	80
Figura 6.10 – Mesmo que Figura 6.3, porém para G	81
Figura 7.1 – Ciclo diurno médio do albedo da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor sensível e do fluxo de calor latente simulados para caatinga, agropecuária e caatinga degradada, nas estações seca e chuvosa.....	86
Figura 7.2 – Total mensal da evapotranspiração, média mensal da umidade volumétrica do solo e de IAF simulados para caatinga, agropecuária e caatinga degradada.....	89
Figura 7.3 – Ciclo diurno médio do Fluxo Líquido do Ecossistema (FLE) e da Produtividade Primária Líquida (PPL) simulados para a caatinga, agropecuária e caatinga degradada nas estações seca e chuvosa.....	91

Figura 8.1 – Diferenças na distribuição da vegetação entre o cenário CONTROLE e os cenários ATUAL e FUTURO.....	96
Figura 8.2 – Diferença anual no comprimento de rugosidade (z_0). a) Experimento controle menos cenário atual; b) Experimento controle menos cenário futuro.....	98
Figura 8.3 - Diferenças no Índice de Área Foliar (IAF). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f).....	99
Figura 8.4 - Diferenças na precipitação (mm/dia). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....	101
Figura 8.5 - Diferenças na Transpiração do dossel (IAF). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....	104
Figura 8.6 – Diferenças na evaporação do solo (mm/dia). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....	106
Figura 8.7 – Diferenças anual na umidade do solo. Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE, na camada superficial (a e b), zonas das raízes (c e d) e na zona de drenagem (e e f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....	109
Figura 8.8 – Diferenças na convergência de umidade (mm/dia). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....	114
Figura 8.9 – Média anual da circulação atmosférica no nível de 1000 hPa (a). Diferença da média anual da circulação atmosférica: (b) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (c) Experimento FUTURO menos CONTROLE.....	117
Figura 8.10 – Diferenças na circulação atmosférica ($m s^{-1}$) razão de mistura ($\times 10^{-4} kg/kg$). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b)	

Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f).....119

Figura 8.11 – Seção longitude-altura das diferenças no movimento vertical (ω , 105 cb/s) média entre 17°S e 11°S na média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE; na estação úmida: (c) e (d) e na estação seca: (e) e (f).....121

Figura 8.12 – Seção longitude-altura das diferenças no movimento vertical (ω , 105 cb/s) média entre 17°S e 11°S na média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE; na estação úmida: (c) e (d) e na estação seca: (e) e (f).....123

Figura 8.13 – Diferenças na Temperatura próxima à superfície (°C) Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....125

Figura 8.14 – Diferenças anuais no Balanço de Radiação de Ondas Curtas à superfície (Wm^{-2}), no Balanço de Radiação de Ondas Longas à superfície (Wm^{-2}) e na Cobertura de nuvens (%). (a, c, d) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b,d,f) Experimento FUTURO menos CONTROLE. As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....128

Figura 8.15 – Diferenças no Saldo de radiação (R_n) à superfície (°C) Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....130

Figura 8.16 – Diferenças no Fluxo de Calor Latente (Wm^{-2}) Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....132

Figura 8.17 – Diferenças no Fluxo de Calor Sensível (Wm^{-2}) Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....136

Figura 8.18 – Diferenças na Razão de Bowen. Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. As

áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....137

Figura 8.19 – Diferenças Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE.....143

Figura 8.20 – Diferenças Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.....146

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 - Definição dos parâmetros da vegetação considerados no modelo IBIS.....	51
Tabela 4.2 – Especificação dos parâmetros da vegetação considerados no modelo IBIS.....	52
Tabela 5.1 - Funções objetivo e os parâmetros calibrados em cada nível hierárquico.....	58
Tabela 5.2 - Descrição das simulações offline e inicialização do modelo IBIS.....	60
Tabela 6.1 - Resultados da calibração hierárquica para o sítio em caatinga.....	69
Tabela 7.1 - Mudança média anual do albedo, saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) decorrentes das alterações da cobertura vegetal natural (caatinga). As setas indicam (↑) aumento e redução (↓) da variável após a conversão.....	87
Tabela 8.1 – Número de células alteradas nos cenários ATUAL e FUTURO para o limite do semiárido.....	97
Tabela 8.2 – Impactos locais (As diferenças representam médias sobre a máscara dos tipos de vegetação dentro do limite do semiárido) das alterações da cobertura vegetal nas componentes do balanço de água.....	110
Tabela 8.3 – Impactos locais (As diferenças representam médias sobre a máscara dos tipos de vegetação dentro do limite do semiárido) das alterações da cobertura vegetal nas componentes do balanço de radiação e balanço de energia.....	140
Tabela 8.4 – Impactos locais (Médias sobre as máscaras dos tipos de vegetação dentro do limite do semiárido) das alterações da cobertura vegetal na biomassa total do dossel (kg.C.m ⁻²).....	144
Tabela 8.5 – Impactos locais (As diferenças representam médias sobre a máscara dos tipos de vegetação dentro do limite do semiárido) das alterações da cobertura vegetal nas componentes do balanço de carbono.....	148

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

BATS	Biosphere Atmosphere Transfer Scheme
BE	Balanço de energia
BER	Balanço de Energia Residual
CCM3	Community Climate Model
CLP	Camada Limite Planetária
COLA	Center for Ocean/Land and Atmosphere Studies
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CPTEC- PVMReg	CPTEC - Potential Vegetation Regional Model
CPATSA	Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semiárido
ECHAM5	European Centre For Medium Range Weather Forecasts
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ERA	European Reanalysis Atmospheric
FBE	Fechamento do Balanço de Energia
FLE	Fluxo Líquido do ecossistema
FPAR	Fraction of Photosynthetically Active Radiation
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
HDF	Hierarchy data Format
IAF	Índice de Área Foliar
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IBIS	Integrated Biosphere Simulator
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas
JSBACH	Jena Scheme For Biosphere – Atmosphere Coupling In Hamburg
MAE	Mean Absolute Error

MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MR	Modelo Regional
MRT	Modis Reprojection Tool
MUCT	Mudanças nos Usos e Cobertura da Terra
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	National Oceanic and Atmosphere Administration
NSGA	Nondominated Sorting Genetic Algorithm
OGE	Olson Global Ecosystems
PAR	Photosynthetically Active Radiation
PPB	Produtividade Primária Bruta
PPL	Produtividade Primária Líquida
PROVEG	Projeto de vegetação
RBE	Razão do Balanço de Energia
RSME	Root Mean Square Error
SALLJEX	South American Low Level Jet Experiment
SiB	Simple Biosphere Model
SSiB	Simplified Simple Biosphere Model
SPRING	Sistema de Processamento de Informações Geográficas
SRES	Special Report Emissions Scenarios
SUDENE	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
SVAT	Soil Vegetation Atmosphere Transfer
TFP	Tipos Funcionais de Planta
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UNICAMP	Universidade Estadual de Campinas
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO.....1
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....7
2.1.	Impactos climáticos das MUCT em diferentes ecossistemas7
2.2.	Impactos climáticos das MUCT em regiões semiáridas.....10
2.3.	Respostas dos processos biogeofísicos às MUCT.....13
2.4.	Impactos das MUCT nas trocas de CO ₂ entre a biosfera terrestre e a atmosfera.....17
2.5.	Calibração de Modelos de Superfície.....19
3	MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA CPTEC/INPE ACOPLADO AO MODELO IBIS23
3.1.	Descrição MCGA/CPTEC.....23
3.2.	Descrição do modelo IBIS.....24
3.2.1.	Propriedades radiativas e fluxos de energia.....26
3.2.2.	Fisiologia vegetal e condutância estomática.....29
3.2.3.	Troca Líquida de CO ₂ do Ecossistema.....30
3.2.4.	Módulo de fenologia.....30
3.2.5.	Distribuição de raízes.....31
3.3.	MCGA/CPTEC acoplado ao modelo IBIS.....32
4	MATERIAIS.....35
4.1.	Descrição da área de estudo.....35
4.2.	Medidas meteorológicas e de fluxos de superfície coletadas em área de caatinga.....36
4.2.1.	Sítio experimental e aquisição dos dados.....37
4.3.	Produtos MODIS.....40
4.3.1.	MOD15.....41
4.3.2.	MOD43B3.....41
4.3.3.	Aquisição e processamento das imagens.....42
4.4.	Mapas de Vegetação.....42
4.4.1.	Mapa de Vegetação Potencial.....43
4.4.2.	Mapa de Cobertura e Uso da terra (PROVEG/INPE).....44
4.4.3.	Mapa de Vegetação considerando cenários futuros da distribuição da Vegetação no NEB47

5	METODOLOGIA.....	53
5.1.	Parte 1.....	53
5.1.1.	Controle de qualidade dos dados do balanço de energia.....	53
5.1.2.	Calibração hierárquica multiobjetiva do Modelo IBIS.....	55
5.2.	Parte 2.....	59
5.2.1.	Experimentos de conversão da cobertura da vegetação natural utilizando o modelo IBIS offline.....	59
5.3.	Parte 3.....	62
5.3.1.	Avaliação dos impactos climáticos das MUCT utilizando o MCGA/CPTEC/IBIS.....	62
6	RESULTADOS: Parte 1.....	65
6.1.	Fechamento do Balanço de Energia dos dados observados	65
6.2.	Calibração do modelo IBIS para área de caatinga.....	68
6.3.	Discussão	82
7	RESULTADOS: Parte 2.....	85
7.1.	Experimentos de conversão da cobertura da vegetação natural utilizando o modelo IBIS “offline”.....	85
7.2.	Discussão	91
8	RESULTADOS: Parte 3.....	95
8.1.	Avaliação dos Impactos climáticos das MUTC utilizando o modelo IBIS acoplado ao MCGA/CPTEC.....	95
8.1.1.	Alterações na composição e nas características estruturais da vegetação.....	95
8.1.2.	Alterações no ciclo hidrológico.....	100
8.1.3.	Alterações na Circulação Atmosférica.....	113
8.1.4.	Alterações na temperatura e componentes do Balanço de Energia	124
8.1.5.	Alterações nas componentes do balanço de carbono.....	142
8.2	Discussão.....	148
9	CONCLUSÕES.....	153
10	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	159
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	161

1 INTRODUÇÃO

A superfície terrestre foi e continua sendo intensamente modificada pelas atividades humanas e naturais. Segundo Vitousek et al. (1997), entre um terço e metade da superfície continental já foi alterada pela ação humana. A agricultura e a pecuária são as atividades econômicas que mais demandam área no planeta, e, por isso, estão no centro do debate sobre mudanças nos usos e cobertura da Terra (MUCT) e mudanças climáticas. Juntas, as áreas cultivadas, pastagens e áreas urbanas cobrem aproximadamente 35% (cerca de 55 milhões de km²) das superfícies continentais (NEPSTAD et al., 2002).

O território brasileiro como um todo tem apresentado diferentes transformações no padrão espacial de usos e cobertura da terra nas últimas décadas. Segundo os resultados do Censo Agropecuário do IBGE de 2006 (Figura 1.1), as áreas de lavouras no país aumentaram 19,4% em relação ao Censo de 1996, enquanto as áreas de matas e floresta reduziram 11%. A Região Nordeste do Brasil (NEB) é a que apresentou os maiores aumentos nas áreas de lavouras, de aproximadamente 30%. O Censo de 2006 também apontou redução das áreas de pastagem natural e aumento nas áreas de pastagem plantada no NEB (IBGE, 2006). De acordo com o mapeamento da cobertura e usos da Terra desenvolvido no âmbito do projeto PROVEG do INPE (VIEIRA et al., 2013) para o NEB, a vegetação caatinga, típica do semiárido do NEB, que em 1993 ocupava 352.364 km², em 2001 ocupava apenas 273.590 km², o que significa que cerca de 20% da sua área de vegetação natural foi devastada em poucos anos. Vieira et al., (2013) ressaltam que a vegetação natural da caatinga vem sendo substituída em sua maior parte por áreas de atividades agropecuárias (VIEIRA et al., 2013). Gonçalves (2007, 2008), utilizando variáveis meteorológicas, geológicas e sócio-econômicas, gerou cenários futuros da extensão de mudanças dos usos da terra e degradação ambiental para a região semiárida do NEB. Os cenários futuros gerados mostram que mesorregiões do NEB poderão ter, em média, até 98% de suas áreas ocupadas pelo desenvolvimento de atividades antrópicas.

Tais alterações na cobertura vegetal podem levar à degradação ambiental (no caso de manejo inadequado). Os processos de degradação produzem consequências sobre os diferentes componentes ambientais, tais como a eliminação da cobertura vegetal original e presença de uma cobertura invasora, e a perda parcial ou total do solo devido a fenômenos físicos (erosão) ou químicos (salinização e alcalinização) (ROSS, 2001). O semiárido do NEB apresenta problemas ambientais de degradação resultantes dos fatores acima mencionados, e as áreas degradadas podem ser significativamente ampliadas em decorrência de ações antrópicas (ROSS, 2001). Além disso, a região do semiárido é caracterizada por apresentar uma significativa variabilidade climática, em que as chuvas na região apresentam enorme variabilidade espacial e temporal. As áreas mais secas, cuja precipitação anual é inferior a 500 mm, totalizam cerca de 309.000 km², e são as mais susceptíveis à desertificação no Brasil (OYAMA, 2002; Souza, 2009; SOUZA; OYAMA, 2011). Esses problemas ambientais de degradação no semiárido do NEB ressaltam a importância dos estudos que focam os impactos das MUCT no clima dessa região.

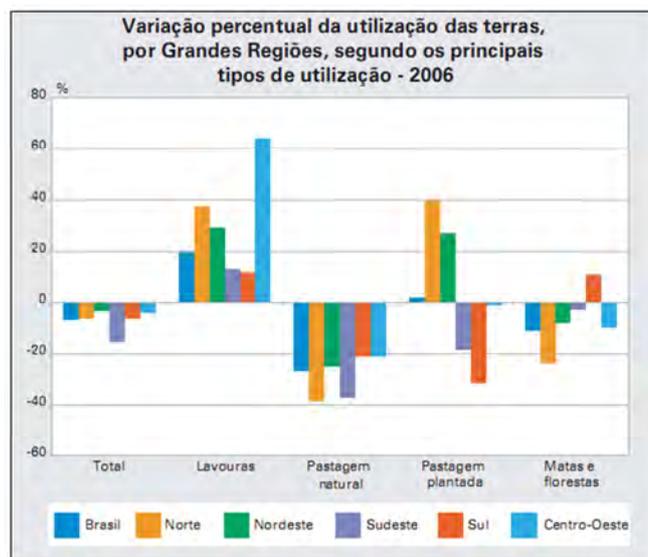


Figura 1.1 - Censo Agropecuário 2006.

Fonte: IBGE (2006).

Nos processos que envolvem mudanças na cobertura vegetal, o clima pode ser seriamente afetado, uma vez que a atmosfera é sensível às características da superfície continental (CHARNEY et al., 1977; XUE; SHUKLA 1993; CLARK et al., 2001; TAYLOR et al., 2002; OYAMA, 2002; XUE et al., 2004; TWINE et al., 2004; SOUZA, 2006; YANAGI; COSTA, 2011; OLIVEIRA, 2008; SOUZA; OYAMA, 2011). Estudos têm mostrado que a conversão da vegetação natural para áreas agrícolas ou de pastagem afetam as trocas de energia, água e carbono entre a atmosfera e a superfície continental (CLAUSSEN et al., 2001, TAYLOR et al., 2002; RAMANKUTTY et al., 2006; FINDELL et al., 2009; LI; XUE, 2010, LAWRENCE et al., 2012). As MUCT podem causar efeitos climáticos em diferentes regiões, dependendo das condições do ambiente e características do clima. Segundo Gao et al. (2003) as regiões semiáridas e áridas são as mais vulneráveis à essas mudanças.

Os impactos decorrentes das MUCT no clima são comumente divididos em mecanismos biogeofísicos e biogeoquímicos. Os mecanismos biogeofísicos estão relacionados às características físicas da superfície continental, tais como:

a) Propriedades radiativas da superfície (como o albedo) que determinam a absorção e disponibilidade de energia para os processos superficiais. Mesmo pequenas alterações no albedo da superfície podem afetar significativamente as trocas de água e energia entre a superfície e a atmosfera (CHARNEY, 1975; NOBRE et al., 1991, CLARK et al., 2001; TWINE et al., 2004, YANAGI; COSTA, 2011);

b) Evapotranspiração da vegetação, a qual afeta a partição de energia em fluxos de calor latente e calor sensível;

c) Estrutura da vegetação, que afeta a rugosidade da superfície e, conseqüentemente, os transportes de calor e momento.

Com relação aos mecanismos biogeoquímicos, o aspecto mais importante é a influência das mudanças da vegetação nas trocas de CO₂ entre a biosfera terrestre e a atmosfera. A redução da cobertura vegetal pode resultar em uma liberação líquida de carbono armazenado da vegetação e dos solos para a atmosfera, contribuindo para o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera, e, potencialmente, o aquecimento global (COX et al., 2000). Segundo Prentice et al. (2001), entre 10% e 30% dos totais atuais das emissões antropogênicas de CO₂ são causadas pelas mudanças dos usos da terra.

A maioria dos estudos sobre os impactos das MUCT concentra-se em estudar apenas os processos biogeofísicos (BETTS, 1999; CHASE, 2000; KLEIDON et al., 2000; PITMAN; ZHAO, 2000; TWINE et al., 2004) ou apenas os processos biogeoquímicos envolvidos (DEFRIES et al., 1999). No entanto, estes dois mecanismos estão relacionados entre si. Os processos biogeofísicos estão diretamente relacionados às alterações no ciclo de carbono (processo biogeoquímico) como, por exemplo, por meio da dependência da transpiração na produtividade e da dependência da fisiologia e estrutura da planta na concentração de CO₂ atmosférico (BETTS et al., 1997; BATHIANY et al., 2010). Embora alguns estudos dos efeitos das MUCT no clima mostrem que os mecanismos biogeofísicos e biogeoquímicos são da mesma ordem de magnitude (MATTHEWS et al., 2004; BROVKIN et al., 2006), é necessário considerar ambos os mecanismos, com a finalidade de quantificar os impactos climáticos das MUTC de maneira apropriada (BATHIANY et al., 2010).

Considerando que a região semiárida do NEB é uma das mais vulneráveis do país do ponto de vista social às mudanças de clima (MARENGO, 2008, NOBRE et al., 2011), há a necessidade de melhor compreender e quantificar as dimensões dos efeitos das alterações da vegetação natural nos processos de superfície e atmosféricos, no âmbito dos mecanismos biogeofísicos e nas trocas de CO₂.

Assim sendo, o principal objetivo do presente trabalho é realizar um estudo de sensibilidade do clima às mudanças na cobertura do NEB. Para isto, foram realizados experimentos de conversão da cobertura da vegetação natural utilizando-se o modelo de superfície IBIS (“Integrated Biosphere Simulator”, Foley et al., 1996) no modo “*offline*” (desacoplado), bem como acoplado ao modelo Global do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (MCGA/CPTEC). Desse modo, foi possível investigar os impactos das MUTC considerando e não considerando os “*feedbacks*” atmosféricos.

Os impactos das mudanças da cobertura vegetal no clima foram avaliados através da comparação do clima simulado considerando três cenários distintos para a região do NEB:

- a) Vegetação Potencial (aquela que poderia crescer sem a intervenção humana);
- b) Atual distribuição da cobertura, que inclui a vegetação natural (caatinga, cerrado e florestas perenes e decíduas) e áreas de agropecuária (cultivos agrícolas e pastagem);
- c) Cenário futuro da distribuição da vegetação na região do NEB, no qual foi considerada a projeção futura da distribuição dos biomas potenciais no NEB segundo o CPTEC-PVMReg2.0 no cenário B2, descrita em Velásquez, 2009.

Para atender a esse objetivo principal, o trabalho foi dividido em três partes:

Parte 1: Considerando que a representação realista da vegetação nos modelos atmosféricos exige a especificação aprimorada de parâmetros morfológicos, biofísicos e físicos da superfície terrestre, a Parte I do trabalho apresenta a metodologia empregada e os resultados obtidos da calibração dos parâmetros do modelo IBIS para área de caatinga natural.

Parte 2: Experimentos de conversão da cobertura da vegetação natural, utilizando o modelo IBIS “offline”, com a finalidade de avaliar as alterações ocorridas nos balanços de água, energia e carbono em uma região do semiárido do NEB.

Parte 3: Avaliação dos impactos das mudanças de cobertura vegetal do NEB nas componentes dos balanços de água, de energia e de carbono, bem como no comportamento da circulação atmosférica, utilizando o modelo IBIS acoplado ao MCGA/CPTEC.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste Capítulo apresentam-se os principais estudos relacionados aos impactos climáticos das MUCT, bem como sobre os processos biogeofísicos envolvidos e os impactos nas trocas de CO₂ entre a biosfera e a atmosfera. Além disso, apresenta-se uma revisão dos principais estudos sobre calibração de modelos de superfície.

2.1. Impactos climáticos das MUCT em diferentes ecossistemas

Nas últimas décadas, a humanidade tem alterado significativamente a cobertura da terra, transformando os ecossistemas naturais (florestas e pastagens naturais) em agroecossistemas, que consistem principalmente em sistemas agrícolas, pastagens cultivadas e solo nu. As MUCT têm sido geograficamente extensivas (DEFRIES et al., 1995; RAMANKUTTY; FOLEY, 1999; PONGRATZ et al., 2008; KAPLAN et al., 2011). Os impactos dessas conversões dependem da escala espacial da mudança e também do tipo da vegetação natural removida (DE NOBLET-DUCOUDRÉ et al., 2012). De modo geral, as MUCT causam impactos no clima por meio das alterações que ocorrem no albedo da superfície, no comprimento de rugosidade e nas características térmicas e hidrológicas do solo. Tais alterações, conseqüentemente, causam modificações nos fluxos de radiação, fluxos de calor sensível e calor latente e nos fluxos de momentum. As MUCT também tem um substancial impacto biogeoquímico no clima global, através de emissões de CO₂. Portanto, as MUCT podem causar impactos significativos em escala continental na precipitação, temperatura e outras variáveis (CHASE et al., 1996, 2000; BETTS, 2000; COLLATZ et al., 2000; ZHAO et al., 2001a,b; GOVINDASAMY et al., 2001; ZHAO; PITMAN, 2002; MATTHEWS et al., 2003).

Os impactos climáticos biogeofísicos das MUCT tem sido avaliados com a utilização de diferentes Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) e Modelos Regionais (MRs) acoplados a diferentes esquemas de superfície, e estudos observacionais. O exemplo mais conhecido desse tipo de estudo é o de desflorestamento tropical, em que se considera a substituição das florestas tropicais por pastagens ou áreas agrícolas. Os impactos do desflorestamento tropical nos processos climáticos globais foram analisados em muitos estudos durante as últimas décadas (DICKINSON; HENDERSON-SELLERS, 1988; SHUKLA et al., 1990; COSTA; FOLEY, 2000; NOBRE et al., 2001; ROCHA, 2001; CORREIA, 2005; FEDDEMA, et al., 2005; FINDELL et al., 2007; COSTA et al., 2007; OLIVEIRA, 2008). Embora os resultados destes experimentos variem, eles concordam que alterações na cobertura vegetal resultam no aumento da temperatura da superfície e na redução da precipitação.

Findell et al. (2007), por exemplo, realizaram experimentos com o modelo climático do “Geophysical Fluid Dynamics Laboratory” para investigar os impactos antropogênicos das alterações da cobertura da terra no clima. Esse estudo focou os impactos das mudanças biofísicas da superfície associadas com as mudanças na cobertura da terra em algumas regiões tropicais do globo (parte da Europa, Índia, leste da China e leste dos Estados Unidos), principalmente a conversão de florestas para pastagem. Os autores verificaram que na escala global os impactos desta conversão são pequenos; no entanto, são significativos na escala regional. De modo geral, como resultado das alterações da cobertura foi observado o aquecimento da superfície, principalmente na Europa.

Diffenbaugh (2009) avaliou os impactos das recentes mudanças da cobertura vegetal ocorridas nos Estados Unidos, aonde áreas de pastagem natural e florestas vêm sendo substituídas por áreas de cultivos agrícolas. A resposta climática dominante dessas alterações é o resfriamento da temperatura do ar próximo da superfície, o que teria ocorrido devido às mudanças no balanço de

umidade e albedo da superfície. Bonan (1997) também avaliou os impactos climáticos das MUTC nos Estados Unidos, considerando três cenários distintos: vegetação natural, atual distribuição da vegetação e máxima agricultura (desflorestamento máximo). Os resultados deste estudo foram: resfriamento de 1°C sobre a região leste dos Estados Unidos; aquecimento de 1°C sobre a região oeste durante a primavera; verão menos quente (redução de 2°C) sobre a região central, umedecimento da atmosfera em baixos níveis sobre a maior parte dos Estados Unidos durante a primavera e verão. Segundo Bonan (1997) esses impactos ocorrem devido às alterações na rugosidade da superfície, no índice de área foliar, na resistência estomática e no albedo da superfície.

Twine et al. (2004), utilizando o modelo “Integrated Biosphere Simulator” (IBIS, FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000) desacoplado do modelo atmosférico, avaliaram os impactos das mudanças de cobertura nos balanços de energia e água na bacia do Rio Mississippi, Estados Unidos. Para isto, foram realizados dois experimentos, um considerando a conversão completa de floresta para agricultura e outro considerando a conversão completa de pastagem natural para agricultura. A conversão de floresta para agricultura ocasionou reduções no saldo de radiação e na evapotranspiração e impactos opostos foram encontrados na conversão de pastagem natural para agricultura.

Costa et al. (2007) avaliaram as mudanças climáticas causadas pela expansão da soja na Amazônia utilizando o modelo atmosférico CCM3 (KIEHL et al., 1998) acoplado com o modelo IBIS. Os resultados deste estudo mostraram aumento da precipitação, como consequência, principalmente, do aumento do albedo da superfície. Além disso, este estudo comparou os impactos da expansão da soja com os da expansão da pastagem na Amazônia, verificando que a redução da precipitação decorrente da expansão da soja foi significativamente maior do que a expansão da pastagem. De modo geral, a substituição de floresta tropical por pastagem resulta no aumento do albedo da superfície, diminuição da rugosidade, redução do Índice de Área Foliar (IAF) e redução da umidade disponível no solo (principalmente porque as plantas de

pastagem geralmente têm raízes mais rasas do que as árvores da floresta). Assim, o desflorestamento tropical leva a uma diminuição da capacidade da superfície de manter uma alta taxa de evapotranspiração ao longo do ano, o que implica mudanças no fluxo de calor latente da camada limite atmosférica. Segundo Foley et al. (2000), estas mudanças nos balanços de energia à superfície e no balanço de água levam a uma significativa redução na precipitação e a um aumento na temperatura superficial.

Bathiany et al. (2010) avaliaram os efeitos biogeoquímicos e biogeofísicos das MUCT em grande escala na região tropical (18.75° S – 15° N), utilizando o modelo de circulação atmosférico ECHAM5 (ROECKNER et al., 2003) acoplado ao modelo de superfície JSBACH (RADDATZ et al., 2007). O desflorestamento completo nessa região causou a redução do estoque de carbono armazenado na biomassa e no solo e um aquecimento global de 0,4°C devido ao aumento na concentração de CO₂ na atmosfera, além disso, causou a redução da evapotranspiração nas áreas desflorestadas.

2.2. Impactos climáticos das MUCT em regiões semiáridas

As MUCT não vêm ocorrendo apenas em áreas de floresta tropical; outros ecossistemas pelo mundo também tem sido impactados pelas atividades antrópicas. Por exemplo, segundo Hoffmann e Jackson (2000), as savanas tropicais têm sido severamente impactadas pelas atividades humanas, com grandes áreas tendo sido convertidas em pastagem cultivada e agricultura. Cerca de um quinto da população mundial vive em regiões que foram cobertas ou atualmente são cobertas por savanas (SOLBRIG et al. 1996). Hoffmann e Jackson (2000), utilizando o Modelo de Circulação Geral CCM3 (NCAR) acoplado com o “Land Surface Model” (NCAR) simularam os impactos climáticos regionais da conversão de savanas para pastagens em cinco regiões do globo (cerrado do Brasil, llanos do norte da América do Sul, savanas do sul da África, savanas do norte da África e savanas no norte da Austrália). Nesse

cenário, toda área com savana foi convertida para pastagem, representando um caso extremo de conversão total da vegetação natural. Estas alterações na cobertura vegetal ocasionaram um impacto significativo nas propriedades físicas da vegetação. A savana, além de apresentar um albedo menor do que a pastagem, tem ainda um maior comprimento de rugosidade e maior profundidade radicular (JACKSON et al., 1997) e todas essas propriedades físicas influenciam de formas distintas as interações entre a superfície e a atmosfera. Os resultados das simulações mostraram que a alteração da cobertura vegetal levou à redução de aproximadamente 10% da precipitação em quatro das cinco regiões de savanas estudadas. Além disso, a conversão para pastagem aumentou a temperatura média da superfície de 0,5°C em todas as regiões, principalmente devido às reduções do comprimento de rugosidade.

Taylor et al. (2002) avaliaram os impactos climáticos das MUCT na região do Sahel, utilizando um MCGA. Para isto, foram realizados três experimentos considerando estimativas da vegetação para três períodos diferentes: início da década de 60, meados da década de 90 e, finalmente, para o ano de 2015. Estas estimativas da cobertura vegetal foram realizadas utilizando um modelo de usos da terra que considera variáveis sociais, econômicas e climáticas. A partir deste modelo foram então gerados mapas realistas da vegetação. Os resultados destes experimentos mostraram uma redução da precipitação de 4,6% comparando o cenário de 1961 com o de 1996 e de 8,7% com o ano de 2015. A partir do estudo, os autores verificaram que o clima regional do Sahel é altamente sensível às pequenas alterações do albedo e índice de área foliar.

Gao et al. (2003), utilizando o modelo climático regional RegCM2 avaliaram os impactos climáticos das MUCT na China. Para isto, foram realizadas duas simulações, uma considerando o atual uso da terra (cultivos agrícolas) e outra considerando a cobertura de vegetação potencial. Os impactos climáticos das MUCT na China incluem a diminuição da precipitação média anual no norte da China e, o aumento na temperatura média da superfície em algumas áreas. De

modo geral, os resultados mostraram que as MUCT podem causar efeitos climáticos em diferentes regiões, dependendo das condições do ambiente e características do clima, e que as regiões semiáridas e áridas da China são as mais vulneráveis à essas mudanças.

Segundo Paeth et al. (2009), certas regiões do globo são mais sensíveis às MUCT, destacando-se entre elas a região da África tropical, aonde frequentes episódios de secas foram observados nas últimas décadas. Neste contexto, utilizando modelagem regional, experimentos foram realizados para avaliar os impactos das futuras MUCT associados ao aumento na concentração dos gases do efeito estufa. Como resultado, os autores verificaram um maior aquecimento da superfície e o enfraquecimento do ciclo hidrológico sobre a maior parte da África tropical. No entanto, em grande escala, a circulação atmosférica em altos níveis foi menos perturbada, indicando um efeito local da degradação no clima próximo da superfície.

Particularmente para a região semiárida do Brasil, Souza (2006) avaliou através de experimentos utilizando o modelo regional ETA acoplado ao esquema de superfície "Simplified Simple Biosphere Model" (SSiB, XUE et al., 1991) do CPTEC/INPE, os impactos da inclusão de áreas com atividades agrícolas em parte do território do NEB no clima regional. Para isto, o autor considerou uma versão preliminar do mapa atualizado da vegetação desenvolvido pelo projeto PROVEG do INPE, que representava apenas a atualização da cobertura vegetal dos Estados de Alagoas, Ceará, Paraíba e Sergipe. Souza (2006) ressaltou que a principal diferença observada neste mapa está na substituição da vegetação original de caatinga e savana por agropecuária (agricultura mais pastagem). De modo geral, as mudanças no uso da terra implicaram em impactos nas simulações do clima sazonal, sendo que as áreas com cultivos agrícolas levaram a um aumento na precipitação, associado a um aumento de evapotranspiração. Segundo Souza (2006), esse aumento da evapotranspiração pode estar relacionado ao aumento da profundidade radicular e profundidade dos solos, o que teria ocasionado o

aumento da transpiração das plantas, bem como o aumento da evaporação direta do solo nu (maior reservatório de água no solo associado a um pequeno aumento da fração de área vegetada).

Mais recentemente, os impactos climáticos da desertificação gradual no semiárido do Brasil foram avaliados por Souza e Oyama (2011) por meio de simulações numéricas utilizando o modelo regional MM5. No cenário de desertificação total, os autores verificaram uma significativa redução da precipitação em grande parte da região semiárida. Já no cenário de desertificação parcial, os autores verificaram um padrão de dipolo com redução (aumento) de precipitação no norte (sul) da região semiárida.

2.3. Respostas dos processos biogeofísicos às MUCT

Diversos mecanismos de retroalimentação (“feedbacks”) têm sido propostos para explicar de que forma o clima pode ser afetado pelas MUCT, por meio das alterações nos processos biogeofísicos e no ciclo de carbono. Os processos biofísicos estão relacionados, por exemplo, às mudanças nas propriedades radiativas da superfície e envolvem o balanço de energia e as trocas turbulentas (fluxos de calor sensível e de calor latente) entre a superfície e a atmosfera. As mudanças na cobertura vegetal podem modificar a reflectância e a transmitância da superfície, o que altera a absorção de energia e afeta o particionamento de energia em calor latente e calor sensível.

Os processos biogeofísicos também estão relacionados com aspectos morfológicos da vegetação (comprimento de rugosidade, IAF) e processos hidrológicos, tais como a troca de umidade entre as camadas do solo, extração de água pelas raízes, transpiração do dossel, controle estomático, etc. (XUE et al., 2010).

Por definição, o comprimento de rugosidade (z_0) é a altura adjacente ao solo, em que a velocidade do vento é nula. Nos modelos numéricos, z_0 é utilizado para expressar a rugosidade da superfície. Sobre áreas vegetadas, z_0 é

fortemente influenciado pela a altura da vegetação. Áreas continentais cobertas com vegetação possuem comprimento de rugosidade maior que regiões desflorestadas. Por exemplo, nas áreas de pastagem degradada na Amazônia o comprimento de rugosidade (z_0) é de 0,022 m (ROCHA et al., 1996), enquanto que na floresta z_0 é da ordem de 2,65 m (NOBRE et al., 1991). A redução de z_0 implica redução da fricção mecânica na Camada Limite Planetária (CLP) e, conseqüentemente, reduz as trocas turbulentas de calor entre a superfície e a atmosfera. Sud e Smith (1985) e Sud et al. (1988), a partir de experimentos numéricos com MCGA mostraram que esse mecanismo, chamado de mecanismo de rugosidade, altera o padrão de convergência de umidade atmosférica em baixos níveis, podendo influenciar a precipitação (Figura 2.1).

O IAF, definido por Watson (1974) como a área foliar integrada do dossel por unidade de superfície projetada no solo (m^2/m^2), está relacionado com a densidade da vegetação (CHASE et al., 1996). A Figura 2.2 mostra a variação de IAF com os diferentes tipos de vegetação.

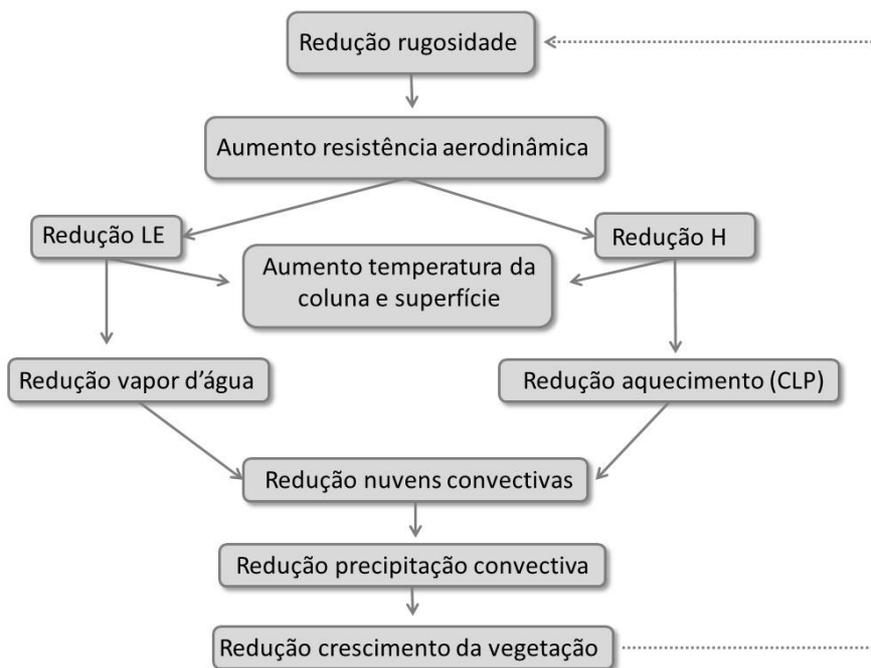


Figura 2.1– Diagrama conceitual do impacto do comprimento de rugosidade no clima. A linha pontilhada representa um “feedback” positivo.

FONTE: Adaptada de Pitman (2003).

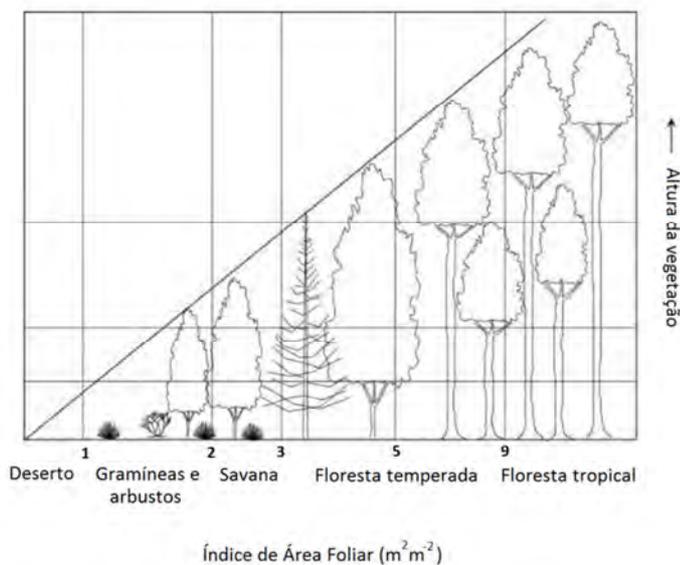


Figura 2.2 – Altura de vegetação e Índice de área foliar.

FONTE: Adaptada de Bonan (2008).

O IAF é uma importante variável biofísica da superfície que também é modificada após alterações da cobertura vegetal, e afeta as interações entre a biosfera terrestre e a atmosfera, principalmente os fluxos de radiação, momentum, H, LE e a umidade do solo. A Figura 2.3 mostra que a redução do IAF resulta em aumento do Saldo de Radiação (R_n) à superfície e na redução da transpiração e, conseqüentemente, a redução da absorção de água pelas raízes. Além disso, um menor IAF reduz a perda por interceptação e aumenta a precipitação não interceptada (CHEN et al., 1997), causando o aumento da umidade e da evaporação do solo. A maior disponibilidade de água no solo associada com o aumento do saldo de radiação poderia resultar no aumento das trocas de água entre o solo e a atmosfera.

Chase et al. (1996) avaliaram a sensibilidade do clima às alterações de IAF utilizando o modelo atmosférico CCM2 (HACK et al., 1992) acoplado ao modelo de superfície “ Biosphere Atmosphere Transfer Scheme – BATS” (DICKINSON et al., 1993). Os resultados deste estudo mostraram que alterações no IAF causaram modificações na temperatura da superfície e precipitação.

A substituição da vegetação natural por uma vegetação de menor porte (por exemplo, pastagem degradada) também reduz a profundidade e a distribuição das raízes; logo, a capacidade de extrair água do solo também diminui. Isso conduz a uma redução da evapotranspiração e do vapor d’água para a atmosfera fazendo com que a baixa troposfera fique seca. Logo, menor quantidade de vapor é transportada verticalmente, reduzindo a formação de nuvens convectivas e a precipitação. Essa redução de precipitação, por sua vez, leva a uma redução da umidade do solo, o que tende a diminuir ainda mais a área vegetada e sua capacidade de extrair água do solo (Pitman, 2003).

Diversos estudos utilizando modelagem numérica (DE ROSNAY; POLCHER, 1998; KLEIDON; HEIMANN, 1998; ZENG et al., 1998; FEDDES et al., 2001) ratificaram a sensibilidade do clima às alterações da distribuição e profundidade das raízes.

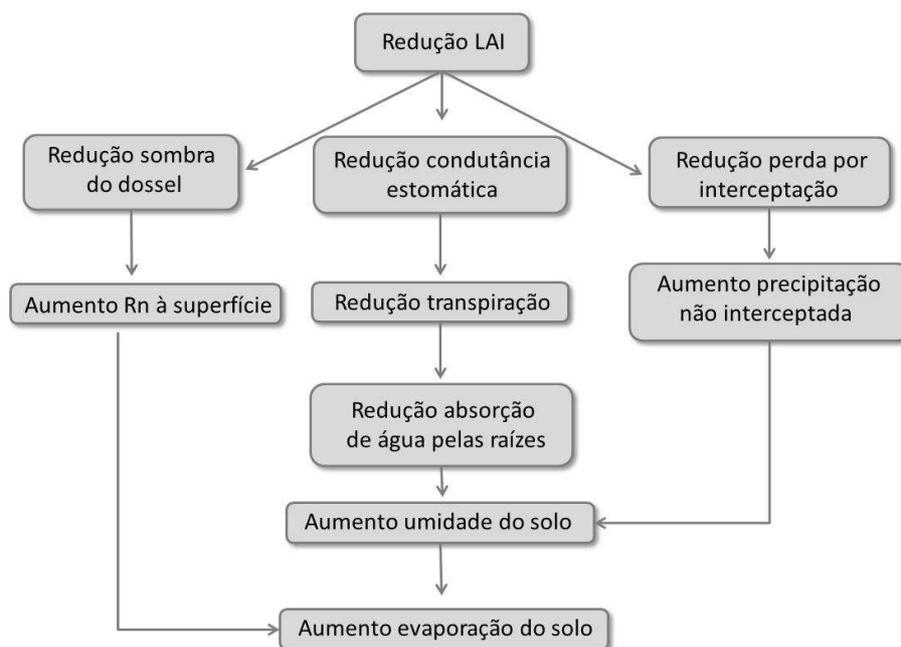


Figura 2.3 – Diagrama conceitual do impacto do IAF no clima.

FONTE: Adaptada de Pitman (2003).

2.4. Impactos das MUCT nas trocas de CO₂ entre a biosfera terrestre e a atmosfera

Ecosistemas florestais respondem por 52% do total de carbono terrestre e podem sequestrar em média 4 Pg C por ano (PAN et al., 2011). A redução da cobertura vegetal pode resultar em uma liberação líquida de carbono armazenado da vegetação e dos solos para a atmosfera. Segundo Prentice et al. (2001), entre 10% e 30% dos totais atuais das emissões antropogênicas de CO₂ são causadas pelas MUCT. Eastman et al. (2001) mostraram que o aumento da concentração de CO₂ (duplicação) na atmosfera pode causar impactos biológicos nas gramíneas da região central dos EUA e que estes podem ser significativos no clima regional. De acordo com Pitman (2003), os dois principais feedbacks do aumento de CO₂ na vegetação são estrutural (aumento do IAF, raízes, etc) e fisiológico (redução da condutância estomática). O impacto fisiológico tende a reduzir a transpiração, levando a um feedback positivo no aquecimento causado pelo aumento em CO₂. O feedback

estrutural tende a causar um resfriamento devido ao aumento na evaporação e ao aumento na absorção de CO₂, o que leva a um feedback negativo no aquecimento induzido pelo aumento de CO₂. Ainda não há um consenso se o saldo líquido desses dois efeitos é o aquecimento ou o resfriamento, uma vez que a capacidade em representar esses mecanismos nos modelos climáticos é muito recente.

Os organismos fotossintetizantes presentes na vegetação retiram o CO₂ da atmosfera e incorporam-no em seus compostos orgânicos, além de liberar oxigênio. Estes compostos orgânicos formam a biomassa florestal. Durante o período de crescimento, o carbono é fixado na forma de biomassa aérea e radicular através de fotossíntese, enquanto é perdido devido à respiração por manutenção e crescimento da planta (LAPOLA, 2007). A Produtividade Primária Líquida (PPL) corresponde à acumulação líquida de carbono através da fotossíntese bruta (PPB – Produtividade Primária Bruta) menos a respiração vegetal em um determinado intervalo de tempo (FOLEY; RAMANKUTTY, 2004). A PPL também está relacionada com o Fluxo Líquido do Ecossistema (FLE) que é definido como a troca líquida de CO₂ entre o ecossistema e a atmosfera (COSTA et al., 2009; FREITAS, 2012).

Estudos considerando as MUCT em diferentes partes do globo mostraram que essas mudanças podem causar impactos significativos no FLE (NARISMA; PITMAN, 2003; HOUGHTON; GOODALE, 2004; CHEN et al., 2006; QUAIFFE et al., 2008). Schmitt et al., (2010) avaliaram os efeitos das MUCT nas trocas de CO₂ em regiões montanhosas da Áustria. O principal resultado encontrado neste estudo é que as alterações ocorridas na cobertura vegetal da região causaram impactos sazonais no FLE, na PPB e na respiração do ecossistema. Esses impactos foram explicados pelas alterações ocorridas no IAF e na biomassa, causando alterações nos processos de fisiologia fotossintética.

2.5. Calibração de Modelos de Superfície

As interações que ocorrem na interface entre a superfície continental e a atmosfera são modeladas utilizando a componente superfície dos modelos climáticos, que são conhecidos como esquemas de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVATS). Esses esquemas são usados para simular diferentes processos dos ecossistemas terrestres, e também são ferramentas importantes para a pesquisa em diversas escalas de tempo, desde a previsão de tempo até longas simulações climáticas. A necessidade de melhor representar os processos biofísicos da superfície terrestre, fluxos de carbono terrestre e dinâmica da vegetação nos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) e nos Modelos Regionais (MRs), principalmente para o estudo das mudanças climáticas, tem estimulado o desenvolvimento de sofisticadas parametrizações da superfície. A evolução destas parametrizações tende a adicionar complexidade nos modelos e, com isso, há a necessidade da especificação de um grande conjunto de parâmetros que descrevem as características morfológicas e biofísicas da superfície (DEMARTY et al., 2004). Um indicador da complexidade de um modelo pode ser o número de parâmetros que são utilizados para caracterizar os vários processos dos diferentes ecossistemas (WANG et al., 2009). O “Integrated Biosphere Simulator – IBIS” (FOLEY et al., 1996), por exemplo, que faz parte de uma nova geração de modelos de biosfera global, requer aproximadamente 76 parâmetros para serem especificados, sendo que 14 desses parâmetros são relacionados ao solo, 12 são específicos para cada tipo funcional de planta, e 50 outros parâmetros relacionados às características biofísicas e morfológicas da vegetação em geral. Alguns desses parâmetros são mensuráveis e podem ser obtidos por meio de experimentos de campo. No entanto, mesmo que estes dados estejam disponíveis, os mesmos não podem ser utilizados diretamente, em função da diferença entre as escalas do dado observado e da grade do modelo. Além disso, os parâmetros default do modelo são destinados para uma representação global geral da vegetação. Pequenas incertezas nos

valores destes parâmetros podem propagar erros nas simulações dos balanços de água, de energia e de carbono e, portanto, tais parâmetros devem ser ajustados ou calibrados. O objetivo da calibração em modelo de superfície é reduzir os erros das variáveis de saída do modelo por meio de comparação entre as simulações e os dados observados.

Desde Sellers et al. (1989), diversas técnicas de otimização têm sido desenvolvidas com a finalidade de gerar um conjunto ótimo de parâmetros para modelos de superfície (ROCHA et al., 1996; FRANKS E BEVEN , 1997; GUPTA et al., 1999; HOUSER et al., 2001; XIA et al., 2002; LEPLASTRIER et al., 2002; DEMART et al., 2004; MCCABE et al., 2005; CORREIA et al., 2005; IMBUZEIRO, 2005; KAHAN et al., 2006; USUGA; PAUWELS, 2008; CUNHA et al., 2008; VAREJÃO JUNIOR et al., 2009). Num dos estudos precursores da calibração, Sellers et al. (1989) utilizaram medidas micrometeorológicas, incluindo fluxos turbulentos de calor coletados acima do dossel da floresta amazônica, validaram e calibraram os parâmetros do modelo Simple Biosphere Model (SiB). Para isto, consideraram-se um método iterativo de otimização (mono-objetiva) para definir um novo conjunto de parâmetros físicos e fisiológicos da vegetação, que resultou num melhor ajuste entre os fluxos de calor latente e de calor sensível calculados e os observados. Rocha et al. (1996) utilizaram o mesmo método para calibrar parâmetros do modelo SiB2 (SELLERS et al., 1995a,b). O modelo SiB2 foi calibrado para um sítio de floresta tropical na Amazônia utilizando medidas micrometeorológicas. Franks e Beven (1997) utilizaram o método “Generalized Likelihood Uncertainty” para reduzir as incertezas dos fluxos simulados por um esquema de superfície simples (TOPUP-SVAT, BEVEN; FRANKS, 1999). Outro estudo de calibração foi desenvolvido por Delire e Foley (1999), que efetuaram a calibração da versão 2.0 do modelo IBIS, para cinco sítios em diferentes regiões do globo. Estes sítios incluem soja, prado, pastagem e floresta tropical. A qualidade das simulações foi melhorada quando os parâmetros calibrados foram utilizados.

Nos trabalhos anteriormente citados, o método de calibração empregado foi o que considera funções mono-objetivas, o qual não é adequado para modelos que simulam diferentes processos que ocorrem na superfície e que geram muitas saídas (VRUGT et al., 2003). O desempenho de um modelo de superfície é avaliado em termos de sua capacidade em simular simultaneamente as variáveis que envolvem os balanços de água, de energia e de carbono. No procedimento de calibração, cada variável relacionada a estes processos representa pelo menos um objetivo do problema de otimização. Assim sendo, o problema de calibração de um modelo com muitas variáveis de saída se resume em encontrar um conjunto de parâmetros que minimize simultaneamente um vetor de funções objetivas. O método da calibração multiobjetiva é baseado em análise estatística de diferentes funções objetivas e a escolha destas funções depende do caso estudado, do modelo e dos dados disponíveis. Este método tem sido muito aplicado nos últimos anos em diferentes contextos de modelagem da superfície e tem mostrado gerar simulações mais acuradas dos fluxos de energia para diferentes tipos de cobertura continental (GUPTA et al., 1998; YAPO et al., 1998; GUPTA et al., 1999; HOUSER et al., 2001; DEMARTY et al., 2004; ENGELAND et al., 2006; VAREJÃO, et al., 2011). Gupta et al. (1999) e Bastidas et al. (1999) aplicaram o método de calibração multiobjetiva para otimizar parâmetros do modelo “Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS, DICKINSON, 1984)” usando o erro médio quadrático (RSME) e considerando simultaneamente quatro diferentes variáveis. Neste estudo, foi mostrado que o desempenho do modelo BATS melhorou quando os parâmetros foram otimizados utilizando o método de multicritério.

