

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/07.29.21.37-TDI

# REPRESENTAÇÃO DOS EFEITOS DE HETEROGENEIDADES DA SUPERFÍCIE SOBRE O CLIMA LOCAL EM UMA REGIÃO DE PAISAGEM FRAGMENTADA NA AMAZÔNIA UTILIZANDO O MODELO ETA/NOAH-MP

Isabel Lopes Pilotto Domingues

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Gilvan Sampaio de Oliveira, e Javier Tomasella, aprovada em 27 de agosto de 2015.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JU9JU8>

> INPE São José dos Campos 2015

#### **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

#### COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544): Presidente:

#### Presidente:

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

#### Membros:

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

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

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

Dr<sup>a</sup> 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) Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/07.29.21.37-TDI

# REPRESENTAÇÃO DOS EFEITOS DE HETEROGENEIDADES DA SUPERFÍCIE SOBRE O CLIMA LOCAL EM UMA REGIÃO DE PAISAGEM FRAGMENTADA NA AMAZÔNIA UTILIZANDO O MODELO ETA/NOAH-MP

Isabel Lopes Pilotto Domingues

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Gilvan Sampaio de Oliveira, e Javier Tomasella, aprovada em 27 de agosto de 2015.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JU9JU8>

> INPE São José dos Campos 2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Domingues, Isabel Lopes Pilotto.

D713r Representação dos efeitos de heterogeneidades da superfície sobre o clima local em uma região de paisagem fragmentada na Amazônia utilizando o modelo ETA/NOAH-MP / Isabel Lopes Pilotto Domingues. – São José dos Campos : INPE, 2015. xxiv + 182 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/07.29.21.37-TDI)

> Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015. Orientadores : Drs. Gilvan Sampaio de Oliveira, e Javier Tomasella.

> Heterogeneidades. 2. Uso da terra. 3. Modelagem.
>  Subgrade. 5. Parametrização. I.Título.

CDU 551.58:332.3(811.3)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

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

Ciência do Sistema Terrestre

Dra. Chou Sin Chan

Dr.

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Ortentador(a) CCST/INPE / Cachoeira Paulista - SP

- Dr. Javier Tomaselia
- Dr. Luiz Antonio Candido

Les Convidedo(#) / INPA / Manaus - AM

vije) / CEMADEN / Cechoeire Paulista - SP

Dr. Francis Wagner Silva Correla

Gilvan Sampaio de Oliveira

ςβ do/#1/U6 Manaus AM

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

🕺 unenimidede

Título: "REPRESENTAÇÃO DOS EFEITOS DE HETEROGENEIDADES DA SUPERFÍCIE SOBRE O CLIMA LOCAL EM UMA REGIÃO DE PAISAGEM FRAGMENTADA NA AMAZÔNIA UTILIZANDO O MODELO ETA/ NOAH-MP"

Alunio (a): Isabel Lopes Pilotto Domingues

São José dos Campos, 27 de agosto de 2015

Ao meu amor, a minha família e aos meus amigos.

#### AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelo conforto. A fé foi fundamental durante o processo de pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão de bolsa durante quatro anos. E ao Instituto Nacional de Espacial de Pesquisas Espaciais pela concessão de um local para a realização do trabalho.

Agradeço aos professores Javier Tomasella e Gilvan Sampaio pela orientação do trabalho, pela ajuda e contribuições ao longo desses anos.

Ao doutor Daniel Rodríguez, por quem sou eternamente grata pelo apoio dado em todas as etapas do trabalho. Agradeço ao seu incentivo e amizade nos momentos de dificuldades que somados ao seu interesse pela pesquisa me ajudaram a seguir adiante.

À doutora Sin Chan Chou, agradeço o apoio, amizade e os conselhos e contribuições dados mesmo eu não sendo mais sua aluna. Agradeço aos professores do curso em Ciência do Sistema Terrestre, pelo conhecimento ensinado. E, principalmente, aos professores do curso, os doutores Maria Isabel Escada e Celso von Randow, que contribuíram diretamente para o meu trabalho através de participação em banca de qualificação ou proposta. À Angela Harada pela sua dedicação e ajuda.

Agradeço ao doutor Jorge Gomes pela ajuda, suas dicas para solucionar problemas do modelo foram fundamentais para o desenvolvimento do trabalho. Aos colegas do grupo de modelagem do Eta, em especial ao Adan, André e Gustavo. Agradeço também aos colegas do grupo de Hidrologia, Lázaro, Cecília, Rita, Minella, Gustavo, Lucas, Renata e Fábio, pela amizade e troca de informações ao longo desses anos. E ao Guilherme Mohor por sua amizade, dedicação e contribuições.

vii

Agradeço ao meu noivo, Victor, pelo seu carinho, compreensão, dedicação e apoio em todos os momentos. A toda minha família, em especial a meu pai, Murilo, que sempre apoiou as minhas escolhas e se dedicou para que eu estivesse aqui. Aos meus amigos que conquistei ao longo desses anos, dos tempos de escola, e do mestrado quando cheguei ao INPE, agradeço-lhes a amizade e o carinho.

Aos meus colegas de turma do curso em Ciência do Sistema Terrestre do INPE, com os quais passei momentos de união, descontração e dificuldades. Em especial, à Caroline Mourão, ao Flávio Magina e André Lyra, com quem convivi bastante no primeiro ano de curso, em que íamos de Cachoeira para São José dos Campos.

Agradeço aos membros da banca examinadora, os doutores Sin Chan Chou, Francis Wagner Correia e Luiz Candido, pelas contribuições acrescentadas neste trabalho.

#### RESUMO

presente trabalho investiga os efeitos 0 da representação das heterogeneidades da superfície na simulação do clima local pelo modelo Eta/Noah-MP em uma região fragmentada da Amazônia, sem a necessidade de aumentar a resolução espacial do modelo. Para tal, fez-se o uso de parametrização para incorporar os efeitos dos processos de subgrade, através da aproximação tile. Foram realizados três tipos de experimentos com o modelo Eta/Noah-MP nas resoluções espaciais de 5 km com (TI) e sem a aproximação tile (PA), e de 2 km (AR) para representar a alta resolução. O período analisado dos experimentos corresponde aos meses de marco (estação chuvosa) e setembro (estação seca) de 2003. Os resultados mostram que em geral o uso da aproximação tile apresenta uma melhoria na simulação dos padrões espaciais dos fluxos turbulentos e das circulações locais nas regiões mais fragmentadas do domínio. O experimento com o uso dos tiles aumenta a magnitude da temperatura à superfície, do fluxo de calor sensível, do albedo à superfície, da radiação de onda longa emitida pela superfície, e do vento a 10 m. E reduz a umidade do solo e a radiação líguida absorvida pela superfície. Em geral, o experimento com tiles aumenta o fluxo de calor latente na maior parte do domínio, entretanto, nota-se uma redução nas regiões mais fragmentadas da área de estudo. Não há uma concordância quanto aos sinais dos impactos do experimento com o uso da aproximação tile na precipitação simulada. Este experimento também apresenta impactos na camada limite. Estes efeitos de subgrade no clima local são maiores na estação seca do que na estação chuvosa. Os resultados sugerem que o grau dos impactos dos processos de subgrade no clima local se relaciona com a escala da fragmentação. Conclui-se que a utilização da aproximação tile responde adequadamente as questões sobre os impactos das mudanças no uso do solo em áreas fragmentadas da Amazônia. Entretanto, estes impactos podem ter sido em parte mascarados pelos tratamentos de corpos de água do modelo Noah-MP, e pelo esquema de convecção cúmulos do modelo Eta.

# REPRESENTATION OF THE SURFACE HETEROGENEITIES EFFECTS ON LOCAL CLIMATE OVER A FRAGMENTED REGION IN THE AMAZON USING THE MODEL ETA/NOAH-MP

#### ABSTRACT

This study evaluates the effects of representation of the surface heterogeneities in the simulation of the local climate by Eta/Noah-MP model in a fragmented region of Amazon, without the need to increase the spatial resolution of the model. For this purpose, the parameterization used to incorporate the effects of the subgrade process was the tile approach. Three experiments with the Eta/Noah-MP model were set up as follows: two experiments with the spatial resolution of 5 km, one without the use of tile approach (PA), and the other experiment with the use of this approach (TI); and one experiment set up on the spatial resolution of 2 km, without the use of the tile approach (AR), which represents the high resolution. The focus is on the rainy and dry seasons, which correspond to the months of March and September 2003. In general, the results show that the use of the tile approach presents an improvement in the simulation of the spatial patterns of the turbulent fluxes and local circulations in the regions with extensive fragmentation of the domain. The experiment with the use of tiles increases the magnitude of the surface temperature, the sensible heat flux, the surface albedo, the upward longwave radiation, and the wind at 10 m. And, it reduces soil moisture and net radiation. In general, the experiment with tiles increases the latent heat flux in most of the domain, however, there is a reduction in the fragmented regions of the study area. There is no agreement as to the signs of the impacts of the experiment using the approach tile on simulated rainfall. This experiment also has impacts in the boundary layer. The effects of the representation of the surface heterogeneities are higher in the dry season than in the rainy season. The results suggest that the degree of impact of the subgrade process in the local climate relates to the scale of the fragmentation. We conclude that the use of tile approach adequately respond the issues of the impacts of changes in land use in fragmented areas of the Amazon. However, these impacts may have been partly masked by the treatments of water bodies from Noah-MP model and the scheme of cumulus convection from model Eta.

#### LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Ilustração das aproximações mosaico (esquerda) e *tile* (direita). 29 Figura 3.1 – Esquema dos processos de superfície resolvidos pelo Noah-MP. Figura 3.2 – Localização dos sítios de cultivo (círculo azul, S3°01'11.4" W54°53'39.3") e floresta (círculo rosa, S3°01'4.9" W54°58'17.2"). A figura de baixo é um realce da figura de cima......45 Figura 3.3 – Localização da área de estudo representada pelo retângulo preto. Os pontos em cinza se referem a localização dos sítios experimentais Figura 4.1 – Média diária e ciclo médio anual (a,b) da umidade do solo em 30 cm, e da temperatura do solo em (c,d) 14 cm e (e,f) 150 cm, simulados pelo experimento em área cultivada (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas). As unidades estão em m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> e °C, respectivamente. A curva azul em (b) é o ciclo médio anual da precipitação observada, em mm por mês. .......53 Figura 4.2 - Média diária e ciclo médio anual (a,b) da radiação líquida absorvida pela superfície, e dos fluxos de calor (c.d) sensível e (e.f) latente. simulados pelo experimento em área cultivada (curvas vermelhas), e Figura 4.3 - Ciclo diurno (a,b) da radiação líguida absorvida pela superfície, e dos fluxos de calor (c,d) sensível e (e,f) latente, simulados pelo experimento em área cultivada (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas), durante as estações chuvosa e seca, respectivamente. As unidades estão em Wm<sup>-2</sup>. Figura 4.4 – Ciclo médio anual do escoamento total (curva vermelha), do escoamento superficial (curva verde), e do fluxo base (curva azul) do experimento em área cultivada, e o ciclo médio anual do escoamento total Figura 4.5 – Média diária e ciclo médio anual da umidade do solo em (a.b) 10 cm e (c,d) 40 cm, e da temperatura do solo em (e,f) 10 cm e (g,h) 50 cm, simulados pelo experimento em área de floresta (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas). As unidades estão em m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> e <sup>o</sup>C, respectivamente. A curva azul em (b) é o ciclo médio anual da precipitação observada, em mm por mês.....60 Figura 4.6 – Média diária e ciclo médio anual (a,b) da radiação líquida absorvida pela superfície, e dos fluxos de calor (c,d) sensível e (e,f) latente, simulados pelo experimento em área de floresta (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas). As unidades estão em Wm<sup>-2</sup>......62 Figura 4.7 – Ciclo diurno (a,b) da radiação líquida absorvida pela superfície, e dos fluxos de calor (c.d) sensível e (e.f) latente, simulados pelo experimento em área de floresta (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas), durante as estações chuvosa e seca, respectivamente. As unidades estão em Wm<sup>-2</sup>......64

Figura 4.8 – Ciclo médio anual do escoamento total (curva vermelha), do escoamento superficial (curva verde), e do fluxo base (curva azul) do experimento em área de floresta, e o ciclo médio anual do escoamento total observado (curva preta). As unidades estão em m......65 Figura 5.1 – Mapa de uso da terra com dados combinados do TerraClass 2008 e PRODES de 2003 na resolução espacial de 30 m, sobre a área de estudo. Os números da legenda no canto inferior esquerdo, correspondem as oito classes de cobertura e uso da terra e são: 1-floresta, 2-agricultura, 3pastagem, 4-savana, 5-solo exposto, 6-áreas urbanas, 7-vegetação Figura 5.2 – Mapas de vegetação dominante do (a) experimento PA, e do (b) experimento AR. As cores nos mapas correspondem as classes de cobertura e uso da terra: (verde) floresta, (laranja) agricultura, (amarelo) pastagem, (roxo) savana, (rosa) solo exposto, (cinza) áreas urbanas, (vermelho) vegetação secundária, (azul) água. Os eixos vertical e horizontal se referem aos números de pontos usados no modelo na latitude e longitude, Figura 5.3 – Figura 5.1 com os três retângulos correspondentes as regiões Figura 5.4 – Porcentagem (%) que cada classe de cobertura e uso da terra ocupa no mapa de vegetação produzido......79 Figura 5.5 – (a) Proporção de cada tile na grade testada. (b) Fluxo de calor latente (Wm<sup>-2</sup>) de cada *tile* e o total......80 Figura 5.6 - Precipitação (mm dia<sup>-1</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.......82 Figura 5.7 – Precipitação (mm dia<sup>-1</sup>) média mensal de março e setembro de Figura 5.8 – Fluxo de calor latente (Wm<sup>-2</sup>) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), Figura 5.9 – Temperatura à superfície (°C) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), Figura 5.10 – Topografia (m) da área de estudo interpolada nas grades das Figura 5.11 – Fluxo de calor sensível (Wm<sup>-2</sup>) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), Figura 5.12 – Radiação de onda longa emitida pela superfície (Wm<sup>-2</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e Figura 5.13 – Radiação líquida absorvida pela superfície (Wm<sup>-2</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e Figura 5.14 – Albedo à superfície (%) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente......91 Figura 5.15 – Vento a 10 metros (m s<sup>-1</sup>) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente....92

Figura 5.16 – Movimento vertical em 850 hPa (hPa.s<sup>-1</sup>) médio mensal de marco e setembro de 2003 dos experimentos PA (a.d), TI (b.e), e AR (c.f), Figura 5.17 – Corte vertical na atmosfera de movimento vertical (hPa.s<sup>-1</sup>) médio mensal de marco e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,g), TI (b,e,h,l,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões fragmentadas I, II e Figura 5.17 – Corte vertical na atmosfera de movimento vertical (hPa.s<sup>-1</sup>) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PÁ (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,l,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões fragmentadas I, II e Figura 5.18 – Corte vertical na atmosfera da umidade específica do ar (g.kg<sup>-1</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,l,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões fragmentadas I, II e Figura 5.18 – Corte vertical na atmosfera da umidade específica do ar  $(g.kg^{-1})$ média mensal de marco e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,l,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões fragmentadas I, II e III, respectivamente. Conclusão......97 Figura 5.19 - Corte vertical na atmosfera da temperatura potencial equivalente (K) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,l,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões Figura 5.19 - Corte vertical na atmosfera da temperatura potencial equivalente (K) média mensal de marco e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,l,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões Figura 5.20 – Diferença do corte vertical da umidade específica do ar média mensal de março e setembro de 2003 entre os experimentos TI e PA nas Figura 5.21 – Diferença do corte vertical da temperatura potencial equivalente média mensal de março e setembro de 2003 entre os experimentos TI e PA Figura 5.22 – Umidade  $(m^3m^{-3})$  média mensal de março e setembro de 2003 nas camadas do solo a 10 cm e 2 m da superfície, dos experimentos PA Figura 5.23 – Temperatura (°C) média mensal de março e setembro de 2003 nas camadas do solo a 10 cm e 2 m da superfície, dos experimentos PA Figura 5.24 - Precipitação (mm.dia<sup>-1</sup>) e cobertura de nuvens baixas média mensal de março de 2003 dos experimentos PA (a), TI (b), e AR (c), Figura 5.25 – Simulações com o modelo Eta/Noah na resolução de 15 km durante a estação (a) chuvosa e (b) seca. (c) Simulação com o modelo Eta/Noah na resolução de 5 km durante a estação chuvosa......108 Figura 5.26 – Diferença do fluxo de calor latente (sombreado) e da magnitude do vento à 10 m da superfície (contorno) entre os experimentos TI e PA, durante as estações (a) chuvosa e (b) seca. As unidades do fluxo de calor latente e da magnitude do vento estão em Wm<sup>-2</sup> e ms<sup>-1</sup>, respectivamente.. 110

Figura 5.27 – Séries horárias do (a) fluxo de calor latente e da (b) magnitude do vento dos experimentos TI (curvas pretas) e PA (curvas verdes) durante a estação chuvosa na grade próxima a 4,5°S 57°W......111 Figura 5.28 – Diferença do corte vertical na atmosfera da temperatura do ar (°C) entre os experimentos TI e PA nas três regiões fragmentadas durante as Figura 5.29 – Séries horárias da umidade (a,b) e temperatura (c,d) do solo em 10 cm de profundidade dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de cultivo. As unidades da umidade e temperatura do solo são m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> e <sup>o</sup>C. Figura 5.30 - Séries horárias da radiação líguida absorvida pela superfície (a,b) e dos fluxos de calor latente (c,d) e sensível (e,f) dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de cultivo. As unidades fluxos são Wm<sup>-2</sup>......119 Figura 5.31 – Ciclo diurno horário (GMT) da radiação líguida absorvida pela superfície (a,b) e dos fluxos de calor latente (c,d) e sensível (e,f) dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de cultivo. As unidades são Wm<sup>-2</sup>. Figura 5.32 – Ciclo diurno horário (GMT) da (a,c) precipitação observada (curvas pretas) e dos experimentos (b,d) PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), e AR (curvas azuis), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de cultivo. A unidades é mm h<sup>-1</sup>......124 Figura 5.33 – Séries horarias da umidade (a,b) e temperatura (c,d) do solo em 10 cm de profundidade dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de floresta. As unidades da umidade e temperatura do solo são m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> e <sup>o</sup>C, Figura 5.34 – Séries horarias da radiação líguida absorvida pela superfície (a,b) e dos fluxos de calor latente (c,d) e sensível (e,f) dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de floresta. As unidades são Wm<sup>-2</sup>......128 Figura 5.35 – Ciclo diurno horário (GMT) da radiação líquida absorvida pela superfície (a,b) e dos fluxos de calor latente (c,d) e sensível (e,f) dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de floresta. As unidades são Wm<sup>-2</sup>. Figura 5.36 – Ciclo diurno horário (GMT) da precipitação observada

Figura 5.37 – Fluxo de calor latente horário (Wm<sup>-2</sup>) dos sítios de floresta (km83) e de cultivo (km77) da observação (a), e dos experimentos PA (b), TI Figura 6.1 – Mapas de vegetação dominante do (a) experimento AR, e do (b) experimento CTL. As cores nos mapas correspondem a classe de cobertura e uso da terra: (verde) floresta, (laranja) agricultura, (amarelo) pastagem, (roxo) savana, (rosa) solo exposto, (cinza) áreas urbanas, (vermelho) vegetação secundária, (azul) água. Os eixos horizontal e vertical se referem aos números de pontos usados no modelo na longitude e latitude, Figura 6.2 – Diferenca dos campos médios mensais de marco de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os Figura 6.2 – Diferença dos campos médios mensais de março de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (i) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os Figura 6.2 – Diferença dos campos médios mensais de marco de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os Figura 6.2 – Diferença dos campos médios mensais de março de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (i) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Conclusão......145 Figura 6.3 – Diferença dos campos médios mensais de setembro de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os Figura 6.3 – Diferença dos campos médios mensais de setembro de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líguida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à

superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os Figura 6.3 – Diferença dos campos médios mensais de setembro de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líguida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os Figura 6.3 – Diferenca dos campos médios mensais de setembro de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líguida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Conclusão......150

#### LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1- Resultados das diferenças entre as simulações de desflorestamento em grande escala e o controle, com MCGAs de alguns trabalhos da literatura. As variáveis apresentadas nas colunas são: albedo ( $\alpha$ ), comprimento de rugosidade (r), radiação líquida ( $R_n$ ), velocidade do vento (V), fluxo de calor sensível (H), temperatura à superfície (T), precipitação (P) Tabela 4.1 – Os valores usados nos parâmetros do solo. BB é o parâmetro B (adimensional), DRYSMC é o limiar de umidade do solo que interrompe a evaporação direta desde a camada superior (%), F11 representa a razão entre a condutividade/difusividade térmica do solo (adimensional), MAXSMC é a porosidade (%), REFSMC é a capacidade de campo (%), SATPSI é o potencial matricial do solo saturado (m), SATDK corresponde a condutividade hidráulica do solo saturado (m<sup>2</sup>.day<sup>-1</sup>), WLTSMC é conteúdo de umidade do solo no ponto de murcha permanente (%), e QTZ representa o conteúdo de Tabela 4.2 – Valores de R<sup>2</sup> e RMSE das varáveis avaliadas dos experimentos em áreas cultivada e de floresta. As unidades do RMSE da umidade e temperatura do solo, e dos fluxos de energia estão em m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, °C, e Wm<sup>-2</sup>, Tabela 5.1 – Opções de parametrizações utilizadas nas simulações......70 Tabela 5.2 – Descrição dos experimentos realizados para os dois períodos.71 Tabela 5.3 – Descrição e características das classes de vegetação do TerraClass 2008, e o agrupamento de classes realizado neste estudo.......73 Tabela 5.4 – Valores do RMSE e  $R^2$  (entre parênteses) da umidade (Usolo10) e temperatura (Tsolo10) do solo em 10 cm de profundidade, da radiação líquida absorvida pela superfície (Rn), dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H), simulados pelos experimentos PA, TI, AR e DA, durante as estações chuvosa e seca no sítio de cultivo. As unidades do RMSE estão em Tabela 5.5 – Valores do RMSE e  $R^2$  (entre parênteses) da umidade (Usolo10) e temperatura (Tsolo10) do solo em 10 cm de profundidade, da radiação líquida absorvida pela superfície (Rn), dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H), simulados pelos experimentos PA, TI, AR e DA, durante as estações chuvosa e seca no sítio de floresta. As unidades do RMSE estão Tabela 6.1 - Sinais dos potenciais impactos da fragmentação nas três regiões de maior concentração na simulação do clima local, nas estação chuvosa e seca. As variáveis avaliadas são: precipitação (P), fluxos de calor latente (LE), sensível (H), e no solo (G), radiação de onda longa emitida (Lw), radiação líquida (Rn), temperatura à superfície (T), albedo (A), magnitude do vento (V), umidade do solo em 10 cm (Um1) e 2 m (Um2), e temperatura do solo em 10 cm (Um1) e 2 m (Um2)......152

# LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

#### Pág.

- ANA Agência Nacional das Águas
- AR Experimento Alta Resolução
- CLP Camada limite Planetária
- CTL Experimento Controle
- CMORPHCPC *MORPHing technique*
- CLM3.0 Community Land Model Version 3
- DA Experimento Desacoplado
- ECMWF European Center for Medium range Weather Forecasting
- HTESSELHydrology Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges
- IAF Índice de Área Foliar
- IBAMA Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
- IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- INPE Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- ISBA Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere
- JAXA Japan Aerospace Exploration Agency
- LBA Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia
- LBA-MIP The LBA Model Intercomparison Project
- LEAF-2 Land Ecosystem–Atmosphere Feedback
- LITFASS Lindenberg Inhomogeneous Terrain Fluxes between Atmosphere and Surface: a long-term Study
- MCGs Modelos de Circulação Geral
- MCGAs Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
- MM4 Mesoscale Model Version 4
- MOSES Met Office Surface Exchange Scheme
- NASA National Aeronautics and Space Administration
- Noah-MP Modelo Noah com opções de multiparametrizações
- PA Experimento Padrão
- PDFs Funções de densidade de probabilidade
- RAMS Regional Atmospheric Modeling System
- RCA Rossby Centre regional climate model