Varejão Júnior (2009) desenvolveu um algoritmo de calibração multi-objetivo, denominado OPTIS, que se baseia na hierarquia dos sistemas ambientais para calibrar sucessivamente todas as variáveis simuladas pelo modelo IBIS. Como resultado, obteve-se uma calibração mais eficiente do modelo IBIS, uma vez que mais variáveis simuladas foram otimizadas. Além de aumentar a precisão

dos prognósticos, a calibração permite o estudo detalhado de casos, possibilitando a melhoria dos modelos conforme as necessidades e recursos disponíveis (PITMAN, 2003).

3 MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA CPTEC/INPE ACOPLADO AO MODELO IBIS

3.1. Descrição do MCGA/CPTEC

Neste trabalho os experimentos numéricos foram realizados com o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA/CPTEC) utilizado operacionalmente no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC, tanto para previsão de tempo, quanto para previsões de clima. As suas principais características podem ser encontradas em Kinter et al. (1997) e em Bonatti (1996) e Kubota (2012), as modificações no MCGA original do Center for Ocean/Land and Atmosphere Studies (COLA).

O modelo é formulado com uma discretização espectral na horizontal e um esquema de diferenças finitas na vertical e no tempo. A integração no tempo é realizada através de um esquema semi-implícito. As equações do movimento horizontal são transformadas nas equações da vorticidade e da divergência, facilitando o tratamento espectral e a implantação do método semi-implícito na integração no tempo (KUBOTA, 2012).

Os processos físicos – camada limite planetária, radiação, condensação de grande escala, convecção rasa e profunda – são incluídos de forma parametrizada no modelo. A precipitação é gerada por condensação de grande escala ou por convecção profunda no MCGA/CPTEC. A condensação de grande escala é tratada de forma muito simples. Para esse processo, quando a umidade relativa do ar em um determinado nível excede o seu valor de saturação, o excesso de vapor passa para a fase líquida e precipita. Nesse caso, o cálculo é feito do nível mais alto do modelo para o mais baixo, incluindo a possibilidade da fase líquida evaporar nos níveis intermediários.

No presente trabalho foi utilizada uma versão atualizada do MCGA/CPTEC (KUBOTA, 2012). Esta versão utiliza a física da versão anterior, porém inclui novos esquemas de convecção profunda (Parametrização de Grell: GRELL et al., 2002; GRELL et al., 2003), convecção rasa (SOUZA, 1999) e um novo esquema de radiação de ondas curtas (CLIRAD-SW, CHOU;SUAREZ, 1996). Esta versão do modelo está operacional no CPTEC com resolução de aproximadamente 44 km (TQ0299L64).

A versão do modelo global utilizada é a T126L28, com 28 níveis na vertical e truncamento triangular na onda zonal de número 126, o que gera uma resolução horizontal de aproximadamente 100 km.

3.2. Descrição do modelo IBIS

No presente estudo, utilizou-se a versão atualizada do “Integrated Biosphere Simulator – IBIS 2.6” (FOLEY, et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000). O IBIS é um modelo de vegetação dinâmica que representa os processos físicos, fisiológicos e ecológicos que ocorrem na vegetação e nos solos. A seguir são apresentadas as características do modelo IBIS 2.6 mais relevantes para o foco do trabalho, tendo como base as revisões de Foley et al. (1996), Kucharik et al. (2000), Twine et al. (2004), Imbuzeiro (2005) e Soyly et al. (2011).

A maior parte da estrutura do módulo de superfície continental do modelo IBIS é baseada no esquema de superfície LSX de Thompson e Pollard (1995 a,b). O IBIS simula as trocas de energia, de água e momentum entre a superfície continental e a atmosfera. Além disso, o modelo considera a fisiologia do dossel (fotossíntese e condutância do dossel); fenologia da vegetação (produção de folhas e senescência ou envelhecimento); vegetação dinâmica (distribuição, reciclagem e competição entre os tipos funcionais de plantas) e o balanço de carbono terrestre (produção primária líquida, reciclagem do tecido vegetal, carbono no solo e decomposição da matéria orgânica).

Todos estes processos são organizados em uma estrutura hierárquica (Figura 3.1) e inclui módulos organizados de acordo com a escala temporal: processos de superfície (transferência de energia, água, momentum), biogeoquímica do solo (ciclo do nitrogênio e do CO₂), dinâmica da vegetação (competição das plantas por luz, água e nutrientes) e fenologia (baseada no crescimento medido por graus-dia). O modelo IBIS calcula estes processos em escala espacial e temporal consistente com as resoluções espaciais e temporais de MCGAs.

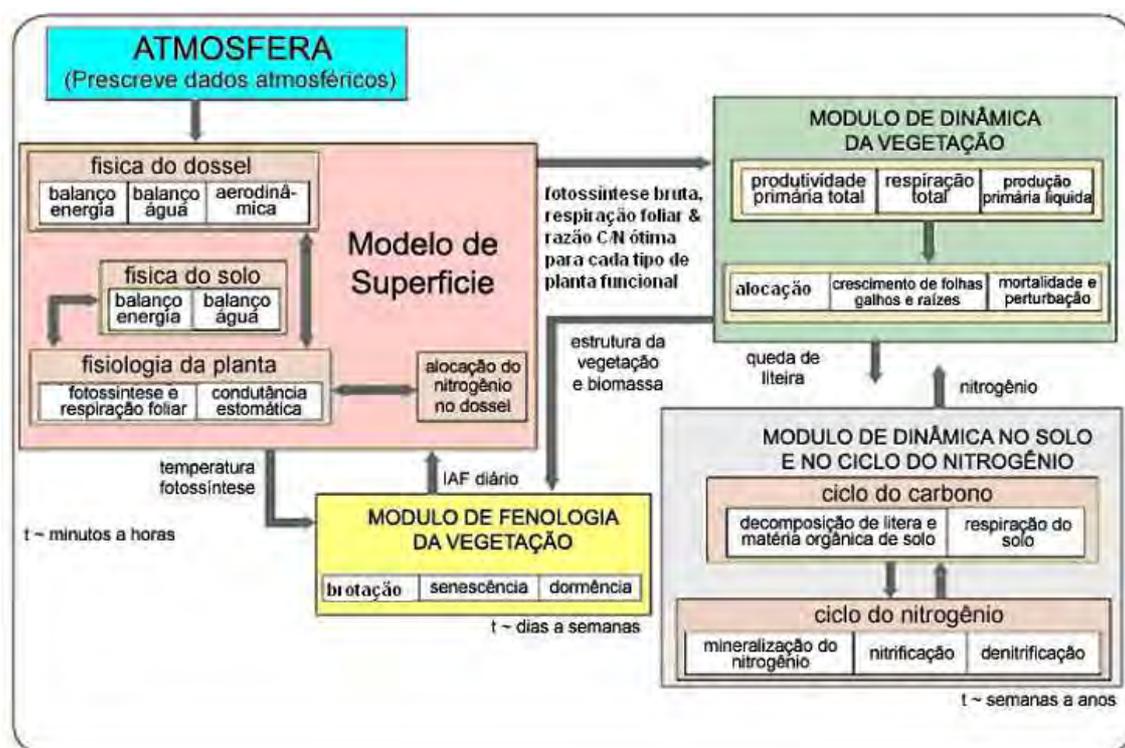


Figura 3.1 – Estrutura do modelo IBIS

Fonte: Adaptada de Foley et al. (1996).

O modelo inclui para cada célula de grade duas camadas de vegetação: “árvores” e “gramíneas e arbustos”. Além disso, o modelo considera seis camadas de solo para simular a temperatura e o conteúdo de água no solo (Figura 3.2). O IBIS representa a cobertura da vegetação como um conjunto de TFP, em que cada tipo é caracterizado em termos de biomassa (carbono nas folhas, troncos e raízes finas) e IAF. Os TFP se diferem com relação à forma

(árvores ou gramíneas ou arbustos), comportamento das folhas (perenifólias ou caducifólias), forma das folhas (folhas largas ou aciculadas) e fisiologia (C3 ou C4). No IBIS um ponto de grade pode conter um ou mais TFP que, juntos, abrangem um tipo de vegetação (FOLEY et al., 1996).

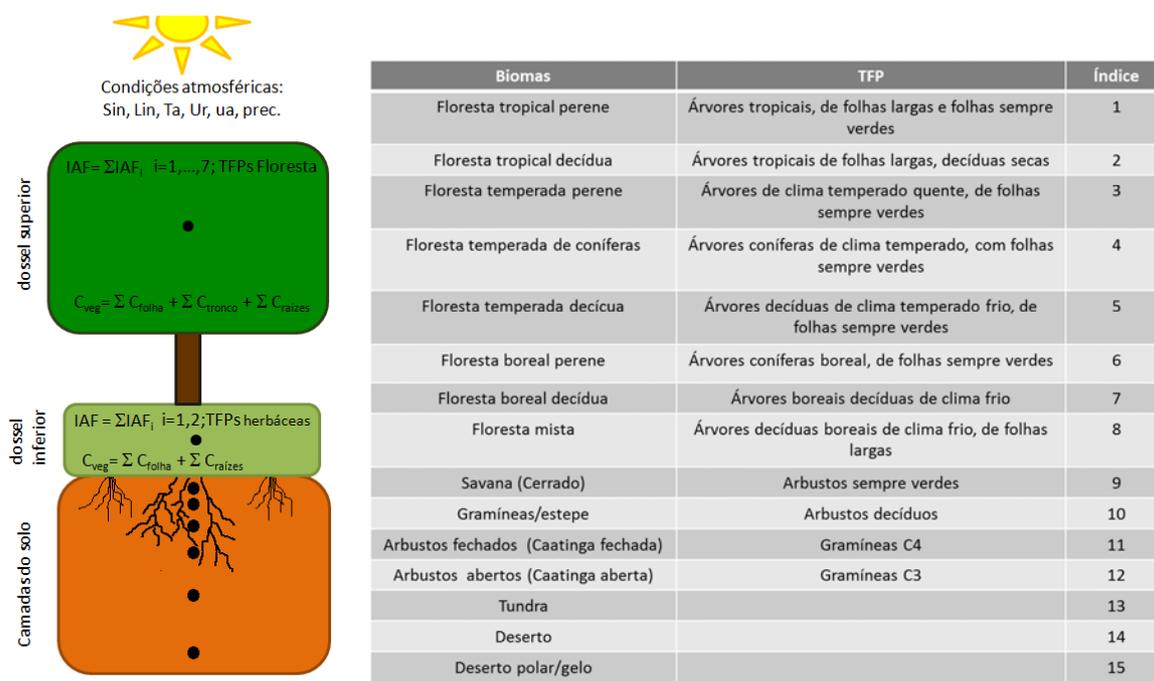


Figura 3.2 – Estrutura do modelo IBIS e Tipos Funcionais de Plantas.

Fontes: Adaptada de Foley et al., 1996.

3.2.1. Propriedades radiativas e fluxos de energia

O IBIS simula as trocas de radiação solar e radiação infravermelha (IR) entre a superfície, vegetação do dossel e a atmosfera. O modelo de transferência radiativa utilizado é aquele baseado na aproximação “two-stream” desenvolvido por SCHMETZ (1984), que consiste em combinar as características de refletância e transmitância de camadas subsequentes a fim de avaliar a refletância em um determinado dossel. As radiações direta e difusa são calculadas para as bandas do visível (0,4 a 0,7 μm) e infravermelho próximo

(0,7 a 4,0 μm). A quantidade de IR refletida, absorvida, e transmitida pela planta é função de densidade foliar e do fluxo refletido de IR pela superfície (I_b). O IBIS estima o balanço de radiação da vegetação e do solo, e o particiona em fluxos difusos e turbulentos de calor sensível (H) e de calor latente (LE). Os fluxos turbulentos e a velocidade do vento para cada camada do dossel são calculados utilizando um modelo de difusão, cuja solução geral é dada por:

$$u(z^2) = Ae^{\lambda z} + Be^{-\lambda z} \quad (3.1)$$

em que $u(z)$ é modelado usando um perfil logarítmico (Foley et al., 1996). Entre uma camada z_a e z_1 :

$$u(z) = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z-d_u}{z_{0u}}\right) F_{mu}^{-1/2} \quad (3.2)$$

em que τ cisalhamento horizontal do vento; ρ densidade do ar negligenciando a variação com a altura; k é a constante de Von Karman; d_u é o deslocamento do plano zero; z_{0u} o comprimento de rugosidade; F_{mu} é a correção para estratificação não neutra.

O modelo IBIS utiliza uma formulação multi-camadas do solo para simular as variações diurnas e sazonais de calor e umidade do solo. Em cada passo de tempo de uma hora, cada camada é descrita em termos da temperatura do solo, conteúdo volumétrico de água no solo e conteúdo de gelo. O módulo de física de solo utiliza as equações de Richard (RICHARDS, 1931) para calcular a taxa temporal de trocas de umidade no solo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S \quad (3.3)$$

$$D(\theta) = K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial \theta} \right) \quad (3.4)$$

em que θ é o conteúdo volumétrico de água [L^3L^{-3}], $D(\theta)$ é a difusividade de umidade [L^2T^{-1}], K é condutividade hidráulica do solo [$L T^{-1}$], t é o tempo, z é a profundidade abaixo da superfície do solo, h é a pressão da coluna [L] e S é a taxa de água absorvida pelas raízes [$L^3L^{-3}T^{-1}$]. O fluxo vertical de água no solo é modelado de acordo com a lei de Darcy (CAMPBELL E NORMAN, 1998):

$$q = -K_0 \cdot \frac{\partial H}{\partial z} \quad (3.5)$$

Em que, q é a densidade de fluxo, H é o potencial total da água no solo e z é a distância entre os pontos considerados.

A formulação do processo de transpiração (P) no IBIS é baseada em Pollard e Tompson (1995):

$$P = \frac{\rho C}{(1+rC)} (1 - f^{wet})(q_{sat}(L) - q)IAF \quad (3.6)$$

em que ρ é a densidade do ar próximo à superfície e f^{wet} é a fração de área foliar úmida interceptada pela água ou neve. L é a temperatura da folha, C o coeficiente de transferência de calor/vapor entre o dossel e o ar, q_{sat} é a umidade específica de saturação à temperatura da folha, q é a umidade específica ambiente no dossel, r a resistência estomática por unidade de área foliar, que é função da radiação fotossinteticamente ativa (PAR), temperatura, deficit de pressão de vapor e conteúdo de água disponível no solo. A evapotranspiração total da superfície é tratada como a soma dos três fluxos de vapor de água: evaporação da superfície do solo seco e úmido, evaporação da água interceptada pelo dossel da vegetação, e a transpiração do dossel (POLLARD; THOMPSON, 1995, CAMPBELL; NORMAN, 1998; TWINE et al., 2004; SOYLU et al., 2011).

3.2.2. Fisiologia vegetal e condutância estomática

Os processos fisiológicos envolvidos na fotossíntese e na regulação estomática controlam diretamente as trocas de água e CO₂ entre o dossel da vegetação e a atmosfera. O modelo IBIS simula a assimilação de CO₂ e a respiração da folha utilizando as equações de Farquhar (FARQUHAR et al., 1980; FARQUHAR; SHARKEY, 1982). A assimilação de CO₂ bruta (A_g) é função da luz absorvida, da temperatura da folha (T), da concentração interna de CO₂ (c_i), e capacidade máxima da enzima Rubisco ($V_{m\acute{a}x}$); a respiração de manutenção (R_d) é uma função apenas de $V_{m\acute{a}x}$. Assim, tem-se que a assimilação de CO₂ líquida (A_n) é representada por:

$$A_n = A_g - R_d \quad (3.7)$$

$$A_g = \min(J_e, J_c) \quad (3.8)$$

$$J_e = \alpha_3 APAR \frac{c_i - \Gamma^*}{c_i + 2\Gamma^*} \quad (3.9)$$

$$J_c = \frac{V_m(c_i - \Gamma^*)}{c_i + K_c \left(1 + \frac{[O_2]}{K_0}\right)} \quad (3.10)$$

$$c_i = c_s - \frac{1,6A_n}{g_s} \quad (3.11)$$

$$V_m = V_{m\acute{a}x} \cdot \omega(T) \cdot \omega(S) \quad (3.12)$$

$$R_d = \zeta \cdot V_{m\acute{a}x} \quad (3.13)$$

sendo que J_e é a taxa de assimilação de CO₂ limitada pela luz, J_c é a taxa de assimilação de CO₂ limitada pela Rubisco, Γ^* é o ponto de compensação para a assimilação de CO₂ bruta, K_c , K_0 são os coeficientes de Michaelis-Menten para CO₂ e O₂, em que $K_c = 1,5 \times 10^{-4}$ e $K_0 = 0,25$ a (15°C), $\omega(T)$ é a função de estresse devido à temperatura, $\omega(S)$ é a função de estresse devido à

umidade do solo, α_3 é a eficiência quântica da planta C_3 e ζ é o custo de respiração da atividade da Rubisco.

A condutância estomática (g_s) é simulada como uma função de A_n , da concentração de CO_2 na camada-limite foliar (c_s) e da umidade relativa do ar (h_a), conforme Leuning (1995):

$$g_s = m \frac{A_n h_a}{c_s} + b \quad (3.14)$$

em que m é o coeficiente relacionado à condutância estomática e b é o intercepto da relação linear (IMBUZEIRO, 2005).

3.2.3. Troca Líquida de CO_2 do Ecossistema

A simulação do Fluxo Líquido do Ecossistema (FLE) pelo IBIS é função da respiração heterotrófica (R_H) e da Produtividade Primária Líquida do ecossistema (PPL). Além disso, a PPB é função da Produtividade Primária Bruta (PPB) e da respiração autotrófica (R_A) do ecossistema (soma da respiração de manutenção e custo de alocação de CO_2). R_H é a soma da taxa de decomposição dos reservatórios metabólicos, lignina e estrutural de CO_2 das folhas, galhos e raízes em decomposição. Deste modo, tem-se que:

$$FLE = R_H - PPL \quad (3.15)$$

$$PPL = PPB - R_A = 0,7 \int A_n dt \quad (3.16)$$

3.2.4. Módulo de fenologia

O módulo de fenologia da vegetação no modelo opera em passo de tempo diário e é utilizado para descrever o comportamento de tipos específicos de plantas em relação às condições climáticas sazonais. O ciclo anual foliar da

vegetação, as respostas da vegetação à seca, e mudanças na atividade fisiológica são simulados neste módulo (KUCHARIK et al., 2000). A equação para a senescência, assumindo que a temperatura média é menor que a temperatura limiar T_{thresh} :

$$T_{thresh} = \max(0, (T_c + 5^\circ\text{C})) \quad (3.17)$$

é dada por:

$$L_{disp} = \max(0.0, T_{thresh} - d_{frac}) \quad (3.18)$$

em que L_{disp} é a fração usada para atualizar o IAF e frações do dossel, T_c é a temperatura média mensal mais fria, e d_{frac} é o inverso do número de dias para afetar a mudança fenológica (FOLEY et al., 1996; WINTER, 2006).

3.2.5. Distribuição de raízes

De acordo com Larcher (2000), o sistema radicular desenvolve-se de acordo com o tipo de planta e as diversas características do solo, tais como os valores de pH, o conteúdo nutricional do solo, o balanço hídrico, a aeração e a profundidade do solo, a presença de uma barreira ou a compactação de um horizonte. O IBIS representa a distribuição vertical do sistema radicular de acordo com a equação seguinte, proposta por Jackson et al. (1997), representada por:

$$Y(d) = \frac{1 - \beta_2^d}{1 - \beta_2^{d_{máx}}} \quad (3.19)$$

em que $Y(d)$ é a fração de raízes finas entre a superfície e a profundidade do solo d (cm), $d_{máx}$ é a profundidade máxima do solo e β_2 é um parâmetro de distribuição de raízes finas. Assim, $Y(d)$ é determinada em função da profundidade máxima da camada do solo e do parâmetro β_2 que depende do

tipo da cobertura vegetal. Quanto mais profundo e bem distribuído for o sistema radicular maior será a captura de água pelas raízes.

3.3. MCGA/CPTEC acoplado ao modelo IBIS

Recentemente, Kubota (2012) realizou o acoplamento do esquema de superfície IBIS com o MCGA/CPTEC utilizando um esquema de camada limite que permitiu o acoplamento de diferentes esquemas de superfície. Esta versão do modelo foi validada para simulações de curto (7 dias) e longo prazos (50 anos). O modelo foi validado para as simulações curtas utilizando sondagens do projeto SALLJEX (South American Low Level Jet EXperiment) em diferentes regiões da América do Sul e dados de precipitação do “*Tropical Rainfall Measuring Mission*” (TRMM). De acordo com Kubota (2012) as novas parametrizações implementadas resultaram em melhorias nas simulações para previsões de curto prazo. As saídas das simulações de longo prazo foram comparadas com os dados de precipitação do “*Global Precipitation Climatology Project*” (GPCP) e com as reanálise do ERAINTERIM. Os resultados mostraram que o MCGA/CPTEC acoplado ao modelo IBIS simula melhor a intensidade da precipitação sobre a América do Sul no período de verão, quando comparados com as simulações do MCGA/CPTEC acoplado com outros esquemas de superfície (SSiB e SiB2, Figura 3.3). Isso indica que o esquema IBIS é sensível a mais processos físicos, como já era esperado para um esquema mais sofisticado. Outras variáveis do estado da atmosfera e também PPL e PPB foram validadas. Para mais detalhes da descrição do acoplamento e validação do MCGA/CPTEC/IBIS ver Kubota (2012). Uma vez que o modelo já foi validado para simulações curtas e longas para a América do Sul, a validação do modelo não foi um dos objetivos do presente trabalho.

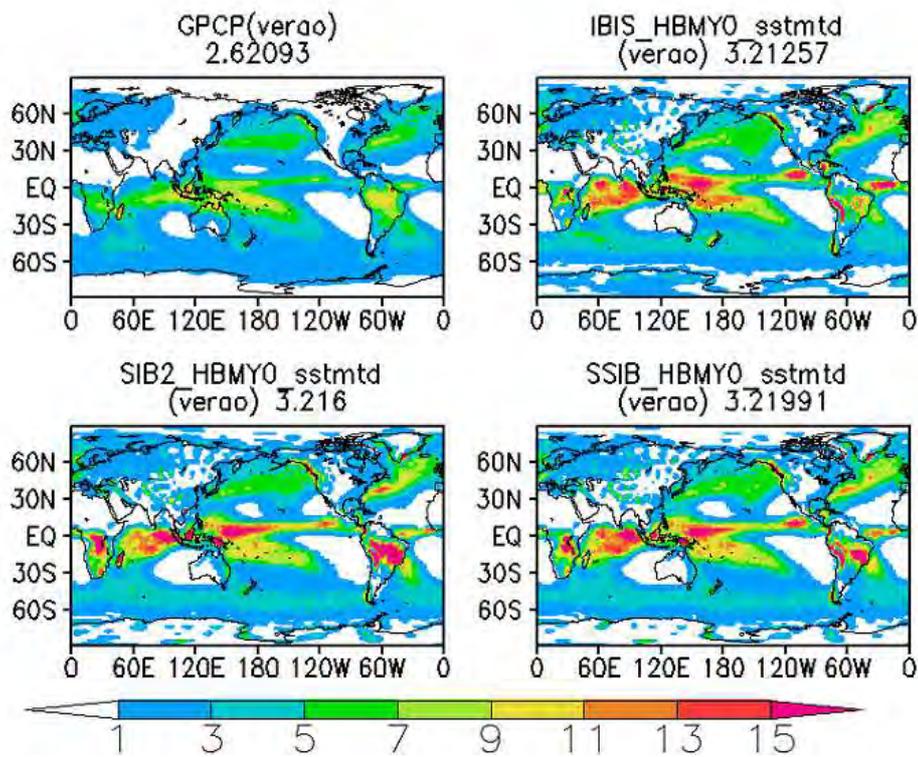


Figura 3.3 – Climatologias (GPCP, IBIS, SiB2 e SSiB) da precipitação dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada(sstmttd).

Fonte: Kubota, 2012.

4 MATERIAIS

4.1. Descrição da área de estudo

A região semiárida do Brasil ocupa uma área de 982.000 km² (Figura 4.1, SUDENE, 2008). A precipitação média anual nessa região é de 500-800 mm e apresenta alta variabilidade espacial e temporal (HASTENRATH; HELLER 1977; OLIVEIRA et al. 2006). A estação chuvosa se estende de fevereiro a maio, quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atinge sua posição mais austral, cerca de 4° S. As áreas mais secas da região, com cerca de 309.000 km² e com precipitação média anual inferior a 500mm, são as mais susceptíveis à desertificação (OYAMA; NOBRE, 2004).



Figura 4.1 – Região semiárida do Brasil.

Fonte: SUDENE (2008).

A região é caracterizada pela presença da vegetação natural conhecida como caatinga, que ocupa uma área de aproximadamente 350.000 km² (IBGE, 1993).

A Caatinga é uma vegetação composta por arbustos, geralmente espinhosa e decídua, que perde suas folhas no início da estação seca. A caatinga é um ecossistema altamente dinâmico que responde rapidamente às condições climáticas. A precipitação é o fator predominante que controla a estrutura e distribuição da vegetação. A adaptação à escassez de água durante vários meses do ano aparece na forma, na cor, no metabolismo e nos ciclos vitais das espécies. Dentre as adaptações desta vegetação, destacam-se o tamanho das folhas, que são pequenas para diminuir a perda de água; cascas claras que diminuem o aquecimento do tecido vivo na planta; queda das folhas durante a estação seca, o que reduz a perda excessiva de água; caules verdes que contribuem com a fotossíntese sem aumentar a superfície da planta, melhorando a eficiência vital do vegetal, dentre outras adaptações. Além disso, destaca-se ainda a substituição das folhas por espinhos, cutículas altamente impermeáveis e caules suculentos (MAIA, 2004; TEIXEIRA et al., 2008). Eiten (1974) e Güntner (2002) compararam a caatinga com vários outros tipos de vegetação xérica ao redor do globo. Eles ressaltaram que a caatinga se distingue dos outros tipos de vegetação por apresentar características morfológicas e fisiológicas singulares de adaptação ao clima.

4.2. Medidas meteorológicas e de fluxos de superfície coletadas em área de caatinga

Neste tópico serão descritos o sítio experimental em área de caatinga, bem como as medidas meteorológicas e dos fluxos de superfície coletados que foram utilizados no processo de calibração e nos experimentos de conversão da cobertura, utilizando o modelo IBIS “offline”.

4.2.1. Sítio experimental e aquisição dos dados

Os dados necessários como forçantes para o modelo IBIS e as medidas micrometeorológicas utilizadas no processo de calibração foram coletadas no sítio experimental localizado na Embrapa (9°03'30,6''S; 40°19'45,1''W) – Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semiárido – CPATSA, Petrolina, Pernambuco (Figura 4.2). De acordo com Oliveira et al. (2006), essa área compreende 600 ha de vegetação de caatinga nativa, na qual predomina uma vegetação de carácter espinhento e folhas, pertencentes à família *Leguminosae* (*Mimosa tenuiflora*). A altura média do dossel é de 4,5 m, e apenas 6% das espécies de plantas na região da torre, apresentam altura entre 6 e 8 m, sendo que não foram encontradas espécies maiores do que 8 m. O solo da área experimental de estudo é classificado como Argissolo Amarelo (PA) caracterizado, por apresentar textura arenosa nos horizontes superficiais, baixa retenção de água e pobre fertilidade.

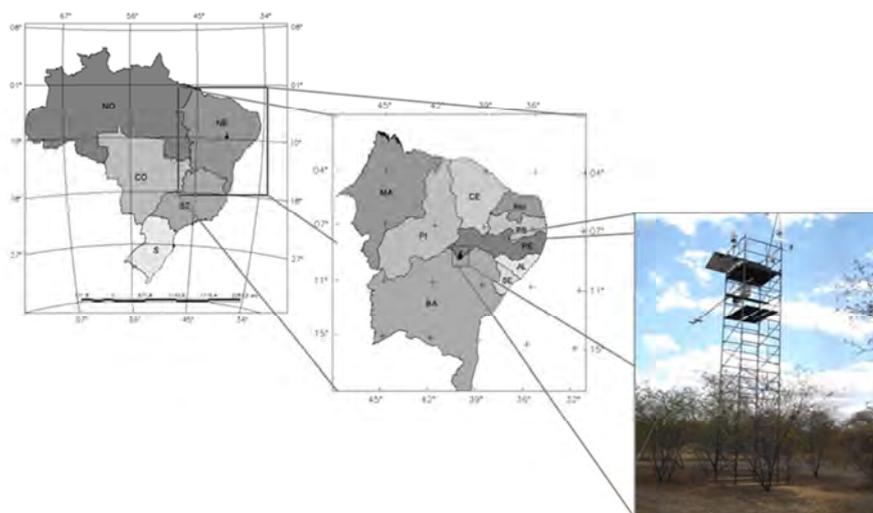


Figura 4.2 - Localização geográfica da torre micrometeorológica instalada na Embrapa Semi-Árido em Petrolina, PE.

A precipitação na região apresenta grande variabilidade espacial e temporal. Em termos da precipitação acumulada, considerando-se o período de julho de 2004 a junho de 2005 (Figura 4.3), observa-se que a maior concentração de chuva é entre os meses de janeiro a abril. Cerca de 80% da chuva ocorreu nos primeiros quatro meses do ano, o que evidencia claramente a existência de uma intensa e longa estação seca.

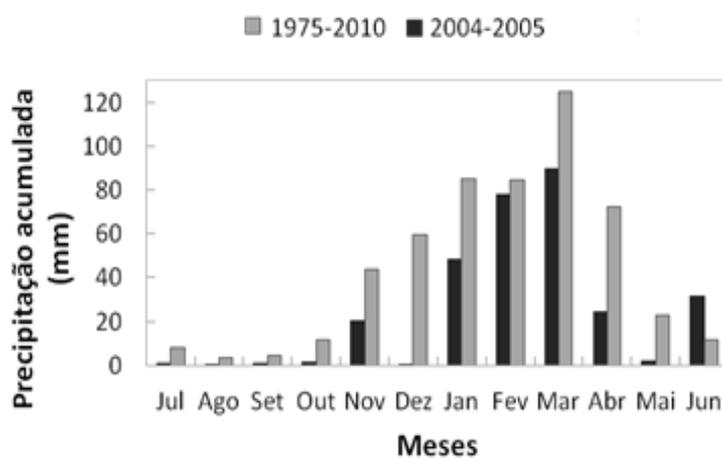


Figura 4.3 – Precipitação acumulada (mm) da área do sítio experimental de caatinga para o período de julho de 2004 a junho de 2005 (preto) e da estação Agrometeorológica de Bebedouro (Petrolina-PE 09°09'S 40°22' W). Período 1975-2010 (cinza).

A precipitação média anual foi de aproximadamente 300 mm, enquanto a temperatura média foi de 26°C. A temperatura mais baixa e a mais alta registrada foram de 15,6°C e 37,8°C, respectivamente. A umidade relativa média anual foi de 59%.

Em junho de 2003 foi estabelecido nesta área um experimento, no escopo do Projeto CT-HIDRO, sendo instalada uma torre com 9 m de altura para suporte de sensores eletrônicos de alta e baixa frequência. Os dados necessários para forçar o modelo IBIS obtidos da torre foram: radiação solar incidente (Sin); radiação de onda longa incidente (Lin); temperatura do ar (Ta); velocidade horizontal do Vento (ua); precipitação (P) e umidade relativa do ar (Ur), os

quais foram medidos acima do dossel. Um piranômetro foi utilizado para a medição da radiação de onda curta (CM6B, Kipp & Zonen, Delft, Holanda) e um pirgeômetro (CG1, de Kipp & Zonen) para medição da radiação de onda longa incidente. Ambos os instrumentos foram instalados a uma altura de 9 metros. Medidas da temperatura e umidade relativa do ar foram feitas acima da vegetação utilizando um termohigrômetro (HMP45C-Vaisala, Helsinki, Finlândia) que foi instalado na mesma altura dos sensores de radiação. Para medidas de velocidade e direção do vento foi utilizado um anemômetro sônico (CS8000, R. M. Young, Traverse City, Michigan, EUA). A precipitação pluviométrica foi medida por pluviômetro (TB4, Hydrological Services, Edmonton, Canadá). Os dados de baixa frequência na caatinga foram coletados a cada minuto e seus valores médios, a cada 10 minutos, foram armazenados em um coletor de dados (CR23X, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA).

Os dados horários utilizados no processo de calibração foram Radiação Fotossinteticamente Ativa incidente e refletida (PAR_{in} e PAR_{out}), Saldo de Radiação (R_n), velocidade de fricção do vento (u^*), Fluxos de Calor Latente (LE) e Calor Sensível (H). As medidas de PAR foram feitas com o PAR-Lite sensor (Kipp & Zonnen, Delft, The Netherlands). Os valores de R_n medidos foram adquiridos com um saldo radiômetro (NR-Lite, Kipp & Zonnen, Delft, The Netherlands) instalado à 10 metros de altura. Um sistema de correlação de vórtices turbulentos (*eddy covariance*) foi instalado na caatinga a uma altura de 11 metros, e consistiu de um anemômetro sônico (CSAT3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA) e um analisador de gás (LI7500, Licor, Lincoln, Nebraska, USA), conectados a um datalogger (CR10X, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). A distância da torre até a borda mais próxima da área de caatinga é de 1000 m, o que corresponde a 100 vezes a altura do sistema de medidas de fluxo, garantindo uma margem de segurança satisfatória que os fluxos medidos sejam originados apenas de áreas de caatinga. Os dados foram lidos a cada 0,0625 segundos por um coletor de dados (CR10X, Campbell) e processados

para o cálculo de H, LE e fluxos de CO₂. Flutuações turbulentas em intervalos de 30 minutos foram calculadas realizando uma série de correções necessárias para a estimativa dos fluxos, conforme a metodologia sugerida por AUBINET et al. (2000). Aplicou-se a rotação de coordenadas dos vetores de vento e correções da resposta de frequência seguindo a metodologia descrita por Moore (1986); as correções das covariâncias e variâncias, devido às flutuações de umidade, foram feitas de acordo com a metodologia de Schotanus et al. (1983).

Medidas do fluxo de calor no solo (G) a uma profundidade de 5 cm foram obtidas por placas de fluxo (HFP01, Hukseflux).

4.3. Produtos MODIS

O sensoriamento remoto fornece dados para o monitoramento sistemático da dinâmica da vegetação, viabilizando comparações espaciais e temporais dos parâmetros estruturais, fenológicos e biofísicos da vegetação (Wang et al., 2003; Carvalho et al., 2008). Com o surgimento de novos sensores, o monitoramento da vegetação por meio do sensoriamento remoto foi bastante aprimorado. Um destes sensores é o MODIS (“Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer”), principal instrumento a bordo do satélite Terra, o qual foi lançado em dezembro de 1999 e começou a coletar dados em fevereiro de 2000. Esse sensor apresenta inúmeras características, entre elas a ampla cobertura espacial e espectral. Possui também uma grande capacidade para estudos de dinâmica ecológica terrestre já que a sua resolução é quase diária. (Anderson et al., 2003). Os produtos MODIS utilizados no presente estudo é o MOD15 – Índice de Área Foliar (IAF) e o MOD43B3 – albedo da superfície. A seguir é apresentada uma breve discussão destes dois produtos.

4.3.1. MOD15

O produto MOD15 gera, em uma escala de oito dias, imagens referentes ao IAF e à fração da Radiação Absorvida pela Vegetação Fotossinteticamente Ativa (FPAR) e uma imagem correspondente ao controle de qualidade na geração da informação. Esses parâmetros são gerados pela associação de informações espectrais, um modelo de transferência radiativa e dados coletados em campo referente à FPAR e IAF. Este produto foi utilizado para a estimativa do IAF inicial para as classes caatinga natural e agropecuária presentes no semiárido do NEB.

4.3.2. MOD43B3

O produto MOD43B3 refere-se ao albedo da superfície obtido das bandas do sensor MODIS e possui uma resolução espacial de 1.000 m. O produto disponibiliza dois tipos de albedos para 7 bandas espectrais e 3 bandas largas: os albedos Black-Sky e White-Sky. As imagens de albedo são adquiridas em níveis de cinza e devem ser multiplicadas por um fator de 0,001 para serem convertidas em valores absolutos de albedo. Segundo Iqbal (1980), o albedo total da superfície é representado pela soma dos dois albedos ponderados pela proporção de irradiância direta e difusa, denominada albedo “Blue Sky” e expresso por Schaaf et al. (2002) como:

$$A_s(\theta, \lambda) = [1 - S(\theta, \tau(\lambda))] \times \alpha_{bs}(\theta, \lambda) + S(\theta, \tau(\lambda)) \times \alpha_{ws}(\theta, \lambda) \quad (4.1)$$

em que $\alpha_{bs}(\theta, \lambda)$ é o albedo *Black-Sky*; $\alpha_{ws}(\theta, \lambda)$ é o albedo *White-Sky*; θ é o ângulo zenital solar; λ é o comprimento de onda; $\tau(\lambda)$ é a profundidade óptica e $S(\theta, \tau(\lambda))$ é a fração de luz difusa, a qual foi obtida de uma tabela fornecida junto com o pacote computacional do produto MOD43B1 (WANG, 2004). Essa tabela contém valores de $S(\theta, \tau(\lambda))$ em função dos tipos de aerossóis, da profundidade óptica e do ângulo zenital solar, corrigidos dos efeitos

atmosféricos. Neste trabalho, o albedo *Blue-Sky* foi calculado no intervalo de 0,25-4,0 μm para $S(\theta, \tau(\lambda))=0,74$; $\tau(\theta) = 0,2$ para $\theta = 0^\circ$ (albedo ao meio dia).

4.3.3. Aquisição e processamento das imagens

As imagens do sensor MODIS são geradas na projeção sinusoidal, distribuídas gratuitamente pela internet (<http://modis-land.gsfc.nasa.gov>) por meio de arquivos em extensão Hierarchy Data Format (HDF) e sem georreferenciamento, ou seja, ausência de coordenadas geográficas. As imagens dos produtos MODIS necessárias para a execução do presente trabalho foram adquiridas considerando o *tile* H13-14V09-10, o qual abrange toda a região do Nordeste do Brasil. Utilizou-se um período de 10 anos de dados (2000-2009).

Após a aquisição das imagens foi realizado o georreferenciamento, alterando o formato do arquivo para GeoTiff, compatível com o Sistema de Informações Geográficas utilizado (SPRING). Esse procedimento foi realizado utilizando o software “Modis Reprojection Tool” (MRT) distribuído através do site <http://lpdaac2.usgs.gov/landdaac/tools/modis/index.asp>. Após a conversão e georreferenciamento, as imagens foram importadas para o SIG.

A partir de um mapa atualizado da vegetação da região Nordeste (Figura 4.6) foram criadas máscaras para delimitação das classes agropecuária e caatinga natural para garantir que os dados extraídos dos produtos MODIS sejam de fato referentes aos respectivos biomas, garantindo representatividade e máxima qualidade dos dados.

4.4. Mapas de Vegetação

Para estudos em modelagem numérica faz-se necessário dispor de uma classificação simplificada da superfície, que apresente a distribuição dos

principais tipos de vegetação. De modo geral, os mapas de cobertura vegetal utilizados pelos modelos de previsão de tempo e clima são obtidos em uma escala continental, a partir de informações obtidas através de técnicas de sensoriamento remoto. Através da interpretação de imagens de satélite e técnicas de geoprocessamento é possível obter mapas temáticos atualizados em escalas globais. Outrossim, a classificação da vegetação nos mapas é apoiada em interpretações auxiliadas por mapas e dados que muitas vezes estão desatualizados e/ou imprecisos (SOUZA, 2006).

Conforme mencionado anteriormente, neste trabalho foi realizado um estudo de modelagem da interação biosfera-atmosfera no semiárido do NEB e avaliado os impactos no clima local e regional decorrentes das mudanças dos usos da terra. Estes impactos foram avaliados através da comparação do clima simulado considerando três cenários distintos para a região do NEB: a) Vegetação Potencial (aquela que poderia crescer sem a intervenção humana); b) Atual distribuição da cobertura que inclui a vegetação natural (caatinga natural, cerrado e florestas perenes e decíduas) e áreas de agropecuária (cultivos agrícolas e pastagem); e c) Cenário futuro da distribuição dos ecossistemas na região do NEB, em que foi considerada a projeção futura da distribuição dos biomas potenciais, segundo o CPTEC-PVMReg2.0 no cenário B2, descrito em Velásquez, 2009. A seguir são descritos os três mapas de vegetação utilizados neste trabalho.

4.4.1. Mapa de Vegetação Potencial

O mapa de vegetação potencial utilizado neste trabalho é o mapa default do modelo IBIS – “Mapa de vegetação Potencial global” (Figura 4.4), descrito em Ramankutty e Foley (1999), originalmente com resolução de 5 minutos. A vegetação potencial representa aquela que poderia existir em um determinado local na ausência de intervenção humana (RAMANKUTTY; FOLEY, 1999). Este mapa é derivado do sistema de classificação Olson Global Ecosystems

(OGE) que originalmente tinha 94 tipos de vegetação (OLSON, 1994). Estas 94 classes foram reclassificadas em 15 tipos de vegetação potencial. Neste mapa, a região do NEB é coberta em sua maior parte por caatinga fechada e pequenas áreas cobertas por cerrado e florestas decíduas e perenes (litoral da Bahia).

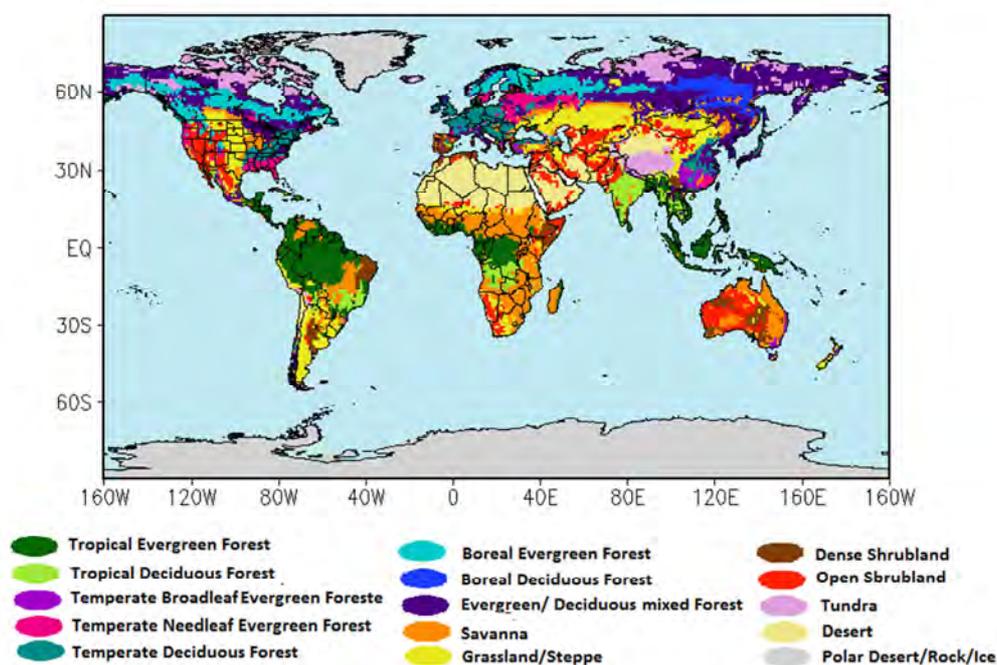


Figura 4.4 – Mapa de Vegetação Potencial Global.

Fonte: Adaptada de Ramankutty e Foley, (1999).

4.4.2. Mapa de Cobertura e Uso da terra (PROVEG/INPE)

Levando em consideração a complexidade das interações biosfera-atmosfera e o envolvimento de muitos parâmetros e processos, faz-se necessário considerar além de parâmetros apurados, uma representação mais realista das recentes mudanças na cobertura da superfície. Desse modo, no presente estudo foi utilizado um mapeamento provido pelo projeto PROVEG do INPE (ALVALÁ et al., 2006), que representa de maneira mais realista, incluindo

mudanças do uso da terra devidas às ações antrópicas, as diferentes coberturas vegetais da Região Nordeste do Brasil (Figura 4.5). Ressalta-se que a vegetação foi alterada apenas para a região do NEB, para o restante do Brasil e do globo manteve-se o mapa *default* do modelo IBIS (Mapa de vegetação Potencial global, RAMANKUTTY; FOLEY, 1999).

De acordo com Vieira et al., (2013), o mapeamento das classes de vegetação foi realizado por meio da interpretação de imagens dos sensores TM (Thematic Mapper) e ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) do satélite Landsat 5 e 7, bandas 3 (0,52-0,59 μm), 4 (0,63-0,69 μm) e 5 (1,55–1,75 μm) obtidas para o período de 1999-2000. A metodologia utilizada baseou-se naquela desenvolvida por Sestini et al. (2002) para mapeamento da região da Amazônia Legal. Os dados digitais da vegetação do Projeto RADAM-BRASIL (RADAM, 1978) e o Mapa de Vegetação do Brasil desenvolvido pelo IBGE (IBGE, 1993, Figura 4.6) foram utilizados como dados auxiliares, servindo como base para a compatibilização da legenda e “verdade de campo” nos casos de dúvida do fotointérprete, como, por exemplo, em traçar os limites das áreas de contato/ecótono, áreas estas que, no projeto de mapeamento, foram resolvidas. Segundo VIEIRA et al., (2013) o novo mapa elaborado evidenciou um aumento considerável nas atividades agrícolas e de pastagens entre os anos de 1993 ao ano 2000 (comparado ao mapa de Vegetação do IBGE, 1993, Figura 4.6b). No ano 1993, a caatinga ocupava uma área de 352.364 km² (IBGE, 1993), enquanto que no ano de 2000 essa área foi reduzida para 273.590 km², o que significa que ocorreu uma perda de aproximadamente 22% da vegetação natural em um período de 7 anos.

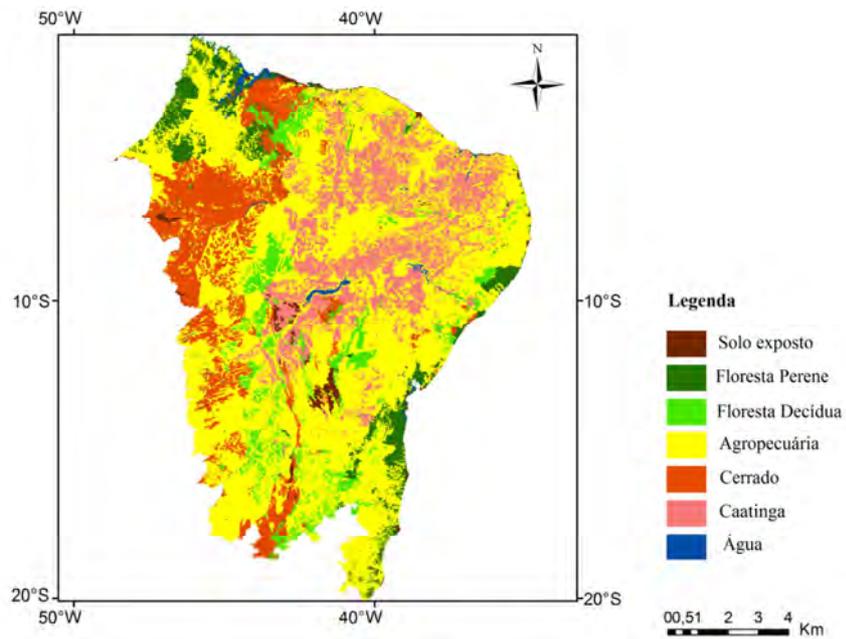


Figura 4.5 – Mapa de vegetação e usos da terra para o Nordeste do Brasil (PROVEG-INPE)

Fonte: VIEIRA et al. (2013).

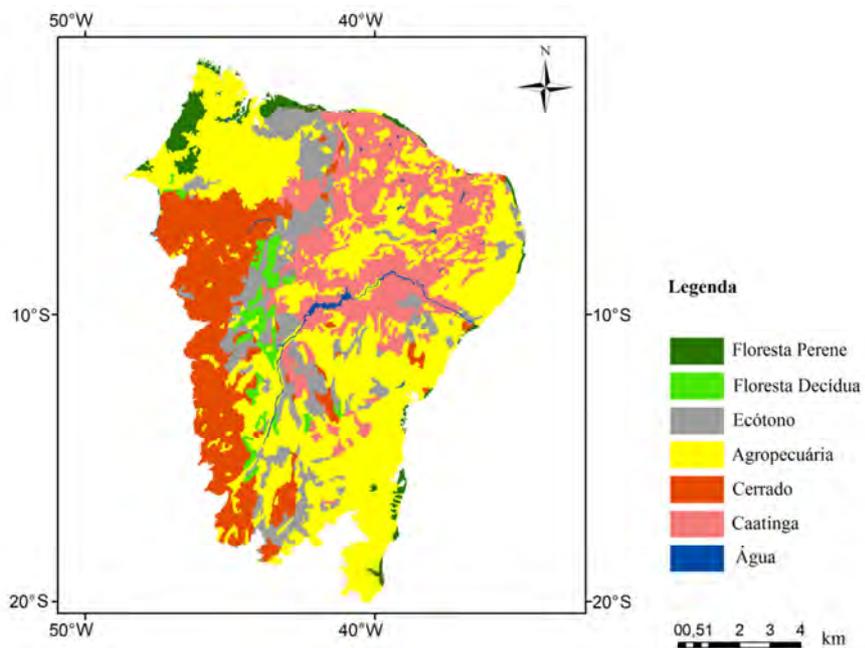


Figura 4.6 – Mapa de vegetação do IBGE.

Fonte: VIEIRA et al. (2013).

4.4.3. Mapa de Vegetação considerando cenários futuros da distribuição da Vegetação no NEB

Considerando a crescente demanda por alimentos no país e a competição por terras entre a produção de alimentos e de biocombustíveis de base agrícola, espera-se que para os próximos anos haja uma expansão da produtividade, inclusive na Região Nordeste (DIAS-FILHO, 2010).

Por outro lado, o relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC – sigla em inglês, ALLEY et al., 2007), divulgado em 2007, prevê que a produção de alimentos em todo o mundo pode sofrer um impacto dramático nas próximas décadas em função das mudanças climáticas provocadas pelo aquecimento global. De acordo com o relatório, a intensificação do efeito estufa indica que a região tropical da América do Sul será a mais afetada em termos de temperatura, com um aumento em torno de 2°C a 6°C. No Brasil, a região mais vulnerável à mudança de clima, do ponto de vista social, seria o semiárido (MARENGO, 2008).

Alterações no clima podem provocar mudanças nos ecossistemas terrestres, com mudanças nos padrões globais da vegetação. De acordo com estudos sobre o “Aquecimento Global e a nova Geografia da Produção Agrícola no Brasil” realizado por pesquisadores da EMBRAPA e UNICAMP (ASSAD; PINTO, 2008), diversas culturas produzidas na região do NEB, tais como o milho, arroz, feijão, algodão, girassol e principalmente a mandioca, sofrerão impactos negativos, apresentando uma redução na produção. Diferentes fatores ambientais, tais como a concentração de CO₂ e temperatura, são limitantes do crescimento da vegetação (CHURKINA; RUNNING, 1998). Assim, em um cenário futuro de expansão máxima das atividades agrícolas e pecuária, é necessário considerar tais fatores limitantes.

A distribuição geográfica da vegetação e sua relação com o clima têm sido avaliadas utilizando diferentes modelos biogeográficos ou modelos de biomas. Estes modelos simulam a vegetação potencial (sem os efeitos dos usos da

terra e do solo) baseando-se em alguns parâmetros climáticos, tais como a temperatura e a precipitação (NOBRE et al., 2004). Neste contexto, Velásquez (2009) avaliou os efeitos da mudança climática na distribuição da vegetação, em escala regional, a partir da integração dos modelos CPTEC-PVMReg (CPTEC-PVM, OYAMA; NOBRE, 2004) e CPTEC-PVMReg2.0 (CPTEC-PVM2.0, LAPOLA et al., 2009) para as condições médias do período 2070-2099 nos cenários extremos de emissões antropogênicas A2 e B2 de três modelos regionais (ETA/CPTEC, HadRM3P e RegCM3).

O cenário do IPCC de alta emissão de gases de efeito estufa (A2 - pessimista) e o de baixa emissão de gases de efeito estufa (B2 - otimista) são conhecidos como Cenários SRES (Special Report Emission Scenarios), e são detalhados e explicados em Carter et al. (2000) e Marengo e Soares (2003). O cenário A2 descreve um mundo futuro muito heterogêneo, em que a regionalização é dominante. Outras características são: um crescimento populacional alto, e menos preocupação em relação ao desenvolvimento econômico rápido. O cenário B2 descreve um mundo no qual a ênfase está em soluções locais a sustentabilidade econômica, social e ambiental. A mudança tecnológica é mais diversa com forte ênfase nas iniciativas comunitárias e inovação social, em lugar de soluções globais.

A Figura 4.7 mostra a projeção da distribuição dos biomas potenciais no NEB para o período de 2070-2099 gerada pelo CPTEC-PVMReg2.0 (VELÁSQUEZ, 2009) no cenário A2, para o modelo regional RegCm3 (considerando o efeito de fertilização por CO₂ de 100%). Em geral, ocorre o deslocamento da caatinga natural para oeste e a substituição da caatinga por semidesertos e desertos no interior da região do NEB. Velásquez (2009) pontuou que os cenários apresentam menores mudanças na distribuição da vegetação, quando se considera o efeito do ciclo de carbono nas simulações. No entanto, é consenso em experimentos de modelagem, que o interior do NEB é uma área com risco de “aridização” (aumento da aridez) devido às mudanças climáticas (OYAMA; NOBRE, 2003; COOK; VIZY, 2008; LAPOLA et al., 2009).

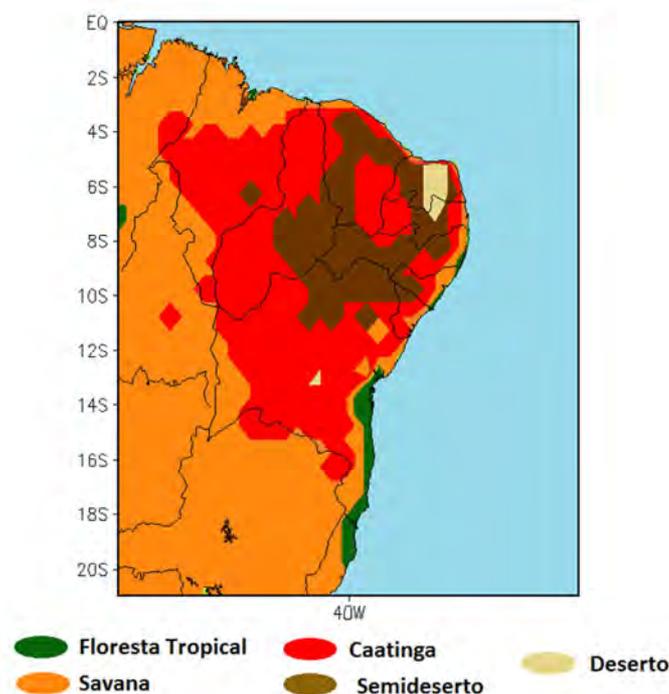


Figura 4.7 - Distribuição dos biomas potenciais no NEB para o período de 2070-2099 gerada pelo CPTEC-PVMReg2.0 no cenário A2, para o modelo regional RegCm3.

Fonte: Adaptado de Velásquez (2009).

Na região semiárida, a disponibilidade de água é o principal obstáculo para a produção agrícola, o que pode ser agravado com as condições climáticas futuras. Assim, no presente trabalho, como um possível cenário futuro da cobertura e usos da terra para a região do NEB, utilizou-se a expansão da agropecuária do mapeamento realizado pelo projeto PROVEG limitado pelas áreas de semideserto e deserto da projeção gerada por Velásquez (2009) pelo CPTEC-PVMReg2.0 no cenário A2. Assim como para o cenário atual, neste cenário futuro a vegetação foi alterada apenas para a região do NEB, para o restante do Brasil e do globo manteve-se o mapa *default* do modelo IBIS. Ressalta-se que o procedimento adotado para a criação do cenário futuro é apenas uma tentativa abstrata de extrapolar a distribuição futura da vegetação no NEB. Neste procedimento é considerado que as áreas ocupadas por semiárido, são consideradas áreas com grau de degradação tal que não é

possível a utilização para a atividade agropecuária. Além disso, áreas remanescentes cobertas por caatingas foram preservadas no cenário futuro. Para fins de padronização nas análises dos resultados, neste trabalho a classe semideserto foi tratada como caatinga aberta ou caatinga degradada. O processamento destes dados foi realizado utilizando o aplicativo SPRING (Sistema de Processamento de Informações Geográficas). Como resultado obteve-se o seguinte mapa:

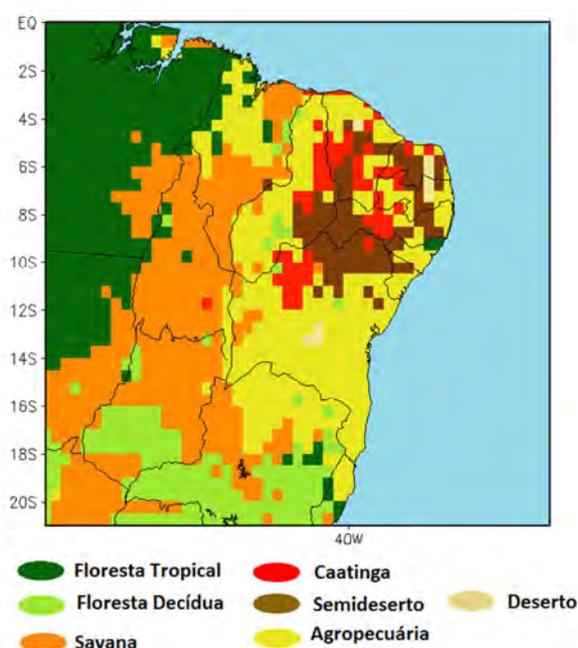


Figura 4.8 – Mapa de usos e cobertura da terra considerando cenários futuros da distribuição da vegetação no NEB.

As Tabela 4.1 e 4.2 apresentam a descrição dos principais parâmetros da vegetação utilizados no modelo IBIS para cada tipo de vegetação, TFP e classe fisiológica. Os tipos de vegetação e TFP descritos na tabela são apenas aqueles presentes na região do NEB.

Tabela 4.1 Definição dos parâmetros da vegetação considerados no IBIS

Parâmetro	Definição (<i>unidades</i>)
<i>rhoveg_vis</i>	Reflectância da folha no dossel (VIS) (<i>adimensional</i>)
<i>tauveg_vis</i>	Transmitância da folha no dossel (VIS) (<i>adimensional</i>)
<i>chiflz</i>	Fator de orientação da folha no dossel inferior
<i>rroot_coef</i>	Coefficiente de manutenção de respiração das raízes (s^{-1})
<i>rgrowth_coef</i>	Coefficiente de respiração de crescimento (<i>adimensional</i>)
<i>rhoveg_NIR</i>	Reflectância da folha no dossel (NIR) (<i>adimensional</i>)
<i>tauveg_NIR</i>	Transmitância da folha no dossel (NIR) (<i>adimensional</i>)
<i>specla</i>	Área foliar específica (m^2kg^{-1})
<i>avmuir_coef</i>	Coefficiente para o cálculo da emissividade do dossel
<i>dispu_coef</i>	Altura de deslocamento do plano zero para o dossel (<i>m</i>)
<i>vmax_pft</i>	Capacidade de atividade máxima da enzima Rubisco ($mol-CO_2m^{-1}$)
<i>coefmls</i>	Coefficiente <i>m</i> relacionado à condutância estomática
<i>tempvm_coe</i>	Parâmetro de stress máximo do Vmax (<i>adimensional</i>)
<i>tauleaf</i>	Constante de tempo de retorno da biomassa de folhas (<i>anos</i>)
<i>stressf_coef</i>	Coefficiente relacionado ao stress hídrico do solo (<i>adimensional</i>)
<i>aleaf</i>	Fração de alocação de carbono nas folhas (<i>adimensional</i>)
<i>alogl_coef</i>	Coefficiente para cálculo da rugosidade do dossel (<i>adimensional</i>)
<i>beta1</i>	Parâmetro relacionado à distribuição de raízes finas
<i>plaievgr</i>	IAF total inicial para árvores perenes (m^2m^{-2})
<i>plaideci</i>	IAF total inicial para árvores decíduas (m^2m^{-2})
<i>plaihrub</i>	IAF total inicial para arbustos (m^2m^{-2})
<i>plaignrass</i>	IAF total inicial para gramíneas (m^2m^{-2})
<i>tauroot</i>	Constante de tempo de retorno da biomassa de raízes finas (<i>adm</i>)
<i>tauwood</i>	Constante de tempo de retorno da biomassa de raízes finas (<i>adm</i>)
<i>arrot</i>	Fração de alocação de carbono nas raízes finas (<i>adm</i>)
<i>awood</i>	Fração de alocação de carbono na madeira (<i>adm</i>)

Tabela 4.2 – Especificação dos parâmetros da vegetação considerados no modelo IBIS

Parâmetros	TIPOS DE VEGETAÇÃO						
	Floresta Perene	Floresta Decídua	Cerrado	Agropecuária	Caatinga Fechada	Caatinga Aberta	Deserto
plaievgr	5	1	0,5	0,25	0,10	0	0
plaideci	1	5	1	0,25	0,10	0	0
plaihrub	0,25	0,25	0,50	0,50	1	0,25	0,05
plagrass	0,25	0,25	2	1,5	0,5	0,25	0,05
	TIPOS FUNCIONAIS DE PLANTAS						
	Arvores trop., folhas largas e sempre verdes	Arvores trop., folhas largas, decíduas	Arbustos	Gramíneas C4	Gramíneas C3		
Vmax_pft	65,0e-06	65,0e-06	27,5e-06	15,0e-06	25,0e-06		
specla	25	25	12,5	20	20		
tauleaf	1,01	2	0,56	1,25	1,5		
tauroot	1	2	1	1	1		
tauwood	25	35	5	-	-		
aleaf	0,30	0,30	0,45	0,45	0,45		
aroot	0,20	0,20	0,40	0,55	0,55		
awood	0,50	0,50	0,15	0	0		
	CLASSE FISIOLÓGICA						
	Broadleaf trees	Arbustos	Gramíneas C4	Gramíneas C3			
gamma	0,015	0,015	0,030	0,015			
coefm	10	9	4	9			
coefb	0,01	0,01	0,04	0,01			
gsmin	0,00001	0,00001	0,00001	0,00001			
	CAMADAS DO DOSSEL						
	SUPERIOR			INFERIOR			
Beta 1		-		0,970			
Beta 2		0,975		-			
rhoveg (vis)		0,062		0,062			
rhoveg (NIR)		0,40		0,60			
tauveg (vis)		0,05		0,07			
tauveg (NIR)		0,20		0,25			
chifuz		0		-			
chiflz		-0,5		0			

5 METODOLOGIA

5.1. Parte 1

5.1.1. Controle de qualidade dos dados do balanço de energia

O balanço de energia (BE) é baseado nos princípios da 1ª lei da termodinâmica (lei da conservação da energia). A equação frequentemente utilizada para o fechamento do balanço de energia é dada por:

$$R_n = H + LE + G + S + Q \quad (5.1)$$

em que S é a energia armazenada no dossel da vegetação e Q é a soma das fontes e sumidouros adicionais de energia. S e Q são termos frequentemente negligenciados por apresentarem menores magnitudes. O BE tem sido aceito como um importante teste de qualidade dos dados obtidos pelo sistema de *eddy covariance* (ANDERSON et al., 1984; VERMA et al., 1986; MAHRT, 1998; WILSON et al. 2002). Teoricamente, a conservação da energia requer o fechamento instantâneo. Na prática, o fechamento do BE pode apresentar um erro médio de até 30% (WILSON et al., 2002). As razões para o não fechamento do BE são várias e nem sempre conhecidas. Vários estudos apresentam as possíveis causas do não fechamento do BE que podem ser resumidas como segue: a) limitações do equipamento; b) sumidouros de energia negligenciados; c) perda de contribuições de baixa/ou alta frequência para os fluxos turbulentos; e d) advecção de escalares negligenciados (WILSON et al. 2002; SCHÜTTEMEYER 2005; XIAO et al. 2012). No contexto de ambientes semiáridos, outra explicação pode ser dada pela subestimativa de G devido a um intenso gradiente de temperatura nas partes superiores do solo em razão de alta insolação, o que resulta em um considerável armazenamento de calor entre os sensores e a superfície (VEENENDAAL et al., 2004).

Para avaliar as estimativas de LE e H por *eddy covariance*, o fechamento do BE foi examinado por meio do coeficiente de regressão linear da energia

turbulenta (LE+H) contra a energia disponível (Rn-G). O fechamento é obtido quando Rn-G (estimado de dados meteorológicos) é igual à energia que é perdida (LE+H, medido por *eddy covariance*). O segundo método que foi utilizado para avaliar o fechamento do BE foi a soma cumulativa da energia disponível (Rn-G) e os fluxos (LE+H) para o período analisado, e também o cálculo da Razão do Balanço de Energia (RBE) (MAHRT, 1998; GU et al., 1999; WILSON et al., 2002; BARR et al., 2006):

$$RBE = \frac{\sum(H+LE)}{\sum(Rn-G)} \quad (5.2)$$

A vantagem desse método é que os possíveis erros aleatórios da estimativa dos fluxos são minimizados. O terceiro método utilizado como um fator de referencia para a avaliação do nível do fechamento do BE foi o Balanço de Energia Residual (BER) dado por:

$$Res = Rn - G - H - LE \quad (5.3)$$

em que *RES* contém todos os termos não mensuráveis e vários tipos de erros. O valor de *RES* quantifica o estado do BE e pode ser a referência para avaliar indiretamente os termos de energia não medidos (GUO et al., 2008; YUE et al., 2011; XIAO et al., 2012).

Geralmente os modelos de superfície são baseados na lei da conservação da energia e os dados obtidos por *eddy covariance* nem sempre indicam o fechamento do BE. Assim, no presente estudo foram utilizados dois filtros propostos por VAREJÃO et al. (2011) antes de utilizar os dados no processo de calibração. O primeiro filtro elimina os dias com lacunas na série dos dados iniciais. O segundo filtro é baseado no fechamento do BE, o qual elimina dos processos de avaliação do modelo os dias em que o fechamento do BE foi abaixo de 80%:

$$(1 - \epsilon) \leq \left| \frac{H+LE}{Rn-G} \right| \leq (1 + \epsilon) \quad (5.4)$$

em que, no presente estudo $\epsilon = 0,2$.

5.1.2. Calibração hierárquica multiobjetiva do Modelo IBIS

Com a finalidade de se obter resultados confiáveis de um modelo de superfície, como o modelo IBIS, é necessário calibrar o modelo de forma que todos os seus processos sejam simulados realisticamente. Neste trabalho, foi utilizado o método de calibração hierárquica multiobjetiva desenvolvido por Varejão et al. (2011). A metodologia permite calibrar todos os processos simulados pelo modelo IBIS seguindo uma hierarquia temporal dos processos simulados (começando dos processos mais rápidos para os mais lentos). Apenas uma breve descrição do OPTIS é apresentada aqui; para uma descrição mais completa ver Varejão et al. (2011).

O OPTIS é um código desenvolvido por Varejão et al. (2011) baseado no algoritmo de otimização multiobjetivo “Nondominated Sorting Genetic Algorithm - NSGA-II” (DEB et al., 2002), que é fundamentado no conceito de fronteira de Pareto para encontrar soluções ótimas do problema de otimização multiobjetivo. Nesse método, ao invés de uma única solução, a solução para o problema multiobjetivo é um conjunto de pontos de Pareto, denominado fronteira de Pareto. Após definido o conjunto de soluções da fronteira de Pareto, o OPTIS retorna como a melhor solução aquela que otimiza todos os objetivos de forma simétrica, ou seja, é selecionado a solução que se encontra mais próxima da origem do gráfico dos objetivos (Figura 5.1).

Geralmente, as variáveis são calibradas de acordo com a disponibilidade de dados observados que se tem para a área que se deseja estudar, ou seja, de acordo com a duração do experimento de campo. Para o presente estudo foram considerados a base de dados do sítio experimental em área de caatinga.

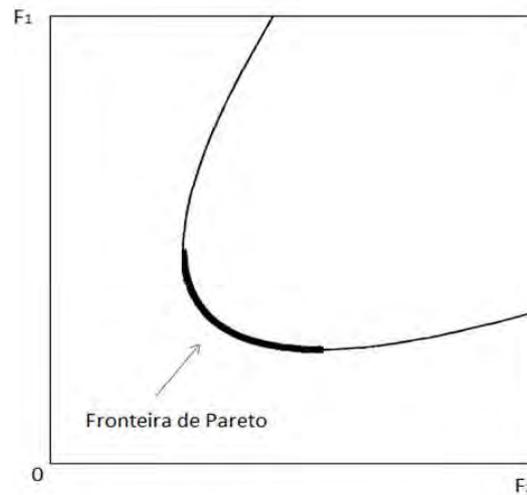


Figura 5.1 – Problema de otimização multiobjetivo. Funções objetivas: F_1 e F_2 . e fronteira de Pareto (linha em negrito) no espaço dos objetivos

De acordo com os dados observacionais disponíveis, a calibração realizada foi definida considerando três níveis, ou seja, 1º. nível: Radiação Fotossinteticamente Ativa Refletida (PARo) e Radiação Solar Refletida (Reflsw) ; 2º. nível: Saldo de Radiação (Rn); 3º. nível Fluxos de Calor Sensível (H) e Latente (LE);

Nos níveis hierárquicos 1 e 2 foi possível utilizar duas medidas de ajuste, o erro absoluto médio (MAE) e o viés máximo da soma cumulativa (Bmax). No nível 3 foi utilizado apenas o MAE. MAE e Bmax são dados por:

$$MAE = n^{-1} \sum_{i=1}^n |S(i) - O(i)| \quad (5.5)$$

$$Bmax = MAX_{j=1}^n \left[\sum_{i=1}^j (S_i - O_i) \right] \quad (5.6)$$

em que n é o número de observações, S e O são os valores simulados e observados, respectivamente. O MAE é uma medida mais natural de erro médio, pois não possui potências quadradas ou raízes; além disso, não é ambíguo – ele expressa somente o erro médio em valores absolutos. A soma

cumulativa (B_{max}) é utilizada na calibração a fim de tentar minimizar a máxima distância entre as curvas cumulativas dos dados observados e simulados (VAREJÃO, 2009).

A Tabela 5.1 apresenta as funções objetivo e os parâmetros calibrados em cada nível hierárquico. Os parâmetros calibrados foram escolhidos com base nos resultados do teste de sensibilidade do modelo IBIS aos parâmetros, feitos por Varejão Junior (2009). Este teste de sensibilidade (método de análise de sensibilidade de Morris, 1991) foi realizado com a finalidade de simplificar o procedimento de calibração, tornando possível isolar parâmetros com influência não significativa nas saídas do modelo, diminuindo o espaço de busca do procedimento de otimização.

Os resultados obtidos por Varejão (2009) mostram que 23 parâmetros têm impactos em 9 variáveis de saídas do modelo. Desses 23, apenas 9 apresentaram algum impacto no cálculo do fluxo de calor sensível (rhoveg_NIR, coefmub, beta, chifuz, tauveg_NIR, tauleaf, dispu_coef, rgrowth_coef e avmuir_coef) e 6 parâmetros (coefmub, beta, chifuz, tauleaf, rgrowth_coef e vmax_pft) no cálculo do fluxo de calor latente. Dos 23 parâmetros analisados, um total de 18 foi considerado no presente estudo, isto é, o número de parâmetros avaliados foi menor devido ao fato dos demais parâmetros estarem relacionados com variáveis que não foram medidas no sítio experimental considerado no estudo.

A calibração foi feita utilizando o modelo IBIS no modo “offline” (em um único ponto de grade), forçado com dados horários de 01 de julho de 2004 até 30 de junho de 2005. Esse período de dados cobre a transição da estação seca para a estação chuvosa da região de estudo. Em todas as simulações, o modelo foi rodado com a vegetação no modo estático (vegetação fixa no estado atual). O modelo foi inicializado com valores medidos da composição granulométrica (porcentagem de areia e argila) das seis camadas de solo.

Tabela 5.1 Funções objetivo e os parâmetros calibrados em cada nível hierárquico

Nível hierárquico	Objetivo calibrado	Parâmetro	Range
1	$MAE_{PARO,reflsw}$, $Bmax_{PARO}$	<i>rhoveg_vis</i>	0.05 – 0.15
		<i>tauveg_vis</i>	0.03 – 0.09
		<i>chiflz</i>	-1.0 – 1.0
		<i>rroot_coef</i>	0.625 – 2.5
		<i>rgrowth_coef</i>	0.15 – 0.6
2	MAE_{Rn} , $Bmax_{Rn}$	<i>rhoveg_NIR</i>	0.20 – 0.60
		<i>tauveg_NIR</i>	0.14 – 0.26
		<i>specla</i>	1 – 30.0
		<i>avmuir_coef</i>	0.5 – 10.0
3	$MAE_{H, LE}$	<i>dispu_coef</i>	0.1 – 0.99
		<i>vmax_pft</i>	1.55×10^{-5} – 4.00×10^{-5}
		<i>coefmls</i>	5.0 – 15.0
		<i>tempvm_coe</i>	1750 - 7000
		<i>tauleaf</i>	0.5 – 1.5
		<i>stressf_coef</i>	-6.5 - -3.5
		<i>aleaf</i>	0.15 – 0.45
		<i>alogl_coef</i>	0.01 – 2.50
	<i>beta1</i>	0.75 – 0.99	

5.2. Parte 2

5.2.1. Experimentos de conversão de cobertura da vegetação natural utilizando o modelo IBIS *offline*

No presente estudo foram realizados experimentos de conversão da cobertura de vegetação natural utilizando-se o modelo de superfície IBIS, com a finalidade de avaliar as alterações ocorridas nos balanços de água, energia e carbono. O modelo IBIS foi utilizado no modo *offline* (desacoplado do modelo atmosférico), o que significa que nesta parte do estudo não foram incorporados os processos de feedbacks que possam ocorrer em consequência dos fluxos de superfície alterados em variáveis como, por exemplo, a precipitação.

Segundo Twine et al. (2004) e Gibbard et al. (2005), para melhor compreender os processos físicos envolvidos nas alterações dos balanços de energia, água e CO₂ decorrentes das mudanças na cobertura vegetal é importante que sejam realizadas simulações com diferentes tipo de cobertura sobre um único ponto de grade do modelo, a fim de avaliar os impactos desconsiderando os feedbacks da atmosfera. Assim, neste trabalho foram realizados três experimentos envolvendo a conversão da vegetação natural de caatinga do NEB em agropecuária e em caatinga degradada (caatinga aberta).

Para inicializar o modelo, além das forçantes meteorológicas, foram necessárias informações da altura da torre e também informações do solo da área. Além disso, nesta etapa do trabalho foram utilizados os parâmetros calibrados previamente. A Tabela 5.2 resume os detalhes de configuração dos experimentos realizados com o modelo IBIS.

Para cada experimento, o modelo foi rodado por um período de 4 anos (2004-2007), com as mesmas forçantes meteorológicas, alterando apenas o tipo de vegetação. O primeiro experimento (controle) considerou que o ponto de grade era coberto (100%) por caatinga, que é a vegetação natural presente na maior

parte do semiárido. Para representar a caatinga no modelo IBIS, foi utilizado a vegetação tipo 11 (dense shrubland).

Tabela 5.2: Descrição das simulações *offline* e inicialização do modelo IBIS

Experimentos			
Tipo de cobertura	<i>caatinga (controle)</i>	<i>agropecuária</i>	<i>caatinga</i>
Tipo de	11	10	12
IAF _{inicial} ^{**}	1,5	1,2	0,5
Inicialização das características do solo no modelo IBIS			
Profundidade do solo (m)		2	
W _{soi} ^{***}		0,30	
% de areia nas 6 camadas do		58,44,93,56,45,64	
% de argila nas 6 camadas do		11,14,01,09,15,09	

*Tipos de vegetação considerados no modelo IBIS 2.6.

** Índice de Área Foliar extraídos de imagens do sensor MODIS. Os valores correspondem à uma média de 10 anos sobre o limite das classes de vegetação.

*** Conteúdo volumétrico de água no solo

No segundo experimento foi considerado que o ponto de grade é coberto (100%) por agropecuária. Essa segunda simulação foi elaborada com a finalidade de avaliar os impactos nos processos biofísicos e no ciclo de carbono, decorrentes da expansão das atividades agropecuárias no semiárido do NEB. Para isto, esta classe foi representada no modelo IBIS como *grassland* (Tipo de vegetação 12), uma vez que o modelo não possui uma classe específica para representar os cultivos agrícolas junto com áreas de pastagem. De acordo com o mapeamento da cobertura vegetal do NEB efetuado por Vieira et al. (2013), dentro da classe agropecuária a pastagem é predominante na região, uma vez que esta ocorre de forma extensiva. A representação de cultivos agrícolas de forma genérica no modelo IBIS ou em qualquer outro modelo de superfície acarretaria erros, uma vez que cada tipo de cultivo possui diferentes ciclos fenológicos e características biofísicas que são diferentes dos da pastagem. Portanto, representar a agropecuária no modelo utilizando a classe *grassland*, foi a aproximação mais simples e

apropriada para as simulações do presente trabalho. Souza (2006) fez uma aproximação similar, quando considerou que áreas antropizadas (agropecuária) em algumas regiões do NEB eram representadas pela classe tipo 12 (broadleaf trees with winter wheat) do modelo SSiB. Esta associação também foi feita pela falta de uma classe de vegetação plenamente apropriada no modelo. Findell et al. (2007), utilizando o modelo climático “*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*” (GFDL) com a finalidade de testar a hipótese de que as alterações na cobertura vegetal devido às atividades humanas afetariam o clima regional e global, utilizaram a classe *grassland* para representar os cultivos e/ou pastagens em algumas regiões do globo no modelo. Outros estudos, como os de Hansen et al. (1998), Matthews et al. (2003) e Ramankutty et al. (2006), também utilizaram esta aproximação em avaliações de modelagem da conversão da cobertura.

Vale ressaltar que, no presente estudo, os valores iniciais de IAF para a agropecuária e caatinga natural foram ajustados com base nos dados do produto MOD15 que gera, em uma escala de oito dias, imagens referentes ao IAF. Os demais parâmetros para agropecuária e para caatinga aberta foram mantidos os valores *default* do modelo. No entanto, ressalta-se que mesmo não alterados, tais parâmetros são consistentes com os tipos de vegetação considerados.

De acordo com Marengo (2008), um dos possíveis impactos da mudança de clima num cenário de aquecimento global é que a caatinga pode dar lugar a uma vegetação mais típica de zonas áridas, com predominância de cactáceas e maiores áreas de solo exposto. Assim, um terceiro experimento foi elaborado para avaliar as consequências da diminuição da densidade da vegetação no semiárido. Para isto, no terceiro experimento considerou-se que o ponto de grade é coberto (100%) por caatinga degradada, ou seja, quantidade menor de arbustos e maior área de solo exposto. Para representar este tipo de cobertura no modelo foi utilizada a vegetação tipo 12 (open shrubland).

5.3. Parte 3

5.3.1. Avaliação dos impactos climáticos das MUCT utilizando o MCGA/CPTEC/IBIS

Os impactos das MUCT no clima foram avaliados através da comparação do clima simulado considerando três cenários distintos:

- a) **Simulação controle:** Mapa de vegetação potencial global (Figura 4.4), descrito em Ramankutty e Foley (1999). Ressalta-se que neste mapa é apresentada apenas a distribuição potencial e não a distribuição atual da vegetação, que inclui as mudanças nos usos da terra e na cobertura vegetal.
- b) **Condições atuais da vegetação:** Atual distribuição da cobertura (Ano base 2000) que inclui a vegetação natural (caatinga fechada, cerrado e florestas perenes e decíduas) e áreas de agropecuária (cultivos agrícolas e pastagem); Mapa provido pelo projeto PROVEG-INPE (Figura 4.5, ALVALÁ et al., 2006; VIEIRA et al., 2013),
- c) **Condições futuras da vegetação:** Cenário futuro da distribuição dos ecossistemas na região do NEB. Considerou-se o mapa PROVEG, mais a distribuição dos biomas potenciais no NEB (VELASQUEZ, 2009), Figura 4.8.

Estas simulações foram realizadas com o modelo MCGA/CPTEC/IBIS com resolução de aproximadamente 100 km na horizontal e 28 níveis na vertical (T126L28). Dados de reanálises do “European Reanalysis Atmospheric” (ERA-40) com resolução de 1,250 x 1,250 graus e dados de temperatura da superfície do mar (TSM) climatológica do “National Oceanic and Atmosphere Administration” (NOAA) na resolução de 1° foram utilizados na inicialização das

integrações numéricas. Em todas as simulações a concentração de CO₂ foi fixada em 370 ppmv (valor para o ano 2003, NOAA). Ressalta-se que na simulação futura o valor da concentração de CO₂ foi mantido em 370 ppmv, para desconsiderar os possíveis impactos associados ao aumento do CO₂, de maneira que apenas os impactos isolados das alterações das vegetações são considerados no presente trabalho.

Todas as simulações foram realizadas para um período de 10 anos, usando as mesmas condições iniciais. Os últimos 5 anos da rodada foram utilizados para análise dos resultados e os primeiros 5 anos foram desconsiderados devido ao *spin up* do modelo. As rodadas iniciam-se em janeiro de 2003 e se estendem até dezembro de 2012. Cada experimento consistiu de três integrações com as condições iniciais atmosféricas dos dias 01, 02 e 03 de janeiro de 2003, mantendo-se a TSM climatológica. O conjunto (*ensemble*) de 3 integrações objetivou filtrar a variabilidade natural do modelo dentro dos limites permitidos pelo custo computacional.

Como a maioria dos MCGA, o MCGA/CPTEC/IBIS apresenta erros sistemáticos na região tropical. De acordo com Kubota (2012), durante o verão do Hemisfério Sul, o modelo subestima a precipitação na região Amazônica e superestima em algumas áreas da região Nordeste, enquanto durante o inverno subestima na região Amazônica e em parte do extremo norte da Região Nordeste.

Segundo OYAMA (2002), é possível eliminar os erros sistemáticos por meio do método de cancelamento de erros, em que as diferenças entre simulação e controle independem da climatologia obtida do controle. Assim, os erros são filtrados ao subtrair o controle da simulação. No presente trabalho, considerou-se este método para cancelamento de erros.

A significância estatística das diferenças entre os experimentos foram avaliadas com o teste *t de Student*. A estatística *t de Student* (TRIOLA, 1998) para duas amostras (controle e simulação) é calculada de acordo com:

$$t = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\sigma \sqrt{1/N_1 + 1/N_2}} \quad 5.7$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{N_1 S_1^2 + N_2 S_2^2}{N_1 + N_2 - 2}} \quad 5.8$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \mu)^2}{N - 1}} \quad 5.9$$

em que N é o tamanho das amostras; μ , a média; X as realizações em cada amostra. No presente estudo, foram calculadas as estatísticas t de “Student” para as probabilidades de ocorrência do evento de 90, 95 e 99% com 4 graus de liberdade ($N_1 + N_2 - 2$).

6 RESULTADOS: Parte 1

6.1. Fechamento do Balanço de Energia dos dados observados

A análise do fechamento do balanço de energia (FBE) é um procedimento importante na avaliação da qualidade dos dados obtidos por sistemas de covariância de vórtices. Esta é importante antes da utilização de tais dados em estudos de calibração e validação de modelos de superfície. Para avaliar FBE e a componente residual (*Res*), um conjunto de dados com passo de tempo de 30 minutos foi processado. A Figura 6.1 mostra o ciclo diurno médio mensal de *R_n*, *H*, *LE* e *Res*, representando as principais características da partição da energia em ambiente semiárido. Durante ambas as estações úmida (janeiro-março) e seca (julho-setembro), os valores de *H* são maiores do que os valores de *LE*, indicando que o transporte de energia é realizado principalmente por *H* na camada próxima à superfície. Durante a estação úmida *H* é um pouco menor que na estação seca, enquanto *LE* é maior do que durante a estação seca, o que ocorre devido à maior disponibilidade de água no solo.

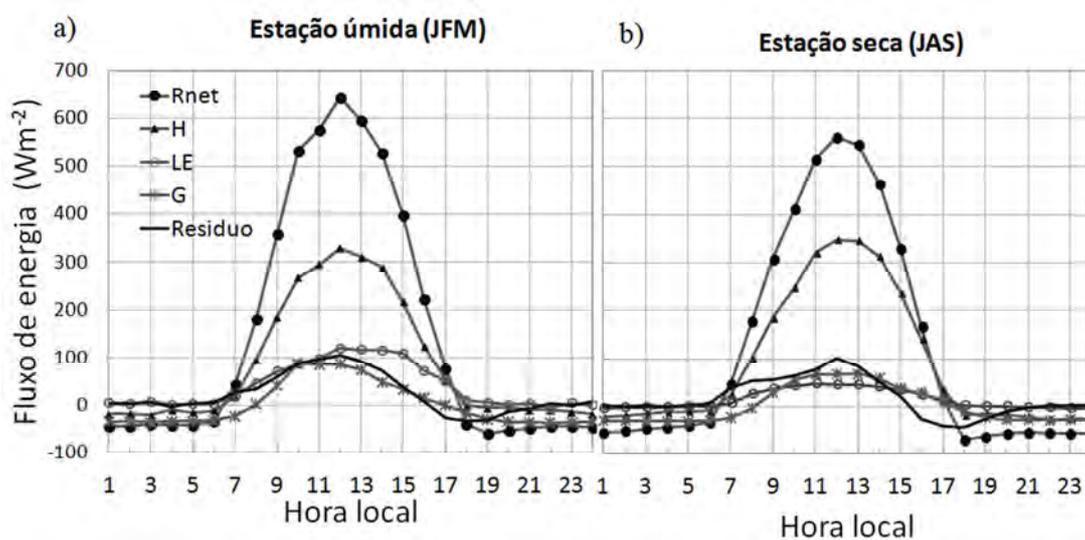


Figura 6.1 – Ciclo diurno médio mensal das componentes do balanço de energia sobre área de caatinga natural: a) estação úmida; b) estação seca.

Como apresentado nas Figuras 6.1a e 6.1b, Res tem valor próximo de zero nas primeiras horas do dia, aumenta lentamente e atinge seu valor máximo às 12 HL. Após esse horário, seu valor é reduzido novamente e torna-se negativo entre 16 e 21 HL. O nível de FBE é maior durante a noite do que durante as horas do dia para ambas as estações, o que indica que a energia disponível excede a energia turbulenta durante o dia. Assim, o FBE varia durante os diferentes períodos do dia, o que é consistente, por exemplo, com os experimentos de Oncley et al. (2007) e Gao et al. (2010). Esse padrão foi também observado por Yue et al. (2011) em gramíneas no semiárido da China.

Apesar do padrão similar de Res para ambas as estações, Res é maior do que G e LE durante a estação seca, e maior apenas do que G durante a estação úmida. A média mensal de Res foi $17,7 \text{ Wm}^{-2}$ e $23,15 \text{ Wm}^{-2}$ nas estações seca e úmida, respectivamente. Da Figura 6.1a também é possível notar que G e Res não estão em fase, se comparados com Rn e H , que ocorre devido à diferença temporal da transferência de energia da superfície para a placa de fluxo de calor no solo (G está defasado quando comparado à Rn). Os sensores de fluxo de calor no solo podem introduzir distorções do fluxo de calor induzidas pela diferença da condutividade térmica entre as placas e o solo ao redor. A diferença de fase de G adicional resultou no avanço de fase de Res , o que contribuiu para a queda do nível do FBE, principalmente a partir das 6 as 10 HL, e das 15 as 20 HL.

A Figura 6.2 mostra os resultados da análise de regressão linear de $(H+LE)$ versus $(Rn-G)$ e o nível do FBE. Observa-se que o não fechamento do balanço de energia, com $(H+LE)$ sendo cerca de 20% menor do que $(Rn-G)$, e maior durante as horas de alta insolação. Em um caso ideal de FBE, a inclinação da reta de regressão é igual à unidade, e sua interceptação com o eixo vertical ocorre em zero. A análise do FBE no presente trabalho resultou em uma inclinação de 0,83 e interceptação em $4,37 \text{ Wm}^{-2}$, com coeficiente de correlação (r^2) igual a 0,96 para a caatinga. Esses valores são consistentes aos encontrados por Yue et al. (2011) para gramínea no semiárido da China

(inclinação da reta, interceptação e correlação iguais a 0,84, 18,88 Wm^{-2} e 0,98, respectivamente); por Williams et al. (2004) para uma plantação de oliveira no semiárido Mediterrâneo (inclinação=0,74, $r^2=0,94$); bem como por Scott et al. (2006) para uma região semiárida dos Estados Unidos (inclinação igual a 0,76 em gramíneas e 0,81 para arbustos).

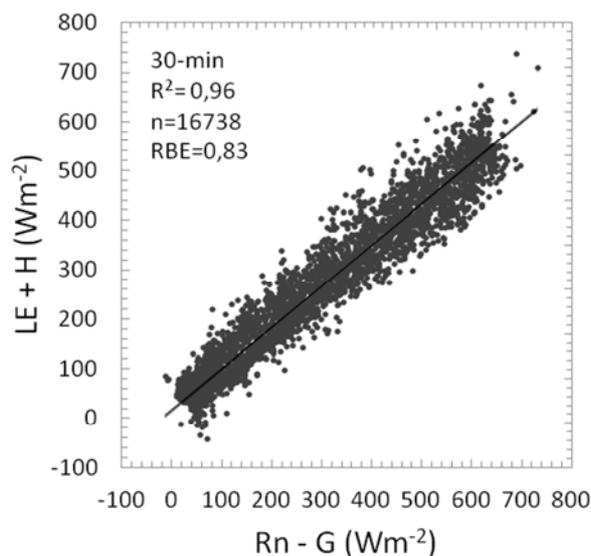


Figura 6.2 – Gráfico de dispersão do balanço de energia mostrando o grau de fechamento com base em dados de passo de tempo de 30 minutos. R^2 é o coeficiente de correlação, n é o número total de tempos dos dados e RBE é a razão do balanço de energia.

A RBE, que não é afetado por erros aleatórios, apresentou um valor médio de 0,83 para todo o período. A razão anual entre o fluxo turbulento total e a energia total disponível foi similar aos valores encontrados por Wilson et al. (2002) para 50 sítios da rede FLUXNET nos Estados Unidos (0,82).

Como esperado, o balanço de energia não fecha completamente. O não fechamento do balanço de energia em outros ambientes semiáridos já foi reportado em estudos prévios e mais recente (VEENENDAAL et al., 2004; SCHUTTEMEYER et al., 2005; HASTINGS et al., 2005; XIAO et al., 2012). Estes estudos atribuem o não fechamento do balanço de energia, entre outros fatores, à subestimativa de G devido ao intenso gradiente de calor sobre as

camadas superiores do solo causada pela elevada insolação. Esse aquecimento causa um armazenamento de energia (S) nas camadas do solo acima do sensor (VEENENDAAL et al., 2004). Oliveira et al. (2006) utilizando os mesmos dados considerados no presente trabalho, mostraram que ao adicionar este termo de armazenamento no balanço, a soma de $H + LE + G + S$ representou 94% de Rn , o que indica que as estimativas de H e LE são consistentes. Embora o não fechamento introduza algum grau de incerteza nos resultados deste trabalho, a magnitude é tal que não altera significativamente as conclusões.

6.2. Calibração do modelo IBIS para área de caatinga

A tabela 6.1 apresenta os resultados da calibração hierárquica do modelo IBIS para o sítio experimental em caatinga. Os parâmetros mais modificados após o procedimento de calibração foram: *chiflz*, *rroot_coef* e *rgrowth_coef* para o nível hierárquico 1; *avmuir_coef* para o nível hierárquico 2; e *alogl_coef* para o nível hierárquico 3. O parâmetro *chiflz* está relacionado às propriedades radiativas do dossel, influenciando na quantidade de luz absorvida. De acordo com Varejão et al. (2011), *chiflz* é um dos parâmetros que mais influenciam no cálculo de PAR_0 . Ambos os parâmetros *rroot_coef* e *rgrowth_coef* são importantes no cálculo de H e LE . O parâmetro *avmuir_coef* é a profundidade óptica média e está relacionado diretamente com a transferência radiativa dentro do dossel e, portanto, relacionado à Rn .

O melhor valor para MAE foi obtido da minimização da função objetiva MAE_{LE} (aproximadamente 19 Wm^{-2}), seguido por MAE_H (cerca de 30 Wm^{-2}) e MAE_{Rn} (cerca de 40 Wm^{-2}). Varejão et al. (2011), considerando a calibração hierárquica para um sítio na Floresta Nacional do Tapajós, encontraram para MAE_{LE} , MAE_H e MAE_{Rn} valores iguais à $36,53 \text{ Wm}^{-2}$, $40,57 \text{ Wm}^{-2}$ e $21,54 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente.

Tabela 6.1 – Resultados da calibração hierárquica para o sítio em caatinga

Parâmetro	Inicial	Range calibrado	Calibrado final
<i>rhoneg_vis</i>	0,062	0,05 – 0,057	0,05
<i>tauveg_vis</i>	0,07	0,03 – 0,034	0,03
<i>chiflz</i>	-0,5	-1,0 – -0,567	-0,9996
<i>beta1</i>	0,95	0,987 – 0,99	0,9899
<i>rroot_coef</i>	1,25	0,6635 – 2,474	2,474
<i>rgrowth_coef</i>	0,3	0,1636 – 0,5907	0,5498
<i>rhoneg_NIR</i>	0,6	0,4029 – 0,4698	0,4515
<i>tauveg_NIR</i>	0,25	0,1412 – 0,1862	0,1637
<i>specla</i>	12,5	1,10 – 19,94	19,066
<i>avmuir_coef</i>	1,0	4,27 – 10,0	9,999
<i>dispu_coef</i>	0,7	0,3075 – 0,947	0,8195
<i>vmax_pft</i>	$2,75 \times 10^{-5}$	$1,85 \times 10^{-5} - 4,0 \times 10^{-5}$	$3,973 \times 10^{-5}$
<i>coefmls</i>	9,0	5,002 – 9,99	5,058
<i>tempvm_coef</i>	3000	1750 – 2939	2398
<i>tauleaf</i>	1,5	0,6025 – 1,336	0,9795
<i>stressf_coef</i>	-5,0	-3,5404 – -3,50	-3,5
<i>aleaf</i>	0,45	0,1563 – 0,4481	0,2384
<i>alogl_coef</i>	0,1	0,0205 – 2,484	1,259

Os fluxos observados e simulados das principais componentes do balanço de energia, utilizando os parâmetros calibrados e não calibrados, são comparados por meio de gráficos bidimensionais que mostram o número do dia (começando em 01/07/2004) e a hora local nos eixos x e y, com a magnitude dos fluxos representada pelas cores. Os gráficos foram gerados a partir de médias horárias a cada 10 dias do ciclo diurno. Assim, consistem de 24 médias no eixo x (médias horárias) e 36 médias no eixo y (médias a cada 10 dias para um período de 1 ano). Os fluxos simulados com parâmetros não calibrados e os simulados com os parâmetros calibrados são comparados com os valores dos fluxos observados e são mostrados nos gráficos das diferenças (não calibrado-observado e calibrado-observado). Dessa maneira é possível avaliar os

resultados da calibração no contexto do ciclo diurno e também na variação sazonal de cada variável. As Figuras 6.3f, 6.4f, 6.5f e 6.6f mostram os gráficos de dispersão convencional com a equação da reta e o coeficiente de correlação (r^2).

A variação sazonal de R_n no período avaliado acompanha a variação sazonal da radiação solar incidente. Menores valores podem ser observados nos meses de maio/julho (dias 0-30 e 300-360) enquanto que valores mais altos ocorrem no início da primavera até o final do verão (setembro a março, dias 90-240) (Figura 6.3a). Na simulação não considerando os parâmetros calibrados, observa-se que o modelo subestima R_n em torno das 12HL para todo o período de integração (Figura 6.3b). R_n é fortemente dependente das propriedades radiativas da vegetação, principalmente da reflectância da folha. Após o procedimento de calibração, a reflectância no infravermelho próximo (rho_{veg_NIR}) reduziu cerca de 25% do seu valor original. Embora este parâmetro não tenha sido severamente modificado como alguns outros, é um dos mais importantes no cálculo de R_n . A Figura 6.3c mostra R_n simulado com os parâmetros calibrados. De modo geral, os resultados das simulações mostram bom ajuste entre os dados observados e os simulados de R_n , e uma linha de regressão linear “quase” perfeita é observada.

Na figura 6.4 apresenta-se uma comparação entre o albedo da superfície médio mensal simulado pelo modelo IBIS utilizando os parâmetros não calibrados e calibrados e o albedo estimado por meio de dados do sensor MODIS em área de caatinga (todos estes valores de albedo foram obtidos ao meio-dia). Observa-se na série temporal que o albedo simulado pelo modelo IBIS não apresenta o mesmo padrão sazonal dos dados de albedo do MODIS, em que é observado uma menor variabilidade sazonal e menores valores de albedo nos meses mais secos. Maiores incertezas nos valores do albedo simulado pelo modelo IBIS ocorreram durante a estação seca, principalmente entre os meses de julho a outubro. No entanto, as incertezas nos dados de albedo do MODIS também devem ser consideradas, uma vez que estes dados

são estimados a partir de uma série temporal de 16 dias das observações multiangulares da reflectância, com resolução de 1 km. Além disso, também existem fontes de incertezas relacionadas a estes dados, como por exemplo, a perda de dados na presença de nuvens e contaminação por aerossóis, conforme ressaltado por Yanagi, 2006.

Com relação à partição da energia disponível em H e LE na caatinga, submetida às condições limitadas de água principalmente durante os meses secos, são observados baixos valores de LE , indicando que grande parte da energia disponível é particionada como H (a energia é usada para o aquecimento do ar). A fração evaporativa da energia disponível tende a diminuir com a redução da cobertura vegetal devido ao stress hídrico e, conseqüentemente, a fração de calor sensível aumenta. Um padrão similar do particionamento da energia disponível em H e LE foi reportado por Chen et al. (2009), e por Rotenberg e Yakir (2011) para outros ecossistemas de ambientes semiárido. De modo geral o modelo foi hábil em simular, em termos de proporção, essa partição da energia em H e LE no ecossistema estudado (Figuras 6.5 e 6.6), principalmente utilizando-se os parâmetros calibrados.

O modelo IBIS subestimou H para o período de 6 as 15 HL (em $\sim 100\text{Wm}^{-2}$) utilizando os parâmetros *default* do modelo (Figura 6.5b), o que pode ter ocorrido como consequência da subestimativa de Rn para este mesmo período. Essa diferença foi reduzida nas simulações considerando os parâmetros calibrados (Figura 6.5c). Após a calibração, H simulado se ajustou bem aos valores de H observado, com uma reta de regressão próxima de 1:1 (Figura 6.6f) e um valor alto do coeficiente de correlação, similar ao de Rn simulado. No gráfico da soma cumulativa (Figura 6.9) observa-se que o viés foi mínimo durante a maior parte da simulação (principalmente nos meses mais secos); no entanto, esse viés é maior no final da simulação, que coincide com a superestimativa do fluxo pelo modelo durante o período mais chuvoso.

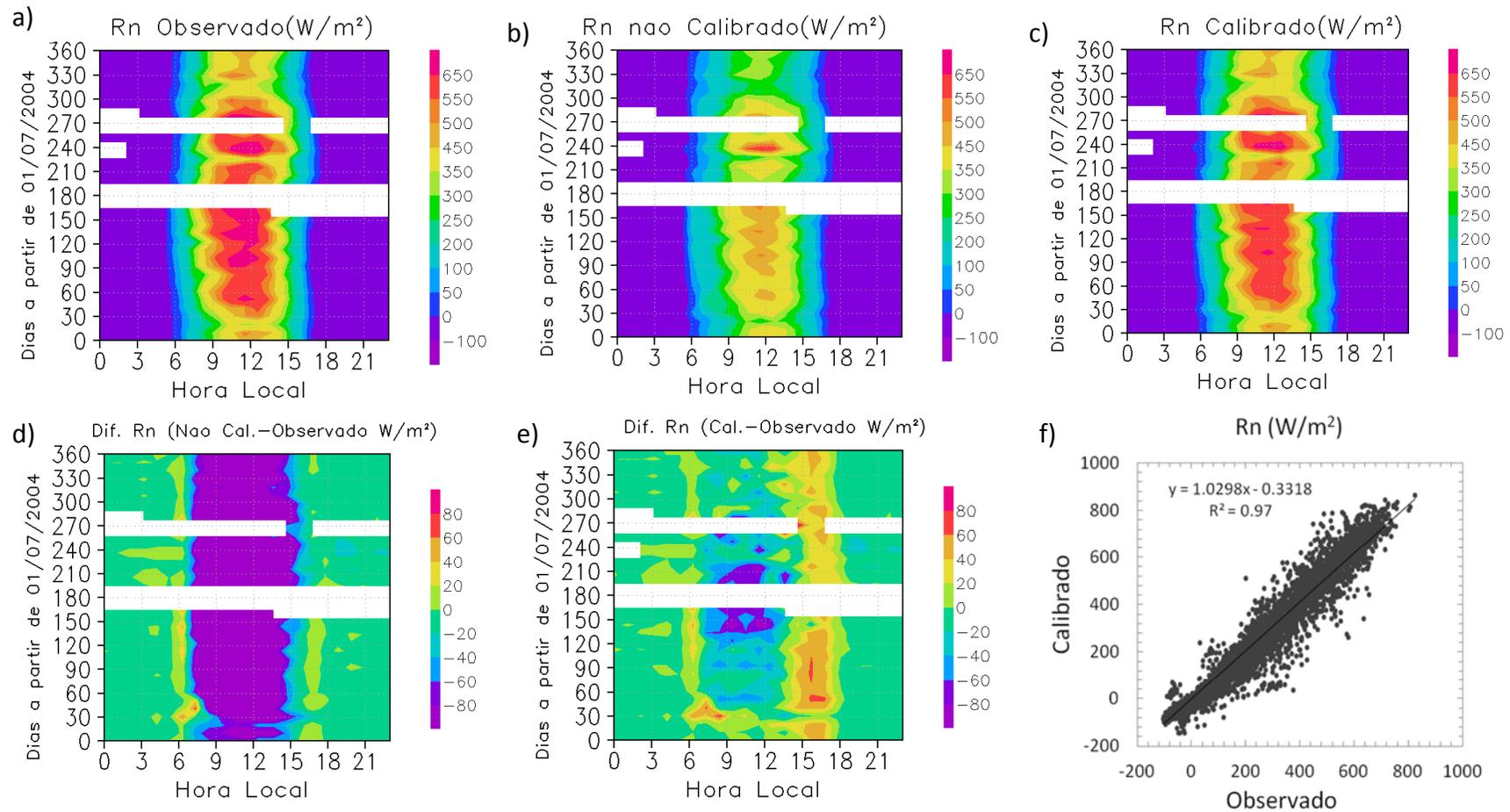


Figura 6.3 – Padrão diário e anual de Rn observado (a), simulado com parâmetros não calibrados (b) e calibrados (c). Nas figuras, os fluxos são médias horárias para um período de 10 dias. As diferenças entre as simulações e observações, com parâmetros não calibrados (d) e calibrados (e) são mostradas. Os espaços em branco nas figuras são períodos com dados faltantes. Os gráficos de dispersão mostram as simulações com parâmetros calibrados contra os valores observados.