- SEMTA Serviço de Encaminhamento de Trabalhadores para a Amazônia
  SiB Simple Biosphere
  SSiB Simplified Simple Biosphere
  SPVEA Superintendência do Plano de Valorização Econômica da Amazônia
  SUDAM Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia
  TI Experimento Tile
  TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission
- ZCIT Zona de Convergência Intertropical

# SUMÁRIO

	1
	،۲ 7
2 1. Contexto histórico do desflorestamento	1 7
2.1.1 Processo de ocupação e desenvolvimento da Amazônia	7
2.2. Padrões de desflorestamento na Amazônia	،، 1 <i>۱</i>
2.3 Impactos do desflorestamento no clima	
2.3.1 Efeitos da remoção da vegetação da Amazônia no clima	10
2.4 Panel dos fluxos de superfície na interação superfície-atmosfer	a 23
2.5 Representação das heterogeneidades da superfície	26
2.5.1 Efeitos de agregação	27
2.5.1.1 Aproximação <i>tile</i>	
2.5.1.2 Aproximação estatística-dinâmica	
2.5.2 Efeitos dinâmicos	
3 DESCRIÇÃO DOS MODELOS, DADOS E ÁREA DE ESTUDO	
3.1 Descrição dos modelos	
3.1.1 Modelo regional Eta	
3.1.2 Modelo de superfície Noah-MP	40
3.2 Descrição dos dados	44
3.2.1 Sítios experimentais do LBA	44
3.2.2 Dados hidrológicos	45
3.2.3 Dados de reanálise	
3.2.4 Precipitação estimada usando sensores remotos	46
3.2.4.1 TRMM	
3.2.4.2 CMORPH	
4 COMPARAÇÕES DAS SIMULAÇÕES DO MODELO NO	OAH-MP
DESACOPLADO COM OS SITIOS EXPERIMENTAIS DO L	.BA DE
FLORESTA E CULTIVO PROXIMOS A SANTAREM-PA	
4.2 Resultados	
4.2.1 Experimento em area cultivada	5Z
4.2.1.1 UTII0000 00 S010	
4.2.1.2 Temperatura do Solo	
4.2.1.3 Fluxos de ellergia	
4.2.1.3.1 Medias dianas	
4.2.1.3.2 Gibb diditio	
4 2 2 Experimento em área de floresta	
4.2.2 Liperintento en alca de horesta	
4 2 2 2 Temperatura do solo	60
4 2 2 3 Fluxos de energia	61
4.2.2.3.1 Médias diárias	
4.2.2.3.2 Ciclo diurno	
4.2.2.4 Escoamento	64
4.3 Discussões	65

## <u>Pág</u>.

5 IMPACTOS DA REPRESENTAÇÃO DAS HETEROGENEIDADES	DA
SUPERFÍCIE NA SIMULAÇÃO DO CLIMA LOCAL	69
5.1 Metodologia	69
5.2 Resultados e discussões	77
5.2.1 Mapa de vegetação e teste da aproximação <i>tile</i>	77
5.2.1.1 Mapa de vegetação	77
5.2.1.2 Teste da aproximação <i>tile</i>	79
5.2.2 Padrões espaciais	80
5.2.2.1 Precipitação	81
5.2.2.2 Fluxo de calor latente	83
5.2.2.3 Temperatura à superfície	85
5.2.2.4 Fluxo de calor sensível	87
5.2.2.5 Radiação de onda longa emitida pela superfície	88
5.2.2.6 Radiação líquida absorvida pela superfície	89
5.2.2.7 Albedo à superfície	90
5.2.2.8 Ventos a 10 metros da superfície	91
5.2.2.9 Baixa troposfera	92
5.2.2.10 Umidade do solo em 10 cm e 2 m de profundidade	102
5.2.2.11 Temperatura do solo em 10 cm e 2 m de profundidade	104
5.2.2.12 Discussões	106
5.2.3 Validação com os sítios experimentais	115
5.2.3.1 Sítio de cultivo (km77)	115
5.2.3.1.1 Umidade do solo em 10 cm de profundidade	115
5.2.3.1.2 Temperatura do solo em 10 cm de profundidade	117
5.2.3.1.3 Fluxos de energia	118
5.2.3.1.3.1 Séries horarias	118
5.2.3.1.3.2 Ciclo diurno	121
5.2.3.1.4 Precipitação	123
5.2.3.2 Sítio de floresta (km 83)	125
5.2.3.2.1 Umidade do solo em 10 cm de profundidade	125
5.2.3.2.2 Temperatura do solo em 10 cm de profundidade	127
5.2.3.2.3 Fluxos de energia	127
5.2.3.2.3.1 Séries horárias	127
5.2.3.2.3.2 Ciclo diurno	130
5.2.3.2.4 Precipitação	132
5.2.3.3 Discussões	133
6 POTENCIAIS IMPACTOS DO DESFLORESTAMENTO NA SIMULAÇ	ÇAO
DO CLIMA LOCAL	139
6.1 Metodologia	139
6.2 Resultados	141
6.2.1 Estação chuvosa	141
6.2.2 Estação seca	146
6.3 Discussões	150
7 CONCLUSOES FINAIS	153
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	159

### 1 INTRODUÇÃO

A superfície terrestre apresenta heterogeneidades na sua cobertura vegetal em diversas escalas espaciais. Quando as paisagens sofrem processos de transformação induzidas por agentes naturais ou antropogênicos, em que há a quebra de grandes habitats em pequenas parcelas, definem-se essas paisagens como fragmentadas (FORMAN, 1995).

O desflorestamento é uma forma de fragmentação na paisagem induzida pelo homem, podendo ser classificado em padrões de acordo com o tamanho e a distribuição espacial de áreas de clareiras (FRANKLIN; FORMAM, 1987; ZIPPERER, 1993). Há estudos sobre a fragmentação da paisagem na Amazônia brasileira (p.ex., OLIVEIRA FILHO; METZGER, 2006; ARIMA et al., 2015), região de aproximadamente 4 milhões de km<sup>2</sup>, com a maior reserva de floresta tropical do mundo, onde 18,6% da sua área foi desmatada entre 1988 a 2012 (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2014). Nestes estudos, observaram-se e definiram-se diferentes padrões de desflorestamento, que foram relacionados a processos sociais específicos ocorridos em diferentes contextos históricos de ocupação e desenvolvimento da região.

As alterações na cobertura vegetal da superfície podem afetar os ecossistemas, o clima global e regional, e o ciclo hidrológico (p.ex., CHARNEY et al., 1975; EAGLESON, 1978; SHUKLA et al., 1990; NOBRE et al., 1991; MARTINELLI et al., 1996; ZENG et al., 1996; BARON et al., 1998; STOHLGREN et al. 1998; CHASE et al. 1999; PIELKE et al. 1999; WERTH; AVISSAR, 2002; D`ALMEIDA et al., 2007). Diferentes estudos mostram que a fragmentação na floresta amazônica tem alterado os habitats animais, comprometido a regeneração vegetativa, e induzido o colapso da biomassa ao longo das bordas dos fragmentos (FERREIRA; LAURANCE, 1997; LAURANCE et al., 1997; ALDRICH; HAMRICK, 1998; BENITEZ-MALVIDO, 1998; LAURANCE, 1998; SCARIOT, 1999; LAURANCE et al., 2000; NEPSTAD et al., 2001).

Cada tipo de cobertura vegetal apresenta propriedades específicas (p.ex., albedo, comprimento de rugosidade), que afetam de maneira distinta a partição dos componentes envolvidos nos balanços de energia, água e carbono (p.ex., PIELKE et al., 2002). Como por exemplo, os fluxos de calor latente e sensível, a radiação líquida absorvida pela superfície, a precipitação, e consequentemente as variáveis ambientais na interação superfície-atmosfera, como a temperatura, umidade, velocidade do vento (p.ex., OOKOUCHI et al., 1984), a evolução da camada limite planetária (CLP) (p.ex., SANTANELLO et al., 2007) e as circulações locais (p.ex., ANTHES, 1984; PITMAN et al., 2003; RADDATZ, 2007).

Os modelos numéricos são ferramentas importantes para avaliar como as mudanças na cobertura e uso da terra alteram o clima, principalmente os modelos atmosféricos, acoplados oceano-atmosfera, e do sistema terrestre. Entretanto, a realização de simulações com estes modelos em uma resolução espacial que consiga representar explicitamente processos pontuais e seus efeitos pode ser inviável sob o ponto de vista computacional se o domínio for grande ou o tempo de integração for de longo prazo. Portanto, os efeitos das heterogeneidades precisam ser parametrizados nos esquemas de superfície desses modelos para incorporar os processos de subgrade. Alguns estudos mostram que com a parametrização destes efeitos nos modelos atmosféricos há uma melhoria nas simulações do clima local (p.ex., AVISSAR; PIELKE, 1989; KOSTER; SUAREZ, 1992a; CHEN; AVISSAR, 1994a; GIORGI, 1997; MOLOD; SALMUN, 2002; ESSERY et al., 2003; AMENT; SIMMER, 2006; ZENG et al., 2010).

Segundo Giorgi e Avissar (1997), as parametrizações dos efeitos das heterogeneidades podem ser divididas em duas categorias: de agregação e dinâmica. A agregação inclui o cálculo da contribuição de diferentes superfícies na escala de subgrade no balanço de energia e água e nas trocas entre a superfície e a atmosfera. Nesta categoria, a parametrização pode ser feita de forma discreta, em que as heterogeneidades são descritas por um número finito de blocos (*tiles*) ou manchas (*patches*) na subgrade (p.ex., aproximação mosaico; SETH et al. 1994), aproximação *tile* (AVISSAR;

PIELKE, 1989; KOSTER; SUAREZ, 1992a), ou de forma contínua, em que a descrição é feita em termos de funções de densidade de probabilidade (p.ex., aproximação estatística-dinâmica; ENTEKHABI; EAGLESON, 1989; BONAN et al., 1993). Os efeitos de agregação afetam os fluxos de calor latente e sensível, a simulação de neve e a dinâmica da umidade do solo e do escoamento (GIORGI; AVISSAR, 1997). Há estudos que mostram que estes efeitos podem ocorrer na escala espacial de poucos quilômetros (MÖLDERS; RAABE, 1996; HEINEMANN; KERSCHGENS, 2005).

Nos efeitos dinâmicos são consideradas as circulações de mesoescala e microescala, induzidas por superfícies heterogêneas (p.ex., aproximação fluxo de mesoescala; PIELKE et al., 1991; CHEN; AVISSAR, 1994a). Este tipo de efeito pode influenciar a estrutura da camada limite, a formação de nuvens, precipitação e a transferência vertical de *momentum*, energia e água para a média troposfera (GIORGI; AVISSAR, 1997).

A inclusão da parametrização dos efeitos de agregação em um esquema de superfície de um modelo atmosférico segue uma abordagem de cima para baixo (KLEMES, 1983), onde são representados os padrões de organização e funções na escala da grade, associados com processos na escala da subgrade (SIVAPALAN, 2005). Esta metodologia resulta na melhoria da simulação do clima local sem a necessidade de aumentar a resolução espacial do modelo. Isto torna possível a realização de integrações mais longas e de melhor qualidade, além de fornecer um melhor conhecimento dos efeitos das mudanças na cobertura e uso da terra no clima. Entretanto, os estudos de mudanças climáticas sobre a América do Sul usando o modelo atmosférico regional Eta do INPE com resolução espacial de no máximo 20 km (p.ex., MARENGO et al., 2012; CHOU et al., 2014), não utilizam parametrizações para representar a variabilidade de subgrade. Não obstante, em geral estas parametrizações não consideram os diferentes tipos de vegetação que podem estar contidos dentro de uma mesma célula do modelo.

Assim, esse estudo tem por hipótese que a utilização da aproximação *tile* responde adequadamente a questões sobre os impactos das mudanças no uso do solo em áreas fragmentadas da Amazônia, uma vez que incorpora a extensão dos diferentes usos na escala de subgrade. Para tal, o objetivo principal do estudo é avaliar o comportamento do clima local simulado pelo modelo regional Eta do INPE acoplado ao modelo de superfície estado da arte Noah com opções de multiparametrizações (Noah-MP; NIU et al., 2011) na resolução espacial de 5km com e sem o uso da aproximação *tile,* comparando-os com simulações de mais alta resolução espacial (2km) sem o uso desta parametrização. Para atingir este objetivo, definem-se alguns objetivos específicos:

- Simulações com o modelo de superfície Noah-MP desacoplado em dois sítios experimentais do Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia (LBA) próximos a Santarém-PA com cobertura vegetal distintas, localizados na área de estudo. O modelo de superfície desacoplado não interage com a atmosfera ao longo da integração. O que se tem é uma memória da atmosfera via forçantes de dados observados. Estas simulações foram realizadas no intuito de conhecer o comportamento do modelo de superfície antes da realização do acoplamento com o modelo regional atmosférico. E também para testar as opções de parametrizações disponíveis no modelo de superfície, uma vez que o tempo de integração destas simulações desacopladas é muito menor em relação as simulações acopladas ao modelo regional;
- Realização do acoplamento do modelo Eta ao modelo de superfície Noah-MP (Eta/Noah-MP);
- Inclusão de um mapa de vegetação de alta resolução no modelo Eta/Noah-MP para a região de interesse;
- Introdução da aproximação tile.

Para efeito de comparação das simulações com o uso da aproximação tile, foram avaliadas as análises dos potenciais impactos do desflorestamento na área de estudo produzidos pelo Eta/Noah-MP sem o uso da aproximação *tile* 

na resolução espacial de 2 km como um objetivo complementar. A área de estudo está localizada na Amazônia, incluindo parte do leste do Amazonas e oeste do Pará. Esta região apresenta variedades de cobertura e uso da terra (heterogeneidades), e diferentes padrões de desflorestamento.

O capítulo 2 apresenta a revisão bibliográfica, e o capítulo 3 mostra a descrição dos modelos e dados utilizados no trabalho, e também descreve a área de estudo. Os capítulos 4, 5 e 6 apresentam a metodologia, resultados e discussões sobre, respectivamente: as comparações das simulações do modelo de superfície Noah-MP desacoplado, com as medidas de dois sítios do LBA próximos a Santarém, localizados em áreas de floresta e cultivo; os efeitos da representação das heterogeneidades da superfície e dos potenciais impactos do desflorestamento, na simulação do clima local. As conclusões finais do trabalho estão no capítulo 7.

# 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A primeira seção deste capítulo apresenta uma revisão bibliográfica sobre o contexto histórico do desflorestamento, com enfoque na Amazônia. A segunda seção mostra os padrões de desflorestamento na Amazônia. Em seguida, apresenta-se uma revisão sobre os impactos do desflorestamento no clima. Na próxima seção, abordam-se os fatores que contribuem para a modificação dos fluxos de superfície, e as incertezas associadas. A última seção deste capítulo mostra a revisão sobre as aproximações utilizadas na literatura para representar os efeitos de agregação e dinâmicos das heterogeneidades nos modelos de superfície.

#### 2.1. Contexto histórico do desflorestamento

As mudanças na cobertura da terra por ações antropogênicas provavelmente se iniciaram em torno de 8000 anos atrás com o desenvolvimento da agricultura (RUDDIMAN, 2003), e evoluíram ao longo do tempo impulsionadas principalmente pelo desenvolvimento industrial. Fatores demográficos, econômicos, tecnológicos, políticos e culturais contribuem para a modificação da cobertura da terra promovida pelo homem. Os cientistas estimam que entre um terço e metade da superfície terrestre do planeta tem sido modificado pela ação humana (*National Aeronautics and Space Administration* (NASA) *news features*, 2005). Da parte que ainda não foi alterada, há regiões que tem seus ecossistemas ameaçados como, por exemplo, as florestas tropicais da América do Sul, África e Sudeste da Ásia (SNYDER et al., 2004).

#### 2.1.1. Processo de ocupação e desenvolvimento da Amazônia

Desde o período da colonização, o processo de ocupação e desenvolvimento da Amazônia é motivado por um padrão econômico voltado para a exportação (p.ex., PONTES FILHO, 2000; BECKER, 2001, 2005). Segundo Becker (2005), o povoamento e desenvolvimento da Amazônia foram fundados de acordo com o paradigma da relação sociedade-natureza, que Kenneth Boulding denominou de economia de fronteira, cujo crescimento

econômico é visto como linear e infinito, e baseado na incorporação contínua de terras e recursos naturais, que são também percebidos como infinitos. No caso da Amazônia, sua ocupação se fez em surtos ligados à valorização momentânea de produtos no mercado internacional, seguidos de longos períodos de estagnação (BECKER, 2001). Entretanto, de acordo com Becker (2001), o processo de ocupação da Amazônia se acelerou e se tornou contínuo devido à formação do moderno aparelho de Estado, associada a sua crescente intervenção na economia e no território através de estratégias geopolíticas.

No período colonial, os portugueses começaram a ocupar a região amazônica através da construção de fortes, no intuito de proteger a região de outros invasores europeus. Estes fortes contribuíram para o estabelecimento de núcleos de povoamento, que deram origem as cidades, como por exemplo, de Belém, Manaus e Rio Branco (p.ex., SANTOS DIAS, 1998; PROJETO TOM MAIOR, 2011). Neste período, os recursos da floresta eram explorados através do extrativismo das chamadas *drogas do sertão*, que eram especiarias típicas da região (p.ex., cacau, tabaco, castanha, peles de animais) com alto preço no mercado europeu (p.ex., SANTOS DIAS, 1998; PONTES FILHO, 2000; PROJETO TOM MAIOR, 2011).

Durante a gestão do Marquês de Pombal em Portugal, foi criada a Companhia Geral do Comércio do Grão-Pará e Maranhão, o que aumentou a exploração extrativista, com as monoculturas agrícolas voltadas para o comércio (p.ex., cacau, cana-de-açúcar, arroz, algodão), e introduziu o tráfico de escravos africanos na região (p.ex., PONTES FILHO, 2000; BENCHIMOL, 2009; PROJETO TOM MAIOR, 2011). Segundo Klein (1987), no período entre 1756 a 1788, a Companhia trouxe 28.657 escravos para trabalharem nas fazendas de algodão, cana-de-açúcar e cacau. O desflorestamento na região durante o período colonial, associado principalmente com a implantação destas fazendas, estava localizado em pontos isolados, nas margens dos principais rios, sempre em pequenas extensões (PRATES; BRACHA, 2011).

A metade do século XIX foi marcada por muitos anos de crise na economia colonial e por conflitos sociais, como por exemplo, o evento denominado cabanagem (p.ex., PROJETO TOM MAIOR, 2011). A Amazônia somente se reergueu economicamente durante a Revolução Industrial, com a atividade extrativista do látex, que atingiu o seu ápice entre 1908 e 1912 (p.ex., PONTES FILHO, 2000; PROJETO TOM MAIOR, 2011). O ciclo da borracha trouxe desenvolvimento econômico para a região e induziu a migração populacional de outras regiões do Brasil, principalmente do Nordeste, e do exterior, como por exemplo, a chegada de italianos, franceses, e em maior número de ingleses e sírio-libaneses (p.ex., PONTES FILHO, 2000; BENCHIMOL, 2009; PROJETO TOM MAIOR, 2011). Entretanto, o desflorestamento aumentou em relação ao período colonial, tornando-se disperso por boa parte da região, mas sempre próximo aos rios, que eram os principais meios de transporte na época (PRATES; BRACHAS, 2011). As construções das ferrovias Belém-Bragança, Madeira-Mamoré e Tucuruí também propiciaram o desflorestamento ao longo de seus traçados (PRATES; BRACHAS, 2011).

A partir da década de 1920, o ciclo da borracha começou a decair progressivamente, em função da concorrência com os preços mais baixos da borracha asiática (p.ex., PONTES FILHO, 2000; PRATES; BRACHAS, 2011, PROJETO TOM MAIOR, 2011). Para amenizar os efeitos da crise, o governo federal criou o Plano de Defesa da Borracha, tendo como órgão responsável por sua execução a Superintendência de Defesa da Borracha, subordinada ao Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio (PRATES; BRACHAS, 2011). Segundo Miranda Neto (1991), a criação deste plano e órgão constituíram as primeiras intervenções do governo federal na Amazônia, que tinham como objetivo a retomada do crescimento econômico, e a melhoria nas condições de vida da população local. Apesar da intervenção do governo, a Amazônia se despovoou e entrou em um novo ciclo de decadência econômica (p.ex., PRATES; BRACHAS, 2011; PROJETO TOM MAIOR, 2011). Durante esta crise, as atividades extrativistas da castanha, ouro, e a pecuária se expandiram, tornando-se a base econômica da região

entre o período de 1920 a 1940, o que atraiu as chamadas frentes pioneiras (PONTES FILHO, 2000).

No início dos anos 1940, durante a Segunda Guerra Mundial, os seringais asiáticos foram ocupados pelos japoneses, adversários dos Estados Unidos (MARQUES, 2013). Como parte dos Acordos de Washington, o governo brasileiro comprometeu-se, em 1942, em abastecer a indústria norteamericana com a borracha amazônica, originando o que se nominou da batalha da borracha (MARQUES, 2013). Apesar dos investimentos norteamericanos, esta fase foi marcada pela criação de planos de ações do governo federal na região amazônica, como por exemplo, a criação do Banco de Crédito da Borracha, a Superintendência de Abastecimento do Vale Amazônico, e o Serviço de Encaminhamento de Trabalhadores para a Amazônia (SEMTA) (p.ex., MARQUES, 2013). Este último gerou um aumento da migração populacional de outras regiões do país, principalmente da região Nordeste, para os seringais (p.ex., PROJETO TOM MAIOR, 2011; MARQUES, 2013). Esta fase durou pouco tempo, e entrou em crise assim que os Países Aliados retomaram o controle dos seringais asiáticos (p.ex., MARQUES, 2013).

O planejamento regional de projetos geopolíticos para a ocupação e o desenvolvimento da Amazônia teve sua fase inicial com a implantação do Estado Novo por Getúlio Vargas, motivado pela necessidade de unificar o mercado nacional devido ao avanço industrial (BECKER, 2001). Na Constituição de 1946 foi criado o Plano de Valorização da Amazônia, onde foi definido que a União aplicaria durante pelo menos 20 anos consecutivos, uma quantia não inferior a 3% da renda tributária do país no desenvolvimento da região. Nesta Constituição também foram definidas facilidades para a fixação do homem no campo, estabelecendo planos de colonização e de aproveitamento de terras públicas. Entretanto, foi no governo de Juscelino Kubistchek que ações efetivas afetaram a região amazônica, através da implantação das rodovias Belém-Brasília e Brasília-Acre (BECKER, 2001). Estes dois eixos rodoviários contribuíram para a formação de povoados, vilas e cidades, que adotaram como atividade econômica a agricultura e a
pecuária, o que gerou desflorestamento ao longo destas rodovias (PRATES; BRACHAS, 2011). Segundo Becker (2001), entre o período de 1950 a 1960 houve uma aceleração da migração, o que aumentou a população de 1 para 5 milhões na região. Entretanto, até a década de 1960, o desflorestamento esteve concentrado em áreas de várzea, devido a predominância do sistema de transporte através dos rios (PRATES; BRACHAS, 2011).

No período 1966-1985, a fase do planejamento regional foi mais efetivo na Amazônia, apoiado em um projeto geopolítico para a modernidade acelerada da sociedade e do território nacional, onde a ocupação da Amazônia assumiu prioridade por diversas razões internas e externas (BECKER, 2001). Nesta fase as instituições foram modernizadas, o Banco de Crédito da Borracha foi transformado no Banco da Amazônia, e a Superintendência do Plano de Valorização Econômica da Amazônia (SPVEA) foi substituída pela Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM) (p.ex., BECKER, 2001; MARQUES, 2013). Na década de 1960 foi criada a Zona Franca de Manaus, um enclave industrial colocado pelo Estado na fronteira norte em pleno ambiente extrativista tradicional (BECKER, 2001, 2005).