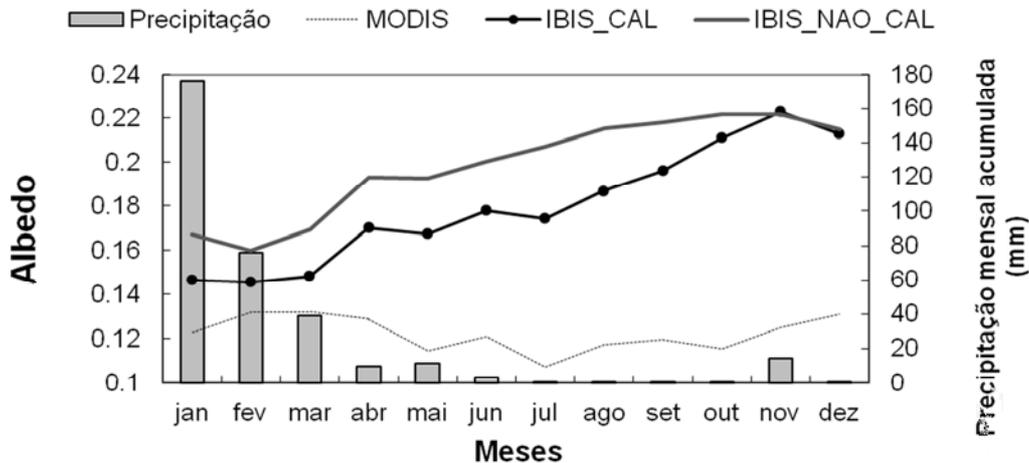


Figura 6.4 - Albedo da superfície médio mensal simulado com o modelo IBIS com parâmetros calibrados e não calibrados, albedo estimado por meio de imagens do sensor MODIS, e precipitação mensal acumulada.

O fluxo de calor sensível é diretamente dependente da quantidade de saldo de radiação disponível, tal que durante os meses secos o valor de H se aproxima de R_n . Deste modo, os parâmetros relacionados ao cálculo de R_n são também importantes no cálculo de H . De acordo com os testes de sensibilidade realizados por Varejão (2011), dos 9 parâmetros considerados por serem os mais relevantes no cálculo de H , rho_{veg_NIR} é o mais importante também para R_n . No modelo IBIS, o fluxo de calor sensível da vegetação para o ar é função das temperaturas das folhas e dos galhos, as quais são dependentes do fluxo solar absorvido pelo dossel e pelo solo, bem como do saldo dos fluxos absorvidos para radiação infravermelha. O parâmetro rho_{veg_NIR} e outros parâmetros relacionados à reflectância e transmitância foram reduzidos após a calibração (Tabela 6.1), o que contribuiu para o aumento de H .

Da Figura 6.6a,b e c é possível observar um viés significativo nos valores de LE simulados, uma vez que o modelo subestimou o valor total anual em aproximadamente 11% e 26% com os parâmetros *default* e calibrados, respectivamente. Além disso, observa-se que o coeficiente de correlação foi mais baixo ($r^2=0,55$), quando comparado aos das demais variáveis simuladas

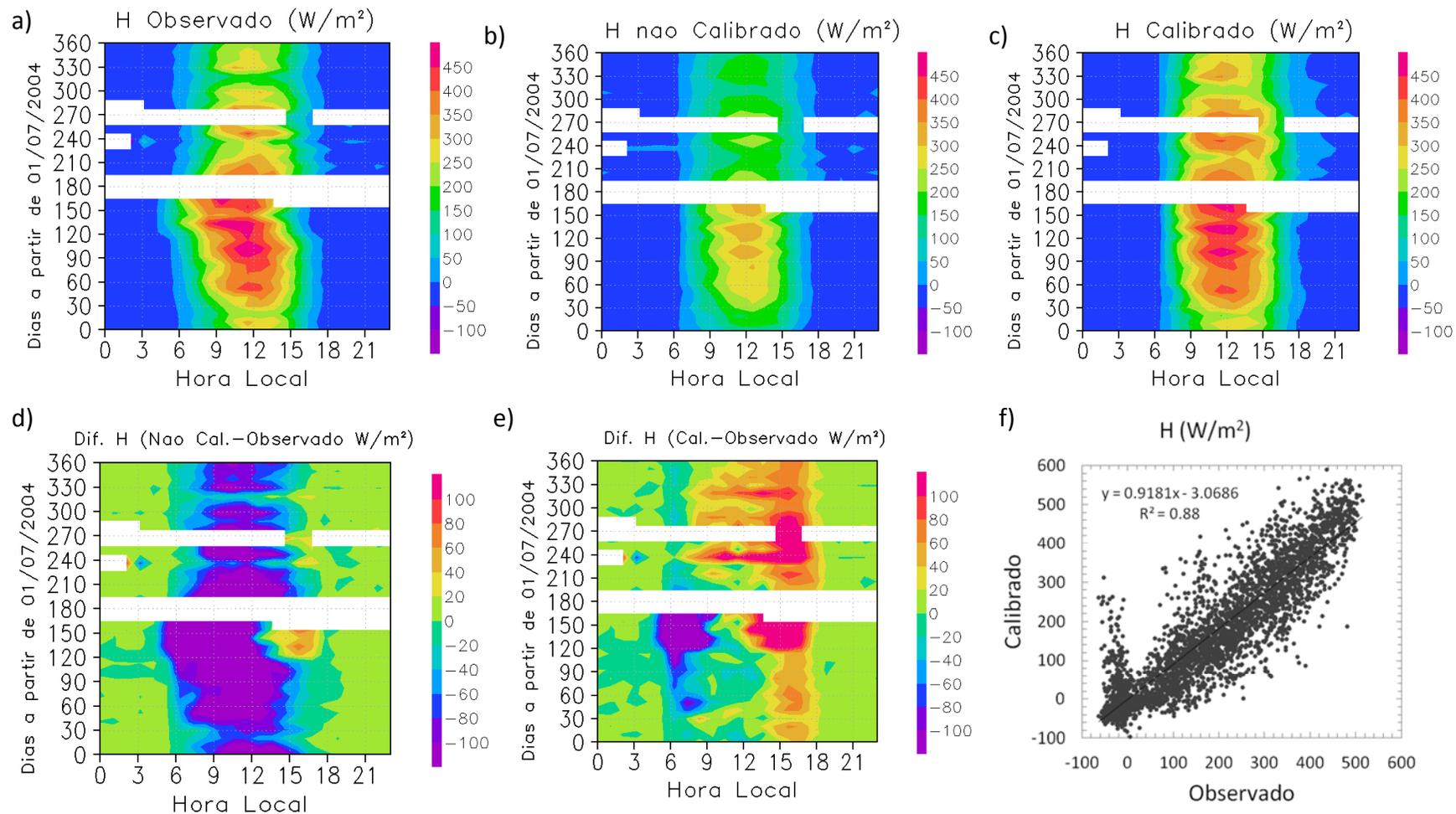


Figura 6.5 – Mesmo que Figura 6.3, porém para H.

pelo modelo. Considerando os parâmetros *default*, o modelo IBIS superestima os valores de LE das 7 às 12 HL (em aproximadamente 20 Wm^{-2}), principalmente durante os meses mais secos (dias 1-130), e subestima das 10 às 15 HL (em aproximadamente 34 Wm^{-2}) durante os meses chuvosos (dias a partir de 240-330, Figura 6.6b). Os parâmetros *beta1*, *rgrowth_coef* e *taulef* são os que causam alguma influência no cálculo de LE no modelo IBIS, principalmente o primeiro (VAREJÃO, 2009), que atua no controle das respostas ao stress hídrico. Além disso, este parâmetro é utilizado no cálculo da absorção de água pelas raízes e, portanto, usado no cálculo da transpiração da planta. Após o procedimento da calibração, os parâmetros *beta1* e *rgrowth_coef* aumentaram 5% e 83% de seus valores originais, ao passo que *tauleaf* reduziu 35%. As alterações ocorridas nestes parâmetros contribuíram para a redução de LE das 7 às 12 HL (Figura 6.6c). A diferença entre os valores de LE simulados e observados foi ligeiramente reduzida durante os meses mais secos; no entanto, a diferença aumenta durante os meses mais chuvosos na região. Mesmo após a calibração, o modelo continuando apresentando erros nas simulações da variabilidade e intensidade de LE ao longo do ano. Isso sugere que o modelo IBIS apresenta deficiências em simular as mudanças abruptas das condições úmidas para secas no ecossistema em estudo. Para testar esta hipótese, as variáveis que são utilizadas no cálculo de LE foram avaliadas. Conforme já foi discutido, a caatinga é uma vegetação xeromórfica, a qual perde suas folhas durante a estação seca e rapidamente floresce durante a estação chuvosa. Desse modo, espera-se que mudanças abruptas ocorram no IAF durante o ano. Para avaliar a variabilidade sazonal de IAF simulado para a área de estudo, uma série temporal de IAF (de julho de 2004 a junho de 2005) derivada de imagens do sensor MODIS (MOD15A2), considerando os pixels sobre a área da torre experimental, foi utilizada. Mais detalhes sobre o processamento, bem como validação para outros ambientes semiáridos, podem ser encontrados em Myneni et al. (2003) e Fensholt et al. (2004), respectivamente.

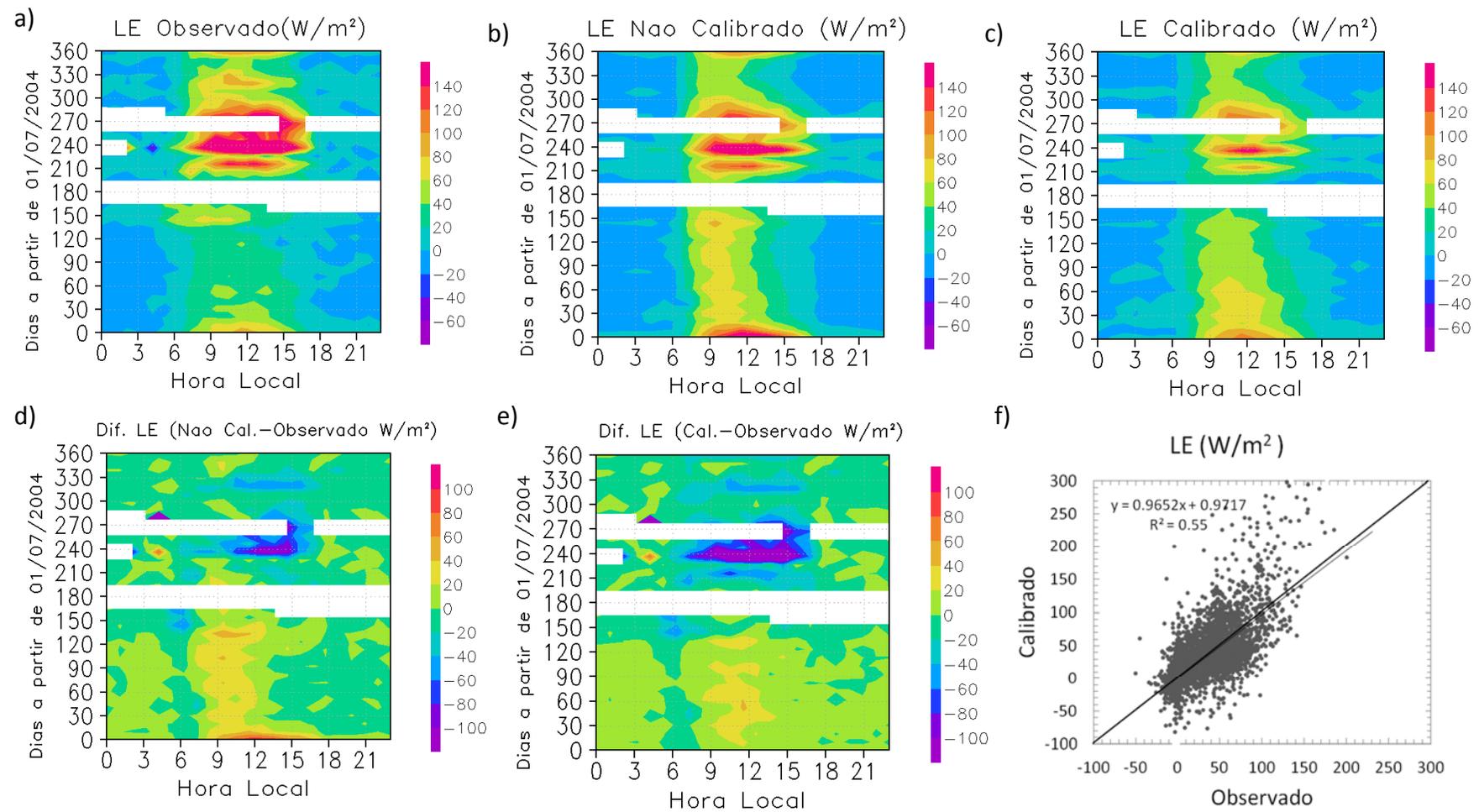


Figura 6.6 - Mesmo que Figura 6.3, porém para LE.

A Figura 6.7 apresenta os valores simulados de IAF para o período mencionado; é possível observar apenas pequenas alterações entre as simulações utilizando os parâmetros calibrados e não calibrados.

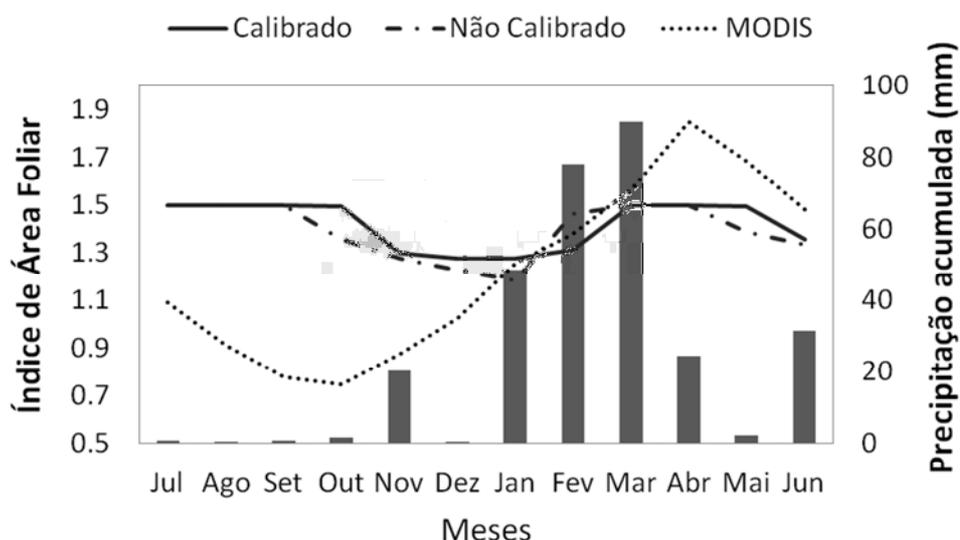


Figura 6.7 – Série temporal de IAF, IAF MODIS, e precipitação acumulada para o sítio experimental em área de caatinga.

Além disso, observa-se uma grande diferença nas amplitudes entre o IAF obtido pelo MODIS (MODIS IAF) e o simulado. A série temporal do MODIS IAF mostra uma resposta mais pronunciada aos meses chuvosos, atingindo um pico no mês de março ($1,85 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$) e valor mínimo ao final da estação mais seca ($0,74 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$). Considerando que o aumento da cobertura vegetal e valores mais altos de IAF estão diretamente relacionados com o aumento de LE, é possível inferir que o modelo pode estar subestimando os valores de IAF, principalmente durante os meses mais chuvosos. Os parâmetros *rgrowth_coef* e *tauleaf* são utilizados no cálculo de IAF; embora estes parâmetros tenham sido modificados após a calibração, parece não ter sido suficiente para corrigir os erros associados com as simulações.

A determinação de *LE* é diretamente proporcional à transpiração total e evaporação do solo. Em ambientes semiáridos, a evapotranspiração é uma componente importante do ciclo hidrológico, consumindo uma grande parte da

precipitação (GÜNTNER, 2002). A Figura 6.8 mostra a evolução temporal da transpiração total, da evaporação do solo e do conteúdo volumétrico de água no solo simulados com os parâmetros *default* e calibrados. Observa-se que a transpiração é dominante nos primeiros meses simulados (meses mais secos) e a evaporação do solo torna-se dominante durante os meses chuvosos (Figura 6.8a,b). Como a transpiração foi baixa durante os meses chuvosos, a evaporação do solo é maior, com mais energia disponível para esta componente. No entanto, de acordo com os valores observados de LE , era esperado que os valores de LE simulados para o período úmido fossem mais altos. Similarmente, é esperado que a transpiração total fosse mais alta. Considerando que a variação sazonal de IAF tem um significativo impacto na evapotranspiração, se IAF não é bem simulado pelo modelo, os erros podem se propagar para a partição da evapotranspiração em evaporação e transpiração.

Além disso, é importante salientar que nas condições de solo úmido para solo seco, a disponibilidade de umidade no solo também pode ser um fator importante na regulação estomática e, assim, na evapotranspiração. O conteúdo volumétrico de água no solo simulado pelo modelo IBIS utilizando os parâmetros *default* e calibrados apresentam pequena diferença que pode ser observada principalmente em alguns meses antes do início da estação chuvosa (6.8c). Este resultado, bem como os valores de IAF simulados, estão relacionados com uma maior liberação de vapor d'água que levam à superestimativa de LE durante os meses mais secos. Outrossim, o modelo IBIS subestima os impactos do déficit de umidade no solo e o déficit de pressão de vapor no fechamento estomático em condições mais secas, enquanto superestima em condições úmidas para a caatinga.

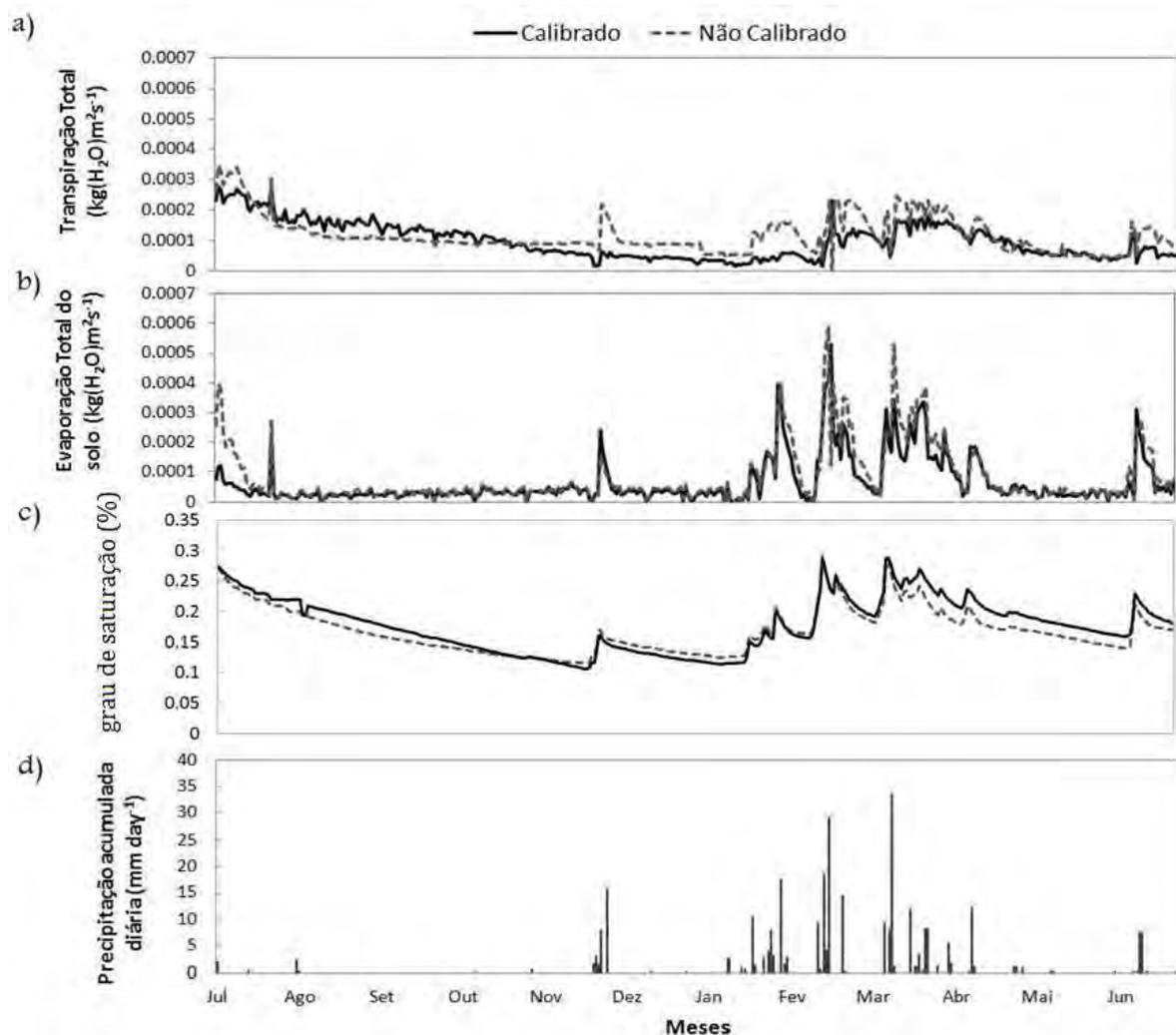


Figura 6.8 – Evolução temporal (a) evapotranspiração total, (b) Evaporação total do solo, (c) conteúdo volumétrico de umidade (SoilWet), simulados com os parâmetros *default* e calibrados. As barras representam a precipitação acumulada diária (d).

A dificuldade em simular *LE* em regiões semiáridas foi também ressaltado em estudo realizado por Hogue et al. (2005), em que os autores calibraram e rigorosamente avaliaram a performance do modelo de superfície Noah (EK et al., 2003) em dois sítios no semiárido do Arizona. O modelo Noah simulou bem a partição de energia durante o período mais seco, quando *H* foi a componente dominante. No entanto, durante o período de monções, o modelo não foi hábil em capturar a mudança abrupta na partição da energia à superfície, bem como

em simular a variabilidade de LE. Kahan et al. (2006) também apresentaram as deficiências do modelo SSiB (Xue et al., 1991) em simular o balanço de energia em uma região semiárida do Sahel.

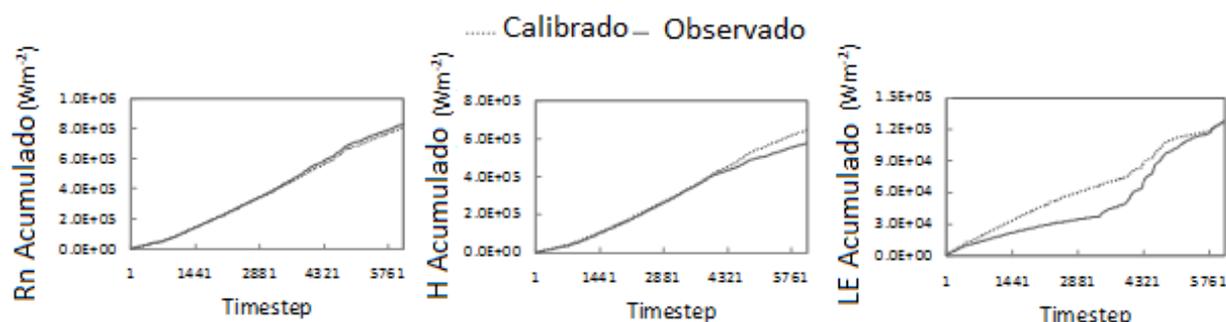


Figura 6.9 – Soma cumulativa dos dados observados e calibrados de Rn (a), H (b) e LE (c).

Com relação ao fluxo de calor sensível (G), as simulações utilizando os parâmetros *default* e calibrados são apresentadas na Figura 6.10. De modo geral, a amplitude de G é superestimada durante as horas do dia (em aproximadamente 15 Wm^{-2}) e subestimada no fim da tarde (em aproximadamente 16 Wm^{-2}). As diferenças entre os valores de G simulados calibrados e não calibrados e os observados são mínimas, o que já era esperado uma vez que os parâmetros calibrados não estão diretamente associados ao cálculo de G . O coeficiente de determinação entre os valores simulados e os observados foi de 0,8.

Outros estudos de validação do modelo IBIS considerando dados de diferentes regiões do globo (DELIRE; FOLEY, 1999) também mostram que o fluxo de calor no solo é frequentemente superestimado, o que segundo os autores este seria um problema comum em muitos outros modelos de superfície. Segundo Betts et al. (1993) e Maayar et al. (2001), uma das razões para que isso ocorra está relacionada com erros na simulação da temperatura do solo próxima à superfície, que causaria amplificações em G e uma defasagem nos fluxos turbulentos.

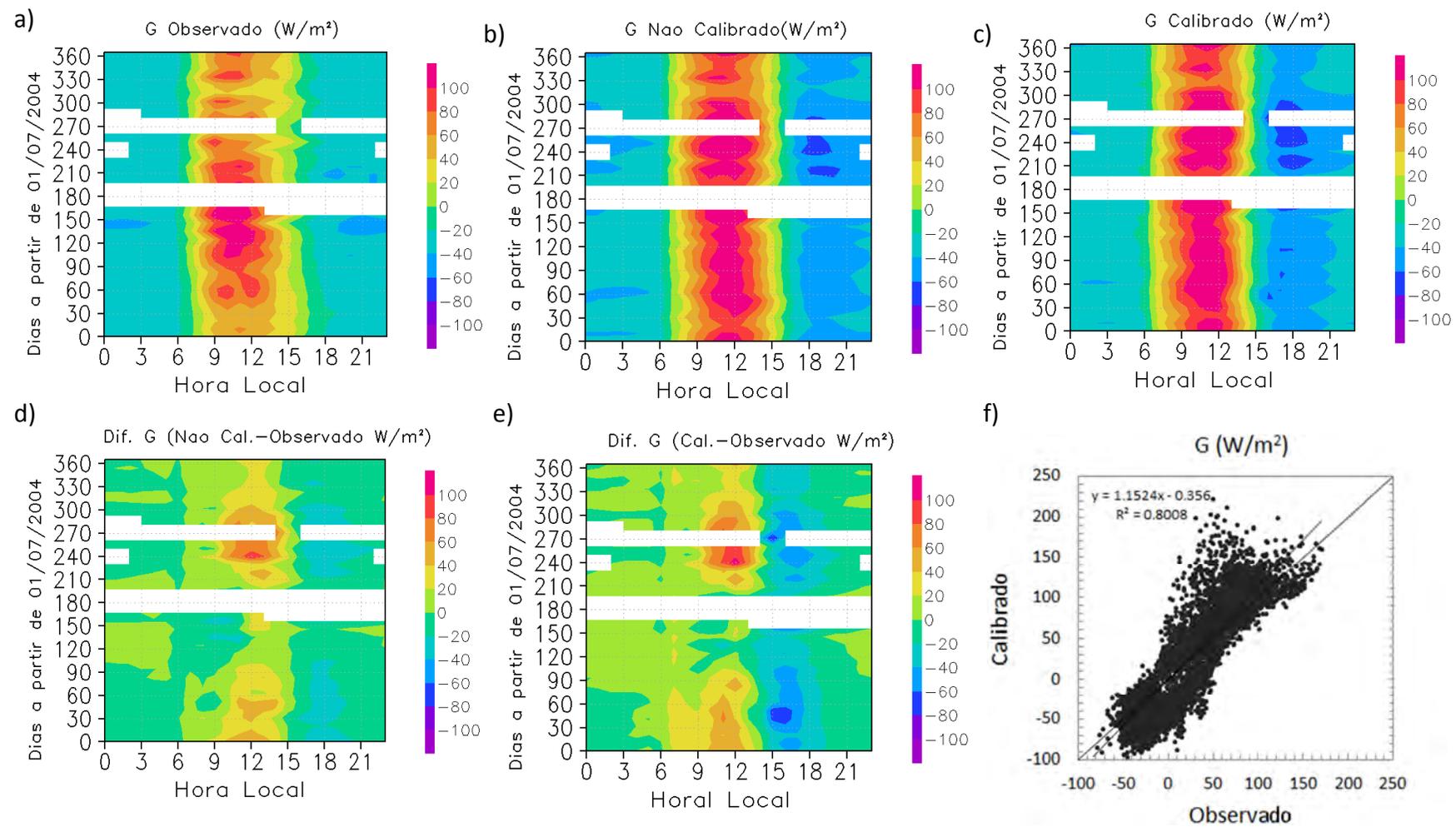


Figura 6.10 – Mesmo que Figura 6.3, porém para G.

Por outro lado, estando os dados observacionais também sujeitos a erros, toda a discussão acerca de possíveis erros nos modelos devem considerar tais erros.

6.3. Discussão

O balanço de energia bem simulado em modelos de superfície é essencial e determina o desempenho de modelos de previsão de tempo e modelos climáticos. Os modelos de superfície geralmente apresentam um grande número de parâmetros para serem especificados, sendo que muitos deles não são mensuráveis. Assim, há uma grande necessidade de calibrar e validar tais modelos com dados observados. O principal objetivo desta primeira etapa do trabalho de tese foi prover um conjunto acurado de parâmetros da superfície vegetada, com a finalidade de obter melhorias nas simulações dos balanços de radiação e de energia em um ecossistema complexo como o do semiárido do Brasil. Poucos estudos envolvendo calibração e validação de modelos de superfície foram feitos considerando vegetação característica do semiárido.

De modo geral, os resultados mostram uma boa estimativa do saldo de radiação e do fluxo de calor sensível pelo modelo IBIS em área de caatinga. Na escala diurna, a grande diferença entre os valores simulados e os observados do saldo de radiação e do fluxo de calor sensível ocorreu durante as horas do dia. Essa diferença foi reduzida quando os parâmetros calibrados foram utilizados. Um grande viés foi encontrado na simulação do fluxo de calor latente, sendo que o modelo IBIS não foi hábil em simular a variabilidade anual do fluxo, mesmo com os parâmetros calibrados. Isso poderia ser uma deficiência não do procedimento de calibração utilizado, mas em alguma parametrização do modelo para representar o ecossistema do semiárido. Resultados de estudos para outras regiões semiáridas do globo também reportaram que as parametrizações atuais dos modelos requerem melhorias, especialmente com relação a partição da energia durante mudanças abruptas das condições secas para úmidas. Assim, para viabilizar simulações acuradas

da dinâmica da vegetação do semiárido, faz-se necessário associar a calibração com melhorias na parametrização nos modelos. Com relação ao modelo IBIS, essas melhorias poderiam ser feitas principalmente no módulo de fenologia acoplado ao modelo.

Um típico problema encontrado em calibração de modelos de superfície está associado à não disponibilidade de dados observados de todas as variáveis de saída do modelo. Assim, é preciso que mais torres micrometeorológicas sejam instaladas em tão importante ecossistema, de modo a prover os dados necessários para apoiar estudos e permitir a calibração de outros processos simulados pelo modelo. Atualmente, há falta de dados micrometeorológicos para mais sub-regiões do semiárido do Brasil; portanto, devida à escassez de dados, o presente estudo consistiu na primeira tentativa de melhorar a representação dos processos biofísicos da região, por meio de calibração hierárquica multi-objetiva.

7 RESULTADOS: Parte 2

7.1. Experimentos de conversão da cobertura da vegetação natural utilizando o modelo IBIS “offline”

Realizadas as simulações de troca de cobertura com o modelo IBIS, calculou-se o ciclo diurno médio das componentes do balanço de energia e do Fluxo Líquido do Ecossistema (FLE) para a caatinga. Além disso, foram calculadas as médias mensais de IAF, da umidade do solo, evapotranspiração e PPL. Os resultados das simulações foram avaliados para dois períodos distintos, um representativo da estação úmida (janeiro a março) e o segundo representativo da estação seca (julho a setembro) na área de estudo, selecionados com base no total mensal de precipitação registrado no sítio experimental de caatinga (Figura 4.3).

O albedo da superfície é um parâmetro que afeta o balanço de radiação da superfície e controla a quantidade de energia disponível para o aquecimento e para a evaporação da água na baixa atmosfera. As figuras 7.1 a,b mostram que a conversão da vegetação natural de caatinga para agropecuária e para caatinga degradada ocasionou aumento do albedo médio anual da superfície de 0,12 e 0,16 respectivamente (Tabela 7.1).

As mudanças no albedo ocorrem devido às diferenças nas propriedades ópticas da folha entre a vegetação natural da caatinga, a agropecuária e a caatinga degradada. Além disso, os valores mais altos do albedo decorrentes da conversão da caatinga natural para caatinga degradada estão associados à maior área de solo exposto. O albedo da superfície é ainda maior durante a estação seca para os três tipos de cobertura, devido à diminuição de folhas verdes em função do baixo índice pluviométrico e baixa umidade do solo. Como consequência do aumento do albedo, a média anual de R_n para agropecuária reduz $30,8 \text{ Wm}^{-2}$ (27%) e para caatinga degradada reduz $39,9 \text{ Wm}^{-2}$ (35%) em relação a média anual de R_n para a caatinga preservada (Tabela 7.1 e Figuras 7.1 c, d).

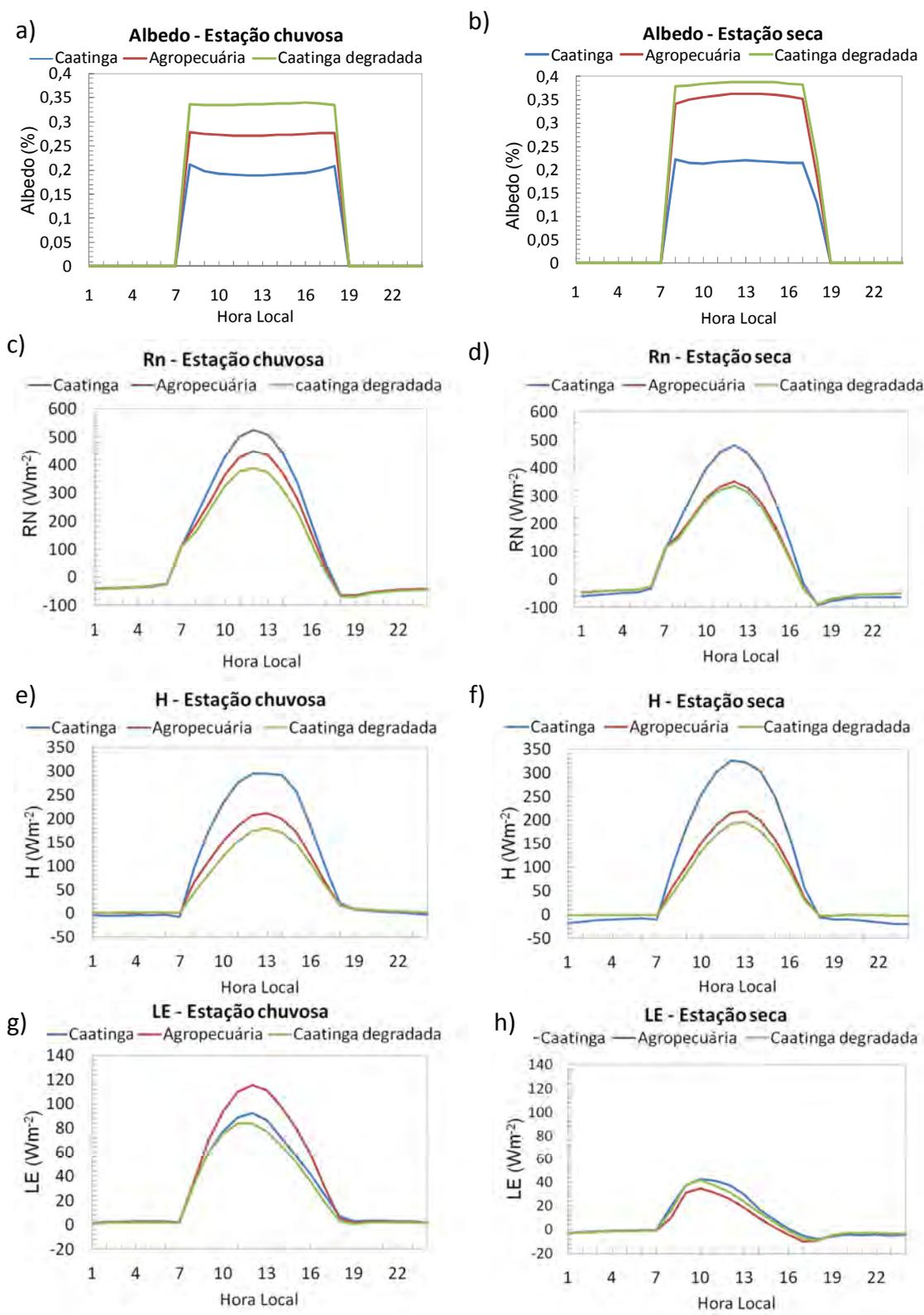


Figura 7.1 – Ciclo diurno médio do albedo da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor sensível e do fluxo de calor latente simulados para caatinga, agropecuária e caatinga degradada, nas estações seca e chuvosa.

Com menos energia disponível na superfície, H também se torna menor (Figuras 7.1e,f). Na estação seca, o pico de H às 12 HL foi reduzido de aproximadamente 100 Wm^{-2} em decorrência da conversão de caatinga para agropecuária, e reduzido de aproximadamente 132 Wm^{-2} da conversão da caatinga natural para caatinga degradada (Tabela 7.1). Estes resultados são semelhantes aos encontrados por Souza (2006), em que após a conversão da caatinga natural para semideserto (broadleaf shrubs with bare soil - classe tipo 9 do modelo SSiB), Rn é reduzido e, conseqüentemente reduz H.

Tabela 7.1 - Mudança média anual do albedo, saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) decorrentes das alterações da cobertura vegetal natural (caatinga). As setas indicam (↑) aumento e redução (↓) da variável após a conversão.

Cobertura	Albedo	Rn (Wm^{-2})	H (Wm^{-2})	LE (Wm^{-2})
<i>Agropecuária</i>				
2004	↑ 0,08 (40%)	↓ 23,49 (19%)	↓ 17,97 (21%)	↓ 4,66 (14%)
2005	↑ 0,10 (49%)	↓ 25,75 (23%)	↓ 26,68 (29%)	↑ 0,98 (7%)
2006	↑ 0,14 (63%)	↓ 35,72 (34%)	↓ 35,67 (40%)	↓ 0,03 (1%)
2007	↑ 0,16 (70%)	↓ 38,20 (35%)	↓ 38,53 (41%)	↑ 0,39 (8%)
média	↑ 0,12 (58%)	↓ 30,79 (27%)	↓ 29,71 (33%)	↓ 0,83 (6%)
<i>Caatinga aberta</i>				
2004	↑ 0,16 (82%)	↓ 42,72 (34%)	↓ 32,01 (38%)	↓ 9,98 (30%)
2005	↑ 0,15 (75%)	↓ 37,30 (33%)	↓ 39,11 (42%)	↑ 1,90 (14%)
2006	↑ 0,17 (74%)	↓ 39,88 (38%)	↓ 40,33 (45%)	↑ 0,47 (8%)
2007	↑ 0,17 (75%)	↓ 39,72 (37%)	↓ 40,12 (42%)	↑ 0,45 (9%)
média	↑ 0,16 (77%)	↓ 39,90 (35%)	↓ 37,89 (42%)	↓ 1,79 (12%)

De modo geral, após a conversão da cobertura vegetal natural o padrão da partição de energia em H e LE se mantêm, porém com a energia disponível reduzida em função do aumento do albedo, principalmente para a conversão em caatinga degradada. Na figura 7.1g pode-se observar que quando a caatinga natural é convertida para agropecuária, o valor de LE às 12HL na estação chuvosa aumenta aproximadamente 23 W m^{-2} , enquanto para a conversão em caatinga degradada reduz aproximadamente 8 W m^{-2} . Na Figura 7.2c observa-se que a evapotranspiração média mensal, após a conversão de

caatinga natural para agropecuária, aumenta nos meses chuvosos e reduz nos meses secos (para os dois primeiros anos de simulação).

As modificações no balanço de energia ocorreram principalmente em função das alterações das propriedades radiativas da superfície e, conseqüentemente do albedo. Além disso, as diferenças morfológicas e biofísicas entre os tipos de vegetação analisados, tais como o comprimento de rugosidade e as propriedades estomáticas, também são responsáveis por tais modificações (OYAMA et. al. 2004).

Com relação às componentes do balanço de água, observa-se que, em função dos valores de precipitação ser baixos na região de estudo, principalmente na estação seca, a evapotranspiração (E) é mínima tanto para caatinga como para a agropecuária (Figura 7.2a). Após a conversão da cobertura vegetal para caatinga degradada, a evapotranspiração reduz 41%. Souza (2006) também verificou a redução da evapotranspiração após conversão da caatinga natural para semideserto, o que ocorreu em função da variação na fração de área vegetada. Sobre a área não vegetada predomina a evaporação de solo nu.

O *runoff** e o escoamento são nulos para ambas as coberturas. Os diferentes tipos de vegetação considerados nas simulações podem acarretar diferenças nos mecanismos de infiltração, escoamento, transpiração e, conseqüentemente, na umidade volumétrica do solo. Na Figura 7.2b observa-se que a umidade volumétrica do solo é maior para a caatinga degradada na maior parte do período de simulação. O cálculo da umidade volumétrica do solo no modelo IBIS é feito com base na equação de Richards, que é função de parâmetros relacionados à extração de água pelas raízes e da evapotranspiração da planta (LI et al., 2005) que por sua vez é variável em função do tipo funcional de planta. Assim, após a conversão de caatinga natural para caatinga degradada, a evapotranspiração é reduzida, o que pode ter causado o aumento do conteúdo volumétrico de água no solo.

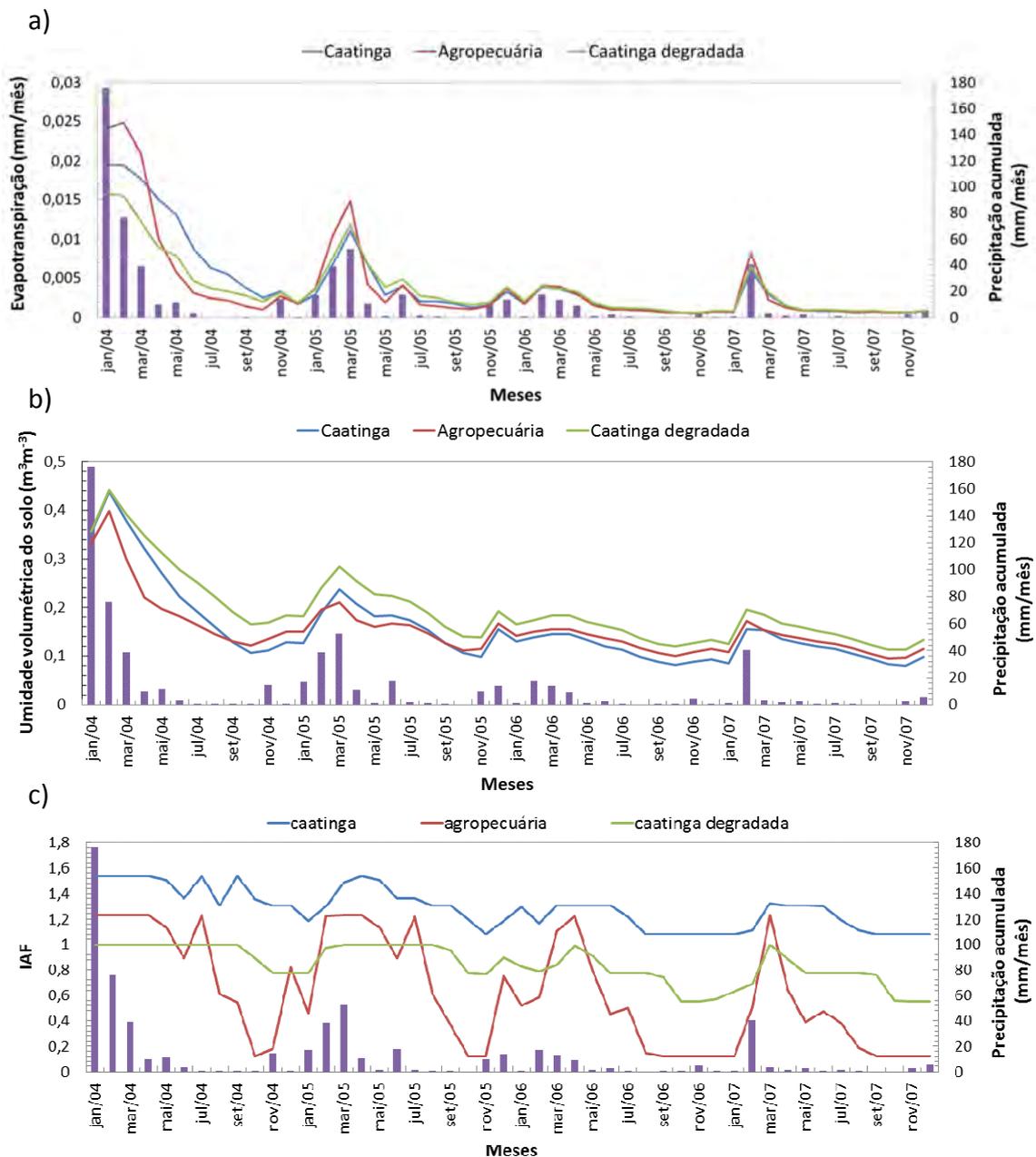


Figura 7.2 – Total mensal da evapotranspiração, média mensal da umidade volumétrica do solo e de IAF simulados para caatinga, agropecuária e caatinga degradada.

Com relação ao IAF, este, por sua vez, após a conversão da cobertura para a agropecuária e caatinga degradada torna-se menor (Figura 7.2c). Essas modificações no IAF, além de afetarem a evapotranspiração, também ocasionaram alterações no balanço de carbono. A Figuras 7.3a,b mostram a

FLE para as estações chuvosa e seca, respectivamente. A variação média do ciclo diurno de FLE, durante a estação chuvosa, apresentou um comportamento típico durante a noite, mantendo-se positivo, como resultado da combinação das emissões do solo e da respiração da própria vegetação, tornando o sistema solo-planta fonte de CO² para a atmosfera. Logo após o amanhecer, às 7 HL, a vegetação absorve o CO₂ atmosférico e as atividades fotoquímicas ocorrem com maior intensidade. No entanto, para a caatinga degradada, nesse mesmo período, FLE se manteve próximo de zero. Assim, durante a estação chuvosa a classe agropecuária, seguida da caatinga, são as classes que assimilaram maiores quantidades de CO₂. Para a agropecuária, verificou-se um pico de -4,6 μmolm⁻²s⁻¹ às 12 HL e para caatinga um pico de -2,8 μmolm⁻²s⁻¹ às 11 HL. Durante a estação seca, o ciclo diurno médio de FLE apresentou apenas valores positivos para a caatinga natural e para a agropecuária, indicando que a fotossíntese foi minimizada nesse período devido à queda das folhas das árvores e arbustos e consequente diminuição da atividade metabólica do ecossistema (Figura 7.3a). As condições de baixa umidade do ar e as altas temperaturas são desfavoráveis à fotossíntese e a vegetação apresenta pequeno fechamento dos estômatos, evitando a perda excessiva de água por evaporação, diminuindo ainda as taxas de assimilação de CO₂, em conformidade com o ressaltado por Santos (2001). Assim, durante a estação seca, a vegetação atua como fonte de CO₂, porém com taxas muito baixas.

A Produtividade Primária Líquida (PPL) é a taxa de armazenamento de matéria orgânica nos tecidos vegetais, desconsiderando a respiração pelas plantas. Nas Figuras 7.3c e 7.3d, podem-se observar valores mais baixos de PPL nos meses mais secos para ambas as coberturas, em decorrência dos baixos valores pluviométricos na região e, também, pela perda das folhas das árvores e arbustos durante a estação seca. Além disso, nota-se que com a conversão de caatinga para a agropecuária, PPL aumenta, indicando maior captura de CO₂ pela vegetação.

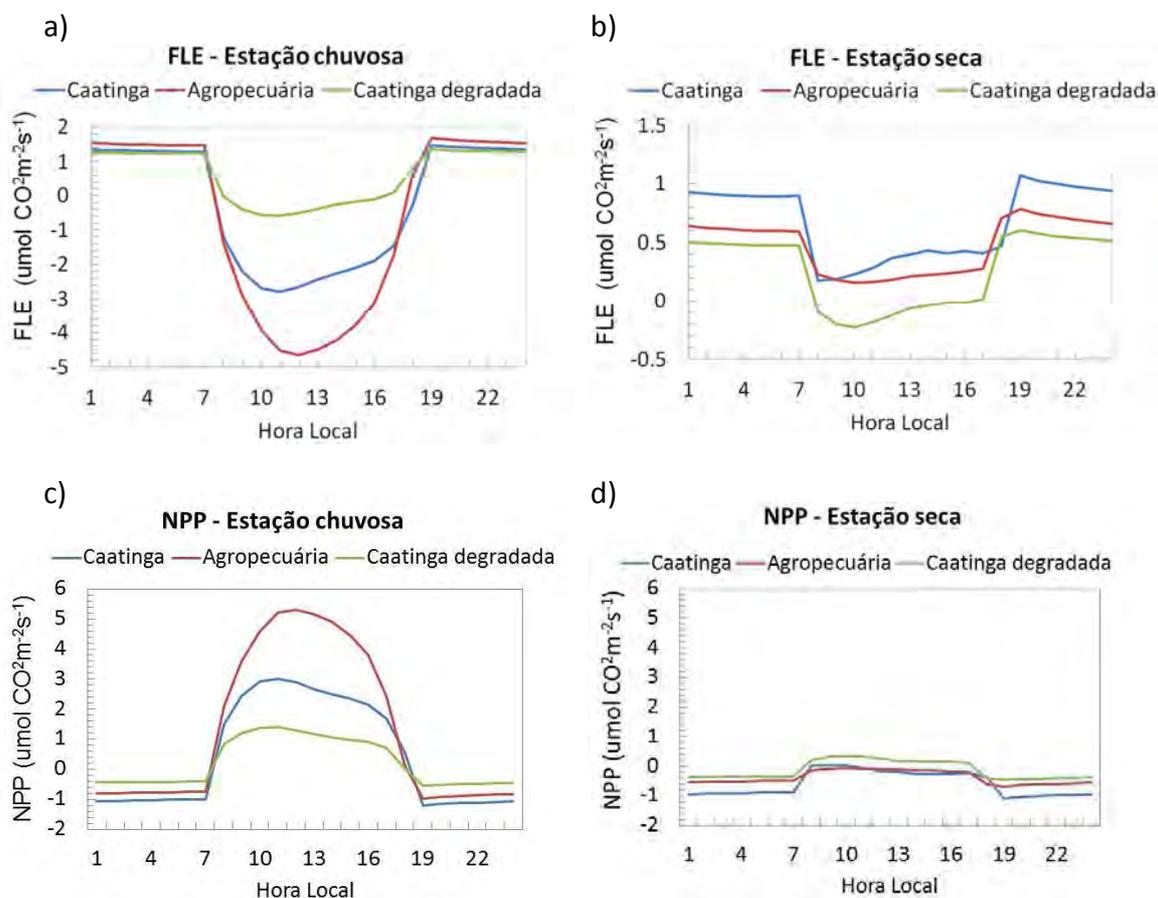


Figura 7.3 – Ciclo diurno médio do Fluxo Líquido do Ecossistema (FLE) e da Produtividade Primária Líquida (PPL) simulados para a caatinga, agropecuária e caatinga degradada nas estações seca e chuvosa.

7.2. Discussão

No presente trabalho o modelo IBIS no modo *offline* foi utilizado como ferramenta para avaliar as consequências das mudanças da cobertura da terra nas trocas de energia e massa entre a superfície continental e a atmosfera em uma região do semiárido do Brasil.

Nos experimentos em que a vegetação natural foi substituída por outro tipo de cobertura, observou-se alteração nas características biofísicas da vegetação que, por sua vez, contribuiu para modificações nos balanços de água, de energia e carbono à superfície. Nas simulações realizadas, o modelo IBIS foi forçado com os mesmos dados de entrada (temperatura do ar, precipitação,

radiação solar, velocidade do vento e umidade do ar). Portanto, as alterações nas componentes dos balanços de energia, água e carbono resultaram das modificações das características morfológicas e biofísicas da vegetação após as conversões. A partir das alterações ocorridas no albedo da superfície, a energia total disponível na superfície foi reduzida e, conseqüentemente, todas as componentes do balanço de energia foram alteradas. Resultados semelhantes aos observados foram obtidos por Oyama (2002) e por Souza (2006), após fazerem a conversão da cobertura natural do NEB para deserto e semideserto, respectivamente.

As trocas turbulentas e o balanço de água à superfície são afetados pelas alterações do comprimento de rugosidade e das propriedades estomáticas da vegetação. A classe de vegetação tipo agropecuária tem a altura menor do que os arbustos da caatinga, por isso o comprimento de rugosidade e o deslocamento do plano zero são reduzidos e, portanto há uma redução nos processos de transporte turbulento de momentum, calor e massa na camada de ar acima da vegetação. A resistência estomática da classe de vegetação agropecuária é menor quando comparada com a da caatinga, e a da caatinga degradada é maior do que a da caatinga natural, o que corrobora para o aumento da evapotranspiração da conversão da caatinga natural para a agropecuária (principalmente nos meses chuvosos) e redução da evapotranspiração da conversão da caatinga natural para a caatinga degradada.

Na estação chuvosa, a agropecuária apresentou um maior consumo de CO₂ para realizar as funções ecofisiológicas do que a caatinga natural e a caatinga degradada, e picos mais altos de PPL principalmente após períodos de chuva. Esses picos durante meses chuvosos para agropecuária também são verificados na curva da evapotranspiração anual, ainda que os valores sejam baixos. Embora os impactos no balanço de água não tenham sido significativos em função do baixo índice pluviométrico na região, as alterações que ocorreram na umidade volumétrica do solo foram significativas do ponto de

vista das trocas entre o solo e a atmosfera, uma vez que a umidade do solo exerce importante papel sobre os balanços locais de umidade e de calor à superfície.

8 RESULTADOS: Parte 3

8.1. Avaliação dos Impactos climáticos das MUTC utilizando o modelo IBIS acoplado ao MCGA/CPTEC

A principal questão formulada no presente trabalho é se as atuais mudanças dos usos e cobertura da terra, bem como as futuras alterações que possam ocorrer na distribuição da vegetação no semiárido do Nordeste do Brasil podem causar impactos significativos no clima por meio de alterações dos processos biofísicos e nas trocas de carbono entre a vegetação e a atmosfera. Para responder essa questão, incorporando os processos de *feedback* que possam ocorrer em consequência de alterações da cobertura continental, foram realizadas simulações com o modelo IBIS acoplado ao MCGA/CPTEC. As simulações foram feitas considerando os três cenários de vegetação discutidos no capítulo 4 (Vegetação Potencial Natural, Atual e Futuro). As diferenças são baseadas em médias de 5 anos de simulação para cada experimento e foram avaliadas a partir da média anual e médias mensais das estações úmida (fevereiro-março) e seca (julho-outubro) na região.

8.1.1. Alterações na composição e nas características estruturais da vegetação

Os mapas de vegetação utilizados nas simulações foram reamostrados para a resolução do MCGA/CPTEC considerada neste trabalho (aproximadamente 1°). A principal diferença entre os cenários atual/futuro e o cenário controle é a presença de agropecuária extensiva (Figura 8.1). Dentre as 76 células alteradas no cenário atual em relação ao cenário controle, dentro do limite do semiárido, aproximadamente 70% devem-se à troca da vegetação natural de caatinga por agropecuária. No cenário futuro, das 81 células modificadas, 40% também são devido à substituição da caatinga para agropecuária e cerca de 30% devido à conversão para caatinga aberta no interior da região semiárida

(Tabela 8.1). Em ambos os cenários (atual e futuro) áreas de floresta perene e decíduas foram substituídas por agropecuária, principalmente nos Estados da Bahia e norte de Minas Gerais.

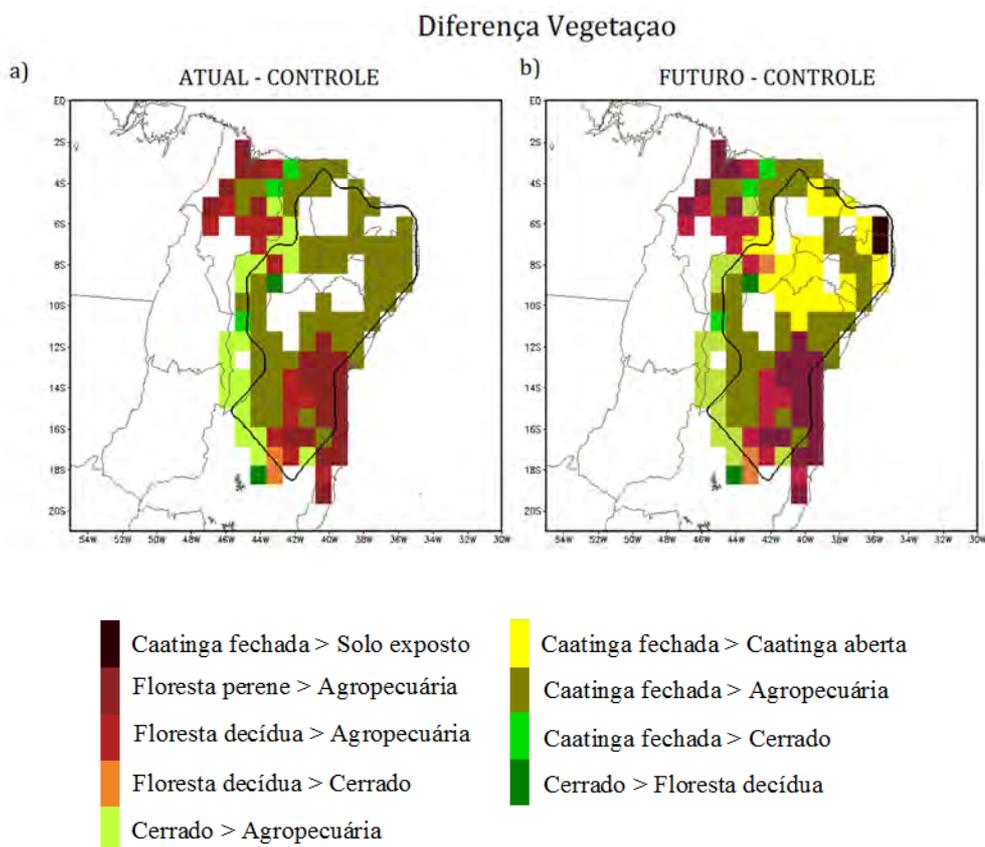


Figura 8.1 – Diferenças na distribuição da vegetação entre o cenário CONTROLE e os cenários ATUAL e FUTURO

Tabela 8.1 – Número de células alteradas nos cenários ATUAL e FUTURO para o limite do semiárido

VEGETAÇÃO NATURAL	ATUAL		FUTURO	
	Agropecuária	Agropecuária	Caatinga aberta	Solo exposto
Floresta Perene	10	10		
Floresta Decídua	7	7		
Cerrado	7	4		
Caatinga	52	32	26	2
	Total= 76		Total= 81	

Estas três classes de vegetação apresentam diferentes características estruturais e biofísicas e por isso podem afetar o clima. Dentre os parâmetros associados à estrutura da vegetação está o comprimento de rugosidade (z_0), o qual tem seu valor modificado em processos de troca de cobertura vegetal. De modo geral, a vegetação de pequeno porte, como aquela observada em agropecuária, apresenta valores de z_0 inferiores aos de uma vegetação mais alta. Na Figura 8.2 observa-se que as principais alterações ocorridas em z_0 foi em função da substituição da floresta perene e floresta decídua para agropecuária, em que z_0 reduziu cerca de 1,5 metros. Observa-se ainda que as diferenças de z_0 entre a caatinga e a agropecuária são mínimas nos cenários atual e futuro. Os valores médios de z_0 em áreas de caatinga natural e de agropecuária foram de 0,2m, enquanto para a caatinga degradada foi de 0,05m. Embora o valor de z_0 para a caatinga natural pareça pequeno, este é um valor coerente, visto que mesmo que a caatinga apresente árvores que cheguem até 8 metros de altura, a vegetação é rala e geralmente possui espaçamentos irregulares entre as plantas.

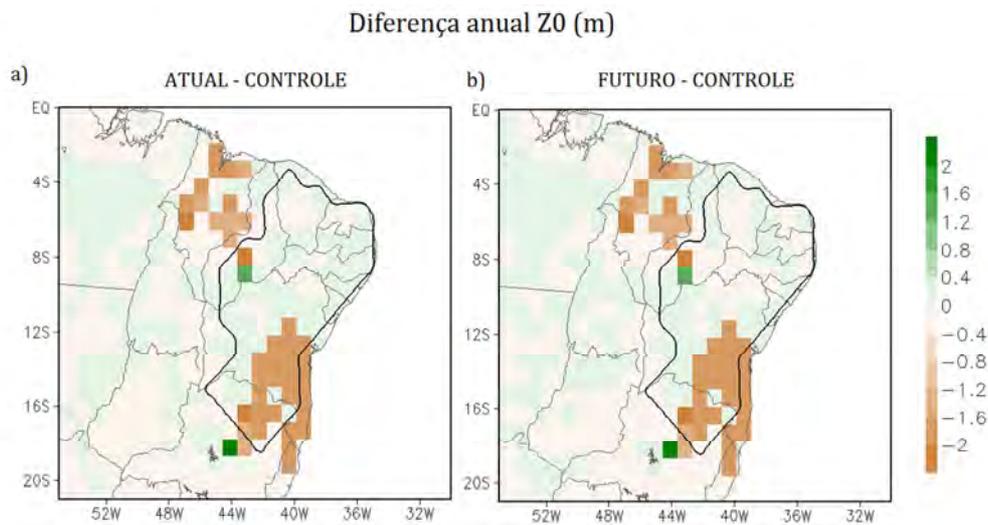


Figura 8.2 – Diferença anual no comprimento de rugosidade (Z_0). a) Experimento controle menos cenário atual; b) Experimento controle menos cenário futuro.

No modelo IBIS, z_0 é dependente das alturas do topo e base do dossel bem como da densidade da vegetação, que depende do índice de área foliar. A Figura 8.3 apresenta as diferenças em IAF decorrentes das alterações da cobertura. Assim como para z_0 , as maiores alterações em IAF ocorreram em regiões onde houve a substituição de floresta perene e floresta decídua para agropecuária, em que se observa uma redução de até $-4 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$, tanto na média anual como na média sazonal. Além disso, a partir da diferença entre os cenários futuro e controle, também é possível verificar uma redução do IAF em regiões onde ocorreu a substituição de caatinga natural para caatinga degradada (Figuras 8.3b, d e f). Em contrapartida, observa-se um aumento de 0,5 a $1,0 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$, na média anual, em regiões onde ocorreu a substituição da caatinga natural para agropecuária, com maiores alterações na estação úmida. Considerando o limite do semiárido, na média anual, ocorreu uma redução no IAF de 0,4 e $0,5 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$, nos cenários atual e futuro, respectivamente. As alterações observadas tanto em z_0 como no IAF, podem causar impactos na temperatura da superfície, velocidade do vento e também nas taxas de evapotranspiração. A redução em z_0 está relacionada inversamente à resistência aerodinâmica; logo, assim a conversão, principalmente de florestas

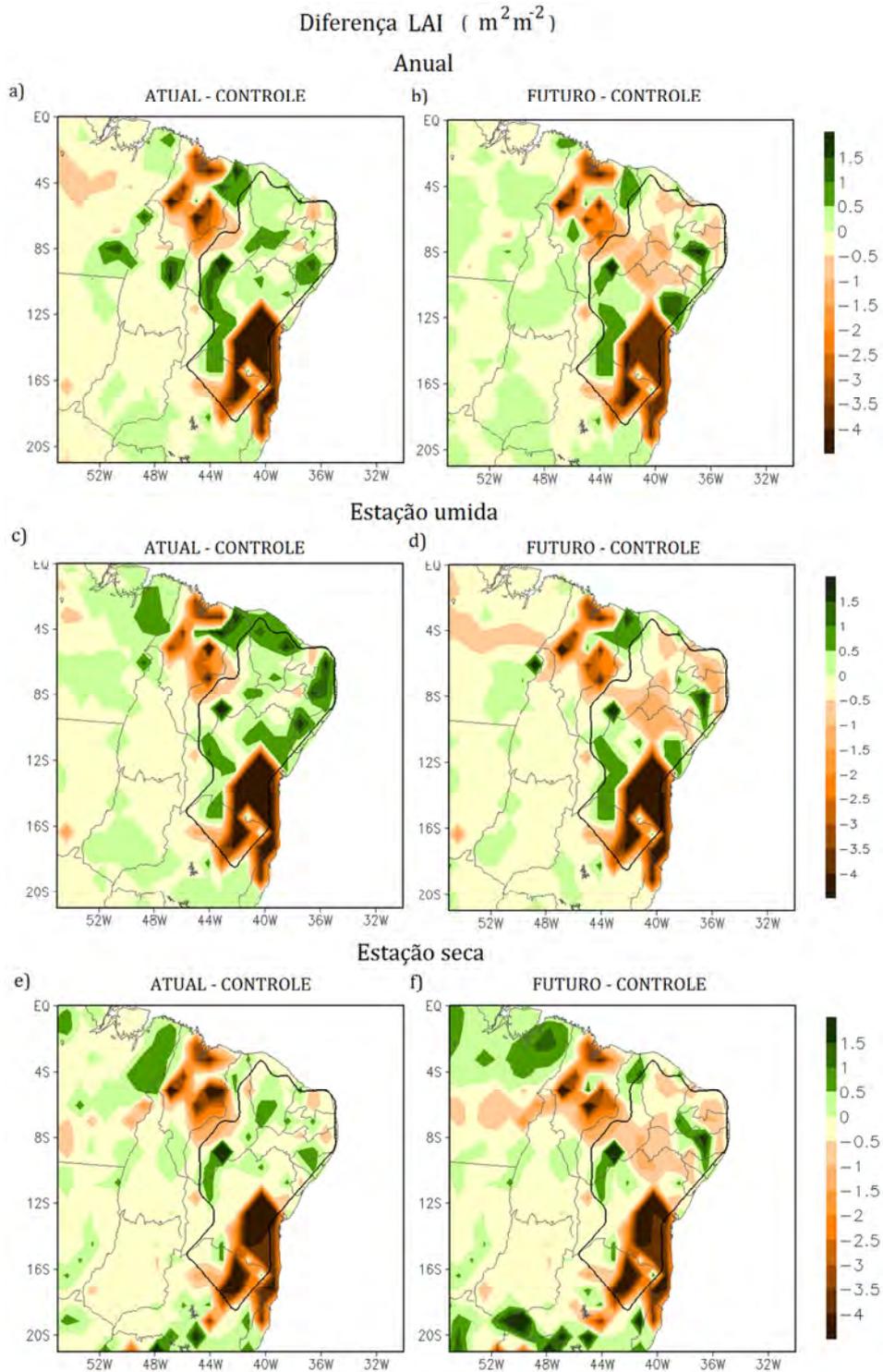


Figura 8.3 - Diferenças no Índice de Área Foliar (IAF). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f).

perenes e decíduas pode estar associada à redução dos processos turbulentos e assim, menos calor e umidade são transferidos da superfície para a atmosfera o que resulta em alterações na temperatura à superfície.

8.1.2. Alterações no ciclo hidrológico

Na média anual, as diferenças da precipitação entre os cenários simulados apresentam uma distribuição espacial diferenciada (Figura 8.4). Para o limite da região do semiárido, a diferença entre o cenário atual e controle (conversão da caatinga e floresta perene para agropecuária) resultou em aumentos da precipitação no sul da Bahia (+0,3 mm/dia), no norte de Minas Gerais (+0,3 mm/dia) em um núcleo no Piauí (+0,6 mm/dia), sendo este último, o único que apresentou significância estatística maior que 90%.

Quanto às diferenças entre o cenário futuro e o controle (conversão da caatinga natural para agropecuária e caatinga aberta), observou-se a redução da precipitação na região central do semiárido (-0,3 mm/dia) e nas regiões leste da Bahia e Sergipe (-0,6 mm/dia) e aumento da precipitação no norte de Minas Gerais (+0,3 mm/dia). Durante as estações úmida e seca, o padrão de mudanças na precipitação foi alterado. A diferença entre o cenário atual e controle, durante a estação úmida, indicou aumento da precipitação na região central do semiárido, com valores máximos concentrados em partes do Piauí e Pernambuco (+1,5 mm/dia) e redução na região central da Bahia (-0,5 mm/dia) e norte de Minas Gerais, porém sem significância estatística. Um núcleo de redução de precipitação é observado entre os Estados de Tocantins, Maranhão e Piauí, sendo a redução no Piauí o único com significância estatística acima de 90%. Este núcleo também pode ser observado na diferença entre os cenários futuro e atual. Além desse, um pequeno núcleo com redução de precipitação estatisticamente significativa foi observado na porção sul do Estado do Ceará. Na estação seca, os impactos na precipitação são menores para a maior parte do semiárido, no entanto, a precipitação reduz significativamente no setor leste da região (pico de -1,5 mm/dia) e em parte da

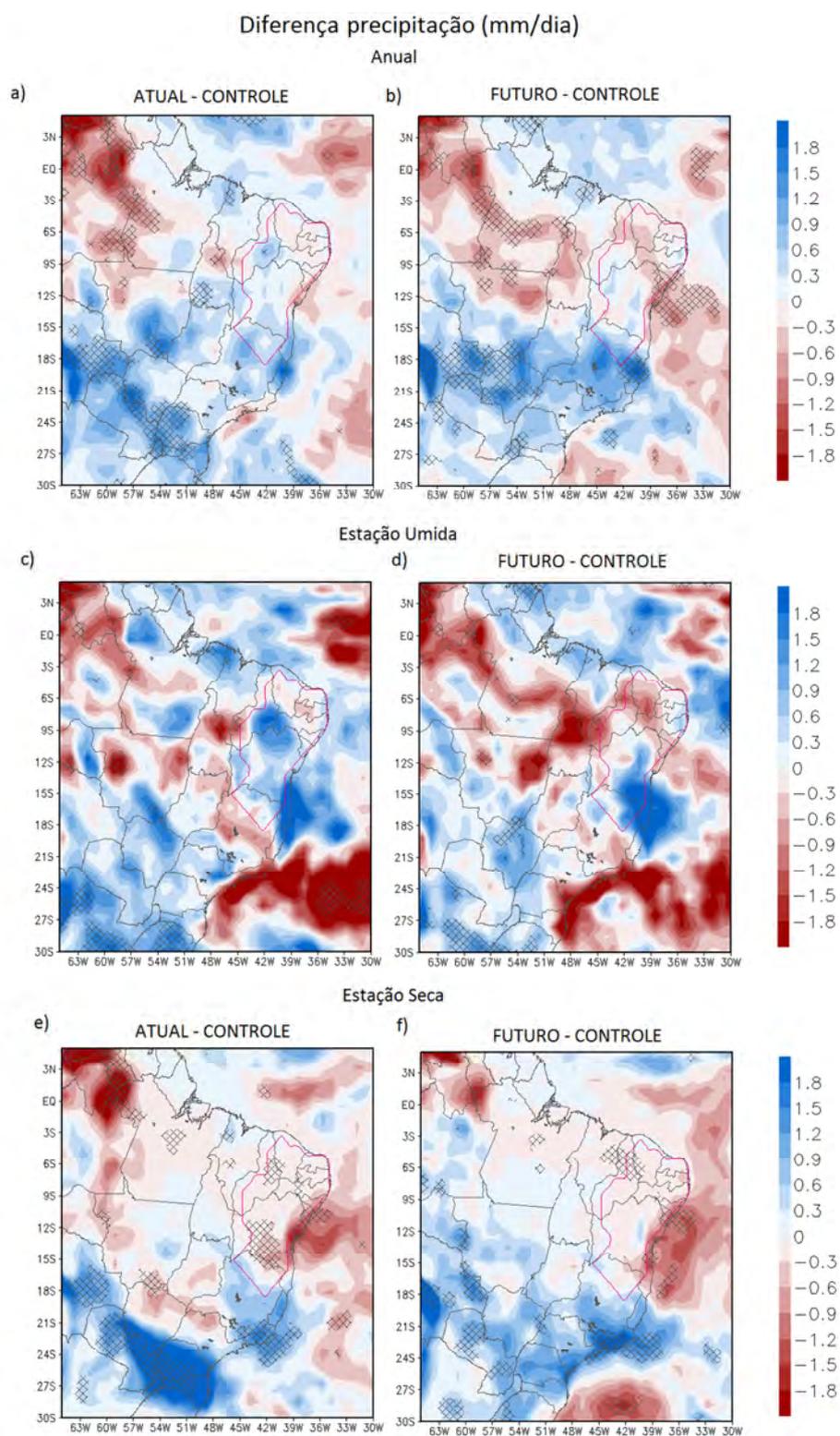


Figura 8.4 - Diferenças na precipitação (mm/dia). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

região sul da Bahia (-0,3 mm/dia) com a significância estatística superior a 90%, em ambos os cenários.

Ressalta-se que em todos os cenários as diferenças na precipitação tendem a se propagar para outras regiões, apresentando redução da precipitação estatisticamente significativa na região Norte do País e, aumento, nas regiões Centro-Oeste, Sul e Sudeste do País.

Em estudos prévios da conversão da cobertura vegetal da região semiárida do NEB para áreas de deserto realizados por Oyama e Nobre (2004), Souza e Alvalá (2004) (com o MCGA do CPTEC), Souza (2006) e Oyama (2005) (com modelos regionais ETA e MM5, respectivamente e Souza e Oyama (2011) (com o modelo MM5), foram observados a redução da precipitação sobre o semiárido entre 0,85 mm/dia à 1,2 mm/dia. Com a conversão da caatinga natural para semideserto na região do semiárido, Souza (2006) verificou uma redução da precipitação da ordem de 0,9 mm/dia.

Ressalta-se que nestes experimentos a conversão da caatinga natural para deserto ou semideserto envolveu toda a área do NEB, com exceção de alguns cenários de degradação parcial realizados por Souza e Oyama (2011). Na Figura 8.4d, onde mostra as diferenças na precipitação entre o cenário futuro e o controle para a estação úmida, verifica-se uma configuração de dipolo de precipitação sobre o semiárido. Na região mais ao norte do semiárido, verificou-se a redução da precipitação e aumento da precipitação na região mais ao sul. Souza e Oyama (2011) também verificaram este padrão meridional de dipolo de precipitação entre as áreas desertificadas e a região ao sul dessas áreas. Segundo os autores, esta configuração pode indicar uma compensação de anomalias (na precipitação).

Em um estudo prévio de avaliação de impactos da conversão de cobertura em região semiárida, realizado por Clark et al., 2001, observou-se que a degradação em cinco diferentes regiões no Sahel causou a redução da precipitação entre 0,7 mm/dia e 1,3 mm/dia; no entanto, com áreas sem

significância estatística. Souza (2006) avaliou os impactos climáticos da conversão de caatinga natural para áreas de cultivos agrícolas nos Estados de Alagoas, Ceará, Sergipe e Paraíba, tendo verificado, em média, aumento da precipitação da ordem de 0,35 mm/dia apenas sobre o Estado do Ceará. No contexto da conversão de florestas em áreas de cultivos agrícolas em regiões semiáridas, Pitman et al. (2004) e Otieno e Anyah (2012) também verificaram redução da precipitação estatisticamente significativa decorrente das alterações da cobertura vegetal.

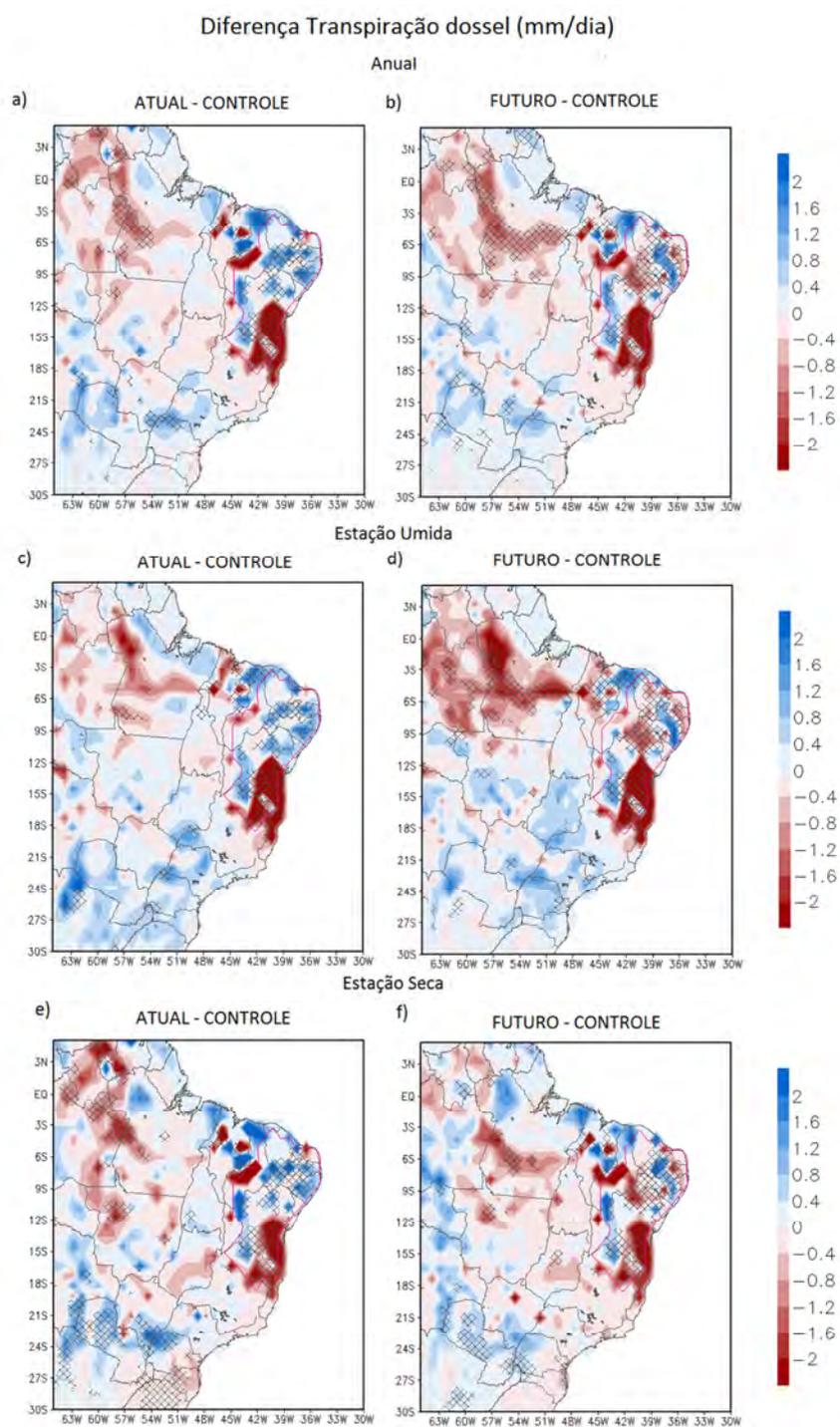


Figura 8.5 - Diferenças na Transpiração do dossel (IAF). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

Com relação aos impactos das trocas de cobertura vegetal na transpiração do dossel, a partir da comparação entre a Figura 8.1 e as Figuras 8.5 e 8.6, observa-se claramente que a região em que ocorreu a maior redução da transpiração (-2,0 mm/dia) está associada com áreas onde houve a substituição de florestas decíduas e perenes para agropecuária, sendo mais intensas durante a estação úmida. A diminuição da transpiração nessas regiões também está associada às áreas onde ocorreram reduções de IAF e Z_0 .

A partir das Figuras 8.5*b*, *d* e *f*, observa-se que a conversão da caatinga fechada para caatinga aberta (degradada) também resultou na redução da transpiração, embora menos intensa (aproximadamente -1,2mm/dia). Diferenças positivas de transpiração do dossel (entre +0,4 e +1,6 mm/dia) são observadas em regiões em que a caatinga natural foi substituída por agropecuária, o que ocorre em resposta ao aumento do IAF nessas áreas. Todos estes impactos das alterações da cobertura vegetal na transpiração do dossel apresentam significância estatística superior a 90%.

Com relação à partição da evapotranspiração em transpiração do dossel e evaporação do solo, observa-se na Figura 8.6 que esta é consistente com os tipos de cobertura. A diferença da evaporação do solo é positiva e apresenta significância estatística em regiões em que a vegetação de maior porte (maior IAF) foi substituída por uma de menor porte (menor IAF), sendo mais intensas na média anual e na média para a estação úmida. De modo geral, em áreas menos vegetadas, a evaporação do solo nu é a componente predominante da evapotranspiração (LAWRENCE et al., 2006). Esse padrão foi verificado em áreas onde a caatinga natural foi substituída por caatinga degradada, em que a evaporação do solo nu foi aproximadamente 0,6 mm/dia maior do que a transpiração, bem como ocorreu também em áreas onde florestas decíduas e perenes foram substituídas por agropecuária, em que a evaporação foi entre 1 e 3 mm/dia superior. Nessas duas áreas também foram observadas a redução do escoamento superficial.

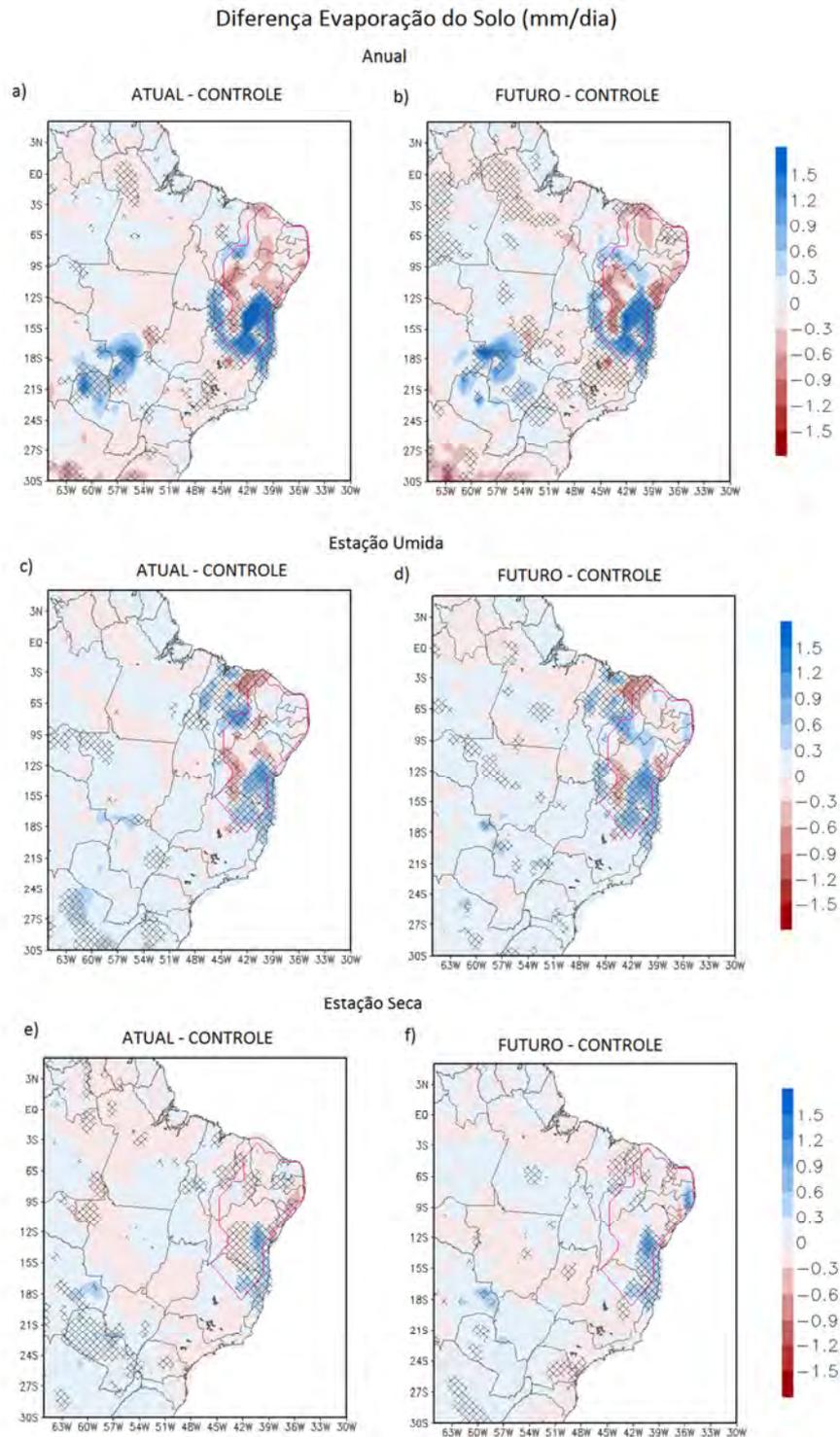


Figura 8.6 – Diferenças na evaporação do solo (mm/dia). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

As alterações na distribuição da vegetação do NEB também causaram impactos na umidade do solo na região. Na camada superficial do solo, a umidade é reduzida em partes da Bahia e Minas Gerais, com núcleos com redução de até 0,18 no leste da Bahia em ambos os cenários (Figura 8.8a,b), os quais estão associados à redução da precipitação nesta mesma região. Com a diferença entre o cenário futuro e atual, é possível notar núcleos de redução da umidade do solo (-0,06) a oeste dos Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, porém sem significância estatística.

Os impactos na umidade do solo na camada superficial, também apresentam significância estatística em outras áreas além da região do semiárido.

Na zona de raízes, a redução da umidade ocorre em regiões similares aquelas com reduções na camada superficial, porém com menor intensidade nos Estados da Bahia e Minas Gerais e alguns núcleos de maior intensidade, porém sem significância estatística (Figura 8.8c,d).

A redução da umidade do solo, tanto na camada superficial como na zona das raízes, observa-se nos Estados da Bahia e Minas Gerais está associada ao aumento da evaporação do solo nessas regiões.

Na zona de drenagem, a diferença da umidade entre o experimento controle e o cenário atual é positiva, e com significância estatística acima de 90% em uma região central da Bahia e entre o Estado do Piauí e oeste de Pernambuco (+0,25). Além disso, observou-se um pequeno núcleo na Bahia em que a diferença é negativa (-0,15). Este mesmo núcleo é amplificado na diferença entre o experimento controle e o cenário futuro (Figura 8.8e,f).

Na Tabela 8.2 são apresentados os impactos locais da conversão da cobertura vegetal nas componentes do balanço de água, isto é, são apresentadas as diferenças calculadas sobre as áreas cujos tipos de vegetação foram alterados dentro do limite do semiárido. Da conversão de florestas para agropecuária, observa-se o aumento da precipitação e da evaporação do solo, principalmente na média anual (+0,16 mm/dia e +1,39mm/dia) e na estação úmida (+1,02

mm/dia e +0,87 mm/dia). Em média anual, o aumento da precipitação corresponde a apenas cerca de 4% do valor total simulado no experimento controle (3,602 mm/dia).

Na estação seca, a precipitação foi reduzida em 0,44 mm/dia (19%). Na média anual, bem como nas médias para as estações seca e úmida, verifica-se a redução da transpiração do dossel (na média anual, -2,37 mm/dia; na estação seca -3,03 mm/dia; e na estação úmida, -1,89 mm/dia).

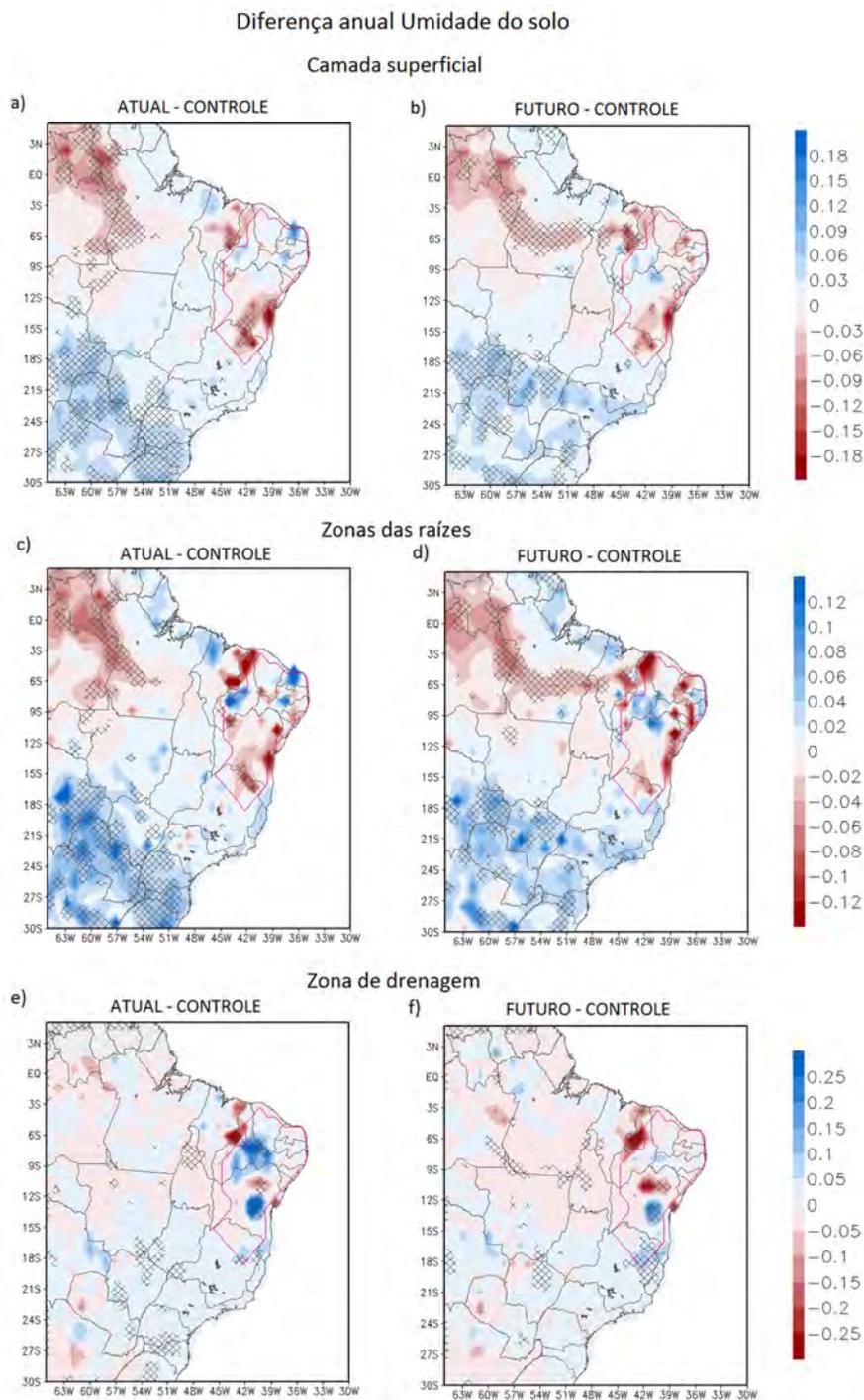


Figura 8.7 – Diferença anual na umidade do solo. Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE, na camada superficial (a e b), zonas das raízes (c e d) e na zona de drenagem (e e f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

Em termos de intensidade, verifica-se que a redução da transpiração do dossel foi superior ao aumento da precipitação, ou seja, a transpiração e a precipitação agem em sentido contrário. A redução da transpiração pode estar relacionada à redução da energia disponível e, também, às alterações ocorridas na profundidade radicular.

Tabela 8.2 – Impactos locais (As diferenças representam médias sobre a máscara dos tipos de vegetação dentro do limite do semiárido) das alterações da cobertura vegetal nas componentes do balanço de água.

Variáveis	Floresta → agro			Caatinga → agro			Caatinga → Caa. degrad.		
	Anual	Úmida	Seca	Anual	Úmida	Seca	Anual	Úmida	Seca
Prec	+0,16	+1,02	-0,44	+0,17	+0,33	-0,23	-0,19	-0,22	-0,12
E	+1,39	+0,87	+0,37	-1,03	-0,24	-0,20	+0,02	+0,31	+0,10
TRAN	-2,37	-3,03	-1,89	+0,97	+0,91	+0,94	-1,04	-0,98	-1,08
C	-0,40	-0,35	-0,56	+0,09	+0,13	+0,07	-0,02	-0,07	0
Wsup	-1,6	-5,1	-12,0	-0,8	+1,1	-2,7	+1	-1,4	+2,7
Wraiz	-3,7	0	-7,3	-2,5	-1,0	-3,7	-4,4	-0,1	+6,0
Wdren	+8	+8,7	+7,8	+0,6	+0,4	+0,8	-1,7	-1,6	-2,0

Prec: Precipitação (mm/dia); E: Evaporação do solo (mm/dia); TRAN: Transpiração do dossel (mm/dia); C: Convergência de umidade (mm/dia); Wsup: Umidade do solo na camada superficial (%); Wraiz: Umidade do solo na camada de raízes (%); Wdren: Umidade do solo na zona de dregangem (%).

Além disso, verifica-se que o aumento da evaporação do solo não compensou a redução na transpiração, o que gerou a redução na evapotranspiração.

Resultado similar a este foi encontrado por Costa e Foley (2000) em um cenário considerando substituição de floresta tropical por pastagem. Como

resultado desse estudo, observou-se, redução da evapotranspiração, sendo que a redução da transpiração (53%) maior que a da evapotranspiração (16%), de modo que a evaporação do solo parcialmente compensou a transpiração.

Na média anual e na estação úmida, pode-se inferir que o mecanismo de evapotranspiração, no qual a redução da evapotranspiração leva à redução da precipitação, não foi suficientemente intenso para reduzir a precipitação.

Na média anual, observou-se redução de 0,40 mm/dia na convergência de umidade, enquanto nas médias para as estações úmida e seca, a redução foi de 0,35 mm/dia e 0,56 mm/dia, respectivamente. A redução da convergência de umidade está associada à redução de precipitação apenas na estação seca.

Diversos estudos sobre os impactos das MUCT em áreas de florestas também apontaram redução da convergência de umidade (NOBRE et al., 1991; HAHMANN; DICKINSON, 1997; CORREIA, 2005; FINDELL et al., 2007).

Com relação ao armazenamento de água no solo, ocorreu redução nas camadas superficial (-1,6) e na zona de raízes (-3,7) e aumento na camada de drenagem (+8). A redução nas duas primeiras camadas pode estar relacionada ao aumento da evaporação direta do solo.

Os impactos da conversão de caatinga natural para agropecuária foram menos intensos quando comparados aos da conversão de floresta. O padrão de alterações na precipitação é similar, porém menos intenso. Na média anual e na média para a estação úmida, a precipitação aumentou 0,17 mm/dia (8%) e 0,33 mm/dia (10%), respectivamente. Em contrapartida, na média anual e em ambas as estações ocorreram redução da evaporação do solo e o aumento da transpiração do dossel. Exceto na estação úmida, o aumento da transpiração do dossel foi superior à redução da evaporação do solo.

Com relação ao fluxo vertical de umidade, observou-se aumento da convergência de umidade na média anual (+0,09 mm/dia) e nas médias para as estações úmida e seca (0,13 mm/dia e 0,07 mm/dia, respectivamente).

Assim, a convergência de umidade e a transpiração atuam no mesmo sentido, favorecendo o aumento da precipitação.

A resposta no armazenamento de água também foi similar à conversão floresta/agropecuária, sendo observado secamento do solo na camada superficial (-0,8) e na zona de raízes (-2,5), que pode ter ocorrido em função do aumento da transpiração das plantas.

No experimento realizado para avaliar os impactos da degradação da caatinga, observou-se um enfraquecimento do ciclo hidrológico. Na média anual e nas estações úmida e seca a precipitação foi reduzida em -0,19 mm/dia (11%), -0,22 mm/dia (cerca de 7%) e -0,12 mm/dia (cerca de 8%), respectivamente.

A transpiração do dossel também foi reduzida na média anual em -1,04 mm/dia e nas estações úmida e seca em -0,98 mm/dia e -1,08 mm/dia, respectivamente. Além disso, observa-se também que a redução da transpiração supera o aumento ocorrido na evaporação do solo.

A convergência de umidade é reduzida apenas na média anual (-0,02) e na média para a estação úmida (-0,07), sendo a redução menos intensa quando comparada aos impactos da conversão floresta/agropecuária. É importante ressaltar que neste cenário de degradação, a evapotranspiração e a convergência de umidade atuam no mesmo sentido o que resulta na redução da precipitação. Com relação ao armazenamento de água no solo, verificou-se aumento na camada superficial (+1%) e redução nas zonas de raízes (-4,4%) e drenagem (-1,7%).

Os impactos da conversão da caatinga natural para caatinga degradada nas componentes do ciclo hidrológico no presente trabalho foram similares aos encontrados por Souza (2006), em que se verificou redução da precipitação, da evapotranspiração e, como consequência, redução da convergência de umidade, sendo estes impactos mais intensos durante a estação úmida. De modo geral, as diferenças observadas na precipitação foram mais intensas na média para a estação úmida, em ambos os cenários. As reduções da

transpiração decorrentes da conversão de floresta para agropecuária e de caatinga natural para caatinga degradada são esperadas uma vez que estão associadas às variações na densidade da vegetação. Segundo a Eq. (3.5), a formulação do processo de transpiração no modelo IBIS é função de IAF. Conforme discutido anteriormente, essas conversões causaram a redução no IAF, tanto na média anual quanto nas médias para as estações úmida e seca. Na conversão de caatinga natural para agropecuária, ocorre o oposto, ou seja, a densidade da vegetação aumenta, o que resulta no aumento da transpiração das plantas e redução da evaporação do solo.

8.1.3. Alterações na Circulação Atmosférica

No estudo dos impactos climáticos das MUCT em uma região da Austrália, Pitman et al. (2004) argumentaram que o mecanismo que levou à redução da precipitação na região foi a alteração na convergência de umidade em baixos níveis. No presente trabalho, para testar esta hipótese, a convergência de umidade foi integrada verticalmente entre os níveis de 1000 hPa e 300 hPa seguindo a equação de van Zomeren e van Delden (2007):

$$\Phi = -\frac{1}{g} \int_{300\text{hPa}}^{1000\text{hPa}} \left(\frac{\partial uq}{\partial x} + \frac{\partial vq}{\partial y} \right) dp \quad (8.1)$$

em que q é a umidade específica, u e v são as componentes meridional e zonal do vento, respectivamente, p é a pressão, e g a aceleração da gravidade.

A Figura 8.8 mostra os impactos da conversão da cobertura vegetal na convergência de umidade. Em termos da média anual, as diferenças na convergência de umidade se concentraram apenas na porção sul do semiárido (entre 18°S e 9S), onde se observam dois núcleos opostos. Um deles encontra-se à leste, onde observa-se a redução da convergência de umidade (entre 0,3 e 1,2 mm/dia) associado à região onde ocorreu a conversão de florestas para agropecuária.