Segundo Becker (2001), o projeto geopolítico se apoiou principalmente em estratégias territoriais que implementaram a ocupação da Amazônia. São elas: implantação das redes de integração espacial, que incluem as redes rodoviárias (p.ex., criação da Transamazônica, Perimetral Norte, Cuiabá-Santarém, entre outras rodovias), de telecomunicações, urbanas e hidroelétricas; subsídios através de incentivos fiscais e de créditos ao fluxo de capital do Sudeste e do exterior e indução dos fluxos migratórios (p.ex. projetos de colonização); e a superposição de territórios federais sobre estaduais, que corresponde à manipulação do território através de apropriação de terras dos Estados (p.ex., criação da Amazônia Legal pela SUDAM (1966), apropriação do território localizado a 100 km de ambos os lados de todas as rodovias federais). A partir das crises geradas pelo petróleo, iniciadas em meados da década de 1970, o governo a fim de reduzir as despesas públicas na região, incentivou a entrada da iniciativa privada, o que resultou na expansão das empresas agropecuárias e de mineração

(p.ex., BECKER, 2001). Apesar disso, o planejamento do Estado continuou, com o intuito de aumentar as exportações e desenvolver tecnologia, que no final desta fase de planejamento, passou a concentrar recursos em poucas e grandes áreas específicas (Projeto Grande Carajás), e a ampliar a ação militar para as soluções de conflitos (Projeto Calha Norte) (BECKER, 2001).

As consequências geradas por esta fase do planejamento (1966-1985) do governo na Amazônia tiveram grandes impactos ambientais e sociais na região, com um aumento significativo do desflorestamento, concentrado ao longos das rodovias, que em meados dos anos 1980 correspondia a cerca de 10% da área total da floresta (p.ex., PRATES; BRACHAS, 2011). A Amazônia como sociedade nesta fase foi marcada por uma forte urbanização da população, e por grandes conflitos de terras e de território, que contribuíram de forma positiva para a organização da sociedade, o que gerou mudanças importantes na forma de atuação política na Amazônia (p.ex., BECKER, 2011). Entretanto, houve também consequências positivas, como a conectividade regional através das redes de telecomunicações, o que permitiram articulações locais/nacionais e locais/globais, e também na economia que deixou de depender apenas dos recursos naturais (p.ex., Zona Franca de Manaus) (p.ex., BECKER, 2011).

A partir de 1985 houve a retomada das políticas públicas na Amazônia, não somente de caráter desenvolvimentista, mas também conservacionista, pressionadas pelos movimentos ambientalistas nacionais e internacionais, que tinham como proposta a implantação de corredores de desenvolvimento, e ecológicos para a preservação da floresta. Segundo Becker (2001), a região é marcada até hoje pela coexistência conflitiva destes dois modelos. As políticas de desenvolvimento foram representadas principalmente pelos programas Brasil em Ação (1996-1999), Avança Brasil (2000-2003), e Programa de Aceleração do Crescimento (2007-atual). Algumas das medidas geradas pelos programas foram: a expansão do agronegócio, principalmente da soja, em função da alta demanda no mercado internacional; a expansão das fronteiras agropecuárias além da região do arco do desflorestamento; a pavimentação de estradas, como por exemplo, trechos da BR-163; a

implantação de hidroelétricas, como o Complexo Hidrelétrico do Tapajós, as Usinas Hidrelétricas de Jirau e Santo Antônio.

Neste mesmo período, foram criadas medidas para a proteção e o uso sustentável da floresta, como por exemplo, o programa Nossa Natureza (1988), o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (1989; IBAMA), o Programa Piloto para Proteção das Florestas Tropicais do Brasil (PP-G7), criado em parceria com a comunidade internacional, que foi lançado oficialmente no Brasil em 1992 durante a Rio-92. É importante destacar que o interesse internacional na preservação do meio ambiente global na década de 1990, como por exemplo, a Rio-92, e a assinatura do Protocolo de Kyoto, influenciaram as políticas públicas na Amazônia. Como consequência destas medidas centenas de áreas indígenas foram demarcadas, foram estabelecidas áreas de unidades de conservação, e áreas de milhões de hectares para reservas extrativistas, projetos de produção sustentável (p.ex., PRATES; BRACHAS, 2011).

Os dados do projeto PRODES do INPE mostram que 18,6% da área total da Amazônia Legal foi desmatada até 2012 (INPE, 2014). Entretanto, segundo esta fonte de dados, houve uma redução do desflorestamento entre 1988 a 2014, de 21.050 para 4.848 km<sup>2</sup>ano<sup>-1</sup>. Os Estados com as maiores taxas de desflorestamento são o Pará, que faz parte da área deste estudo, e o Mato Grosso. A partir de 2006, o Pará apresenta as maiores taxas de desflorestamento em relações aos demais Estados da Amazônia Legal. No ano passado, o Pará foi responsável por cerca de 38% do desflorestamento anual da Amazônia Legal. Portanto, este Estado precisa da atenção de políticas públicas e de movimentos ambientais para a preservação da sua floresta. A avaliação dos potenciais impactos da fragmentação da paisagem na simulação do clima local pode servir como base científica para os tomadores de decisão.

#### 2.2. Padrões de desflorestamento na Amazônia

Como mencionado anteriormente, o processo de ocupação e desenvolvimento na Amazônia foi determinado por interesses geopolíticos e econômicos, que geraram ações e medidas governamentais, como por exemplo, a construção de uma rede rodoviária, os projetos de colonização, e os incentivos a iniciativa privada através de empresas agropecuárias, madeireiras e mineradoras. Estas ações contribuíram para a geração do desflorestamento, que determinam os padrões de fragmentação na paisagem da região.

De acordo com Oliveira Filho e Metzger (2006), há três padrões de fragmentação dominantes na Amazônia, associados ao desflorestamento. São eles: espinha de peixe, assentamento independente e grandes propriedades. O padrão espinha de peixe é caracterizado por áreas de clareiras organizadas em forma de espinhas de peixe, que cruzam uma rodovia principal. Este padrão pode ser encontrado ao longo da Rodovia Transamazônica (BR-230), entre as cidades de Altamira e Itaituba, e ao longo da BR-364 em Rondônia. O padrão espinha de peixe está associado aos projetos de colonização do INCRA, onde terras foram demarcadas em milhares de pequenos lotes (50 a 100 ha), sendo destinados aos pequenos agricultores. Entretanto, segundo Arima et al. (2013), na Transamazônica a demanda por terras impulsionada pelo fluxo migratório foi maior do que as áreas originalmente demarcadas pelo INCRA, o que gerou uma nova demarcação de lotes pelos agricultores por "limites de respeito" além das áreas determinadas pelo INCRA, e consequentemente, aumentou a fragmentação.

O padrão de assentamento independente é caracterizado por pequenas propriedades distribuídas irregularmente sobre uma área, geralmente ocupadas por famílias que se estabeleceram independente dos programas governamentais (OLIVEIRA FILHO; METZGER, 2006). Segundo Oliveira Filho e Metzger (2006), estas famílias foram atraídas por incentivos do governo e pela mineração de ouro, e criaram pequenas propriedades

agrícolas ou assentamentos ao longo dos rios, que após o declínio da extração de ouro na região, a maioria das propriedades foram convertidas em atividades agrícolas e de pecuária.

O padrão de grandes propriedades é composto por áreas desmatadas maiores que 1000 ha ligadas à agricultura comercial de grande escala. Oliveira Filho e Metzger (2006) definem este padrão como sendo geométrico, que segundo Arima et al. (2015) pode ser definido mais precisamente como um padrão retangular, pois o desflorestamento ocorre em blocos retangulares resultantes da geometria dos limites das propriedades. Arima et al. (2015) afirmam que as propriedades são em formatos retangulares no intuito de reduzir os custos de produção, como o funcionamento de equipamentos agrícolas e aplicações de cercas. Este padrão de fragmentação é muito observado em Mato Grosso (p.ex., OLIVEIRA FILHO; METZGER, 2006; ARIMA et al., 2015). A região de Santarém também apresenta padrões retangulares, embora a distribuição espacial seja menor, comparado ao observado em Mato Grosso. Esta região é uma área de expansão de grãos, principalmente de soja, cuja produção nos últimos anos passou pelo processo de substituição da pequena propriedade pela grande propriedade mecanizada (p.ex., COELHO et al., 2008).

Arima et al. (2015) observaram mais três padrões de fragmentação na Amazônia. O padrão radial, que é caracterizado por clareiras em forma de raios que saem de um nó de uma paisagem central, normalmente um nó urbano. De acordo com Arima et al. (2015), este padrão pode ser encontrado nas vizinhanças de Altamira, Apuí, Itaituba, Manicoré, e Nova Aripuanã. Arima et al. (2015) descreveram que a região de Itaituba-PA anteriormente fazia parte dos projetos de colonização do INCRA, apresentando a fragmentação espinha de peixe, e que o governo retirou os investimentos na região, para se concentrar nas vizinhanças de Altamira, o que tornou a região alvo dos interesses de grileiros, pequenos agricultores, fazendeiros e madeireiros. Portanto, a fragmentação radial surgiu nesta região como uma resposta espontânea ao crescimento demográfico, especialmente dos pequenos agricultores, na ausência de regulação ou intervenção do governo

(ARIMA et al., 2015).

A fragmentação dendritica é caracterizada por uma estrutura de treliça ramificada com segmentos altamente irregulares, e é associada a atuação de madeireiros que constroem estradas na ausência de direito de propriedade (ARIMA et al., 2015). Este padrão é observado na Terra do Meio no Estado do Pará, segundo Arima et al. (2015).

Arima et al. (2015) também definiram o padrão haste de um rosa, para a fragmentação que combina as características visuais da fragmentação dendritica e espinha de peixe, caracterizada por espinhas uniformemente espaçadas e grossas que perdem rapidamente a sua coerência paralela inicial. Segundo os autores, este padrão está associado a mineração, e pode ser observado, por exemplo, através das estradas não oficiais que surgem no corredor da BR-163, nas proximidades de Novo Progresso, no sul do Pará.

Em resumo, Arima et al. (2015) sugerem que o tamanho e a distribuição espacial da fragmentação estão relacionados aos processos sociais envolvidos através de agentes ou grupos de agentes específicos.

### 2.3. Impactos do desflorestamento no clima

As mudanças na cobertura e uso da terra podem ter impacto em vários fenômenos de diversas escalas espaciais e temporais, como por exemplo, frontogêneses (ZIEGLER et al., 1995), eventos convectivos (SUD et al., 1995), sistemas de monções (BOONE et al., 2010), eventos de El Niño (VOLDOIRE; ROYER, 2004; RAMOS DA SILVA et al., 2008). De acordo com Pielke (2005), a mudança e variabilidade da cobertura e uso da terra afeta a energia disponível para tempestades, através da alteração dos fluxos de calor à superfície, o que afeta a camada limite atmosférica e, portanto, a energia disponível. Esta mudança no padrão espacial das tempestades resulta em alterações no aquecimento troposférico, que diretamente modifica os padrões de circulação oceânica e atmosférica, incluindo o movimento e intensidade de sistemas de baixa e alta pressão na grande escala (PIELKE, 2001).

As mudanças na cobertura e uso da terra também são importantes nos estudos de mudanças climáticas, pois o aumento do albedo ocorrido em função do desflorestamento tem um efeito negativo na forçante radiativa, de magnitude em torno de 20% do efeito gerado pelas concentrações de CO<sub>2</sub> na forçante radiativa (FORSTER et al., 2007). Há estudos na literatura sobre os efeitos de diversos cenários de uso e cobertura da terra no clima futuro global (p.ex., BOUNOUA et al., 2002; FEDDEMA et al., 2005) e na Amazônia (p.ex., SALAZAR et al., 2007).

Charney (1975) introduziu o problema da mudança do uso da terra e sua influência no clima. Posteriormente, diversos trabalhos surgiram na literatura através do uso de observação e modelagem sobre este tema, com uma abordagem principalmente no desflorestamento tropical (p.ex., NOBRE et al., 1991; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; LEAN; ROWNTREE, 1993; SUD et al., 1996; COSTA; FOLEY, 2000; ZHANG et al., 2001; ZHAO; PITMAN, 2002; SNYDER et al., 2004; VOLDOIRE; ROYER, 2004; CORREIA et al., 2007; FINDELL et al., 2007; SAMPAIO et al., 2007; RAMOS DA SILVA et al., 2008).

Com base na literatura, Findell et al. (2007) descrevem conceitualmente os efeitos do desflorestamento de grande escala no clima. Segundo os autores, com a remoção completa da vegetação de floresta tropical, há uma redução na evapotranspiração. O fluxo de calor latente diminui devido à redução da evapotranspiração e da radiação líquida absorvida pela superfície, ocasionada pelo aumento do albedo à superfície. A redução da radiação líquida absorvida pela superfície, entretanto o efeito da redução da evapotranspiração é muito maior do que o efeito do aumento do albedo, e portanto, a temperatura à superfície aumenta com a remoção da vegetação (FINDELL et al., 2007).

A redução da evapotranspiração também faz com que a CLP fique mais seca e, portanto, menos água é transportada para a atmosfera, mesmo com a convergência de umidade podendo atuar para compensar este processo. O aumento do fluxo de calor sensível devido ao aumento da temperatura à

superfície também contribui para o "secamento" da CLP, reduzindo a precipitação e a reciclagem de água. A redução da umidade específica na atmosfera inibe a condensação, e consequentemente a formação de nuvens, diminuindo a fração de cobertura total de nuvens, o que aumenta a radiação solar incidente à superfície. A remoção da vegetação também faz com que a rugosidade à superfície diminua, reduzindo o coeficiente de arrasto aerodinâmico, o que contribui para o aumento da magnitude do vento (FINDELL et al., 2007).

### 2.3.1. Efeitos da remoção da vegetação da Amazônia no clima

Em meio a todo o contexto descrito acima, há muitos estudos na literatura que avaliaram os efeitos do desflorestamento da Amazônia no clima através de simulações de desflorestamento na Amazônia utilizando Modelos de Circulação Geral (MCGs) (p.ex., NOBRE et al., 1991; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; LEAN; ROWNTREE, 1993; SUD et al., 1996; COSTA; FOLEY, 2000; ZHANG et al., 2001; ZHAO; PITMAN, 2002; SNYDER et al., 2004; VOLDOIRE; ROYER, 2004; FINDELL et al., 2007; SAMPAIO et al., 2007; NOBRE et al., 2009).

A Tabela 2.1 mostra os resultados de algumas referências de simulações de desflorestamento em grande escala na Amazônia, com diferentes MCGs da Atmosfera (MCGAs) acoplados a diferentes modelos de superfície. Nos experimentos de desflorestamento, em que há a substituição da floresta por solo exposto, pastagem, ou algum tipo de vegetação residual, alguns parâmetros de superfície precisam ser alterados nos modelos, como por exemplo, o albedo, comprimento de rugosidade, cobertura da vegetação, índice de área foliar (IAF), entre outros. É conhecido que com o desflorestamento há um aumento do albedo e uma redução no comprimento de rugosidade, o que foi considerado nos experimentos mostrados na Tabela 2.1, com uma alteração entre +3,5 e +8% no albedo e de -0,76 a -2,6 m na rugosidade (exceto em Polcher e Laval, 1994a, que a rugosidade não foi alterada).

Tabela 2.1- Resultados das diferenças entre as simulações de desflorestamento em grande escala e o controle, com MCGAs de alguns trabalhos da literatura. As variáveis apresentadas nas colunas são: albedo (α), comprimento de rugosidade (r), radiação líquida (R<sub>n</sub>), velocidade do vento (V), fluxo de calor sensível (H), temperatura à superfície (T), precipitação (P) e evaporação (E).

Referências	MCGAs	Resoluçã o (grau,lat x lon)	Sim. (mes es)	Δα (%)	Δr (m)	ΔR <sub>n</sub> (Wm <sup>-</sup> <sup>2</sup> )	ΔV (ms <sup>-</sup> 1)	ΔH (Wm <sup>-</sup> <sup>2</sup> )	ΔT (°C)	ΔP (mm dia <sup>-1</sup> )	ΔE (mm dia <sup>-1</sup> )
Nobre et al., 1991	NMC	2,5x3,75	12,5	+7	-2,57	-26	+	+12	+2,5	-1,76	-1,36
Lean e Rowntree, 1993	UKMO	2,5x3,75	36	+5	-0,76	-18,5	+	-2,89	+2,1	-0,81	-0,55
Polcher e Laval, 1994a	LMD	2,0x5,6	13,5	+7,9	0	-12	+	+34	+3,8	+1,0 8	-2,07
Polcher e Laval, 1994b	LMD	2,0x5,6	132	+8	-2,24	-14,2		-5,8	+0,1 4	-0,51	-0,35
Sud et al., 1996	GLA	4,0x5,0	36	+5	-2,6	-24,8	+2,6 1	+10, 4	+2	-1,48	-1,22
Manzi e Planton, 1996	EMERA UDE	2,8x2,8	50,5	+5,3	-1,74	+1	+1,8*	+10	-0,5	-0,4	-0,31
Lean et al., 1996	HC	2,5x3,75	120	+4,6	-2,07	-13,8	+1,2 5	+9,7	+2,3	-0,43	-0,81
Lean e Rowntree, 1997	HC	2,5x3,75	120	+4,6	-1,84	-12,7	+1,2 3	+9,3 1	+2,3	-0,27	-0,76
Hahmann e Dickinson, 1997	CCM2	2,8x2,8	120	+7	-1,95	-10	+3	+3	+1,0	-0,99	-0,41
Costa e Foley, 2000	GENESI S	4,5x7,5	180	+3,8	-1,46		+		+1,4	-0,7	-0,6
Zhang et al., 2001	CCM1- Oz	4,5x7,5	120	+7	-1,95	-16,2	+	+1,6	+0,3	-1,1	-0,6
Snyder et al., 2004	CCM3	3,75x3,75	300	+4		-18,9		+14, 7	+1,5	-1,4	-1,17
Voldoire e Royer, 2004	ARPEG E	2,8x2,8	360	+3,5	-1,8	-4,9	+0,2 3	+6,7	-0,1	-0,4	-0,4
Sampaio et al., 2007	CPTEC	2x2	60	+6	-2,57	-10		+20	+3,1	-0,95	-1

Ramos da Silva et al., 2008	GISS/N ASA	4x5	2	+6,8	-	-8,1	+0,1 4	+12	+0,7	-2,47	-0,71
--------------------------------	---------------	-----	---	------	---	------	-----------	-----	------	-------	-------

+ : aumento.

- : redução.

\* : o valor é referente a componente horizontal do vento.

[ campo vazio] : sem informação.

Fonte: Adaptada de Hahmann e Dickinson (1997).

Os resultados da maioria das simulações (Tabela 2.1) mostram uma redução da evaporação (entre 0,31 e 1,36 Wm<sup>-2</sup>), precipitação (entre 0,27 e 2,47 mm.dia<sup>-1</sup>) e radiação líquida (entre 4,9 e 26 Wm<sup>-2</sup>), e um aumento da temperatura (0,14 a 3,8°C), fluxo de calor sensível (1,6 a 34 Wm<sup>-2</sup>) e magnitude do vento (0,14 a 2,61 ms<sup>-1</sup>). Portanto, pode-se concluir que em geral há concordância nas simulações com MCGAs quanto aos sinais esperados dos efeitos do desflorestamento em grande escala no clima.

Entretanto, nota-se uma redução da temperatura com o desflorestamento nas simulações de Manzi e Planton (1996) e Voldoire e Royer (2004), que pode ter ocorrido em função da pequena redução simulada da evaporação, o que pode ter feito com que o efeito da redução da evapotranspiração fosse superado pelo efeito do aumento do albedo. A redução do fluxo de calor sensível encontrada em Polcher e Laval (1994b) pode estar relacionada com o aumento significativo do albedo. O aumento da precipitação encontrado em Polcher e Laval (1994a) foi associado a um aumento na convergência dos ventos. Enquanto o aumento de 1 Wm<sup>-2</sup> da radiação líquida em Manzi e Planton (1996) ocorreu porque o aumento da perda de radiação de onda longa foi compensado pelo aumento na radiação solar incidente. Portanto, há efeitos compensatórios que podem alterar os efeitos diretos da resposta climática ao desflorestamento.

As simulações também indicam que há variação considerável na magnitude dos resultados. Estas diferenças, e das simulações em geral, tanto na magnitude quanto nos sinais, estão associadas a diferenças na estrutura e formulações dos modelos, e ao tipo de vegetação considerada na substituição da floresta. Por exemplo, nos experimentos de Sampaio et al. (2007) e Snyder et al. (2004) a vegetação foi substituída por soja (no período

de pousio) e deserto, respectivamente, o que gerou um fluxo de calor sensível mais alto do que na maioria dos outros trabalhos, onde a substituição foi feita por pastagem. O tempo de integração das simulações também contribui para os resultados. Pitman et al. (2003) e Henderson-Sellers et al. (1993) encontraram que o tempo necessário para que o esquema de superfície e o modelo climático se ajustem às mudanças impostas nas características da superfície varia de 1 a 3 anos, dependendo da variável climática considerada.

Na última década surgiram estudos de desflorestamento na Amazônia com MCGs acoplado oceano-atmosfera (p.ex., NOBRE et al., 2009; VOLDOIRE; ROYER, 2005) e modelos do Sistema Climático (p.ex., BROVKIN et al., 2006; CLAUSSEN et al., 2003). Estes modelos podem gerar resultados diferentes dos modelos atmosféricos, pois processos de retroalimentação surgem no sistema, o que pode compensar ou amplificar algum efeito, afetando a resposta climática. Renssen et al. (2003) mostraram que a resposta não-linear da circulação oceânica ao desflorestamento de grande escala pode levar a um resfriamento global de 3°C. Nobre et al. (2009) encontraram que a redução da precipitação e o aumento da temperatura na Amazônia simulados por um MCGOA foi maior em relação a um MCGA. Esta diferença chegou a aproximadamente 60% na precipitação. Voldoire e Royer (2005) também encontraram diferenças significativas na precipitação e temperatura simulada por MCGOA e MCGA.

Também há na literatura estudos com modelos atmosféricos regionais sobre os efeitos do desflorestamento na Amazônia no clima (p.ex., BAIDYA ROY; AVISSAR, 2002; CORREIA et al., 2007; SETH; ROJAS, 2003; RAMOS DA SILVA et al., 2008; RODRÍGUEZ et al., 2013; WANG et al., 2000). Há processos que ocorrem em uma determinada escala espacial (p.ex., mesoescala) que não são representados pelos MCGs, e podem ser resolvidos nos modelos regionais. Como por exemplo, as circulações anômalas induzidas pela fragmentação da paisagem, o que pode gerar diferenças nas simulações entre estes modelos, principalmente na precipitação. Chen e Avissar (1994a) encontraram que estas circulações

podem afetar a duração e a formação das nuvens, alterando a intensidade e a distribuição da precipitação.

Wang et al. (2000) utilizaram o modelo MM5 (resolução de 12 km) e encontraram um aumento na precipitação local seguindo o desflorestamento durante a estação seca. Segundo os autores, este aumento foi atribuído a uma convecção profunda induzida pelas circulações de mesoescala, que dependem da importância relativa das forçantes de mesoescala e sinótica. Simulações de Baidya Roy e Avissar (2002) com o modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System; 16 km), e de Correia et al. (2007) com o modelo Eta (40 km) também mostraram um aumento na precipitação em função das circulações de mesoescala induzidas pelas heterogeneidades da paisagem. Segundo Correia et al. (2007), estes processos levaram a um aumento da convergência de umidade, que superou o efeito da redução da evapotranspiração, aumentando a precipitação. Gandu et al. (2004) utilizaram o RAMS (50 km) e encontraram que a topografia, o perfil de costa e a distribuição de grandes rios na Amazônia podem influenciar a resposta da precipitação, com um aumento em áreas de topografia elevada e uma redução sobre as áreas de linha de costa e grandes rios. Rodriguez et al. (2013) mostraram através de simulações com o modelo Eta na resolução espacial de 2 km em Jí-Paraná-RO, que a fragmentação da paisagem gera impactos na distribuição espacial da precipitação, e na sua magnitude máxima através de um aumento. Os autores também encontraram que, na região, a precipitação é controlada pelas forçantes de grande escala.