Diferença Convergência de umidade integrada verticalmente (mm/dia)

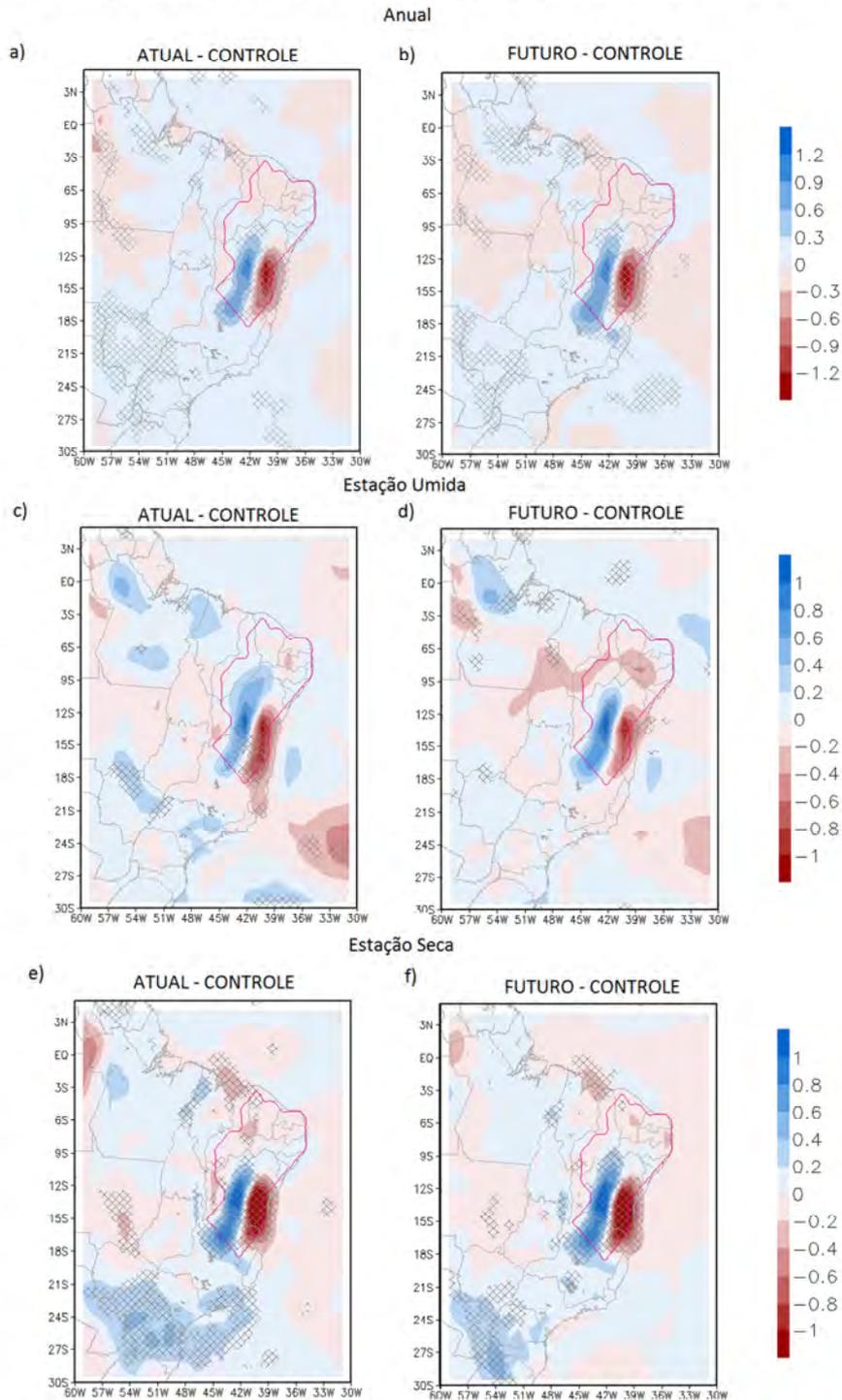


Figura 8.8 – Diferenças na convergência de umidade (mm/dia). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

O outro núcleo observado corresponde ao aumento da convergência de umidade à oeste (entre 0,3 e 1,2 mm/dia), onde parte da vegetação de caatinga foi substituída por agropecuária. Este padrão se repetiu para ambos os cenários atual e futuro, durante as estações úmida e seca. Com a diferença entre os cenários futuro e controle durante a estação úmida (Figura 8.7*d*), observou-se ainda um núcleo de redução da convergência entre 9°S e 6°S (entre 0,2 e 0,6 mm/dia), o qual corresponde à região onde ocorreu a conversão de caatinga fechada (natural) para caatinga aberta (degradada). Ressalta-se que todas estas alterações na convergência de umidade apresentaram significância estatística superior de 90%.

Ao comparar o campo de convergência de umidade com os campos de transpiração, observou-se que as áreas onde ocorreram redução e aumento da convergência de umidade estão associadas às áreas de redução e aumento da transpiração, respectivamente, o que ocorreu em ambos os cenários e estações. Assim, a conversão de florestas para agropecuária causou uma redução da densidade da vegetação e, portanto a redução da transpiração. Ao contrário, na conversão de caatinga natural para agropecuária, ocorreu um aumento na transpiração da vegetação e, portanto aumento na convergência de umidade. Este aumento da transpiração se deveu ao aumento do IAF na região.

Com relação à precipitação, a associação não é tão linear como para a transpiração. Ressalta-se que a significância estatística associada a avaliação da precipitação foi nula em alguns casos, principalmente durante a estação úmida.

No entanto, durante a estação seca, observou-se correspondência entre as áreas de redução de convergência da umidade (leste do semiárido) com reduções na precipitação (Figuras 8.7*e,f* e 8.4*e,f*).

Assim como com a precipitação, alterações na convergência da umidade também foram observadas em regiões remotas. Durante a estação seca

observam-se, em algumas regiões entre 30°S e 21°S, alterações estatisticamente significativas na convergência de umidade (Figura 8.7e,f) que correspondem aos aumentos da transpiração e precipitação.

A Figura 8.9a mostra a circulação atmosférica média anual no nível de 1000 hPa para o experimento controle, enquanto as Figuras 8.9b,c mostram os impactos da conversão da cobertura no NEB na circulação atmosférica. Verifica-se que a conversão de florestas perenes e decíduas em agropecuária intensificou o escoamento de leste sobre o semiárido (de 1,6 m/s a 3,52 m/s, entre aproximadamente 20°S e 10°S) em ambos os cenários. O contrário acontece na conversão de caatinga natural para agropecuária, em que o escoamento de leste foi menos intenso (0,96 m/s, Figura 8.9b). Estes resultados correspondem aos encontrados para as alterações ocorridas no comprimento de rugosidade. No caso da conversão de florestas para agropecuária, o escoamento de leste sofreu intensificação devido à redução do comprimento de rugosidade, enquanto o contrário ocorreu na conversão de caatinga natural para agropecuária, porém de menor intensidade.

A Figura 8.10 mostra os impactos da conversão da cobertura vegetal na circulação em 850 hPa e na distribuição do conteúdo de umidade neste mesmo nível. É possível verificar, na média anual, na região do semiárido onde ocorreu a substituição de florestas por agropecuária, alterações na intensidade e direção do vento e também um núcleo de redução da umidade (-2×10^{-4} kg/kg, Figura 8.10a). Em ambos os cenários, observou-se intensificação no canal de umidade que vai de noroeste ao sudeste da América do Sul, com um núcleo de aumento no conteúdo de umidade entre a Bolívia, Paraguai e Mato Grosso do Sul.

Estas condições atmosféricas tendem a criar maior disponibilidade de umidade em baixos níveis, compatíveis com o aumento da precipitação, principalmente na região da bacia do Prata. Por outro lado, a redução do conteúdo de umidade também explica a redução da precipitação, principalmente na região Norte.

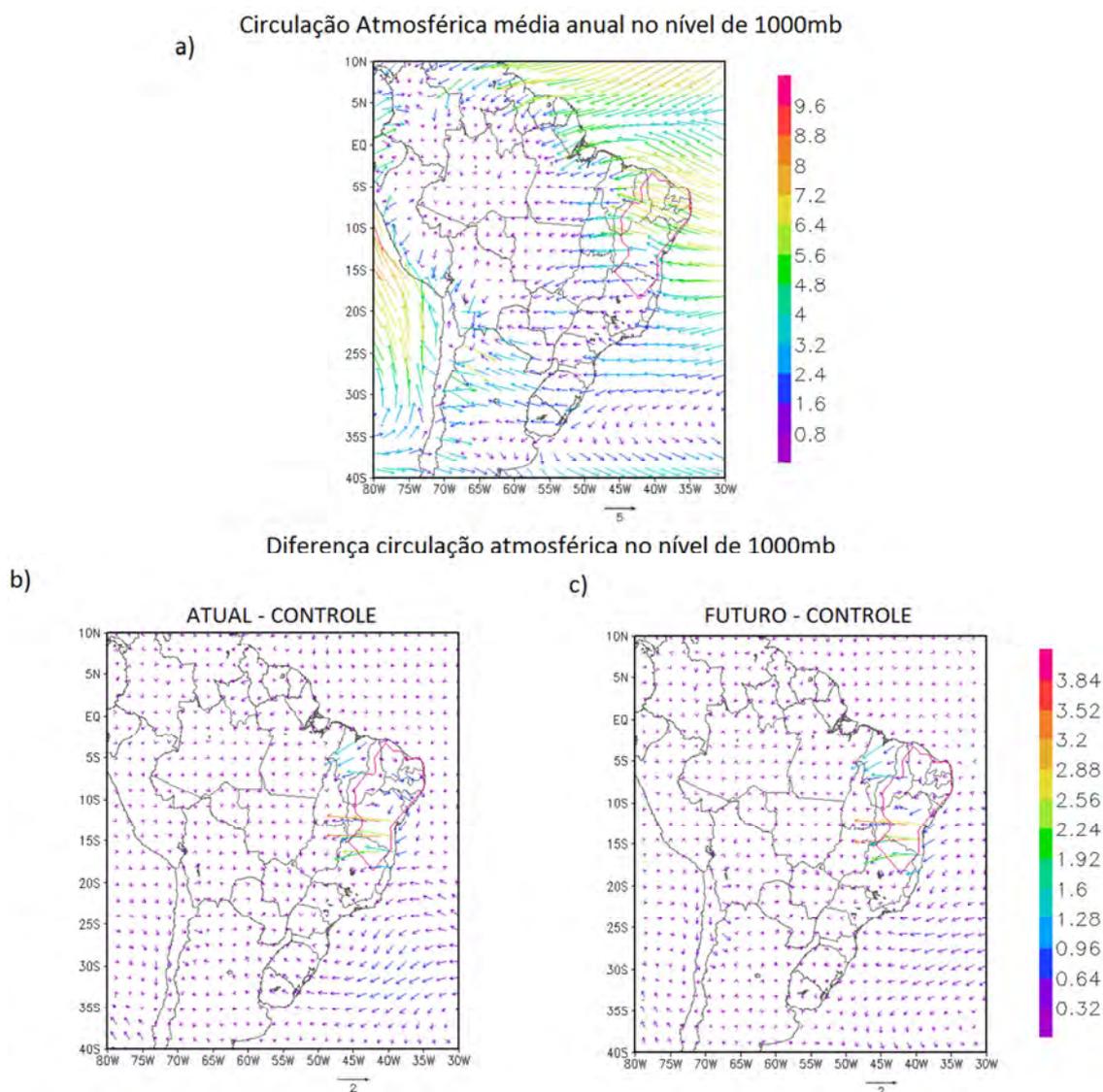


Figura 8.9 – Média anual da circulação atmosférica no nível de 1000 hPa (a). Diferença da média anual da circulação atmosférica: (b) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (c) Experimento FUTURO menos CONTROLE.

Durante a estação úmida, com a diferença entre os cenários atual e controle (Figura 8.10c), verificou-se a intensificação do escoamento de leste sobre o semiárido (entre aproximadamente 22° S e 12°S) e a amplificação do canal de umidade da região noroeste em direção ao sudeste do Brasil. Além disso, verificou-se um núcleo de redução do conteúdo de umidade, que atingiu parte do sul da Bahia e norte de Minas Gerais, e um padrão de circulação

anticiclônica no Atlântico Sul. Com a diferença entre o cenário futuro e controle os impactos foram menos intensos.

Durante a estação seca, observou-se reduções na intensidade e direção do vento entre Pernambuco e o norte da Bahia, em ambos os cenários; no entanto, as diferenças entre o cenário atual e controle foram mais intensas (Figuras 8.10e,f). Nas regiões vizinhas, verificou-se redução da intensidade do escoamento de leste, entre 35°S e 25°S, e intensificação do canal de umidade no sentido noroeste a sudeste.

Ressalta-se que as diferenças encontradas na circulação atmosférica bem como no conteúdo de umidade entre os experimentos atual/futuro e controle, correspondem ao aumento e redução na precipitação (Figuras 8.4e,f) .

Os impactos das alterações da cobertura vegetal também foram avaliados por meio do campo de movimento vertical (ω), uma vez que este tem um papel fundamental nos processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem na atmosfera. Nas Figuras 8.11 e 8.12 são apresentadas as diferenças em ω entre os níveis de 1000hPa à 200 hPa, na média zonal entre 10S e 5S (Figura 8.11) e 17S e 11S (Figura 8.12). A média zonal foi realizada em dois intervalos distintos em função da heterogeneidade das mudanças dos tipos de vegetação em todo o semiárido.

Na conversão de caatinga natural para agropecuária (longitudes de 36W e 42W, Figura 8.11a), tanto na média anual como na estação seca, ocorreram anomalias de subsidência abaixo de 600 hPa, sendo que na estação mais seca a anomalia atingiu um nível mais alto. Na região mais a oeste, entre 58W e 63W, ocorreram anomalias de ascendência abaixo de 500 hPa, e anomalias de subsidência em níveis mais altos, principalmente na estação seca (300 hPa) o que pode estar associado à redução da precipitação nessa região.

Diferença Circulação atmosférica (m/s) e conteúdo de umidade ($\times 10^{-4}$ kg/kg) em 850mb
Anual

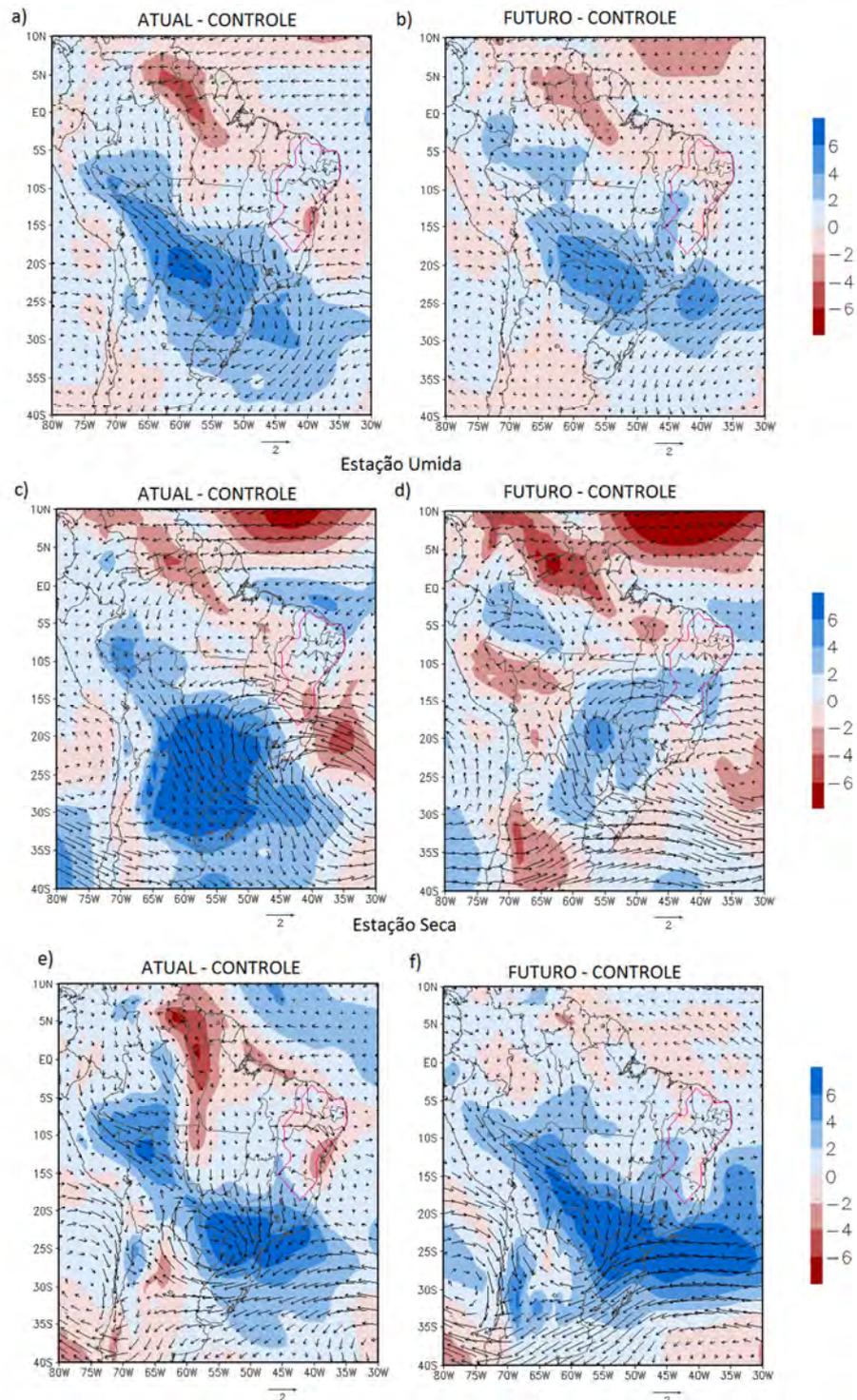


Figura 8.10 – Diferenças na circulação atmosférica (m s^{-1}) razão de mistura ($\times 10^{-4}$ kg/kg). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f).

Dentro do limite da região do semiárido, na estação seca é possível associar as anomalias de subsidência com a redução da precipitação (entre 36W e 39W). Na média para a estação úmida, entre 39 W e 42 W, ocorreram anomalias de ascendência em médios e em altos níveis. Além disso, verificam-se células com anomalias de subsidência, seguida de ascendência, em direção continente adentro, o que está associado com o padrão de precipitação nessa região. (Figura 8.4c).

Com a conversão de caatinga natural para caatinga degradada (Figuras 8.11b,d,e), na média anual, ocorreram anomalias de subsidência em baixos e altos níveis sobre a região do semiárido. Na estação úmida, as anomalias de subsidência são mais intensas e cobrem todo o NEB e a coluna atmosférica até 200 hPa. Essas alterações estão associadas à redução da precipitação, principalmente entre 38 W e 42 W (dentro do limite do semiárido, Figura 8.4d).

Tanto na média anual como na estação seca, as células de subsidência foram mais intensas e atingiram níveis mais altos que as células de ascendência localizadas à oeste, o que corroborou para a redução da precipitação. Na estação seca, as anomalias de subsidência foram mais concentradas entre 36 W e 42 W, e foram seguidas de anomalias de ascendência até o nível de 600 hPa em direção continente adentro.

Com a conversão de florestas para agropecuária, em todos os cenários, foi possível verificar núcleos de anomalias de ascendência entre 39W e 42W em baixos níveis (Figura 8.12). Com a diferença na média anual entre o cenário atual e controle, entre 36 W e 39 W, ocorreram anomalias de subsidência concentradas em baixos níveis, seguidas de anomalias de ascendência e subsidência até o nível de 600 hPa. Entre as longitudes de 51 W e 63 W ocorreram anomalias de ascendência em médios e altos níveis, as quais estão associadas ao aumento de precipitação (Figura 8.4a). Na estação úmida (Figura 8.12c), destacou-se uma região de ascendência anômala entre 36W e 42W com propagação em altos níveis.

-5
Diferença Movimento vertical (ω , 10^{-5} cb/s) (Média Zonal em 10S-5S)

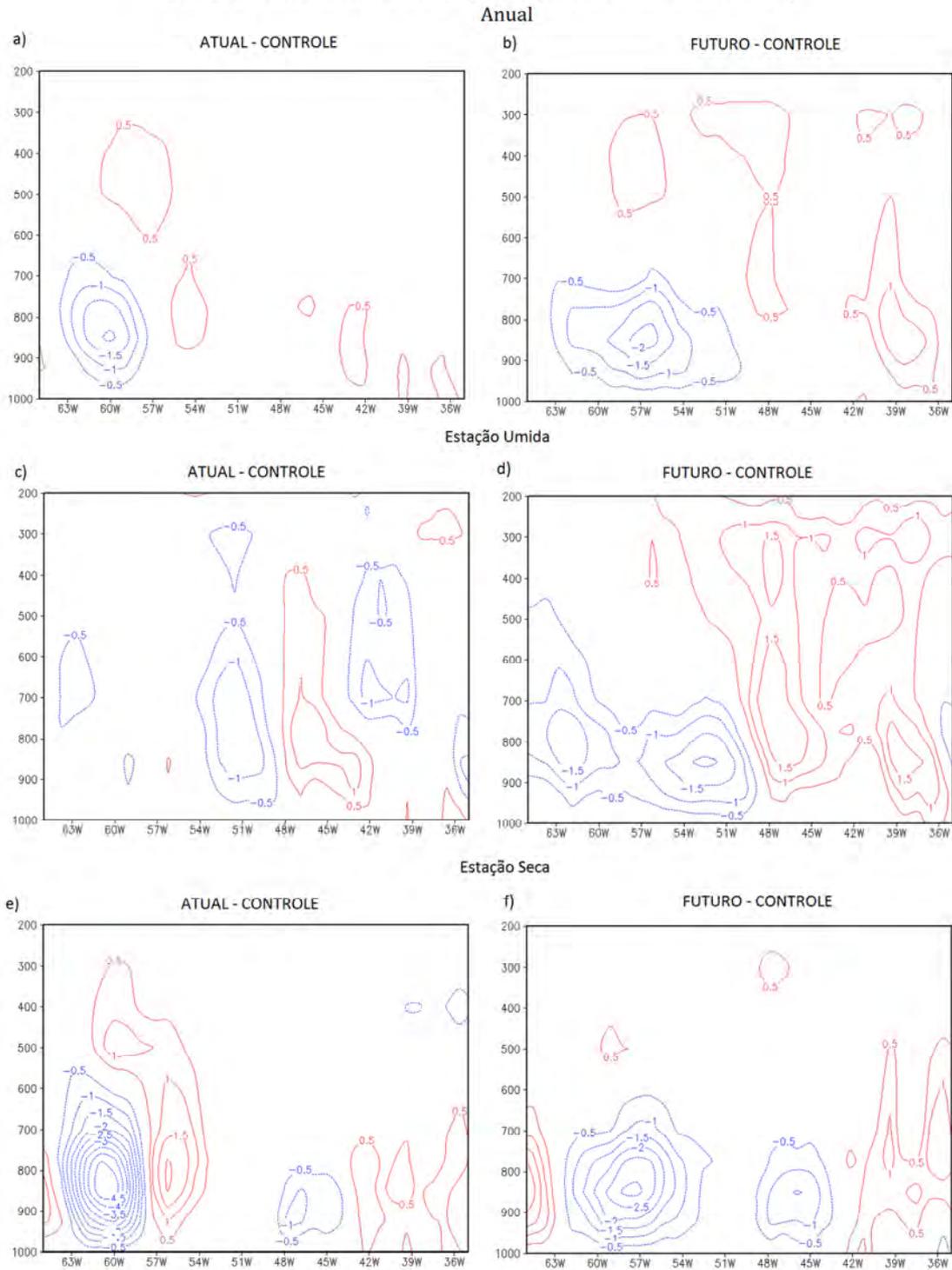


Figura 8.11 – Seção longitude-altura das diferenças no movimento vertical (ω , 10^5 cb/s) média entre 10°S e 5°S na média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE; na estação úmida: (c) e (d) e na estação seca: (e) e (f).

Nas longitudes mais a oeste verificaram-se dois núcleos de anomalias de subsidência (entre 45 W e 51 W e entre 57 W e 62 W) que também se propagaram em altos níveis (300 hPa). Essas alterações se associam àquelas observadas na precipitação. Na estação seca (Figura 8.12d), as anomalias de subsidência foram mais intensas e presentes em toda a faixa de longitude entre 36W e 57W, tanto em baixos níveis como em médios níveis. Entre as longitudes de 60 W e 63 W, observou-se uma região de ascendência anômala, que vai até 500 hPa.

Com as diferenças entre o cenário futuro e controle (Figuras 8.12b,d,f), também foi possível verificar anomalias em ômega na região em que ocorreu a conversão de florestas para agropecuária. Na média anual, entre 36 W e 39 W, ocorreram anomalias de subsidência que se propagaram em altos níveis. Em direção ao continente adentro, ocorreram anomalias de ascendência seguidas de anomalias de subsidência em baixos níveis. Na estação úmida, o núcleo de anomalias de ascendência entre 39 W e 42 W foram mais intensas e atingiram níveis de até 400hPa, o que favoreceu a convergência de umidade em baixos níveis.

Na estação seca, o padrão das diferenças em ômega, entre 36 W e 51 W, foram similares àquelas entre o cenário atual e controle. No entanto, foram mais intensas em altos níveis, o que contribuiu para a divergência de umidade em baixos níveis (entre 36 W e 39 W) e, conseqüentemente, para a redução da precipitação nessa região.

Nos campos das diferenças da convergência de umidade integrada verticalmente, entre os níveis de 1000 a 300hPa, foi possível verificar os impactos sobre as regiões onde ocorreram desflorestamentos entre as latitudes 18 S e 11 S. Já nos campos de ômega (velocidade vertical), para os quais efetuou a média zonal entre 17 S e 11 S, esperava-se que ocorressem anomalias de subsidência, principalmente entre 39W e 43W, ou seja, que ocorresse redução no movimento ascendente acima da região desflorestada. No entanto, foi possível associar as anomalias de ômega com as diferenças

ocorridas na precipitação, embora muitas das áreas não tenham apresentado significância estatística (Figura 8.4).

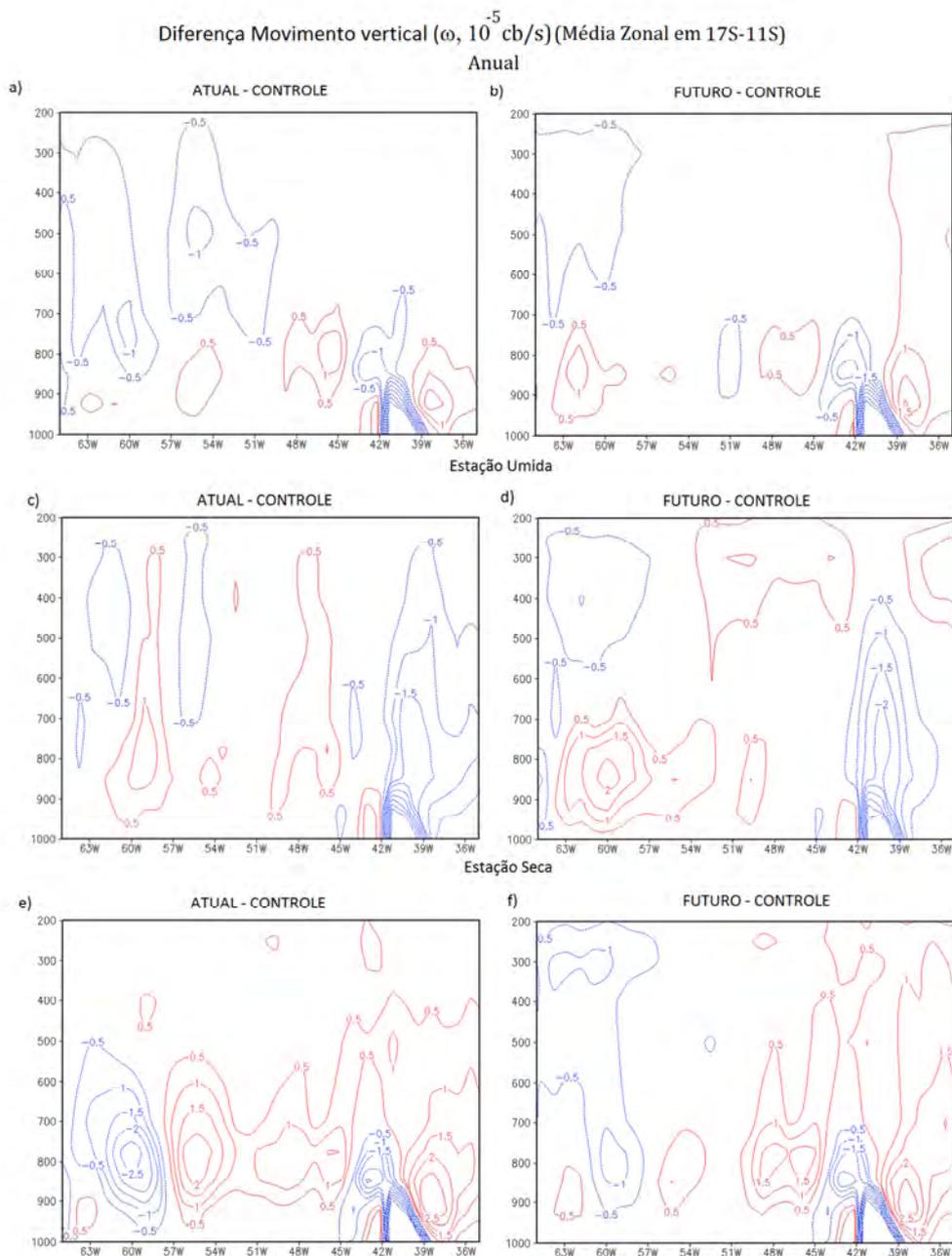


Figura 8.12 – Seção longitude-altura das diferenças no movimento vertical (ω , 10^5 cb/s) média entre 17°S e 11°S na média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE; na estação úmida: (c) e (d) e na estação seca: (e) e (f).

8.1.4. Alterações na temperatura e componentes do balanço de energia

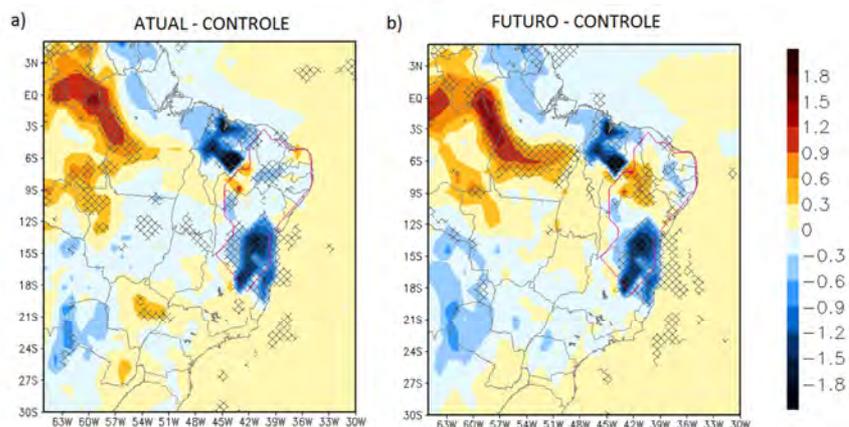
Na região semiárida, as trocas da cobertura vegetal causaram impactos estatisticamente significativos na temperatura próxima à superfície (2m). Observou-se na Figura 8.13 que a conversão de florestas para agropecuária causou um resfriamento da superfície entre $-1,8^{\circ}\text{C}$ a $-0,3^{\circ}\text{C}$ na maior parte do Estado da Bahia e norte de Minas Gerais, tanto na média anual quanto nas médias para as estações úmida e seca, além disso, esse padrão espacial da temperatura foi similar em ambos os experimentos (atual e futuro). Vários estudos envolvendo a troca de vegetação natural para agricultura ou pastagem evidenciaram este mesmo efeito de resfriamento (GOVINDASAMY et al., 2001; ROY et al., 2003; SOUZA, 2006; BONAN, 2008; DIFFENBAUGH, 2009).

Outro núcleo de resfriamento também foi observado sobre o sul do Ceará e em parte de Pernambuco ($-0,6^{\circ}\text{C}$), regiões onde ocorreu a substituição da caatinga natural para agropecuária, tanto na média anual quanto na média para a estação seca (Figuras 8.13*b,f*). Ressalta-se que essas diferenças na temperatura apresentaram significância estatística acima de 90%.

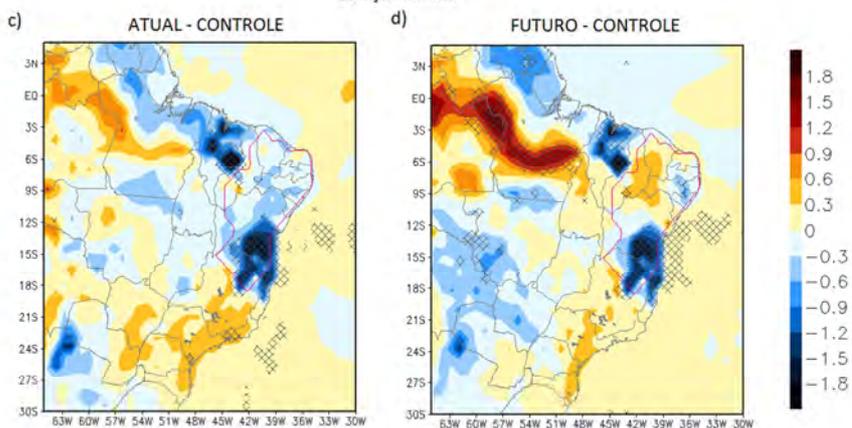
Com as diferenças da temperatura entre os cenários futuro e controle, além da redução da temperatura em função da conversão de florestas para agropecuária, verificou-se também um núcleo de aumento da temperatura entre os Estados do Piauí, Ceará, Pernambuco e norte da Bahia (entre $0,3^{\circ}\text{C}$ e $0,9^{\circ}\text{C}$). Essas regiões correspondem a áreas onde ocorreu conversão da caatinga natural para caatinga degradada. Souza (2006), também encontrou redução da temperatura, de $0,2^{\circ}\text{C}$ na média anual, ao avaliar alteração similar da cobertura da terra em todo o NEB. Nas figuras 8.13*b,d,f* observou-se ainda um padrão de dipolo de temperatura, ou seja, o aquecimento no norte da região e o resfriamento ao sul. Este resultado é semelhante ao obtido por Souza e Oyama (2011) para desertificação parcial realista de 25-50%, o qual está intimamente relacionado ao dipolo de precipitação verificado.

Diferença Temperatura próximo à superfície (°C)

Anual



Estação Úmida



Estação Seca

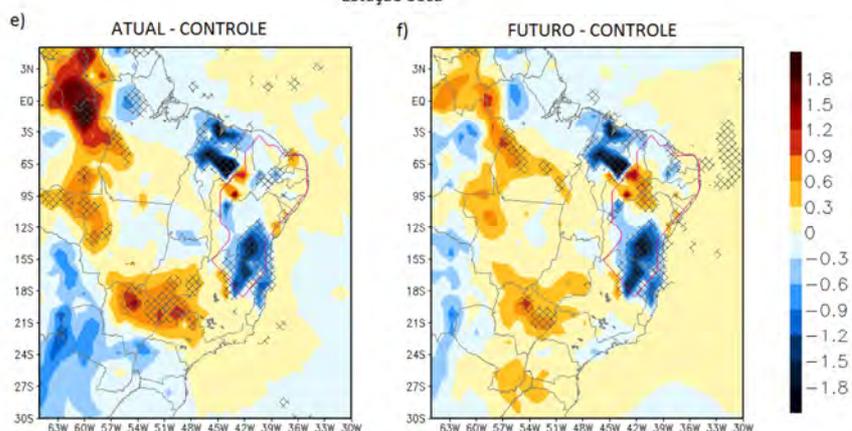


Figura 8.13 – Diferenças na temperatura próxima à superfície (°C) Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

Com relação às regiões vizinhas, verificou-se em ambos os experimentos um aumento da temperatura na região Norte do País e norte do Mato Grosso. Em ambos os cenários também se observou o resfriamento da superfície sobre o Estado do Maranhão com um núcleo de redução que atingiu $-1,8^{\circ}\text{C}$.

Durante a estação seca, notou-se um aumento significativo de temperatura próximo à superfície sobre parte dos Estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Goiás. Considerando que a estação seca compreende alguns meses de inverno (julho, agosto e setembro), pode-se inferir que o inverno nessas regiões seria entre $0,3^{\circ}\text{C}$ a $1,2^{\circ}\text{C}$ mais quente.

Ressalta-se que todas as diferenças observadas na temperatura próxima à superfície apresentaram significância estatística acima de 90%. O aumento ou a redução da temperatura decorrentes das alterações da cobertura vegetal podem estar relacionados às alterações ocorridas nas propriedades radiativas da superfície e, portanto, podem estar relacionadas às alterações no albedo.

Embora não conclusivo, é interessante notar que o aumento da temperatura na Região Norte na maioria dos casos está associado à redução do conteúdo de umidade na mesma região (Figura 8.13a, b, c, d, e). Isto significa que a camada atmosférica em baixos níveis tornou-se mais quente e seca sobre estas áreas. Este mesmo padrão foi verificado por MacKellar et al. (2009), no estudo dos impactos da conversão da cobertura vegetal no Sul da África. Os autores atribuíram essa associação ao enfraquecimento do ciclo hidrológico, o que levou ao aumento da temperatura da superfície devido à redução do resfriamento latente e aumento da radiação solar.

O saldo de radiação à superfície (R_n) é o balanço entre as entradas e saídas de radiação de ondas curtas e ondas longas na superfície, sendo calculado conforme apresentado em Hartmann (1994) por:

$$R_n = S \downarrow (0) - S \uparrow (0) + L \downarrow (0) - L \uparrow (0) \quad (8.2)$$

em que S_{\downarrow} e S_{\uparrow} são a radiação solar incidente e refletida, respectivamente e L_{\downarrow} e L_{\uparrow} são a radiação de onda longa incidente e refletida, respectivamente. Para avaliar os impactos das alterações da cobertura vegetal em R_n , foram analisadas as mudanças ocorridas nos balanços de radiação de ondas curtas e de ondas longas, bem como na cobertura de nuvens (Figura 8.14).

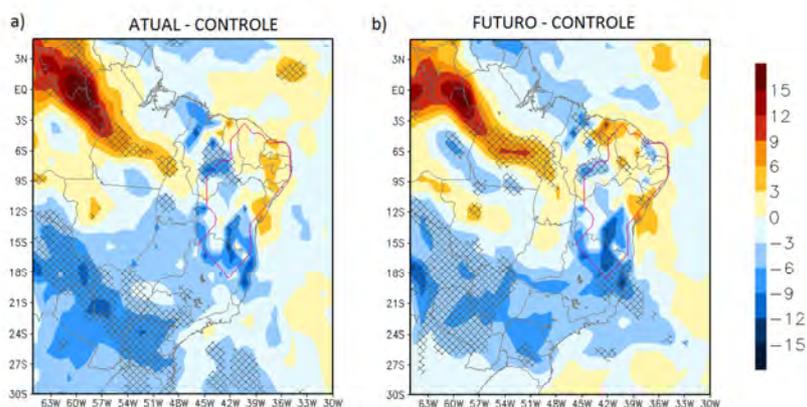
De modo geral, as mudanças de cobertura de vegetação no semiárido implicaram em alterações nos balanços de radiação de ondas curtas e de ondas longas em ambos os cenários. Como era esperado, nas áreas em que houve a conversão de florestas para agropecuária verificou-se, na média anual, redução do balanço de radiação de ondas curtas ($S_{\downarrow}(0) - S_{\uparrow}(0)$), entre -3 Wm^{-2} e -9 Wm^{-2} , com padrão similar em ambos os experimentos (Figura 8.14a,b). Nas áreas em que o cerrado foi substituído por agropecuária também foi verificada a redução no balanço de radiação de ondas curtas, porém com significância estatística superior a 90% apenas em alguns pontos isolados. Entre o cenário futuro e controle, em apenas dois núcleos, as diferenças no balanço foram positivas e com significância estatística acima de 90%.

O primeiro núcleo está localizado entre os Estados da Bahia e Sergipe e o segundo localizado entre os Estados do Ceará e Pernambuco (Figura 8.14b), cujas áreas correspondem àquelas em que ocorreu a conversão da caatinga natural para caatinga degradada.

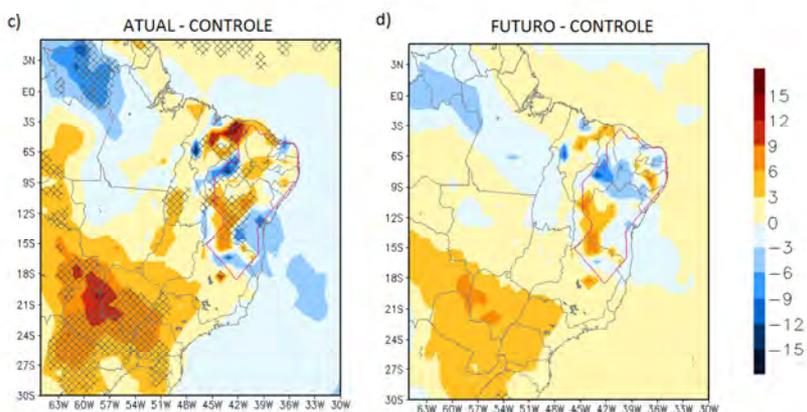
A redução (aumento) do balanço de radiação de ondas curtas pode estar relacionada ao aumento (redução) do albedo da superfície. Estas alterações refletem os impactos da conversão de cobertura vegetal no albedo da superfície, que ocorreu em função de alterações nas características ópticas da superfície vegetada.

Tipicamente, florestas perenes ou decíduas apresentam valores de albedo mais baixos do que pastagens ou cultivos, uma vez que estes apresentam uma maior refletividade (ZHANG et al., 1996; MABUCHI et al., 2005a,b).

Diferença anual Balanço de Radiação Ondas Curtas (Wm^{-2})



Diferença anual Balanço de Radiação Ondas Longas (Wm^{-2})



Diferença anual Cobertura de nuvem (%)

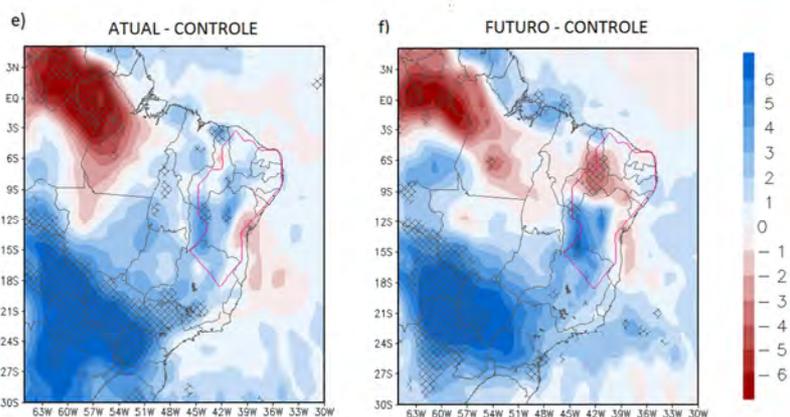


Figura 8.14 – Diferenças anuais no balanço de radiação de ondas curtas à superfície (Wm^{-2}), no balanço de radiação de ondas longas à superfície (Wm^{-2}) e na Cobertura de nuvens (%). (a, c, d) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b,d,f) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Diferenças As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

Na Figura 8.15, é possível verificar que a conversão de florestas para agropecuária no semiárido, levou ao aumento do albedo da superfície que, conseqüentemente, causou a redução direta em R_n (de -3 Wm^{-2} à -9 Wm^{-2}) devido à redução do fluxo solar absorvido pela superfície. Estas alterações ocorridas em R_n foram mais intensas na média anual e durante a estação úmida, com significância estatística superior 90%.

Na média anual, a conversão da caatinga natural para agropecuária causou impactos pouco significativos no balanço de radiação de ondas curtas (Figura 8.14a,b). Porém, nas diferenças no balanço de radiação de ondas longas entre o cenário atual e controle (Figura 8.14c), houve um aumento entre 3 Wm^{-2} e 9 Wm^{-2} , principalmente sobre o Estado da Bahia, em parte do Ceará e entre Pernambuco, Piauí e Paraíba. Uma vez que o balanço de ondas longas é controlado, além de outras variáveis, pela nebulosidade, este resultado pode estar relacionado ao aumento da cobertura de nuvens nessas áreas, principalmente sobre os Estados da Bahia e Piauí, onde ocorreu aumento de até 5% (Figura 8.14e).

É possível observar, também, o aumento de R_n (de 3 Wm^{-2} a 9 Wm^{-2}) em praticamente toda a região em que ocorreu a conversão de caatinga natural para agropecuária (Figura 8.15a). Na média para a estação úmida os impactos em R_n sobre o Estado da Bahia são pouco significativos, assim como para a estação seca, que praticamente não apresentou significância estatística acima de 90%.

Padrão oposto foi observado nas áreas em que a caatinga natural foi convertida em caatinga degradada e em deserto, verificando-se uma redução de R_n entre -3 Wm^{-2} a -12 W m^{-2} , principalmente na média anual e na média para a estação seca (Figura 8.15b,d,f). Na Figura 8.14d, verificou-se redução do balanço de ondas longas sobre essa região, porém sem significância estatística.

Diferença Saldo de Radiação (Wm^{-2})

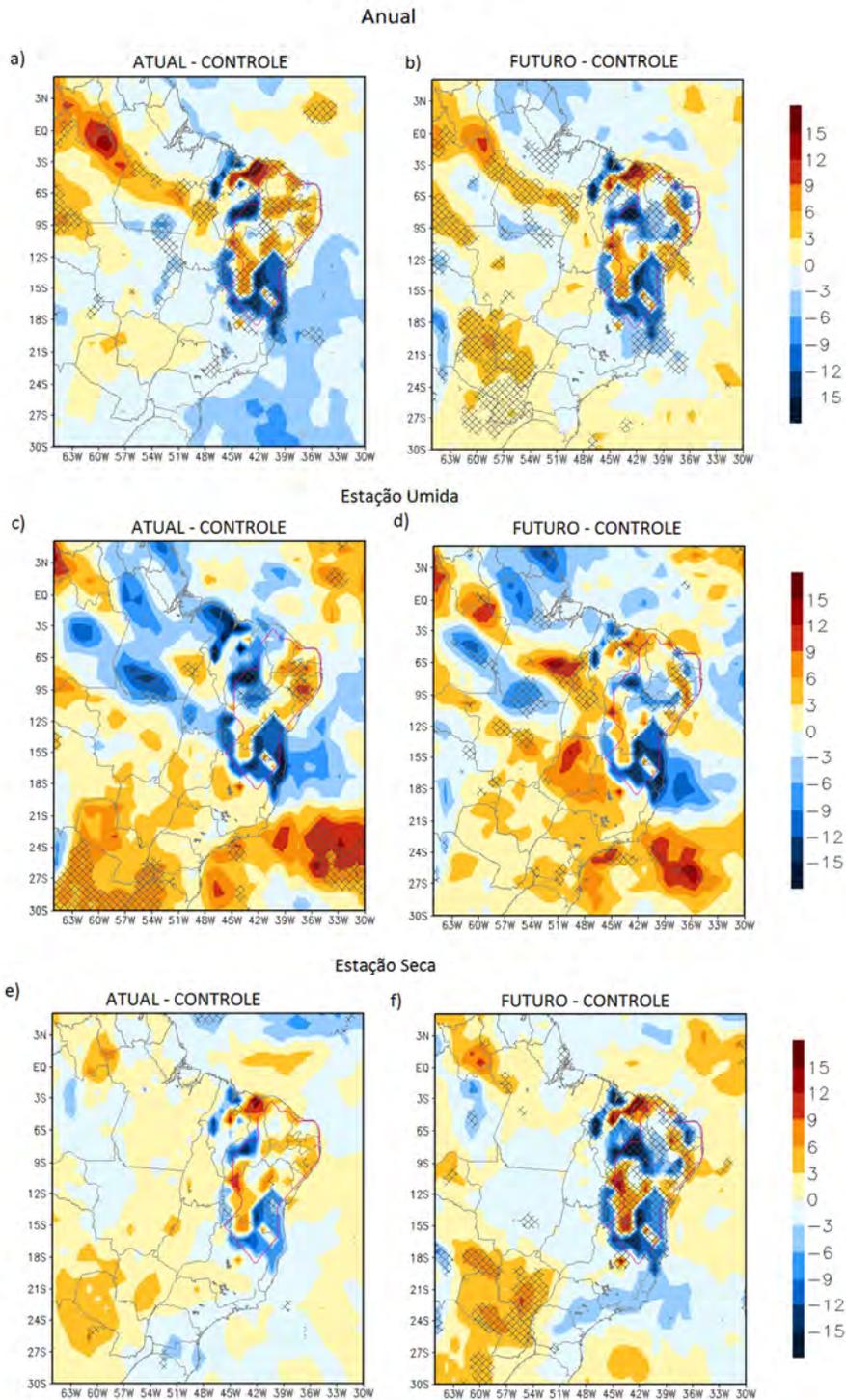


Figura 8.15 – Diferenças no saldo de radiação (R_n). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

Na Figura 8.14f, verificou-se também sobre essa mesma região redução da cobertura de nuvens em até -3%, principalmente sobre o Estado do Piauí. As alterações observadas tanto no balanço de ondas longas como na nebulosidade explicam a redução em R_n .

De modo geral, as mudanças de cobertura de vegetação no semiárido do NEB implicaram em alterações no balanço de radiação em ambos os cenários. Na diferença entre o cenário atual e controle, os impactos foram mais intensos na média anual e na média para a estação chuvosa, com padrões similares. Na diferença entre o cenário futuro e controle, verificou-se que os impactos foram mais intensos e estatisticamente significativos na média anual e na média para a estação seca. Vale lembrar que a principal diferença entre os cenários atual e futuro foi a substituição da caatinga natural para caatinga degradada e deserto na região mais ao norte do semiárido (entre 12°S e 4°S).

Nas regiões vizinhas também foi possível verificar alterações em R_n . Na média anual observou-se aumento de R_n (entre 3 Wm^{-2} e 12 Wm^{-2}) sobre a região Norte do País em ambos os experimentos.

O aumento em R_n está consistente com o aumento no saldo de radiação de ondas curtas (entre 3 Wm^{-2} e 15 Wm^{-2}) e com redução da cobertura de nuvens entre 5% e 20%, na região. Durante a estação úmida as alterações em R_n foram mais diversificadas, enquanto durante a estação seca estas foram menos intensas.

Em função das alterações ocorridas no saldo de radiação, verificou-se que a distribuição dos fluxos turbulentos (H e LE) foi modificada (Figuras 8.16 e 8.17). No experimento controle, nas áreas do semiárido cobertas por florestas perenes ou decíduas, a maior parte da energia disponível na superfície é utilizada para o processo de evaporação da água do solo, ou seja, liberada na forma de calor latente. Para os demais tipos de vegetação do semiárido, ocorreu o contrário, a maior parte da energia é liberada em forma de calor sensível, que ocorreu em função da menor disponibilidade de água no solo.

Diferença Fluxo de Calor Latente (Wm^{-2})

Anual

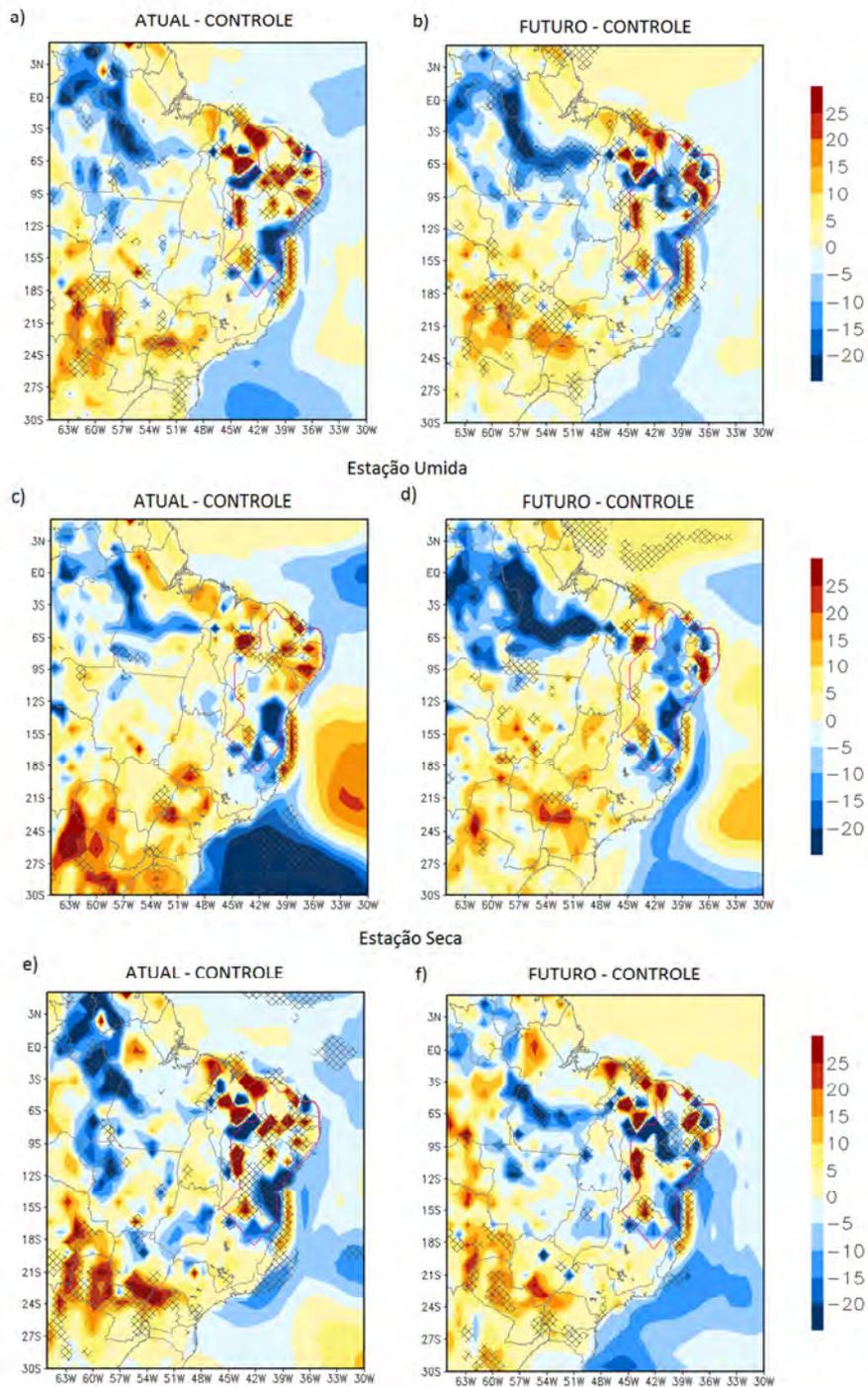


Figura 8.16 – Diferenças no Fluxo de Calor Latente (Wm^{-2}) Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

Com a conversão de florestas para agropecuária, observou-se em ambos os cenários e nas médias anual e sazonal, uma redução de LE. Nas diferenças entre o cenário atual e controle, na média anual, verificou-se sobre parte do Estado da Bahia, redução de LE de até -20Wm^{-2} , (Figura 8.16a). Nas diferenças entre o cenário futuro e controle, na média anual, nesta mesma região também ocorreu redução de LE (Figura 8.16b), porém de maneira menos intensa (-15Wm^{-2}). Nas médias sazonais, este padrão se manteve, de modo que as diferenças em LE foram mais intensas entre o cenário atual e controle. A redução em LE decorrente da conversão de florestas para agropecuária é atribuída à redução do saldo de radiação, bem como ao conteúdo de água no solo nessa região.

Na conversão de caatinga natural para agropecuária, LE aumentou, tanto na média anual como nas médias sazonais. Na média anual, observaram-se núcleos de aumento de LE de até 25Wm^{-2} com significância estatística acima de 90%. Na estação úmida essas diferenças foram menos intensas (Figura 8.16b), tal que dentro do limite do semiárido, os núcleos de aumento de LE, com significância estatística acima de 90%, permaneceram apenas nos Estados de Pernambuco, Paraíba e Ceará. Já para a estação seca, o padrão de alterações em LE foi similar ao padrão encontrado para a média anual.

Nas diferenças entre o cenário futuro e controle, a distribuição das alterações em LE diferiu daquelas entre o cenário atual e controle. De modo geral, dentro do limite do semiárido prevaleceram diferenças negativas de LE, como resposta à conversão de florestas para agropecuária e de caatinga natural para caatinga degradada. Na média anual, entre os limites dos Estados da Bahia Pernambuco, Paraíba e Piauí ocorreu a redução de LE de até -20Wm^{-2} . Entre os Estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba, em que a caatinga natural foi substituída por caatinga degradada e deserto, LE também foi reduzido. Na estação úmida, as diferenças negativas foram menos intensas no centro do semiárido e praticamente sem significância estatística em grande parte da região; no entanto, as diferenças permaneceram intensas sobre os Estados do

Rio Grande do Norte e Paraíba, com significância estatística acima de 90%. Na estação seca, a distribuição das diferenças em LE foi similar àquela encontrada na média anual, com significância estatística acima de 90%. Nas Figuras 8.16*b,d,f* as regiões aonde as diferenças foram positivas correspondem àquelas em que a caatinga natural foi substituída pela agropecuária, e para as quais a disponibilidade de energia na superfície é maior.

Os impactos das alterações da cobertura no fluxo de calor latente não se restringiram apenas à área do NEB, mas nas regiões vizinhas também foi possível verificar alterações no padrão da distribuição de LE. Resumidamente, essas alterações são: diferenças negativas de LE sobre a Região Norte e parte do Centro-Oeste e diferenças positivas entre as latitudes de 30°S e 15°S na região oeste. A redução (aumento) de LE pode estar relacionada à redução (aumento) da energia disponível na superfície (Figura 8.13) e também à (aumento) redução da umidade do solo (Figura 8.7).

A Figura 8.17, mostra os impactos das alterações da cobertura vegetal na distribuição do fluxo de calor sensível. De modo geral, observou-se que as diferenças em H sobre as áreas onde ocorreu a conversão de florestas em agropecuária, apesar de apresentar anomalias positivas (entre 5 e 15 Wm^{-2}), foram pouco intensas e na maior parte sem significância estatística. Na média anual, apenas um núcleo localizado a leste entre os Estados da Bahia e Sergipe apresentou o aumento de H em até 25 Wm^{-2} , sendo este estatisticamente significativo. Nas áreas onde ocorreu a conversão de caatinga natural e também do cerrado para agropecuária, verificou-se redução de H em até -20 Wm^{-2} . Na estação úmida, grande parte das diferenças encontradas em H não apresentou significância estatística. Na estação seca, o padrão das diferenças ocorridas em H seguiu como na média anual, porém com diferenças positivas mais intensas e estatisticamente significativas sobre parte do Estado da Bahia.

Com as diferenças entre o cenário futuro e controle, as diferenças negativas foram mais intensas e presentes na maior parte da região semiárida. Na média anual, sobre as áreas onde ocorreu a conversão de caatinga natural para caatinga degradada e deserto, H foi reduzido (Figura 8.17a), com significância estatística acima de 90%. Além disso, assim como nas diferenças entre o cenário atual e controle, há um núcleo de aumento de H a leste entre os Estados da Bahia e Sergipe de até 25 Wm^{-2} . Na estação úmida, os impactos em H foram menos intensos e com significância estatística apenas na região central do Piauí, um núcleo no norte de Minas Gerais e outros dois na região porção nordeste do semiárido. Na estação seca, a distribuição das diferenças negativas de H foi similar à média anual, em intensidade e localização. Já as diferenças positivas foram mais intensas sobre o Estado da Bahia. Assim como para LE, as alterações que ocorreram em H também não se limitaram apenas à região semiárida. Na média anual, ocorreu o aumento de H na região Norte e em parte do Centro-Oeste que está associado entre outras variáveis ao aumento de R_n e a redução de H entre as latitudes 30°S e 15°S , que pode estar associado ao aumento de LE nessa região.

A razão de Bowen (BOWEN, 1926), definida como a razão entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente, é uma variável comumente utilizada para caracterizar a partição da energia disponível na superfície (SELLERS, 1985). Posto isto, as alterações da cobertura da vegetação também foram avaliadas na distribuição espacial dessa variável (Figura 8.18).

Diferença Fluxo de Calor Sensível (Wm^{-2})

Anual

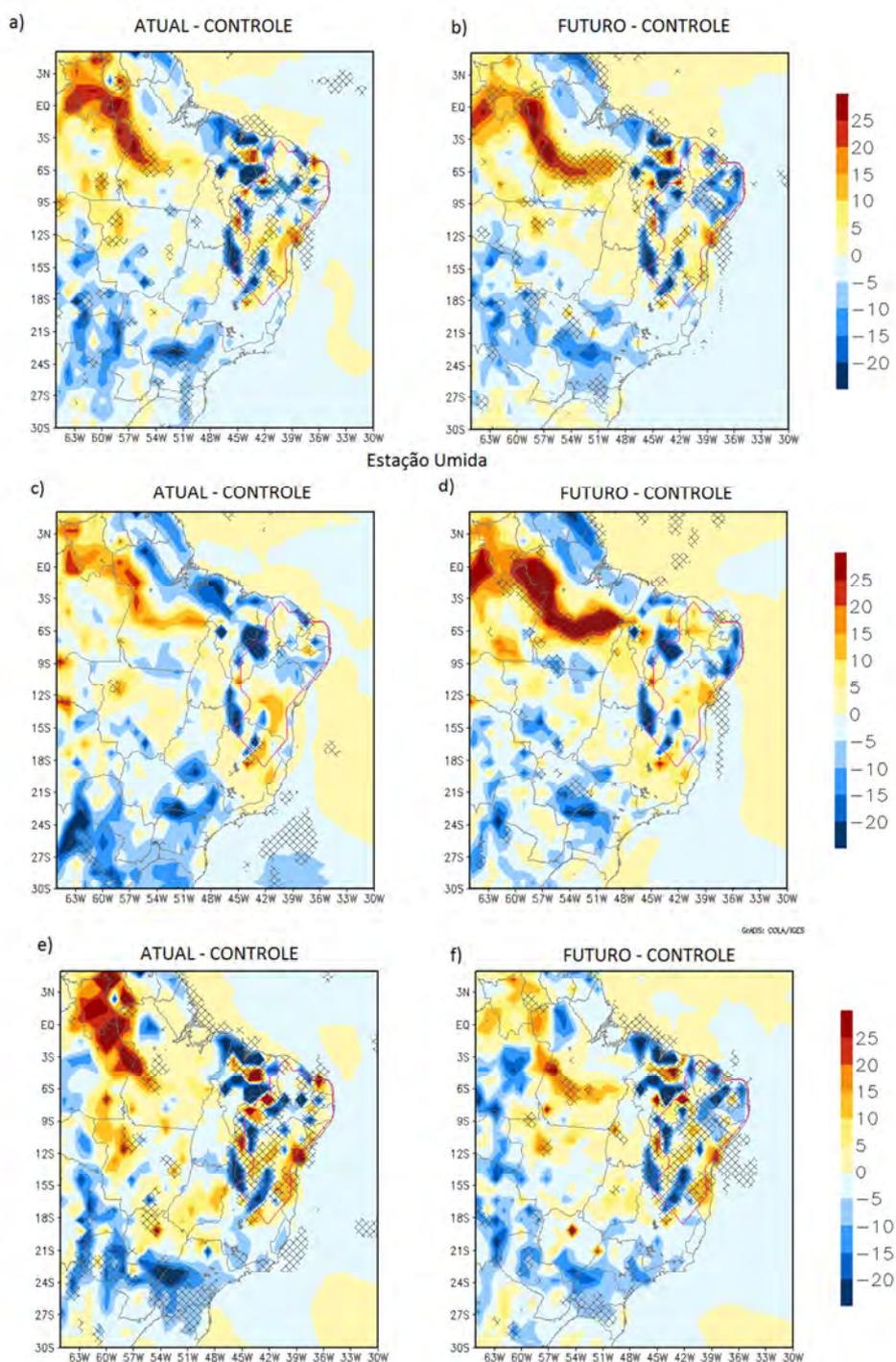


Figura 8.17 – Diferenças no Fluxo de Calor Sensível (Wm^{-2}) Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. Estação úmida: (c) e (d). Estação seca: (e) e (f). As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

Diferença anual Razão de Bowen

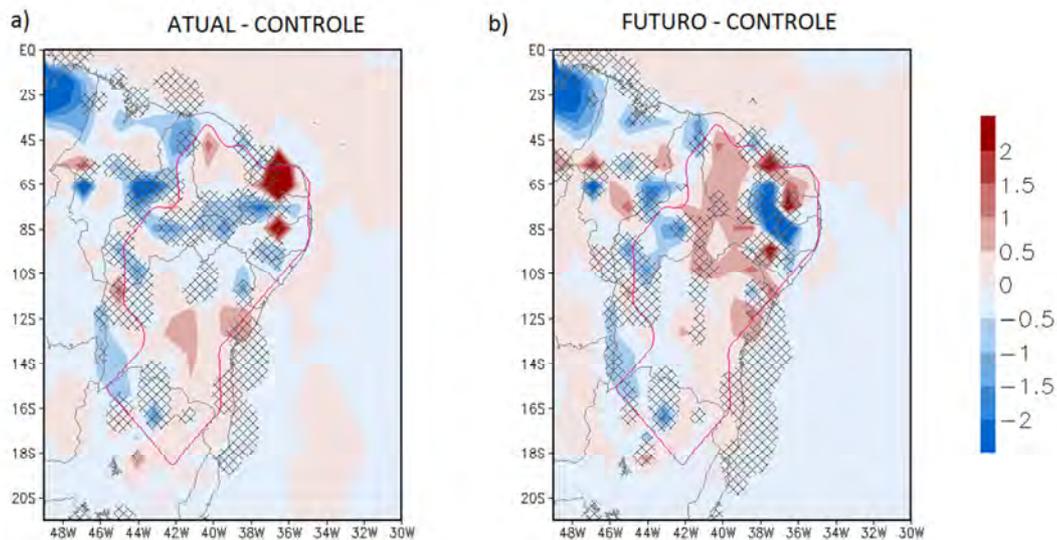


Figura 8.18 – Diferenças na Razão de Bowen (H/LE). Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

Na Figura 8.18a, na média anual, ocorreu redução da razão de Bowen (-1), principalmente na região central do semiárido, que corresponde a algumas áreas em que a vegetação caatinga natural foi substituída por agropecuária. Sobre o Estado do Rio Grande do Norte, a diferença na razão de Bowen foi positiva e intensa, sendo decorrente do aumento de H (25 Wm^{-2}) e redução de LE (-20 Wm^{-2}) na região. Na Figura 8.18b, a razão de Bowen aumentou principalmente sobre as áreas onde a caatinga natural foi substituída por caatinga degradada. Nota-se a presença de três núcleos com diferenças positivas da razão de Bowen (2), localizados sobre o Rio Grande do Norte, Paraíba e Alagoas, os quais correspondem ao aumento do fluxo de calor sensível e redução do fluxo de calor latente. Além disso, um núcleo de diferença negativa foi observado entre os Estados da Paraíba e Pernambuco, indicando que mais energia foi usada no aquecimento latente.

De modo geral, as alterações foram mais intensas no sertão do semiárido, onde os índices de precipitação são mais baixos e apresentam áreas em

processo de degradação ambiental. Em regiões vizinhas as alterações foram quase nulas e sem significância estatística; e portanto, não são mostradas no presente trabalho.

A Tabela 8.3 mostra os impactos locais das alterações da cobertura vegetal na temperatura próxima à superfície, na cobertura de nuvens, e nas componentes dos balanços de radiação e energia à superfície. Vale ressaltar que as anomalias foram calculadas sobre máscaras dos tipos de vegetação alterados. Com relação à temperatura próxima à superfície, nos experimentos de substituição tanto de florestas como da caatinga natural para agropecuária, ocorreu a redução da temperatura, principalmente durante a estação úmida (-1,4°C e -0,3°C). O contrário ocorreu na conversão da caatinga natural para caatinga degradada, em que a temperatura foi mais alta em até 0,3°C, durante a estação seca.

Na conversão de florestas para agropecuária, verificou-se redução do saldo de radiação de ondas curtas e de ondas longas, na média anual, de -7,9 Wm⁻² e -5,3Wm², respectivamente. Essas alterações foram decorrentes dos aumentos na radiação solar refletida (na média anual, +9,8 Wm⁻²) e radiação de onda longa refletida (na média anual, +6,7Wm⁻²). Todos estes fatores corroboraram para a redução do saldo de radiação à superfície em aproximadamente -13Wm². Em função da redução do saldo de radiação, tanto H como LE foram reduzidos (-1,6 Wm⁻² e -14,7 Wm⁻²). Além disso, a redução das trocas turbulentas também está associada à redução da rugosidade da superfície (Figura 8.2).

A razão de Bowen na região onde ocorreu a conversão de florestas para agropecuária era de 0,96 e após a conversão aumentou para 1,13. Florestas são geralmente mais eficientes nos processos de evapotranspiração e de extração de água pelas raízes, devido à profundidade de suas raízes (ROY et al., 2003). Posto isto, era esperado o aumento da razão de Bowen, que indica que uma parcela maior de energia disponível foi então convertida em fluxo de calor sensível.

De modo geral, os impactos da conversão de florestas para agropecuária, nas componentes dos balanços de energia foram similares aos encontrados em outros estudos também realizados para avaliar regiões semiáridas (OTIENO; AYAH, 2012).

Com a conversão de caatinga natural para agropecuária, na média anual e na estação úmida, a nebulosidade aumentou +1,7% e +0,4%, respectivamente. Na estação seca, a nebulosidade foi reduzida em -1,4%. Na média anual, os saldos de radiação de ondas curtas e de ondas longas aumentaram em $1,8 \text{ Wm}^{-2}$ e $3,7 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, devido em grande parte às reduções da radiação solar refletida ($-3,7 \text{ Wm}^{-2}$) e da radiação emitida pela superfície ($-3,4 \text{ Wm}^{-2}$), sendo esta menor que a contra radiação emitida pela atmosfera ($+0,3 \text{ Wm}^{-2}$). Ressalta-se que as alterações na radiação solar incidente e na contra radiação emitida pela atmosfera está em concordância com o aumento da nebulosidade total, tanto na média anual como na média sazonal. Assim sendo, na média anual e na estação úmida, pode-se inferir que a redução da radiação de onda curta refletida e da radiação de onda longa emergente explicam o aumento do saldo de radiação de aproximadamente 6 Wm^{-2} e $0,8 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente. Na estação seca, apesar do aumento da nebulosidade, a radiação solar incidente aumentou em $0,4 \text{ Wm}^{-2}$. As reduções na radiação solar refletida ($-4,1 \text{ Wm}^{-2}$) bem como na radiação emitida pela superfície ($-4,0 \text{ Wm}^{-2}$) foram de maiores magnitudes do que os aumentos da radiação solar incidente ($0,4 \text{ Wm}^{-2}$) e a redução da contra radiação emitida pela atmosfera ($-0,4 \text{ Wm}^{-2}$); desse modo, essas condições corroboraram para o aumento do saldo de radiação à superfície de aproximadamente 8 Wm^{-2} . De modo geral, a conversão da caatinga natural para agropecuária levou a um aumento da energia disponível na superfície. Além disso, verificou-se redução do fluxo de calor sensível (na média anual, $-2,6 \text{ Wm}^{-2}$), e aumento do fluxo de calor latente (na média anual, $+12,4 \text{ Wm}^{-2}$), indicando que o aumento no saldo de radiação não foi utilizado para aumentar ambos os fluxos turbulentos. Devido às alterações na partição da energia na superfície, a razão de Bowen reduziu em -0,49. Após a conversão para agropecuária a razão de Bowen foi para 1,63, na

média anual e, na estação seca foi para 2,36, indicando que mesmo após a conversão da cobertura, a maior parte da energia disponível na superfície continua sendo utilizada para o aquecimento do ar, o que ocorre em função do baixo índice de precipitação e da baixa disponibilidade de água no solo (Tabela 8.2).

Tabela 8.3 – Impactos locais (As diferenças representam médias sobre a máscara dos tipos de vegetação dentro do limite do semiárido) das alterações da cobertura vegetal nas componentes do balanço de radiação e balanço de energia.

Variáveis	Floresta → agro			Caatinga → agro			Caatinga → Caa. degrad.		
	Anual	Úmida	Seca	Anual	Úmida	Seca	Anual	Úmida	Seca
T2m	-1,2	-1,4	-1,0	-0,2	-0,3	-0,2	+0,2	+0,2	+0,3
nuvem	+0,2	+0,5	-4,6	+1,7	+0,4	-1,4	-1,3	-1,1	-2,8
S↓	+1,9	-2,5	+4,4	-2,1	-5,2	+0,4	+1,7	+2,0	+0,8
S↑	+9,8	+10,3	+9,8	-3,7	-1,5	-4,1	+3,2	-0,19	+1,0
ΔS	-7,9	-12,8	-5,4	+1,8	-3,7	4,5	-1,5	2,19	-0,2
L↓	+1,4	+1,8	+0,8	+0,3	+0,5	-0,4	+1,0	+0,5	+1,8
L↑	+6,7	+4,4	+6,6	-3,4	-4,0	-3,8	+7,7	+8	+6,2
ΔL	-5,3	-2,6	-5,8	+3,7	4,5	3,4	-6,7	-7,8	-4,4
Rn	-13,2	-15,4	-11,2	+5,5	+0,8	+7,9	-8,2	-5,6	-4,6
H	-1,6	+0,3	-1,0	-2,6	-1,8	-2,3	-4,8	-5,5	-2,4
LE	-14,7	-17,5	-16,3	+12,4	+10,2	+12,2	-15,6	-12,0	-18,6
β	+0,17	+0,17	+0,34	-0,49	-0,21	-0,97	+0,69	+0,16	+1,83

T2mt: Temperatura próximo à superfície (°C); nuvem: Cobertura de nuvem (%); S↓: Radiação Solar incidente (Wm^{-2}); S↑: Radiação solar refletida (Wm^{-2}); ΔS: Saldo de Radiação de ondas curtas (Wm^{-2}); L↓: Radiação de onda longa incidente (Wm^{-2}); L↑: Radiação de onda longa refletida (Wm^{-2}); ΔL: Saldo de radiação de onda longa (Wm^{-2}); Rn: Saldo de Radiação (Wm^{-2}); H: Fluxo de Calor sensível (Wm^{-2}); LE: Fluxo de Calor latente (Wm^{-2}); β: Razão de Bowen.

Com a conversão da caatinga natural para caatinga degradada, tanto na média anual como na média sazonal, ocorreu a redução da nebulosidade e, como consequência, aumento da radiação solar incidente, com maior intensidade

durante a estação úmida ($+2,0 \text{ Wm}^2$). Por outro lado, ocorreu o aumento da radiação solar refletida, na média anual ($+3,2 \text{ Wm}^2$), e na estação seca ($+1,0 \text{ Wm}^2$). Na média anual, em decorrência dessas alterações, o saldo de radiação de ondas curtas foi reduzido em $-1,5 \text{ Wm}^2$. No entanto, na estação úmida, verificou-se aumento do saldo de radiação de ondas curtas ($2,19 \text{ Wm}^2$), que ocorreu devido ao aumento da radiação solar incidente ($+2,0 \text{ Wm}^2$) ser de maior intensidade do que a redução da radiação solar refletida ($-0,19 \text{ Wm}^2$). Em função do aumento da nebulosidade, as diferenças na radiação de onda longa incidente foram positivas na média anual e sazonal. Além disso, verificou-se também aumento da radiação de onda longa emergente. Essas alterações resultaram na redução do balanço de ondas longas tanto na média anual como na média sazonal, o qual ocorreu devido ao aumento da radiação de onda longa refletida sobrepor o aumento da radiação de onda longa incidente. Assim, o aumento da radiação de onda longa emergente foi a principal responsável pela redução do saldo de radiação na superfície, na média anual e nas médias sazonais. A conversão de caatinga natural para caatinga degradada causou a redução do fluxo de calor sensível, na média anual e sazonal, sendo mais intenso na estação úmida ($-5,5 \text{ Wm}^2$). O mesmo padrão foi observado nas alterações no fluxo de calor latente, com redução na média anual ($-15,6 \text{ Wm}^2$) e nas estações úmida ($-12,03 \text{ Wm}^2$) e seca ($-18,6 \text{ Wm}^2$). Na média anual, a redução no fluxo de calor sensível correspondeu à apenas 5% do valor total (controle) e a redução do fluxo de calor latente correspondeu à cerca de 30% do valor total (controle). Sendo assim, os impactos foram mais intensos no fluxo de calor latente, os quais ocorreram entre outros fatores, devido à redução da transpiração e da rugosidade da superfície. A substituição da caatinga natural para caatinga degrada também causou alterações na razão de Bowen, principalmente durante a estação seca ($+1,8$). Na média anual, a razão de Bowen antes da conversão era de 1,92 e passou para 2,61.

De modo geral, os impactos da conversão da caatinga natural para degradada, nas componentes dos balanços de radiação e do balanço de energia encontrados no presente trabalho foram similares aos de Souza (2006). Nos experimentos realizados por Souza (2006), os impactos foram mais intensos para o saldo de radiação de ondas curtas (na média anual, $-24,4 \text{ Wm}^{-2}$), saldo de radiação à superfície (na média anual, $-29,6 \text{ Wm}^{-2}$) e no fluxo de calor sensível (na média anual, $-18,6 \text{ Wm}^{-2}$). Por outro lado, os impactos encontrados por Souza (2006) foram menos intensos para o saldo de radiação de ondas longas (na média anual, $-5,3 \text{ Wm}^{-2}$), para o fluxo de calor latente (na média anual, -11 Wm^{-2}) e na razão de Bowen (na média anual, $+0,6$).

8.1.5. Alterações nas componentes do balanço de carbono

A biomassa é um importante componente do ciclo de carbono global (SCURLOCK et al., 2002). A Figura 8.19 mostra as alterações das trocas de cobertura na biomassa total do dossel. No experimento controle, as áreas cobertas por caatinga natural apresentaram biomassa total de $0,5 \text{ kg.C.m}^{-2}$, cujo valor é menor que aquele encontrado por Kauffman et al. (2003), $7,3 \text{ kg.C.m}^{-2}$, a partir de um experimento de campo realizado próximo ao município de Serra Talhada em Pernambuco, cuja a vegetação na região é composta basicamente por caatinga hiperxerófila. No entanto, em outro experimento realizado em área de caatinga fechada e preservada, na região de Seridó, PE, o valor médio encontrado foi de $2,0 \text{ kg.C.m}^{-2}$ (COSTA et al., 2002). Para as áreas de florestas perenes e decíduas foi encontrado um valor de total de biomassa igual a $10,4 \text{ kg.C.m}^{-2}$. Este valor é similar aos encontrados em outros estudos de campo considerando florestas decíduas (igual a 8 kg.C.m^{-2} , BOTKIN et al., 1993) e Mata Atlântica (igual a $15,8 \text{ kg.C.m}^{-2}$, CUNHA et al., 2009). Portanto, cada tipo de vegetação possui estoques de carbono diferenciados.

No experimento atual, nas áreas convertidas de caatinga natural e de florestas para agropecuária, a biomassa total do dossel passou à $1,03 \text{ kg.C.m}^{-2}$,

enquanto no experimento futuro, a substituição de caatinga natural por caatinga degradada levou à redução da biomassa para $0,2 \text{ kg.C.m}^{-2}$. Além disso, nas áreas anteriormente ocupadas por caatinga natural e por florestas, a biomassa passou para $0,73 \text{ kg.C.m}^{-2}$ e $1,03 \text{ kg.C.m}^{-2}$, respectivamente (Tabela 8.4). Resumindo, a conversão de caatinga natural para agropecuária resulta em um aumento do estoque de carbono, enquanto observou-se que o contrário ocorreu para as áreas modificadas de florestas para agropecuária e de caatinga natural para caatinga degradada, sendo as alterações no primeiro, mais intensas. De modo geral, as mudanças na densidade da vegetação, ou seja, aquelas ocorridas tanto em IAF (Figura 8.3) como no comprimento de rugosidade (Figura 8.2) traduzem em mudanças na biomassa total dos tipos de vegetação.

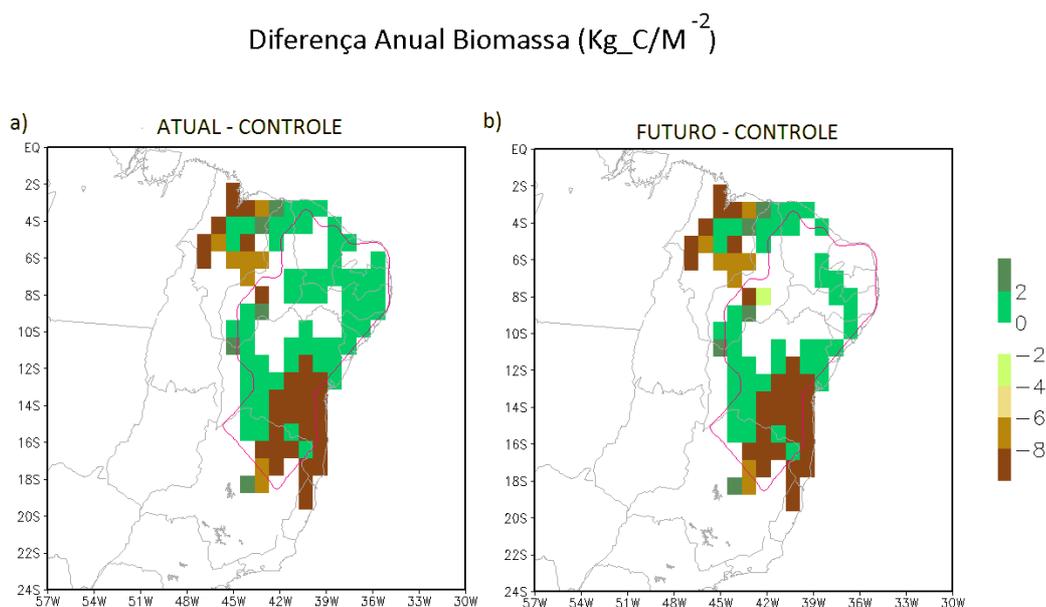


Figura 8.19 – Diferenças Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE.

Tabela 8.4 – Impactos locais (Médias sobre as máscaras dos tipos de vegetação dentro do limite do semiárido) das alterações da cobertura vegetal na biomassa total do dossel (kg.C.m^{-2}).

CONTROLE	ATUAL	FUTURO
Caatinga natural – 0,502	Agropecuária (caatinga) – 1,032	Caatinga degradada – 0,197
Florestas – 10,416	Agropecuária (Florestas)- 1,032	Agropecuária (caatinga) – 0,739
		Agropecuária (florestas) – 1,032

A Figura 8.20 apresenta os impactos das alterações da cobertura vegetal na média anual da Produtividade Primária Bruta (PPB) e Produtividade Primária Líquida (PPL). Conforme discutido anteriormente, A PPB indica a quantidade total de carbono fixado no processo de fotossíntese pelas plantas. A Figura 8.20a, mostra as diferenças anuais de PPB entre o cenário atual e o cenário controle. Nas áreas de conversão de florestas para agropecuária, verifica-se a redução de PPB em aproximadamente $-3 \times 10^6 \text{ Mol CO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (Tabela 8.5). O oposto foi verificado com a conversão de caatinga natural para caatinga degradada, isto é, aumento de aproximadamente $2 \times 10^6 \text{ Mol CO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$. A Figura 8.20b, mostra que a conversão da caatinga natural para caatinga degradada levou à redução de PPB em $-1,72 \times 10^6 \text{ Mol CO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$. A redução de PPB decorrente das alterações da conversão de florestas para agropecuária representou 38% do valor simulado no experimento controle; as diferenças da substituição da caatinga natural para caatinga degradada representam a redução de aproximadamente 68% e da substituição da caatinga natural para agropecuária representa um aumento de 106% da quantidade de carbono fixado na vegetação.

As Figuras 8.20c,d mostram os impactos na PPL, a qual representa a diferença entre a fotossíntese e a respiração autotrófica da vegetação, por unidade de tempo e espaço, ou seja, é o saldo final de carbono retido no ecossistema (LIETH; WHITTAKER, 1975). No experimento controle, na média anual, a área

ocupada por caatinga natural apresentou o valor de PPL de aproximadamente $0,5 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$, enquanto para a área ocupada por floresta, o valor de $2,16 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$. Os valores encontrados de PPL no presente trabalho são similares aos valores médios estimados por meio de imagens do sensor MODIS. Tais valores foram iguais a $0,4 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$, para arbustos fechados, e de $1,15 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$ para florestas (ZHAO et al., 2005).

O padrão de alterações na PPL após as trocas de cobertura foi similar ao da PPB, ou seja, ocorreu redução de PPL na conversão de florestas para agropecuária (na média anual, $-0,82 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$, 38%) e na conversão de caatinga natural para caatinga degradada (na média anual, $-0,36 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$, 70%); enquanto houve aumento na conversão de caatinga natural para agropecuária (na média anual, $+0,51 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$, 118%).

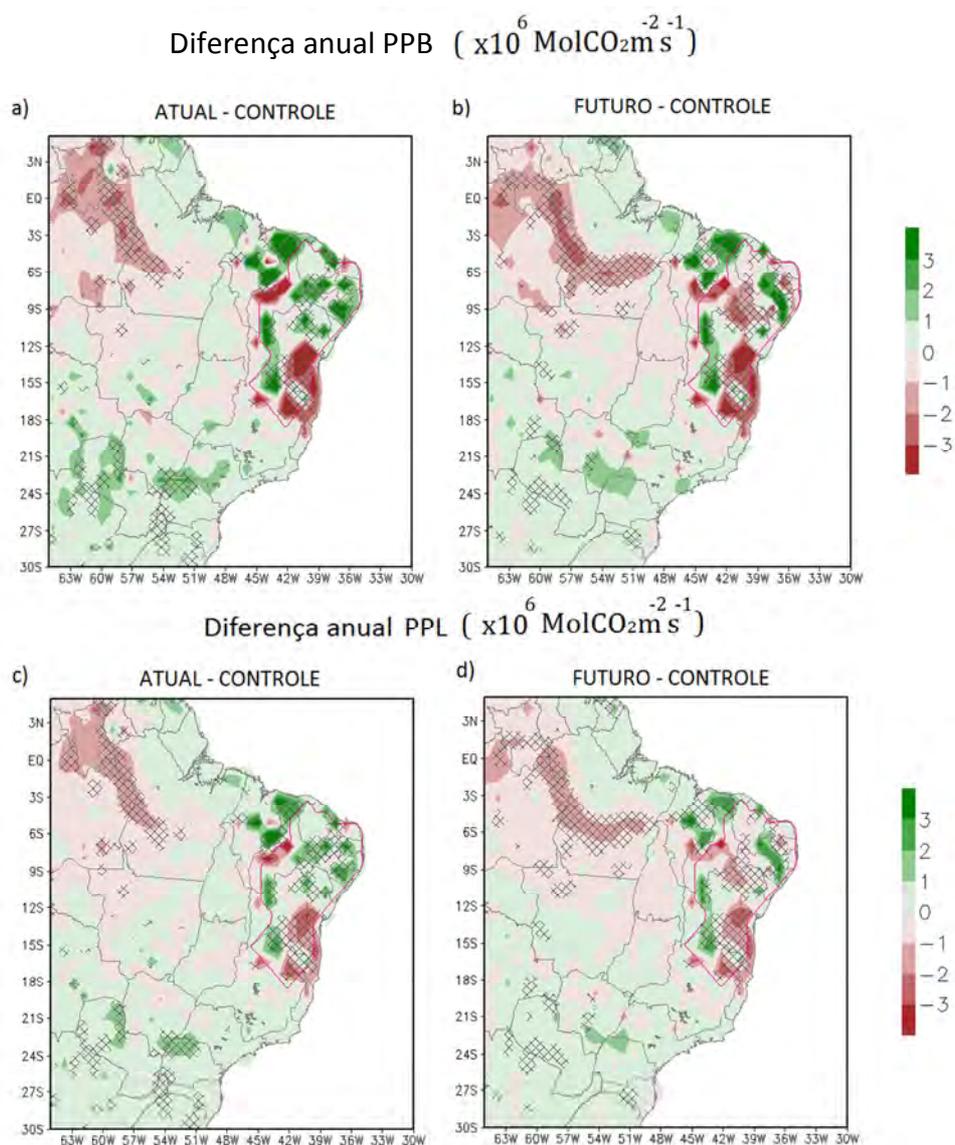


Figura 8.20 – Diferenças Média anual: (a) Experimento ATUAL menos CONTROLE; (b) Experimento FUTURO menos CONTROLE. As áreas onde as diferenças apresentam significância estatística maior que 90% são marcadas com x.

Na conversão de caatinga natural para caatinga degradada, o PPL passou de $0,52 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$ para $0,16 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$. Este valor encontrado é similar ao estimado por meio de imagens do sensor MODIS para áreas de arbustos abertos, $0,14 \text{ kg.C.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$ (ZHAO et al., 2005).

Segundo Webb et al. (1983), a PPL é positivamente relacionado ao índice de área foliar. Nos resultados do presente trabalho, também foi possível verificar tal relação entre PPL e IAF, de modo que as áreas onde houve redução (aumento) de IAF correspondem àquelas aonde ocorreu a redução (aumento) de PPL. Desse modo, o aumento ou redução da produtividade do dossel da vegetação pode ser resultado do aumento ou redução do IAF, bem como a atividade fotossintética das folhas. Além disso, pode-se inferir que as alterações na PPB e PPL também estão associadas com as mudanças na transpiração do dossel (Tabela 8.) e também com as condições de baixa umidade do ar. As áreas onde ocorreram as reduções na PPB e PPL correspondem àquelas onde ocorreu a redução da transpiração do dossel (Figura 8.5) em ambos os experimentos. Posto isto, em condições de baixa umidade a vegetação apresenta o fechamento dos estômatos, evitando a perda excessiva de água por transpiração, o que implica na redução das taxas de assimilação de CO₂.

Outra variável que pode estar associada às alterações na PPB e PPL é o saldo de radiação à superfície, uma vez que as áreas onde ocorreram a redução (aumento) de Rn correspondem àquelas onde ocorreram a redução (aumento) de PPB e PPL. Esta relação também foi verificada por Cao e Woodward (1998).

De modo geral, os impactos das MUTC nas médias anuais de PPB e PPL não se restringiram apenas ao limite do semiárido. Em parte da região Norte do Brasil, verifica-se a redução de ambos. O oposto foi observado entre as latitudes de -30°S e -15°S. Essas alterações também estão associadas, principalmente àquelas no IAF.

Tabela 8.5 – Impactos locais (As diferenças representam médias sobre a máscara dos tipos de vegetação dentro do limite do semiárido) das alterações da cobertura vegetal nas componentes do balanço de carbono.

Variáveis	Floresta → agro	Caatinga → agro	Caa. → Caa. degrad.
PPB	-2,88	+2,01	-1,72
PPL	-1,71	+1,32	-1,02
PPL*	-0,82	0,51	-0,36

PPB: *Produtividade Primária Bruta* ($\times 10^6 \text{ Mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$); PPL: *Produtividade Primária Líquida* ($\times 10^6 \text{ Mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$); PPL*: *Produtividade Primária Líquida* ($\text{kg.C.m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$).

8.2. Discussão

Neste capítulo foram apresentados os resultados dos experimentos numéricos considerando-se conversão da cobertura vegetal na região semiárida do Brasil. Os resultados foram obtidos a partir de simulações efetuadas com o MCGA do CPTEC acoplado ao modelo de superfície IBIS. Três experimentos foram elaborados para avaliar os impactos das mudanças dos usos e cobertura da terra nas componentes dos balanços de água, de energia e de carbono, bem como no comportamento da circulação atmosférica. No primeiro experimento, denominado CONTROLE, foi utilizado um mapa de vegetação potencial; no segundo, denominado experimento ATUAL, o limite da região Nordeste do Brasil foi substituído pelo mapa de vegetação provido pelo projeto Proveg do INPE, que representou neste experimento a intensificação das atividades agropecuárias no semiárido; no terceiro experimento, o limite da região do NEB foi novamente substituído por um cenário futuro de distribuição da vegetação, que incluiu a intensificação da agropecuária limitada pela degradação no semiárido (máscara elaborada a partir da projeção futura da distribuição dos biomas potenciais no NEB segundo o CPTEC-PVMReg2.0 no cenário B2; Velasques, 2009). As análises dos resultados foram direcionadas para tentar

responder as seguintes questões: **Como a intensificação da agropecuária no semiárido poderia causar impactos no clima local na média anual e na escala sazonal? Como é a distribuição desses possíveis impactos, considerando a heterogeneidade das alterações da cobertura? Quão intensos são estes impactos nas regiões vizinhas (que envolve o Brasil e parte da América do Sul)? Num cenário futuro (realista) de degradação no semiárido quais seriam os impactos no clima local e regional?**

A seguir são ressaltados os principais resultados referentes às questões mencionadas acima:

a) Impactos Locais:

- Em termos da **estrutura da vegetação**, a conversão de florestas perenes e decíduas (presentes no Estado da Bahia e norte de Minas Gerais) para agropecuária causou alterações mais significativas no comprimento de rugosidade (redução de -1,5 m) e no IAF ($-4 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$) do que as demais substituições da cobertura, ou seja, as trocas de caatinga natural para agropecuária e caatinga degradada; o que era esperado em função das características dos tipos de vegetação envolvidos;
- Com relação à **precipitação local**, as respostas foram altamente não lineares. A conversão da vegetação natural (florestas e caatinga) por agropecuária levou ao aumento da precipitação na média anual e na estação úmida, e à redução na estação seca; Na conversão em caatinga degradada, ocorreu a redução da precipitação, tanto na média anual como nas médias sazonais; No entanto, as respostas das MUCT nos campos de precipitação, nas médias anual e da estação úmida, não foram estatisticamente significativas. Apenas na estação seca em algumas regiões as alterações apresentaram significância estatística acima de 90%. De modo geral, os impactos na precipitação são explicados em

parte pelas mudanças na transpiração, na convergência de umidade, pelas modificações da circulação em baixos níveis e pelo movimento vertical;

- Os impactos mais pronunciados das MUTC na **temperatura próxima à superfície** ocorreram da conversão de florestas para agropecuária, regiões em que a temperatura foi reduzida em até -1,2°C na média anual. Da conversão de caatinga natural para agropecuária, a temperatura próxima à superfície, na média anual, reduziu em 0,2°C. Já o cenário de degradação da caatinga resultou em um aquecimento da superfície em 0,2°, resultante da redução do resfriamento evaporativo. Ressalta-se que estas alterações foram todas estatisticamente significativas; Em ambos os experimentos ocorre a redução do saldo de radiação e por isso a redução do fluxo de calor sensível. Nos experimentos de troca de florestas para agropecuária e caatinga natural para caatinga degradada verificou-se, a redução do fluxo de calor latente. Com relação à razão de Bowen, esta aumenta tanto da substituição de florestas por agropecuária como para o cenário de degradação.
- Com relação aos impactos nas **trocas de CO₂** entre a vegetação e a atmosfera, verificou-se que a conversão de florestas para agropecuária levou à redução da biomassa total do dossel em aproximadamente 9 kg.C.m⁻². Na conversão de caatinga natural para caatinga degradada ocorreu um aumento na biomassa de aproximadamente 0,5 kg.C.m⁻². A redução da biomassa também ocorre no cenário de degradação da caatinga (0,3 kg.C.m⁻²). Em concordância com estes resultados, observou-se redução da produtividade primária bruta e primária líquida nas trocas de florestas para agropecuária, bem como de caatinga natural para caatinga degradada, e o contrário para a conversão de caatinga natural em agropecuária.

b) Impactos remotos:

- Conforme já ressaltado, os impactos das MUTC não se restringiram somente ao semiárido, ou seja, foram verificados sinais nas diferentes variáveis consideradas no presente estudo, em regiões adjacentes. De modo geral, estes sinais foram opostos, sobre a região Norte do País e sobre a parte norte do Centro-Oeste (Região 1) e Sudeste, e no Sul do Brasil, além dos limites do Brasil, sobre a Bolívia, Paraguai e norte da Argentina (Região 2).
- Com relação à **precipitação**, na média anual, esta apresentou diferenças negativas sobre a Região I e positivas sobre a Região 2, que envolve do região do Bacia do Prata; Diferenças negativas também foram observadas para a **cobertura de nuvens, transpiração, fluxos de calor latente, umidade do solo, conteúdo de umidade, produtividade primária bruta e produtividade primária líquida**. Já para a **temperatura próxima a superfície, balanço de radiação de ondas curtas e fluxo de calor sensível** as diferenças foram positivas na Região 1 e negativas na Região 2.

9 CONCLUSÕES

O principal objetivo do presente trabalho foi investigar os impactos das mudanças dos usos e cobertura da terra nos processos de superfície e no clima na região semiárida do Brasil. Com essa finalidade, foram realizados experimentos de conversão da cobertura da vegetação natural utilizando-se o modelo de superfície IBIS no modo “*offline*” (desacoplado), bem como acoplado ao MCGA/CPTEC. Dessa maneira, foi possível avaliar e quantificar os impactos das MUTC considerando e não considerando os “*feedbacks*” atmosféricos. Antes da realização desses experimentos, efetuou-se uma calibração do modelo IBIS para a caatinga natural do semiárido, uma vez que este é o tipo de vegetação natural predominante na área de estudo. O objetivo da calibração foi prover um conjunto acurado de parâmetros da superfície vegetada a fim de melhorar as simulações dos balanços de radiação e de energia. De modo geral, os resultados mostram uma boa estimativa do saldo de radiação e do fluxo de calor sensível pelo modelo IBIS em área de caatinga. No entanto, mesmo com os parâmetros calibrados, o fluxo de calor latente continuou apresentando diferenças, principalmente na transição da estação seca para a estação úmida. Esta deficiência em simular as mudanças abruptas das condições secas para úmidas também foi reportada em outros estudos para regiões semiáridas, enfatizando assim a importância de realizar melhorias na parametrização de alguns processos nos modelos de superfície.

Após o procedimento de calibração, foram realizados experimentos de troca de cobertura com o modelo IBIS no modo *offline*, para um único ponto de grade, considerando o novo conjunto de parâmetros. Os resultados dos experimentos mostraram que as alterações ocorridas, principalmente no albedo da superfície causaram modificações nas componentes do balanço de energia. Na conversão de caatinga natural para agropecuária, na média anual, ocorre o aumento em 58% do albedo da superfície, conseqüentemente houve redução do saldo de radiação e das trocas turbulentas, de modo que as alterações no fluxo de calor sensível foram mais intensas (redução de 33%). No cenário de

degradação da caatinga, as alterações foram similares, porém mais intensas. O aumento do albedo foi de 77%, e as reduções no saldo de radiação, no fluxo de calor sensível e no fluxo de calor latente foram de 35%, 42% e 12%, respectivamente.

A resistência estomática da classe de vegetação agropecuária é menor quando comparada com a da caatinga, e a da caatinga degradada é maior do que a da caatinga natural, o que corroborou para o aumento da evapotranspiração da conversão da caatinga natural para a agropecuária (principalmente nos meses chuvosos) e redução da evapotranspiração da conversão da caatinga natural para a caatinga degradada. As alterações na evapotranspiração também estão associadas à supressão de transpiração vegetal devido à redução da fração vegetada.

Com relação às alterações na dinâmica das trocas de CO₂, na estação úmida, a agropecuária apresenta uma maior captura de CO₂ do que a caatinga natural bem como a caatinga degradada. Em função disso, a produtividade primária bruta para agropecuária foi maior. Dos três tipos de vegetação considerados neste experimento, a caatinga degradada foi a menos produtiva. Ressalta-se que as alterações nas trocas de CO₂, correspondem às alterações ocorridas na evapotranspiração.

Com a finalidade de avaliar as respostas das MUCT nos processos de superfície considerando os feedbacks da atmosfera, foram elaborados dois experimentos de conversão da cobertura vegetal utilizando o MCGA/CPTEC. O primeiro, denominado “ATUAL”, foi elaborado para avaliar os impactos da intensificação das atividades agropecuárias no semiárido, ou seja, a substituição da vegetação natural por um agroecossistema. O segundo, denominado “FUTURO”, foi elaborado com a finalidade de estudar os impactos de um possível cenário de degradação da caatinga associado à intensificação da agropecuária no semiárido. A hipótese principal do presente trabalho, é que tais alterações podem causar modificações no clima por meio das alterações

nos processos biofísicos e nas componentes do ciclo de carbono. De modo geral os resultados do presente estudo mostraram que as MUCT por meio de modificações em variáveis importantes da superfície, causaram alterações no clima local e no clima nas regiões vizinhas.

Levando em consideração que as condições iniciais dos experimentos são iguais, as mudanças simuladas nos balanços de água, de energia, nas componentes do balanço de carbono, e na circulação atmosférica sugerem que as mudanças de cobertura da vegetação podem influenciar processos no clima em grande escala.

De modo geral, a maioria das respostas das MUTC foram mais intensas na estação úmida e apresentaram sinais opostos sobre os experimentos de vegetação de maior porte (conversão de florestas para agropecuária) e menor porte (conversão de caatinga natural para agropecuária e degradada). Na conversão de florestas e caatinga natural para agropecuária, na média anual e na estação úmida a precipitação aumentou; no entanto, nas componentes do balanço de água os sinais foram praticamente opostos, por exemplo, a convergência de umidade foi reduzida no primeiro experimento, enquanto no segundo, a mesma aumentou, embora de maneira menos intensa. No experimento de conversão de caatinga natural para degradada, os impactos foram menos intensos quando comparados aos encontrados com a conversão de florestas em agropecuária. Os resultados sugerem a redução da precipitação, principalmente na estação úmida decorrente do cenário de degradação, em consequência da redução da transpiração e da convergência de umidade em baixos níveis, agravando assim o clima da região.

Os impactos na transpiração e no armazenamento de umidade do solo nos experimentos *offline* e acoplado ao modelo atmosférico, para a substituição da caatinga natural para agropecuária e para caatinga degradada, foram similares. Ou seja, de modo geral, as respostas da troca da caatinga natural para agropecuária convergiram para o aumento da transpiração e redução do

armazenamento de água no solo. Padrão oposto foi verificado com a troca de caatinga natural para caatinga degradada, cujos resultados convergiram para a redução da transpiração e aumento do armazenamento de água no solo.

Os impactos das MUTC no balanço de energia foram bem distintos entre os experimentos. Com as alterações da caatinga natural para agropecuária e caatinga degradada, verificou-se redução do saldo de energia disponível na superfície. No primeiro caso, ocorreu principalmente devido ao aumento da radiação solar refletida (albedo), enquanto no segundo caso o principal responsável pela redução do saldo de radiação foi o aumento da radiação de onda longa emergente. Além disso, os resultados dos experimentos numéricos sugerem que a transição de florestas e de caatinga natural para agropecuária, pode resfriar a superfície enquanto que o processo de degradação da caatinga pode levar ao aquecimento da superfície em até 0,3°C.