Entretanto, há estudos que mostraram uma redução na evaporação e na precipitação, p.ex., Eltahir e Bras (1994) com o modelo MM4 (*Mesoscale Model Version* 4; 50 km), Tanajura et al. (2002) com o modelo Eta (80 km), e Ramos da Silva et al. (2008) com o modelo RAMS (20 km). Ramos da Silva et al. (2008) encontraram uma redução de aproximadamente 0,9 e 2 mm dia<sup>-1</sup> na evaporação e precipitação, respectivamente. Em geral, nestes estudos a área considerada do desflorestamento nos experimentos são extensas, o que segundo Saad et al. (2010) resulta em uma redução na precipitação.

D'Almeida et al. (2007) revisaram os estudos observacionais e de modelagem sobre os impactos do desflorestamento no ciclo hidrológico da Amazônia e concluíram que a escala espacial do desflorestamento influencia na resposta climática. Segundo os autores, áreas com fragmentação inferiores a  $10^2$  km<sup>2</sup> não afetam a precipitação, mas aumentam o escoamento e diminuem a evapotranspiração. Enquanto as áreas com fragmentação entre  $10^2$  e  $10^5$  km<sup>2</sup> são grandes o suficiente para influenciar na circulação, aumentando a convecção, e potencialmente a precipitação. No caso de fragmentação acima de  $10^5$  km<sup>2</sup> há um decréscimo significativo na evapotranspiração e na reciclagem da precipitação, enfraquecendo como um todo o ciclo hidrológico na Amazônia.

Seth e Rojas (2003) com o uso do modelo RegCM (60 e 100 km) e Weaver et al. (2002) com o modelo ClimRAMS (16 km), encontraram que a resposta da precipitação depende da configuração do modelo, por exemplo, o tamanho do domínio, como encontrado por Seth e Rojas (2003). Portanto, não há um consenso entre os resultados das simulações com modelos regionais para o desflorestamento na Amazônia, pois além de fatores, como diferenças dos modelos, tempo de simulação e configuração dos experimentos, há também, no caso da simulação na escala regional, outros fatores (p.ex., topografia, perfil de costa, interação com a grande escala) que influenciam os resultados.

### 2.4. Papel dos fluxos de superfície na interação superfície-atmosfera

A camada limite planetária (CLP) é definida como sendo a parte da troposfera, que é diretamente influenciada pela presença da superfície terrestre e responde às forçantes da superfície com uma escala de tempo de aproximadamente uma hora ou menos (STULL, 1988). Estas forçantes incluem o arrasto de fricção, evaporação e transpiração, transferência de calor, emissão de poluentes, e modificação dos fluxos induzidos pelo terreno (STULL, 1988). A resposta da CLP a estas forçantes ocorre via processos de transporte (p.ex., turbulência, advecção, ondas).

Os fluxos de calor latente e sensível estão associados com as trocas de energia, umidade e *momentum* que ocorrem entre a superfície e a atmosfera, pois eles medem a quantidade de energia que passa por uma área em um determinado intervalo de tempo. Estes fluxos são gerados através do balanço de energia (partição dos fluxos), e contribuem para a produção e manutenção dos processos de transporte na camada de mistura. A turbulência convectiva na camada de mistura é responsável pelo transporte dos fluxos de superfície na CLP e até para a atmosfera livre. Portanto, qualquer modificação nos fluxos de superfície influencia a estrutura e o crescimento da CLP, que pode ocorrer através das heterogeneidades da superfície, como por exemplo, o desflorestamento, conforme apresentado na seção 2.3. Nobre et al. (1996) encontraram através de dados observacionais na região de Jí-Paraná, em Rondônia, que o desenvolvimento da camada limite convectiva é mais profundo (mais quente) sobre áreas de pastagem do que sobre floresta. Segundo os autores, este resultado não se explica apenas pela influência da superfície, através do fluxo de calor sensível, mas também pelo padrão de desflorestamento da região, que propicia a geração de circulações térmicas secundárias, devido ao contraste da vegetação. Molders et al. (1999) encontraram que a CLP simulada por um modelo de mesoescala com o uso da terra dos anos 1980 em uma região da Alemanha foi um pouco mais quente e seca do que nos anos 1930.

Há alguns estudos na literatura que usaram modelos de simulação de grandes turbilhões (*large-eddy simulation;* LES) para avaliar os efeitos das forçantes de superfícies heterogêneas na CLP (p.ex. HECHTEL et al., 1990; HADFIELD et al., 1991, 1992; SHEN; LECLERC, 1995; AVISSAR; SCHMIDT, 1998; CAI, 1999; RAASCH; HARBUSCH, 2001; LETZEL; RAASCH, 2003; KIM et al., 2004; PATTON et al., 2005; COURAULT et al., 2007; KANG; DAVIS, 2008; KANG, 2009; LUI et al., 2011). Shen e Leclerc (1995), Avissar e Schmidt (1998), Cai (1999), Courault et al. (2007) e Liu et al. (2011) encontraram que a heterogeneidade espacial dos fluxos de calor sensível (no caso de Shen e Leclerc (1995) e Avissar e Schmidt (1998)) e latente afeta significativamente a estrutura da camada limite convectiva. Shen e Leclerc

(1995) e Raasch e Harbusch (2001) mostraram que os efeitos das variações dos fluxos de superfície dependem da velocidade do vento, e no caso de Raasch e Harbusch (2001) também da sua direção. Gopalakrishnan et al. (1999) encontraram que a topografia pode afetar a camada limite convectiva. Estas alterações na CLP geradas pelas heterogeneidades da superfície têm um impacto significativo na dispersão de materiais, i.e., aerossóis e outros particulados (p.ex., GOPALAKRISHNAN; AVISSAR, 2000; WU et al. 2009). Não há um consenso na literatura se a escala dominante da turbulência é determinada pela escala horizontal da heterogeneidade ou pela altura da camada limite convectiva. Entretanto, sabe-se que o impacto da heterogeneidade depende da relação entre a escala da heterogeneidade e a altura da camada limite convectiva (p.ex., NOBRE et al., 1996; DOLMAN et al., 1999).

Os fluxos de superfície são bastante sensíveis às modificações nas características da vegetação e do solo em função das heterogeneidades. Há alguns estudos de modelagem que avaliaram a sensibilidade de parâmetros da vegetação e do solo no controle dos fluxos de calor latente e sensível (p.ex., LI; AVISSAR, 1994; DIRMEYER et al., 2000; LIANG; GUO, 2003; LAM et al., 2006; HERET et al., 2006). Com base nestes estudos, os parâmetros de vegetação que parecem influenciar mais os fluxos de superfície são a resistência estomática, o comprimento da rugosidade e principalmente o IAF. Heret et al. (2006) variou o IAF de 1 para 5 m<sup>2</sup>.m<sup>-2</sup>, e encontrou um aumento em torno de 90% no fluxo de calor latente simulado por um modelo de previsão do tempo na área do experimento LITFASS (Lindenberg Inhomogeneous Terrain – Fluxes between Atmosphere and Surface: a long*term Study*). Os parâmetros do solo que parecem influenciar mais os fluxos de superfície são o parâmetro B (CLAPP; HORNBERGER, 1978), que foi avaliado em Liang e Guo (2003), e principalmente a capacidade máxima que o solo tem de armazenar água (porosidade). Heret et al. (2006) variaram a umidade do solo entre os valores de dois parâmetros do solo, a capacidade de campo e o ponto de murcha, e encontraram uma mudança no fluxo de calor latente simulado de aproximadamente 120%.

Tanto as propriedades do solo, quanto as da vegetação têm um papel importante no controle dos fluxos de superfície, que dependendo da cobertura da vegetação e das condições de umidade do solo, uma propriedade pode ter mais influência do que a outra. Por exemplo, Dirmeyer et al. (2000) encontraram que em áreas de floresta os fluxos de superfície apresentam alta sensibilidade à umidade do solo quando os solos estão secos, e baixa sensibilidade à umidade do solo em solos moderados a úmidos, quando o processo de transpiração é mais controlado pela vegetação. Entretanto, Liang e Guo (2003) encontraram que as propriedades do solo tiveram mais impacto nos fluxos de superfície do que as propriedades da vegetação, tanto em solo úmido com cobertura de floresta, quanto em solos secos cobertos por áreas de cultivos e pastagem. Com isto, os autores concluíram que as variações associadas com as propriedades do solo, possivelmente devido a incertezas nas medidas e ou as heterogeneidades, podem ter um papel mais significativo na partição dos balanços de energia e água do que as variações associadas com as propriedades da vegetação, nas parametrizações usadas nos modelos de superfície.

A precipitação, que controla a umidade do solo também afeta os fluxos de superfície. Esta variável é parametrizada pelos modelos atmosféricos e já entra nos modelos de superfície com incertezas, que são provavelmente transferidas para o prognóstico da umidade do solo, o que afeta a qualidade da previsão dos fluxos de superfície. Além disso, há incertezas nas medidas dos parâmetros de superfície e no estado inicial da umidade do solo. Além disso, os processos de retroalimentação que ocorrem no sistema solovegetação-atmosfera também contribuem para as incertezas nas simulações dos fluxos de superfície, independente da escala espacial.

### 2.5. Representação das heterogeneidades da superfície

Como discutido anteriormente, as alterações na superfície terrestre modificam os fluxos de energia, umidade e carbono, a estrutura da CLP e a circulação atmosférica. Bonan et al. (1993), Li e Avissar (1994) e Sridhar et al. (2003) encontraram que os fluxos de calor latente e sensível são mais

sensíveis as heterogeneidades da superfície do que os fluxos de radiação. Sridhar et al. (2003) também encontraram que o fluxo de calor no solo é ainda mais influenciado pelas heterogeneidades do que os fluxos de calor à superfície.

Quando a fragmentação gerada pelas alterações na cobertura da vegetação ocorre em uma escala espacial menor que a grade dos modelos atmosféricos, há limitações na simulação dos processos físicos envolvidos, uma vez que os modelos consideram a vegetação dominante na grade. O aumento da resolução horizontal dos modelos além de exigir uma demanda computacional, não resolve completamente o problema da representação da variabilidade na subgrade. Mesmo com o aumento da resolução dos modelos, possivelmente ainda haverá heterogeneidades de subgrade, que precisam ser representadas através de parametrizações. Para resolver estas aproximações representam limitações, há que OS efeitos das heterogeneidades sem a necessidade de aumentar a resolução horizontal dos modelos, como por exemplo, as aproximações de parâmetros efetivos (p.ex., RAUPACH, 1991; KUNSTMANN, 2008), mosaico (p.ex., SETH et al. 1994), tile (p.ex., AVISSAR; PIELKE, 1989; KOSTER; SUAREZ, 1992a), estatística-dinâmica (PDF) (p.ex., ENTEKHABI; EAGLESON, 1989; BONAN et al., 1993), combinada (p.ex., GIORGI, 1997; ZENG et al., 2002, 2010), fluxo de mesoescala (p.ex., PIELKE et al., 1991; CHEN; AVISSAR, 1994a).

#### 2.5.1. Efeitos de agregação

Segundo Giorgi e Avissar (1997), os efeitos das heterogeneidades da superfície são divididos em efeitos de agregação e dinâmico. Os efeitos de agregação ocorrem devido à natureza não-linear dos processos de superfície. A tentativa das aproximações destes efeitos é fornecer o cálculo da contribuição da variabilidade na subgrade das características da superfície para o balanço de água e energia e as trocas de água, energia e *momentum* entre a superfície e a atmosfera, médios na grade do modelo. A agregação afeta os fluxos de calor, umidade e *momentum*, as propriedades da superfície

(p.ex., albedo, índice de área foliar, resistência estomática, textura do solo), e o ciclo hidrológico (p.ex., escoamento, umidade do solo).