A redução do saldo de radiação representa uma redução na energia disponível para os fluxos de calor sensível e calor latente. Assim, as alterações na disponibilidade de energia na superfície levaram a modificações na partição da energia para os processos de evaporação da água bem como o de aquecimento da superfície. De modo geral, em todos os experimentos ocorre a redução do fluxo de calor sensível e nos experimentos de troca de florestas para agropecuária e caatinga natural para caatinga degradada verificou-se, a redução também no fluxo de calor latente. Com relação à razão de Bowen, esta aumenta tanto da substituição de florestas por agropecuária como para o cenário de degradação.

No caso do balanço de energia, nos experimentos offline e acoplado ao modelo atmosférico, os impactos só concordaram no experimento de troca da caatinga natural para caatinga degradada, em que se verificou a redução do saldo de radiação, bem como das trocas turbulentas.

Com relação aos impactos das MUTC na dinâmica das trocas de CO₂ entre a vegetação e atmosfera, os resultados apontaram que a conversão de florestas

para agropecuária bem como a degradação da caatinga, corroboraram para a redução da produtividade primária bruta e conseqüentemente a redução da produtividade primária líquida. O oposto foi observado para a conversão de caatinga natural em caatinga degradada. Estes resultados na produtividade primária líquida correspondem aos encontrados no experimento *offline*, em que a produtividade aumentou com a conversão de caatinga natural para agropecuária e reduz da alteração da caatinga natural para degradada. Assim, o presente estudo ressalta que a mudança da cobertura da vegetação tem influência significativa sobre a dinâmica de carbono.

No presente estudo, optou-se por avaliar os impactos das mudanças de vegetação no semiárido do Brasil, considerando a cobertura e usos da terra de maneira mais realista, ou seja, o cenário atual de vegetação considerado incluiu mapeamento realizado por meio de interpretação de imagens de satélite, de alta resolução, do ano base de 2000. Para o cenário futuro, considerou-se que a expansão da agropecuária no semiárido, será limitada pelos processos de degradação, os quais podem ocorrer na região, conforme ressaltado em estudos realizados por Marengo (2008) e Velásquez (2009). Contudo, as alterações na vegetação do semiárido consideradas nos cenários utilizados no presente trabalho, foram menores em área quando comparados aos estudos anteriores considerando mudanças de vegetação no NEB (Oyama, 2003 e Souza, 2006). Porém, de modo geral, os resultados permitem inferir que as alterações da cobertura da vegetação, mesmo em pequena escala no semiárido do Brasil, pode também causar impactos no clima, tanto na escala local como regional.

Finalmente, destaca-se que o diagnóstico da evolução dos usos da terra e suas implicações climáticas são essenciais para orientar tomadores de decisões, no que diz respeito ao direcionamento da aplicação dos recursos e na elaboração de políticas de desenvolvimento, a fim de se alcançar melhores gestão e planejamento para tão importante região do país.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- No presente trabalho, a calibração do modelo IBIS foi realizada apenas considerando dados coletados em um único sítio experimental em área de caatinga. Portanto, é importante destacar a necessidade de efetuar a calibração e validação dos outros tipos de vegetação presentes no NEB e no Brasil, principalmente sobre áreas degradadas, para melhor representar as características da superfície em estudos futuros;
- Os experimentos numéricos utilizando o MCGA/CPTEC realizados no presente trabalho, consistiram de apenas três membros. Assim, para cada experimento foi realizado um conjunto de três membros com simulações de 10 anos cada, portanto um total de 90 anos de simulação. O número de integrações foi limitado devido ao alto custo computacional e ao curto prazo disponível para realizá-las. No entanto, é importante incorporar nos resultados apresentados um número maior de integrações, como complementação do trabalho. Posto isto, os resultados apresentados no presente trabalho, devem ser vistos principalmente como sugestão de tendências qualitativas ao invés de descrições quantitativas sobre os impactos das MUTC.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEY, R. et al. **Mudança do Clima 2007: a base das ciências físicas –** Sumário para os formuladores de políticas. Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quarto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças do Clima, Paris: OMM/PNUMA, 2007.

ALVALÁ, R.C.S.; NOBRE, C.A.; CHOU, S.C.; VALERIANO, D.M.; MELLO, E.K.; CORREIA, F.W.S.; TOMASELLA, J.; CÂNDIDO, L.A.; SESTINI, M.F.; CARVALHO, V.C. **Melhorias da descrição de parâmetros de superfície e de vegetação da região Nordeste do Brasil para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos.** São José dos Campos, 2005. Projeto de Pesquisa financiado pela FAPESP (Processo 03/000142-8).

ANDERSON, D. E., VERMA, S. B.; ROSENBERG, N. J. Eddy correlation measurements of CO₂, latent heat and sensible heat fluxes over a crop surface. **Bound. Lay. Meteorol.** v. 29, p.263-272, 1984.

ANDERSON, L. O.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. **Sensor MODIS: Uma abordagem geral.** São José dos Campos: INPE, 2003. 53 p. (INPE-10131-RPQ/752). (INPE-10131-RPQ/752).

ARAÚJO, A.C.; NOBRE, A.D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J.A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTINI, R.; KABAT, P. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **J. Geophys. Res.**,v. 107, 8090, 2002, doi:10.1029/2001JD000676.

ASSAD, E. D.; PINTO, H. S. **Aquecimento global e a nova geografia da produção Agrícola no Brasil.** 1. ed. Brasília: Embaixada Britânica, 2008. v. 1. 82 p.

AUBINET, M., et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Ad. Ecol. Res.**, v. 30, p. 113-175, 2000.

BARR, A.G.; MORGENSTERN, K.; BLACK, T.A.; MCCAUGHEY, J. H.; NESIC, Z. Surface energy balance closure by the eddy covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO₂ flux. **Agr. Forest Meteorol.**, v.140, p.322–337, 2006.

BASTIDAS, L. A.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; SHUTTLEWORTH, W. J.; YANG, Z. L. Sensitivity Analysis of a Land Surface Scheme using Multi-Criteria Methods, **J. Geophys. Res.**, v.104, n.19, p.481-490, 1999.

BATHIANY, S.; CLAUSSEN, M.; BROVKIN, V.; RADDATZ, T. GAYLER, V. Combined biogeophysical and biogeochemical effects of large-scale forest cover changes in the MPI earth system model. **Biogeosciences**, v.7, p.1383-1399, 2000.

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

BETTS, R.A. The impact of land use on the climate of present-day. In: Richie, H. (eds). **Research activities in atmospheric and oceanic modelling**. Geneva: World Meteorological Organization , 1999. , v.28, p.7.11-7.12. CAS/JSC WGNE Report.

BETTS, R. A. Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. **Nature**, v. 408, p. 187–190, 2000.

BEVEN, K. J.; FRANKS, S. W. Functional similarity in landscape scale SVAT modelling. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 3, n. 1, p. 85-94, 1999. ISSN 1027-5606.

BONAN, G. B. Effects of land use on the climate of the United States. **Clim Change**, v. 37, p. 449–486, 1997. doi:10.1023/A:1005305708775.

BONAN, G. B. Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests, **Science**, v. 320, p. 1444-1449, 2008.

BONATTI, J. P. Modelo de Circulação Geral Atmosférico do CPTEC. **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

BOTKIN, D. B. Biomass and carbon storage of the North American Deciduous Forest. **Biogeochemistry**, v. 20, p. 1-17, 1993.

BOWEN, I.S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, v. 27, p 779–787, 1926.

BROVKIN, V.; CLAUSSEN, M.; DRIESSCHAERT, E.; FICHEFET, T.; KICKLIGHTER, T.; LOUTRE, M. F.; MATTHEWS, H. D.; RAMANKUTTY, N.; SCHAEFFER, M.; SOKOLOV, A.; Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity, **Clim. Dyn.**, v. 26, p. 587–600, 2006.

CAMPBELL, G.S.; NORMAN, J.M. **An Introduction to environmental biophysics**. New York: Springer-Verlag, 1998.

CAO, M. K.; WOODWARD, F. I. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change. **Nature**, v. 393, p.249–252, 1998.

CARTER, T.R.; HULME, M.; CROSSLEY, J.F.; MALYSHEV, S.; NEW, M.G.; SCHLESINGER, M.E.; AND TUOMENVIRTA, H. **Climate change in the 21st century**: interim characterizations based on the new IPCC emissions scenarios. Helsinki: Finnish Environment Institute, 2000. 148p. The Finnish Environment 433.

CARVALHO, F. M. V.; FERREIRA, L. G.; LOBO, F. C.; DINIZ-FILHO J. A. F.; BINI, L. M. Padrões de autocorrelação espacial de índices de vegetação Modis no bioma cerrado. **R. Árvore**, v. 32, n. 2, p.279-290, 2008.

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

CHARNEY, J. G.; QUIRK, W.J.; CHOW, S.H.; KORNFIELD, J.A. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.34, n.9, p.1366-1385, 1977.

CHASE, T. N.; PIELKE, R. A.; KITTEL, T. G. F.; NEMANI, R.; RUNNING, S.W. Sensitivity of a general circulation model to global changes in leaf area index. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 7393–7408, 1996.

CHASE, T. N.; PIELKE, R. A.; KITTEL, T. G. F.; NEMANI, R.; RUNNING, S. W. Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. **Climate Dynamics**, v.16, p. 93–105, 2000.

CHEN, J. M.; LEBLANC, S. A 4-scale bidirectional reflection model based on canopy architecture. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, p. 35, p.1316-1337, 1997.

CHEN, X. L. ; ZHAO, H. M.; LI, P. X., YIN, Z. Y. Remote sensing image-based analysis of the relationship between urban heat and land use/cover changes. **Remote Sensing of Environment**, v. 104, p. 133-146.

CHEN, S.P.; CHEN, J.Q.; LIN, G.H.; ZHANG, W.L.; MIAO, H.X.; WEI, L.; HUANG, J.H.; HAN, X.G. Energy balance and partition in Inner Mongolia steppe ecosystems with different land use types. **Agr. Forest Meteorol.**, v.149, p.1800–1809, 2009.

CHURKINA, G.; RUNNING, S.W. Contrasting environmental controls on the estimated productivity of different biomes. **Ecosystems**, v. 1, p. 206-215, 1998.

CLARK, D.B.; XUE, Y.; HARDING, R.J.; VALDES; P.J. Modeling the Impact of Land Surface Degradation on the Climate of Tropical North Africa. **J. Climate**, v.14, p. 1809–1822, 2001.

CLAUSSEN, M.; BROVKIN, V.; GANAPOLSKI, A. Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover. **Geophysical Research Letters**, v.28, n.6, p. 1011-1014, 2001.

COLLATZ, G.; BOUNOUA, L.; LOS, D; RANDALL, I.; FUNG, P.; SELLERS. A mechanism for the influence of vegetation on the response of the diurnal temperature range to changing climate. **Geophys. Res. Lett.**, p. 3381-3384, 2000.

COOK, K.H.; VIZY, E.K. Effects of 21st c. climate change on the Amazon rain forest. **J Climate**, v. 21, p. 542-560, 2008.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O.; GIELOW, R.; KUBOTA, P. Y. Calibração do "simplified simple biosphere model - SSiB" para áreas de pastagem e floresta na Amazônia com dados do LBA. **Acta Amaz.**, v.35, p.273-288, 2005.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Combined Effects of Deforestation and Doubled Atmospheric CO₂ Concentrations on the Climate of Amazonia. **J. Climate**, v.13, p.18–34, 2000.

COSTA, T. C.; CASTRO da et al . Phytomass mapping of the "seridó caatinga" vegetation by the plant area and the normalized difference vegetation indices. **Sci. agric.** (Piracicaba, Braz.), Piracicaba, v. 59, n. 4, Dec. 2002.

COSTA, M. H.; SILVIA, N. M.; YANAGI, P. J. O.; SOUZA, A. R.; ROCHA, E. J. P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, 2007.

COSTA, M. H.; NUNES, L. E.; SENNA, M, C. A.; IMBUZEIRO, H.M. A. Estado-da-arte da simulação da taxa de fixação de carbono de ecossistemas tropicais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, 2009.

COSTA, M. H.; BIAJOLI, M. C. SANCHES, L.; MALHADO, A. C. M.; HUTYRA, L. R.; 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? **J. Geophys. Res.**, v.115, p. G0402, 2010.

COX, P.; BETTS, R.; JONES, C. e co-autores. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, v. 408, p. 184–187.

CUNHA, A. P. M. A., ALVALÁ, R. C. S.; CORREIA, F. W. S.; KUBOTA, P. Y. Calibration of the "simplified simple biosphere model-SSiB" for the Brazilian Northeast Caatinga. In: CUNHA, A. P. M. A.; ALVALÁ, R. C. S.; CORREIA, F. W. S.; KUBOTA, P. Y. Calibration of the "simplified simple biosphere model-SSiB" for the Brazilian Northeast Caatinga. In: AIP CONFERENCE PROCEEDINGS: CURRENT PROBLEMS IN ATMOSPHERIC RADIATION (IRS 2008): PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL RADIATION SYMPOSIUM (IRC/IAMAS) FOZ DO IGUAÇU (BRAZIL), 3-8 AUGUST 2008, , Melville, NY. **Proceedings...** 2009. v. 1100, p. 641-644. Papel. doi: <10.1063/1.3117068>.

CUNHA, A. P. M. A.; SAMPAIO, G.; ALVALÁ, R. C. S.; COSTA, M. H. Calibration and Validation of the Integrated Biosphere Simulator (IBIS) for Brazilian Semi-Arid Region. **Journal Applied Meteorology and Climatology** (Submetido).

CUNHA, G. M. e co-autores. Biomassa e estoque de carbono e nutrientes em florestas montanas da mata atlântica na região norte do estado do Rio de Janeiro. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, Viçosa , v. 33, n. 5, Oct. 2009.

DEB, K., PRATAP, A.; AGARWAL, S.; MEYARIVAN, T. A fast and elitist multi-objective genetic algorithm: NSGA-II, **IEEE Trans. Evol. Comput.**, v.2, p.182–197, 2002.

DEFRIES, R. S.; FIELD, C. B.; FUNG, J.; COLLATZ, G. J.; BOUNOUA, L. Combining satellite data and biogeochemical to estimate global effects of human-induced land cover change on carbon emissions and primary productivity. **Global Biogem. Cycles**, v. 13, p. 803-815, 1999.

DELIRE, C.; FOLEY, J.A. Evaluating the performance of a land surface / ecosystem model with biophysical measurements from contrasting environments. **J. Geophys. Res.**, v.104, n.16, p.895-16,909, 1999.

DEMARTY, J.; OTTLÉ, C.; BRAUD, I.; OLIOSO, A.; FRANGI, J.P.; BASTIDAS, L.A.; GUPTA, H.V. Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. **J. Hydrol.**, v.287, p.214–236, 2004.

DE NOBLET-DUCOUDRÉ N.; BOISIER J. P.; PITMAN, A. et al. Determining robust impacts of land-use induced land-cover changes on surface climate over North America and Eurasia; Results from the first set of LUCID experiments. **Journal of Climate**, v. 25, n. 9, May 2012.

DE ROSNAY, P.; POLCHER J. Modeling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 2, n. 2-3, p. 239-256, 1998.

DIAS-FILHO, M.B. Produção de bovinos a pasto na fronteira agrícola. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ZOOTECNIA, ZOOTEC 2010, 20., 2010, Palmas. **Anais...** Palmas: ABZ/UFT, 2010. p.131-145.

DICKINSON, R. E. Modelling evapotranspiration for tree-dimensional global climate models. In: Hansen, J. E.; Takahashi, T. (eds). **Climate Processes and Climate Sensitivity** (Geophys. MONogr., 29, Maurice Ewing. AGU, Washington, DC, v. 5, p.58-72, 1984.

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

DICKINSON, R. E., HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Model. Boulder, CO: Natl. Cent. Atmos. Res., 1993. 72p. Tech. Note NCAR/TN-387+STR. , EASTMAN, J. L.; COUGHENOUR, M. B.; PIELKE, R. A. The regional effects of CO₂ and landscape change using a coupled plant and meteorological model. **Global Change Biology**, v. 7, p. 797–815, 2001. doi: 10.1046/j.1354-1013.2001.00411.x.

EITEN, G. An outline of the vegetation of South America. In: CONG. INTERNAT. PRIMAT. SOC., 5., 1974, Nagoya, Japan. **Proceedings...** Nagoya, p.529-545, 1974.

EK, M. B.; MITCHELL, K.E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J.D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **J. Geophys. Res.**, v.108, p. 8851, 2003. doi:10.1029/2002JD003296.

ENGELAND, K.; BRAUD, I.; GOTTSCHALK, L.; LEBLOIS, E. Multi-objective regional modelling. **J. Hydrol.**, v. 327, p.339-35, 2006.

FARQUHAR, G.D., CAEMMERER, V.S., BERRY, J.A. A biogeochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species, **Ann. Rev. Plant Physiol.**, v.149, n.23, p.78-90, 1980.

FARQUHAR, G.D.; SHARKEY, T.D. Stomatal conductance and photosyntheses. **Annual Review of Plant Physiology**, Boca Raton, v.33, p.317-345, 1982.

FEDDEMA, J. J.; OLESON, K. W.; BONAN, G. B.; MEARN, L. O.; BUJA, L. E.; MEEHL, G. A.; WASHINGTON, W. M. The importance of land-cover change in simulating future climates. **Science**, 310, p. 1674-1678, 2005.

FEDDES, R. A.; HOFF, F.; BRUEN, M.; DAWSON, T.; DE ROSNAY, P.; DIRMEYER, P.; JACKSON, R. B.; KABAT, P.; KLEIDON, A.; LILLY, A.; PITMAN, A. J. Modelling root water uptake in hydrological and climate models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, p. 2797-2809, 2001.

FENSHOLT, R.; SANDHOLT, I.; MICHAEL, R. Evaluation of MODIS LAI, fAPAR and the relation between fAPAR and NDVI in a semi-arid environment using in situ measurements. **Remote Sens. Environ.**, v.91, p.490-507, 2004.

FINDELL, K. L.; ELENA, S.; MILLY, P. C. D.; STOUFFER, R. J.; Modeled impact of anthropogenic land cover change on climate. **Journal of Climate**, v. 20, n.14, 2007.

FINDELL, K. L.; PITMAN, A. J.; ENGLAND, M. H.; PEGION, P. J. Regional and global impacts of land cover change and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 22, n.12, 2009.

FOLEY, J. A., PRENTICE, I. C., RAMANKUTTY, N., LEVIS, S., POLLARD, D., SITCH, S., HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v.10, n. 4, p.603–628, 1996.

FOLEY, J.A.; RAMANKUTTY, N. A primer on the terrestrial carbon cycle: What we don't know but should. In: FIELD, C.B.; RAUPACH, M.R. (eds.). **The global carbon cycle: integrating humans, climate and the natural world**. Washington, D.C.: Island Press, 2004. 529 p.

FOLEY, J. A.; KUCHARIK, C. J.; POLZIN, D. **Integrated Biosphere Simulator Model (IBIS)**, Version 2.5. Model product. Oak Ridge, Tennessee, U.S.A: Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, 2005, doi:10.3334/ORNLDAAAC/808. Available on-line [<http://daac.ornl.gov>]

FRANK, S. W.; BEVEN, K. J. Bayesian estimation of uncertainty in land surface-atmosphere flux predictions. **J. Geophys. Res.**, v.102, n. D20, p.23991-23999, 1997.

FREITAS, H. C. **A influência dos transportes advectivos na estimativa do balanço de CO₂ do ecossistema**: um estudo de caso para a mata atlântica com uso de técnicas micrometeorológicas. 2012. Tese (Doutorado em Ecologia Aplicada) - Ecologia de Agroecossistemas, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2012.

GAO, X.J.; LUO, Y.; LIN, W.T.; ZHAO, Z.C.; GIORGI, F. Simulation of effects of land use change on climate in China by a regional climate model, **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 20, n. 4, pp. 583–592, 2003.

GAO, Z.; HORTON, R.; LIU, H. P. Impact of wave phase difference between soil surface heat flux and soil surface temperature on soil surface energy balance closure. **J. Geophys. Res.**, v.115, D16112, 2010, doi:10.1029/2009JD013 278.

GONÇALVES, D. M. **Cenários futuros de mudanças de uso da terra e degradação ambiental no semi-árido do nordeste brasileiro**. Trabalho de Graduação – Divisão de Engenharia Civil – Instituto Tecnológico de Aeronáutica, São José dos Campos, 2007.

GONCALVES, D. M.; OYAMA, M. D.; VENDRAME, I. F. Cenários Futuros da Extensão de Áreas Antropizadas nas Mesorregiões do Semi-Árido Nordeste: Estudo Preliminar. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 15., 2008, São Paulo. Anais... Rio de Janeiro: SBMet, 2008.

GOVINDASAMY, B.; DUFFY, P. B.; CALDEIRA, K. Land changes and northern hemisphere cooling. **Geophys. Res. Lett.**, v. 28, p. 291–294, 2001.

GU, J.; SMITH, E.A.; MERRITT, J.D. Testing energy balance closure with GOES-retrieved net radiation and in situ measured eddy correlation fluxes in BOREAS. **J. Geophys. Res.**, v.104, p.27881-27893, 1999.

GUO, J.; LINGEN, B.; YONGJUE, D. Multiple time scale characteristics of surface energy balance during the growth season of corn. **Sci. China (Ser. D)**, v.38, p.1130-1111, 2008.

GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P.O. Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and non-commensurable measures of information, **Water Resour. Res.**, v.34, p.751-763, 1998.

GUPTA, H. V.; BASTIDAS, L.A.; SOROOSHIAN, S.; SHUTTLEWORTH, W.J.; YANG, Z.L. Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods, **J. Geophys. Res.**, v.104, (D16), p. 19,491-19,503, 1999a.

GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. **J. Hydrologic Eng.** v.4, n.2, p. 135-143, 1999b.

GÜNTNER, A. **Large-scale hydrological modelling in the semi-arid North-East of Brazil**. Potsdam: Institute for Climate Impact Research, 2002. v.128. PIK-Report ; No. 77.

HACK, J.J., BOVILLE, B.A.; BRIEGLEB, B.P.; KIEHL, J.T.; RASCH, P.J.; WILLIAMSON, D.L. **Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2)**. Boulder, CO: National Center for Atmospheric Research, 1993. 108p. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-382+STR.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quat. Jour. Roy. Met. Soc.**, v.103, p.77-92, 1977.

HASTINGS, S. J.; MUHLIA, W.C.; MELO, A. Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (Sarcocaulis) in Baja California, Mexico. **Glob. Change Biol.**, v.11, p.927-939, 2005.

HOFFMANN, W.A.; JACKSON, R.B. Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to grassland. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1593-1602. 2000.

HOGUE, T.; BASTIDAS, L.; GUPTA, H.; SOROSHIAN, S.; MITCHELL, K.; EMMERICH, W. Evaluation and transferability of the Noah land surface model in semiarid environments. **J. Hydrometeorol**, v.6, p.68–84, 2005.

HOUGHTON, R. A.; GOODALE, C. L. Effects of land-use change on the carbon balance of terrestrial ecosystems. In: DeFries, RS, Asner, G.P.; Houghton, R. A. (eds). **Ecosystems and land-use change**. Washington: American Geophysical Union, 2004. P. 85-98.

HOUSER, P.R.; GUPTA, H.V.; SCHUTTLEWORTH, W.J.; FAMIGLIETTI, J.S. Multiobjective calibration and sensitivity of a distributed land surface water and energy balance model, **J. Geophys. Res.**, v.106, p.33421-33434, 2001.

IMBUZEIRO, H. M. A. **Calibração do modelo IBIS na floresta amazônica usando múltiplos sítios**. 93 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal de Viçosa, 2005.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Censo agropecuário – 2006: Brasil, Grandes Regiões e Unidades da Federação**. Rio de Janeiro, 2006. p.775. Disponível em: < <http://www.ibge.gov.br>.

JACKSON, R. B.; MOONEY, H. A.; SCHULZE, E.D. A global budget for fine root biomass, surface area, and nutrient contents. **Proc. Natl. Acad Sci.**, v. 94, p. 7362–7366, 1997.

KAHAN, D.; XUE, Y.; ALLEN, S. The impact of vegetation/soil parameters in simulations of surface energy and water balance in the semi-arid Sahel area: a case study using SEBEX and HAPEX-Sahel data. **J. Hydrol.**, v. 320, p. 238-259, 2006.

KAPLAN, J. O.; KRUMHARDT, K. M.; ELLIS, E. C.; RUDDIMAN, W. F.; LEMMEN, C.; KLEIN GOLDEWIJK, K. Holocene carbon emissions as a result of anthropogenic land cover change. **The Holocene**, doi:10.1177/0959683610386983, in press, 2011.
KAUFMANN, R. K., L. ZHOU, R. B. MYNENI, C. J. TUCKER, D. SLAYBACK, N. V. SHABANOV, AND J. PINZON. The effect of vegetation on surface temperature: A statistical analysis of NDVI and climate data. **Geophys. Res. Lett.**, v. 30, p. 2137,. 2003. doi:10.1029/2003GL018251

KIEHL, J. K.; WILLIAMSON, D. L.; RASCH, P. J. The national center for atmospheric research community climate model: CCM3. **J. Climate**, v. 11, p. 1131–1150, 1998.

KINTER, J. L., et al.. **The COLA atmosphere–biosphere general circulation model**. Calverton, MD, 1997. 46p. v. 1. Formulation. Rep. 51, COLA.

KLEIDON, A.; HEIMANN, M. A method of determining rooting depth from a terrestrial biosphere model and its impacts on the global water and carbon cycle, **Global Change Biol.**, v. 4, p. 275 – 286, 1998.

KLEIDON, A.; FRAEDRICH, K.; HEIMANN, M. A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate, **Climatic Change**, v.44, p. 471-493, 2000.

KUBOTA, P. Y. **Variabilidade da energia armazenada na superfície e o seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul**. 2012. 309 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012.

KUCHARIK, C. J.; FOLEY, C. D.; DELIRE, C.; FISHER, V. A.; COE, M. T.; LENTERS, J. D.; YOUNG-MOLLING, C.; RAMANKUTTY, N. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure. **Global Biogeochem. Cycles**, v.14, p.795–825, 2000.

LAPOLA, D. M. **Consequências das mudanças climáticas globais nos biomas da América do Sul: um modelo de vegetação potencial incluindo ciclo de carbono**. 2007. 183 p. (INPE-14806-TDI/1249). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007.

LAWRENCE, DAVID M., PETER E. THORNTON, KEITH W. OLESON, GORDON B. BONAN. The Partitioning of Evapotranspiration into Transpiration,

Soil Evaporation, and Canopy Evaporation in a GCM: Impacts on Land–Atmosphere Interaction. **J. Hydrometeor**, v. 8, p. 862–880, 2007. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM596.1>.

LAWRENCE, P. J. e co-autores. Simulating the biogeochemical and biogeophysical impacts of transient land Cover Change and Wood Harvest in the Community Climate System Model (CCSM4) from 1850 to 2100. **J. Climate**, v. 25, p. 3071–3095, 2012.

LEPLASTRIER, M.; PITMAN, A.J.; GUPTA, H.; XIA, Y. Exploring the relationship between complexity and performance in a land surface model using the multicriteria method. **J. Geophys. Res.**, v.107, 4443, 2002, doi:10.1029/2001JD000931.

LEUNING, R.; KELLIHER, F. M.; DE PURY, D. G. G.; SCHULZE E-D. Leaf nitrogen, photosynthesis, conductance and evaporation: scaling from leaves to canopies. **Plant, Cell Environ.** v.18, p. 1183-1200, 1995.

LI, K. Y.; COE, M. T.; RAMANKUTTY, N. Investigation of hydrological variability in West Africa using land surface models. **J. Climate**, v. 18, p. 3173–3188, 2005. doi:10.1175/JCLI3452.1.

LI, Q.; XUE, Y. Simulated impacts of land cover change on summer climate in the Tibetan Plateau. **Environ. Res. Lett.** v. 5, n.1, 2010.

LIETH, H., WHITTAKER, R.H. (Eds.), **Primary productivity of the biosphere**. New York: Speinger, 1975.

MAAYAR, M. E; PRICE, D.T.; DELIRE, C.; FOLEY, J.A.; BLACK, T.A.; BESSEMOULIN, P.. Validation of the integrated biosphere simulator over Canadian deciduous and coniferous boreal forest stands. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n.D13p. 14,339-14,355, 2001.

MABUCHI, K.; SATO, Y.; KIDA, H. Climatic impact of vegetation change in the Asian tropical region Part I: Case of the Northern Hemisphere summer. **J. Climate**, v. 18, p. 410-428, 2005 a.

MABUCHI, K.; SATO, Y.; KIDA, H. Climatic impact of vegetation change in the Asian tropical region Part II: case of the Northern Hemisphere winter and impact on the extratropical circulation. **J. Climate**, v.18, p. 429-446, 2005b.

MAIA, G.N. **Caatinga: árvores e arbustos e suas utilidades**. São Paulo: D & Z Computação Gráfica e Editora, 2004. 413 p.

- MAHRT, L. Flux sampling errors for aircraft and towers. **J. Atmos. Ocean. Technol.**, v.15, p.416-429, 1998.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. **Clima e Recursos Hídricos 9**.. Porto Alegre, Brasil: (Associação Brasileira de Recursos Hídricos/FBMC-ANA, 2003.
- MARENGO, J. **Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil**. Parcerias Estratégicas. Brasília, DF: dez. 2008.
- MARES, M. A., WILLIG. M. R.; LACHER, T. The Brazilian caatinga in South American zoogeography: tropical mammals in a dry region. **J. Biogeogr.**, v. 12, p. 57-69, 1985.
- MATTHEWS, H. D.; WEAVER, A. J.; EBY, M.; K.; MEISSNER, K.J. Radiative forcing of climate by historical land cover change. **Geophys. Res. Lett.**, v. 30, p. 1055, 2003. doi:10.1029/2002GL016098..
- MATTHEWS, H.D.; WEAVER, A. J.; MEISSNER, K. J.; GILLETT, N. P.; EBY, M. Natural and anthropogenic climate change: incorporating historical land cover change, vegetation dynamics and the global carbon cycle. **Clim Dyn**, v. 22, p. 461–479, 2004.
- McCABE, M. F.; FRANKS, S.W.; KALMA, J.D. Calibration of a land surface model using multiple data sets. **J. Hydrol.**, v.302, p.209–222, 2005.
- MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). **Sistema Nacional de Unidades de Conservação (SNUC)**. Brasília, 2000.
- MOORE, C. J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. **Boun.Lay.Meteorol**, v.37, p.17-35, 1986.
- MORRIS, M. D. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. **Technometrics**, v.33, n. 2, p.161–174, 1991.
- MYNENI, R.; KNYAZIKHIN, Y.; GLASSY, J.; VOTAVA, P.; SHABANOV, N. **User's guide - FPAR, LAI (ESDT: MOD15A2) 8-day composite NASA MODIS land algorithm**. Available on-line at: <http://cybele.bu.edu/modismisr/products/modis/userguide.pdf>.
- NARISMA, G. T.; PITMAN, A. J. The impact of 200 years of land cover change on the Australian near-surface climate, **J. Hydrometeorol.**, v. 4, p. 424 – 436, 2003.
- NEPSTAD, D.; MCGRATH, D.; ALENCAR, A.; BARROS, A.C.; CARVALHO, G.; SANTILLI, M.; VERA DIAZ, M. C. Frontier Governance in Amazônia – **Science**, v. 295, p. 629-631, 2002.

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

NOBRE, C. A. Amazônia: fonte ou sumidouro de carbono? In: **Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2001. p.197-224.

NOBRE, P; OYAMA, M. D; SAMPAIO, G.; TOMASELLA, J. Impactos de mudanças climáticas globais na hidrologia do semiárido do Nordeste brasileiro para o final do século XXI. In: Medeiros, S.S; Hans Raj Gheyi; Galvão, C. O.; Paz, V.P.S. (Orgs.). **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**. Campina Grande: Instituto Nacional do Semiárido, 2011, v., p. 423-439).

NOBRE, P. et al. Climate simulation and change in the Brazilian climate model. **Journal of Climate**, 2012. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00580.1>

OLIVEIRA, M. B. L.; SANTOS, A.J.B.; MANZI, A.O.; ALVALÁ, R.C.S. CORREIA, M.F.; MOURA, M.S.B. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. **Rev. Bras. Meteorol.**, v.21, p.166-174, 2006.

OLIVEIRA, G. S. **Consequências climáticas da substituição gradual da floresta tropical amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja: um estudo de modelagem**. 2008. 417 p. (INPE-15263-TDI/1346). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.28.17.17>>. Acesso em: 25 fev. 2013.

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

ONCLEY, S. P., et al. The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: Overview and energy balance. **Bound.-Layer Meteor.**, v.123, p.1–28, 2007.

OYAMA, M. D. **Conseqüências climáticas da mudança de vegetação do Nordeste brasileiro: um estudo de modelagem**. 2002. 220 p. (INPE-9898-TDI/875). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002. Available from: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/09.01.15.24>>. Acesso em: 25 fev. 2013.

OTIENO, V.O.; ANYAH, R.O. Observed and simulated influence of land use changes on the Greater Horn of Africa climate. Case study over Kenya. **Clim Res.**, v. 52, p. 77-95, 2012.

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. Climatic consequences of a large-scale desertification in Northeast Brazil: a GCM simulation study. **Journal of Climate**, v. 17, n. 16, p. 3203-3213, 2004.

PAETH, H.; BORN, K.; GIRMES, R.; PODZUN, R.; JACOB, D. Regional Climate change in tropical and northern Africa due to greenhouse forcing and land use changes. **J. Climate**, v. 22, n. 1, p.114, 2009.

PAN, Y.; BIRDSEY, R. et al. a large and persistent carbon sink in the world's forests. **Science**, v. 333, p. 988–993, 2011.

PITMAN, A. J. E M.; ZHAO, M. The relative impact of observed change in land cover and carbon dioxide as simulated by a climate model. **Geophys. Res. Letters**, v. 27, p. 1267-1270, 2000.

PITMAN, A. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. **International Journal of Climatology**, v.23, n.5, p.479-510, 2003.

PITMAN, A. J., NARISMA, G.T., PIELKE, R.A., HOLBROOK, N.J. Impact of land cover change on the climate of Southwest Western Australia. **J. Geophys. Res.**, v.109, n. D18109, 2004.

POLLARD, D.; THOMPSON, S. L. The effect of doubling stomatal resistance in a global climate model. **Global and Planetary Change**, v.10, p. 129-161, 1995.

PONGRATZ, J.; REICK, C.; RADDATZ, T.; CLAUSSEN, M. A reconstruction of global agricultural areas and land cover for the last millennium, **Global Biogeochem. Cycles**, v. 22, GB3018, 2008. doi:10.1029/2007GB003153.

PRENTICE, I. C.; CRAMER, W.; HARRISON, S. P.; LEEMANS, R.; MONSERUD, R. A.; SOLOMON, A. M. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties, and climate. **J. Biogeogr.**, v.19, p.117 – 134, 1992.

PRENTICE, I.C.; FARQUHAR, G. D.; FASHAM, M. J. R. et al.. **The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide**. In: Houghton, T et al. (eds.) **Climate change 2001: the scientific basis**. New York: Cambridge University Press, 2001.

QUAIFE, T.; QUEGAN, S.; DISNEY, M.; LEWIS, P.; LOMAS, M.; WOODWARD, F. I.: Impact of land cover uncertainties on estimates of biospheric carbon fluxes, **Global Biogeochem. Cy.**, 22, GB4016, doi:10.1029/2007GB003097, 2008.

RADDATZ, T. J.; REICK, C. H.; KNORR, W.; KATTGE, J.; ROECKNER, E.; SCHNUR, R.; SCHNITZLER, K. G.; WETZEL, P. JUNGCLAUS, J. Will the tropical land biosphere dominate the climate-carbon cycle feedback during the twenty-first century?, **Clim. Dyn.**, 29, 565 – 574, doi:10.1007/s00382-007-0247-8. 2007.

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

RAMANKUTTY, N., C. DELIRE; SNYDER, P. Feedbacks between agriculture and climate: An illustration of the potential unintended consequences of human land use activities. **Global and Planetary Change** 54, 19-93. 2006.

RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. **Physics**, v. 1, n. 5, p. 318–333. doi:10.1063/1.1745010. 1931.

ROCHA, H. R.; NOBRE, C.A. ; BONATTI, J.P.; WRIGHT, I. R.; SELLERS, P.J. A vegetation atmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and a 'single column model. **Q. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.122, p.567-594, 1996.

ROCHA, E, J. **Balço de unidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. 2001. 210p. (INPE-10243-TDI/904). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

ROCHA, H. R.; GOULDEN, M.L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L.; DE FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecol. Appl.**, v.14, p.S22–S32, 2004.

ROECKNER, E et al. **The atmospheric general circulation model ECHAM5**. Part I: Model description, Hamburg, Germany: Max Planck Inst. For Meteorol., Hamburg, Germany, 2003. (Tech. Rep. 349).

ROTENBERG, E.; YAKIR, D. Distinct patterns of changes in surface energy budget associated with forestation in the semiarid region. **Glob. Change Biol.**, v.17, p.1536-1548, 2011.

ROSS, J. L. S. **Geografia do Brasil**. 4. ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2001.

ROY, S. B.; HURTT, G. C.; WEAVER, C. P.; PACALA, W. Impact of historical land cover change on the July climate of the United States. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D24, 4793. 2003.

SANTOS, S. N. M. **Modelo de fluxos de energia, água e CO₂ aplicado em ecossistema de floresta tropical**. Dissertação (Mestrado em meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa (UFV). Viçosa – MG. 2001, 80p.

SCHAAF, C. B., F. GAO, A. H. STRAHLER, W. LUCHT, X. LI, T. TSANG, N. C. STRUGNELL, X. ZHANG, Y. JIN, J.-P. MULLER, P. LEWIS, M. BARNESLEY, P. HOBSON, M. DISNEY, G. ROBERTS, M. DUNDERDALE, C. DOLL, R. D'ENTREMONT, B. HU, S. LIANG, AND J. L. PRIVETTE. First operational BRDF, albedo and nadir reflectance products from MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 135-148, 2002.

SCHMETZ, J. On the parametrization of the radiative properties of broken clouds. **Tellus**, v. 36A, p. 417-432, 1984.

SCHUTTEMEYER, D. **The surface energy balance over drying semi-arid terrain in West Africa**. The Netherlands: University of Wageningen, 2005. 154 p.

SCHOTANUS, P.; NIEUWSTADT, T.M.; DE BRUIN, H.A.R. Temperature measurement with sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. **Bound-Lay Meteorol.** v.26, p.81–93, 1983.

SCOTT, R.L., HUXMAN, T.E.; WILLIAMS, D.G.; GOODRICH, D.C. Ecohydrological impacts of woody plant encroachment: seasonal patterns of water and carbon dioxide exchange within a semiarid riparian environment. **Glob. Change Biol.**, v.12, p.311–324, 2006.

SCURLOCK, J. M. O.; JOHNSON, K.; OLSON, R. J. Estimating net primary production from worldwide extant grassland biomass dynamics measurements. **Global Change Biology**, v. 8, p. 736-748, 2002.

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y.C.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation models. **J. Atmos. Sci.**, v.43, p.505-531, 1986.

SELLERS, P. J.; SHUTTLEWORTH, W.J.; DORMAN, J. Calibrating the Simple Biosphere Model for Amazonian Tropical Forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data. **J. Appl. Meteor.**, v.28, p.727-759, 1989.

SELLERS, P.J.; RANDALL, D.A.; COLLATZ, C.J.; BERRY, J.A.; FIELD, C.B.; DAZLICH, D.A.; ZHANG, C.; COLLELO, C.D. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 1: Model formulation. **Journal of Climate**, v. 9, p. 676-705, 1995a.

SELLERS, P.J., S.O. LOS, C.J. TUCKER, C.O. JUSTICE, D.A. DAZLICH, G.J. COLLATZ; D.A. RANDALL. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. **Journal of Climate**, v. 9, p. 706-737, 1995b.

SCHMIDT, G.A.; RUEDY, R.; MILLER, R. L.; LACIS, A. A. The attribution of the present-day total greenhouse effect. **J. Geophys. Res.**, v.115, n. D20106, 2010. doi:10.1029/2010JD014287.

SOLBRIG, O.T.; MEDINA, E.; SILVA, J.F. Biodiversity and savanna ecosystem processes - a global perspective. **Ecological Studies**. Berlin: Springer, 1996. v. 121.

SOUZA, S. S. **Impactos climáticos regionais da mudança de vegetação no semi-árido do nordeste brasileiro**. 2006. 209 p. (INPE-14432-TDI/1131). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/06.12.13.47>>. Acesso em: 25 fev. 2013.

SOUZA, S. S.; ALVALÁ, R. C. S. Anomalias de precipitação devido à mudança de vegetação no semiárido do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 29 ago.-03 set., 2004, Forlatelza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2004. Sessão oral. CD-ROM. Publicado como INPE-12496-PRE/7798.

SOUZA, D. C. **Consequências climáticas da desertificação parcial do semi-árido do nordeste brasileiro**. 2009. 126 p. (INPE-16240-TDI/1555). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

SOUZA, D. C.; OYAMA, M. D. Climatic consequences of gradual desertification in the semi-arid area of Northeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 103, p. 345-357, 2011.

SOYLU E., E. ISTANBULLUOGLU, J.D. LENTERS, AND WANG, T. Quantifying the Impact of Groundwater Depth on Evapotranspiration in a Semiarid Grassland Region, Hydrol. **Earth Syst. Sci.**, v.15, p.787-806, 2011.

SHUKLA, J.; NOBRE, C.A.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. **Science**, 247, 1322-5. 1990.

SUD, Y.; SMITH, W. Influence of local land-surface processes on the Indian monsoon – a numerical study. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.24, n.10, p.1015-1036,1985.

SUD, Y. C.; MINTZ, Y.; SHUKLA, J. Influence of land surface roughness on atmospheric circulation and precipitation: A sensitivity study with a general circulation model. **Journal of Applied Meteorology**, v.27, p.1036-1054, 1988.

SUDENE - SUPERINTENDÊNCIA DO DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE – **Dados pluviométricos mensais do nordeste**. Recife: Grupo de Trabalho de Hidrometeorologia, 1990. 363 p.

SUPERINTENDÊNCIA DO DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE (SUDENE). **Brasília**: nova delimitação da região semi-árida do Brasil. Secretaria de Políticas de Desenvolvimento Regional, Ministério da Integração Nacional, 2008.

TAYLOR, C.M.; LAMBIN, E.F.; STEPHENNE, N. HARDING, R.J.; ESSERY, R.L.H. The Influence of Land Use Change on Climate in the Sahel. **J. Climate**, v.15, p.3615–3629, 2002.

TEIXEIRA, A.H.; BASTIAANSSEN, C., W. G. M.; AHMAD, M. D.; MOURA, M. S. B.; BOS, M. G. Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. **J. Hydrol.**, v.362, p.110-127, 2008.

THOMPSON, S. L.; POLLARD, E D. A global climate model (GENESIS) with a land-surface transfer scheme (LSX). Part I: Present climate simulation. **J. Climate**, v.8, p.732–761, 1995a.

THOMPSON, S. L.; POLLARD, E D. A global climate model (GENESIS) with a land-surface-transfer scheme (LSX). Part II: CO2 sensitivity. **J. Climate**, v.8, p.1104–1121, 1995b.

TRIOLA, M.F. **Introdução à estatística**. 7. ed. Rio de Janeiro: LTC - Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., 1998. 410p.

TWINE, T. E. Effects of land cover change on the energy and water balance of the Mississippi River Basin. **Journal of Hydrometeorology**. v. 5, p. 640-655, 2004.

USUGA, J.C. L.; PAUWELS, V. R. N. Calibration and multiple data set based validation of a land surface model in a Mediterranean mountainous catchment. **J. Hydrol.** v. 356, p.223 – 233, 2008.

VAREJÃO JUNIOR, C. G. **Calibração hierárquica multiobjetivo de um modelo de micrometeorologia e de dinâmica de ecossistemas terrestres**. Viçosa, MG : UFV, 2009. 96 f. : il. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, 2009.

VAREJÃO, C. G.; COSTA, M.H.; CAMARGOS, C. C. S. A multi-objective hierarchical calibration procedure for land surface/ecosystem models. **Inverse Problems in Sc & Eng**, v.1.p. 1-30, 2011.

VEENENDAAL, E.M.; KOLLE, O.; LLOYD, J. Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad-leaved semi-arid savanna mopane woodland in southern Africa. **Global Change Biol.**, v.10, p.318–328, 2004.

SALAZAR VELÁSQUEZ, L. F. **Consequências das mudanças climáticas na distribuição dos biomas na América do Sul, com ênfase na Amazônia e nordeste**. 2009. 277 p. (INPE-16573-TDI/1566). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

VERMA, A. B.; BALDOCCHI, D.D.; ANDERSON, D.E.; MATT, D.R.; CLEMENT, R.J. Eddy fluxes of CO₂, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest. **Bound. Lay. Meteorol.**, v. 36, p.71-91, 1986.

VIEIRA, R. M. S. P.; CARVALHO, V. C.; ALVALÁ, R. C. S.; KALIL, E. M.; FERRAZ NETO, S. Melhorias no mapeamento do uso da terra da região Nordeste do Brasil para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos.. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13. (SBSR), 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 1923-1930. CD-ROM; On-line. ISBN 978-85-17-00031-7. (INPE-16559-PRE/11132). Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2006/11.12.01.21>>. Acesso em: 23 abr. 2013..

VIEIRA, R. M. S. P.; CUNHA, A. P. M. A.; ALVALÁ, R. C. S.; CARVALHO, V. C. FERRAZ NETO, S.; SESTINI, M. F. Land use and land cover map of a semiarid Region of Brazil for meteorological and climatic models. **Revista Brasileira de Meteorologia**. (Aceito para publicação em dezembro de 2012).

VITOUSEK, P. M.; HAROLD, A.; MOONEY, J. L.; MELILLO J. M. Human domination of earth's ecosystems. **Science**, v. 277, p. 494-499, 1997.

VON RANDOW, C. et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theor. Appl. Climatol.**, v.78, p.5–26, 2004.

VRUGT, J. A.; GUPTA, H.V.; BASTIDAS, L.A.; BOUTEN, W.; SOROOSHIAN, S. A new effective and efficient algorithm for multi-objective optimization of hydrologic models. **Water Resour. Res.**,v. 39, n.8, p.1214, 2003, doi:10.1029/2002WR001746.

- WANG, D.; CHEN, Y.; CAI, X. State and parameter estimation of hydrologic models using the constrained ensemble Kalman filter. **Water Resour. Res.**, v.45: W11416, 2009.
- WANG, Z. X.; LIU, C.; HUETE, A. From AVHRR-NDVI to MODIS-EVI: Advances in vegetation index research. **Acta Ecologica Sinica**, v.23, n.5, p.979-988, 2003.
- WANG, Z., X. ZENG, M. BARLAGE, R. E. DICKINSON, F. GAO, C. SCHAAF. Using MODIS BRDF and albedo data to evaluate global model land surface albedo. **J. Hydrometeorol.**, v. 5, p. 3-14, 2004.
- WEBB, W.L., S.R. SZAREK, W.K. LAUENROTH, AND P.S. KINERSON. Primary production and abiotic controls in forests, grasslands, and desert ecosystems in the United States. **Ecology**, v. 64, n. 134-151p. 1983.
- WILLIAMS, D.G., et al. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. **Agric. For. Meteorol.**, v.125, p. 241-258, 2004.
- WILSON, K. B., et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agric. For. Meteorol.**, v.113, p.223–243, 2002.
- XIA, A. J., H. V. PITMAN, M. GUPTA, A. LEPLASTRIER, HENDERSON SELLERS, H.; BASTIDAS, L.A. Calibrating a land surface model of varying complexity using multicriteria methods and the Cabauw dataset. **J. Hydrometeorol.**, v.3, p.181–194, 2002.
- XIAO, X.; ZUO, H. C.; YANG, Q. D.; WANG, S. J.; CHEN, J. W.; CHEN, B. L.; ZHANG, B. D. On the factors influencing surface-layer energy balance closure and their seasonal variability over semi-arid loess plateau of Northwest China. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v.8, p.555-594, 2012.
- XUE, Y., SELLERS, P. J., KINTER, J. L., SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, n.3, p. 345-36, 1991.
- XUE, Y.; SHUKLA, J. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. **Journal of Climate**, v.6, n.12, p.2232-2245, 1993.
- XUE, Y.; JUANG, H.-M.H.; LI, W.-P.; PRINCE, S.; DEFRIES, R.; JIAO, Y.; VASIC, R. Role of land surface processes in monsoon development: East Asia and West Africa. **J. Geophys. Res.**, v.109, n. D03105, 2004, doi:10.1029/2003JD003556.
- XUE, Y.; SALES, F.; RATKO, V.; MECHOSO, R.; ARAKAWA, A. PRINCE, S. Global and Seasonal Assessment of Interactions between Climate and

Vegetation Biophysical Processes: A GCM Study with Different Land–Vegetation Representations. **J. Climate**, v. 23, p. 1411–1433, 2010.

YANAGI, S. N. M. **Albedo de uma floresta tropical amazônica: Medições de campo, sensoriamento remoto, modelagem, e sua influência no clima regional**. 128 p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola)- Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2006.

YANAGI, S. N. M.; COSTA, M. H. Modeling radiative transfer in tropical rainforest canopies: sensitivity of simulated albedo to canopy architectural and optical parameters. **Annals of the Brazilian Academy of Sciences**. v. 83, n. 4, p. 1231-1242. 2011.

YANG, Y.H.; FANG, J.Y.; PAN, Y.D.; JI, C.J. Aboveground biomass in Tibetan grasslands. **Journal of Arid Environments**. v.73: 91-95. 2009.

YAPO, P. O.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. Multi-objective global optimization for hydrologic models. **J. Hydrol.**, v.204, p.83-97, 1998.

YUE, P.; ZHANG, Q.; NIU, S. CHENG, H.; WANG, X. Effects of the soil heat flux estimates on surface energy balance closure over a semi-arid grassland. **Acta meteorol. Sin.**, v.25, p.774-782, 2011.

ZENG, X.; DAI, Y. J.; DICKINSON, R. E.; SHAIKH, M. The role of root distribution for climate simulation over land. **Geophys. Res. Lett.**, 25, 4533–4536. 1998.

ZHANG, H.; HENDERSON-SELLERS, A.; MCGUFFIE, K. Impacts of tropical deforestation. Part I: Process analysis of local climatic change. **J. Climate**, v. 9, p. 1497-1517, 1996.

ZHAO, M.; PITMAN, A. J.; CHASE, T. The Impact of Land Cover Change on the Atmospheric Circulation. **Climate Dynamics**, v.17, p. 467-477, 2001a.

ZHAO, M. ; PITMAN, A. J.; CHASE, T. Climatic effects of land cover change at different carbon dioxide levels, **Climate Research**, v. 17, p. 1- 18, 2001b.

ZHAO, M.; PITMAN, A. J. The impact of land cover change and increasing carbon dioxide on the extreme and frequency of maximum temperature and convective precipitation. **Geophys. Res. Lett.**, v. 29, p. 2- 1-2-4, 2002.

ZHAO, M.; HEINSCH, F. A.; NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. **Remote Sensing of Environment**, v. 95, p. 164–176, 2005.