As parametrizações dos efeitos de agregação podem ser resolvidas de forma implícita ou explícita. Um exemplo de parametrização implícita é a aproximação de parâmetros efetivos. Nesta aproximação, os parâmetros de superfície dos modelos são redefinidos para que as parametrizações da superfície que foram desenvolvidas para uma escala pequena ou local (homogênea) possam ser usadas para escalas maiores (heterogênea). Há vários esquemas na literatura utilizados para obter os parâmetros efetivos a partir dos parâmetros de superfície em escalas menores (p.ex., RAUPACH, 1991; LHOMME, 1992; BRADEN, 1995; CHEHBOUNI et al., 1995; DOLMAN; BLYTH, 1997; NOILHAN et al., 1997; SHUTTLEWORTH et al., 1997; RODRIGUEZ-CAMINO; AVISSAR, 1999; HU et al., 1999; SU et al., 1999; KUNSTMANN, 2008). Embora esta aproximação não exija muita demanda computacional, em muitos desses esquemas não é possível obter um particionamento dos fluxos de superfície confiável (HU et al., 1999). Além disso, muitos desses parâmetros efetivos não têm um significado físico (BRADEN, 1995). Segundo Giorgi e Avissar (1997), o uso desta aproximação pode ser justificado em condições de heterogeneidade moderada.

A parametrização explícita pode ser realizada de forma discreta ou contínua. Na forma discreta, assume-se que um número discreto de sub-regiões, que são os blocos (*tiles*) ou subgrades, compõe a grade do modelo. Neste método, os cálculos dos processos de superfície são realizados em cada uma destas sub-regiões de forma independente e a agregação é feita pela média delas, que no caso da aproximação *tile* é ponderada pela proporção que cada vegetação ocupa na grade. Este tipo de parametrização é utilizada para resolver a variabilidade entre manchas. As aproximações que utilizam este método são a mosaico e a *tile*.

No esquema mosaico, a grade do modelo é dividida em *N* subgrades, ou seja, de resolução maior que a resolução do modelo, assumindo que elas são homogêneas. Os processos de superfície são calculados em cada subgrade,

e a agregação é feita através da média entre elas. Por outro lado, no esquema *tile* a superfície é dividida em blocos (*tiles*) dentro da grade do modelo, de acordo com o tipo de vegetação e os processos de superfície são calculados em cada *tile*, levando em conta os processos físicos envolvidos em cada tipo de vegetação. A agregação é realizada através da média dos *tiles* existentes na grade, ponderada pela proporção que cada vegetação ocupa na grade, como mostrado na Equação 2.1.

$$\overline{X} = \sum_{i}^{N} f v e g_i X_i$$
(2.1)

Onde,  $X_i$  é a variável de superfície do *tile i*,  $fveg_i$  é a fração que uma cobertura de vegetação específica referente ao *tile i* ocupa na grade, e N é o número total de *tiles*. E  $\overline{X}$  é o resultado da agregação na grade. A Figura 2.1 mostra uma ilustração das aproximações mosaico e *tile*.



Figura 2.1 – Ilustração das aproximações mosaico (esquerda) e *tile* (direita). Fonte: Mengelkamp et al. (2006)

#### 2.5.1.1 Aproximação tile

A aproximação *tile* foi introduzida por Avissar e Pielke (1989) e aplicada inicialmente por Claussen (1991), Koster e Suarez (1992a), Ducoudré et al. (1993), Li e Avissar (1994), Molders et al. 1996, entre outros. O uso desta aproximação pode ser feita em modelos de superfície desacoplados (KOSTER; SUAREZ, 1992a; DESBOROUGH, 1999; VAN DEN HURK et al.,

2000; MOLOD; SALMUN 2002; MANRIQUE-SUÑÉN et al., 2013), acoplados a modelos atmosféricos regionais ou de camada limite (AVISSAR; PIELKE, 1989; CLAUSSEN, 1991; KLINK, 1995; BLYTH, 1995; MOLDERS et al., 1996; ESSERY, 1997) e em modelos globais (DUCOUDRÉ et al., 1993; VERSEGHY et al., 1993; KOSTER; SUAREZ, 1996; ROSENZWEIG; ABRAMOPOULOS, 1997; DESBOROUGH et al., 2001). A aproximação tile está incluída em alguns modelos de superfície, tais como no HTESSEL (Hydrology Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges; VITERBO; BELJAARS, 1995; VAN DER HURK et al., 2000; BALSAMO et al., 2009), no ISBA (Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere; NOILHAN; PLANTON, 1989), no Mosaic Land Surface Model da NASA (KOSTER; SUAREZ 1992b,c), no esquema de superfície usado no modelo RCA (Rossby Centre regional climate model; SAMUELSSON et al., 2006). Alguns destes modelos de superfície são usados em modelos atmosféricos de previsão do tempo operacionais, como por exemplo, o HTESSEL no modelo do ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecasting), o ISBA no modelo ARPEGE do Météo-France.

A aproximação *tile* exige menos demanda computacional do que a aproximação mosaico, pois geralmente o número de classes de vegetação é menor do que o número de subgrades dentro da grade do modelo. Além disso, a aproximação *tile* tem a vantagem de considerar os efeitos de cada tipo de vegetação nos processos de superfície. O que não ocorre com o uso de outras aproximações, onde os processos de superfície são referentes a uma classe de vegetação específica, que é dominante na grade (ou subgrade) do modelo. Os modelos de superfície que não levam em conta os efeitos das heterogeneidades também consideram a vegetação dominante na grade do modelo, caso contrário, o uso da vegetação dominante pode gerar erros nas simulações (p.ex., MOLDERS; RAABE, 1996; FRIEDRICH et al., 2000; SCHLUNZEN; KATZFEY, 2003).

Manrique-Suñén et al. (2013) analisaram o comportamento de dois *tiles* muito distintos, água e floresta, em simulações com o HTESSEL sobre a Finlândia,

e encontraram que o modelo é capaz de caracterizar as diferenças entre cada superfície, que ocorre principalmente com relação a partição de energia. Segundo os autores, as diferenças encontradas entre os ciclos anuais e diurnos dos fluxos de energia de cada *tile* confirmam o benefício do uso da aproximação *tile* na presença de um grande contraste de cobertura.

Viterbo e Betts (1999) utilizaram o modelo do ECMWF com o esquema HTESSEL sobre altas latitudes no Hemisfério Norte, e encontraram que a redução no albedo gerado pelo *tile* floresta+neve reduziu significativamente os erros sistemáticos do bias frio na temperatura da superfície e na baixa troposfera durante a primavera. Bounoua et al. (2006) encontraram diferenças no ciclo diurno na temperatura e condutância do dossel, assimilação de carbono e na evapotranspiração entre as simulações com o modelo SiB2 (*Simple Biosphere*) (SELLERS et al., 1996), usando como parâmetros de superfície valores de uma vegetação específica (vegetação dominante) e da média entre os valores das classes de vegetação contidas na grade, ponderada pela fração de cobertura (a ideia da aproximação *tile*).

Molod e Salmun (2002) fizeram dois experimentos com o Mosaic Land Surface Model para todo o globo: um utilizando a aproximação tile, e o outro experimento utilizando a classe de vegetação dominante na grade. Os resultados mostraram que a aproximação tile gerou impactos na temperatura do dossel na média e alta latitude do Hemisfério Norte durante a primavera e verão, que foram determinados pela influência do solo exposto. Nas regiões de alta latitude, o dossel no experimento com tiles se aqueceu mais lentamente durante o degelo na primavera do que no experimento com a vegetação dominante. Isto ocorreu devido à alta fração de neve sobre a área de solo exposto na grade, o que inibiu o fluxo de calor sensível descendente, gerando um resfriamento na superfície. Nas regiões de média latitude, o dossel do experimento com tiles estava mais quente do que o outro experimento durante o verão, o que resultou em um decréscimo no fluxo de calor latente, devido à área de solo exposto na grade. Apesar do bloco de solo exposto ter governado o comportamento médio na grade, este ocupou menos de 25% da área total em ambas as regiões. Neste caso, a

aproximação *tile* foi fundamental para a determinação dos regimes climáticos. Cooper et al. (1997), van den Hurk e Beljaars (1996), Arola e Lettenmaier (1996), e Polcher et al. (1996) encontraram que os fluxos de superfície estimados com o uso desta aproximação são mais realísticos, através da redução do fluxo de calor latente e aumento do fluxo de calor sensível.

Entretanto, o desempenho da aproximação tile pode ser afetado quando a variabilidade na escala de subgrade é influenciada por outras condições além do tipo da vegetação, como por exemplo, a umidade do solo e a precipitação. Ament e Simmer (2006) e Heinemann e Kershgens (2006) utilizaram modelos atmosféricos de área limitada para simular os fluxos de calor latente e sensível, usando as aproximações *tile*, mosaico, e de parâmetros efetivos, para o período do experimento LITFASS-2003. A área de estudo, localizada no oeste da Alemanha, tem 400 km<sup>2</sup> e é heterogênea, composta principalmente por floresta, agricultura, pastagem e água. Em ambos os trabalhos, os autores encontraram que as simulações com a aproximação mosaico tiveram um melhor desempenho do que as simulações com a aproximação tile. Porém, durante o experimento LITFASS-2003 а variabilidade do fluxo foi em grande parte explicada por variações na umidade do solo, que não foram correlacionadas com o uso da terra. No entanto, Ament e Simmer (2006) encontraram que ambas as aproximações tile e mosaico apresentaram melhores resultados em comparação ao método de parâmetros efetivos. Segundo estes autores, as aproximações tile e mosaico são muito eficientes na melhoria das simulações dos fluxos de superfície nos modelos de mesoescala. Bosilovich (2002) indica através do uso da aproximação tile que as simulações representaram somente uma parte da variabilidade espacial real, devido a superfície ser fortemente afetada pela variabilidade na subgrade da precipitação.

Essery et al. (2003) encontraram que o uso da aproximação *tile* no modelo de superfície MOSES-2 (*Met Office Surface Exchange Scheme*) em modo desacoplado e acoplado a um MCGA não apresentou uma melhoria evidente na simulação do clima, no entanto segundo os autores esta aproximação

fornece mais flexibilidade na representação dos processos de superfícies heterogêneas.

Como foi mostrado na seção 2.4, as heterogeneidades da superfície afetam a CLP. Entretanto, a aproximação *tile* não considera os efeitos verticais das heterogeneidades acima da camada de superfície do modelo. Esta limitação foi apontada em alguns estudos, como em Koster e Suarez (1992a), Molders et al. (1996), Bringfelt et al. (1999), Mahrt (2000). Segundo Woodward e Lomas (2001), a aproximação *tile* falha ao representar as variações dos fluxos associadas com a advecção que atravessa os limites entre os diferentes tipos de vegetação. Luo et al. (2002) não conseguiram representar estes efeitos verticais na camada limite convectiva média e superior com o uso desta aproximação, o que ocorreu principalmente em dias com uma maior variabilidade de mesoescala nos fluxos de superfície, e, portanto, maior intensidade e freqüência das circulações de mesoescala induzidas pelas heterogeneidades. Entretanto, quando a resolução espacial do modelo foi aumentada sem utilizar estas aproximações, os efeitos verticais foram melhor representados.

Na tentativa de solucionar esta limitação, Arola (1999) utilizaram a técnica proposta por Vihma (1995), em que a velocidade do vento, temperatura do ar e umidade específica no nível de referência são aproximadas como funções de diferentes tipos de vegetação. E, portanto, a altura de mistura (nível em que a atmosfera acima do terreno heterogêneo se torna horizontalmente homogênea) é elevada ao nível da camada superficial do modelo. Eles encontraram resultados satisfatórios com o uso desta técnica para escalas de heterogeneidades maiores que 10 km. Molod et al. (2004) utilizaram a técnica *tile* estendida proposta por Molod et al. (2003), que segue a mesma abordagem da aproximação *tile*. Porém, considera-se a influência direta das heterogeneidades da superfície por toda a profundidade da camada limite convectiva, através do cálculo dessa camada em cada *tile*. Os resultados mostraram diferenças estatisticamente significativas entre esta técnica e a aproximação *tile* padrão em escalas locais e globais e demonstraram que a

extensão da influência direta das heterogeneidades na camada limite tem o potencial de afetar o clima simulado.

Decharme e Douville (2007) e Decharme (2007) encontraram em suas simulações com os modelos de superfície ISBA e Noah em modo desacoplado, que a representação das heterogeneidades usando a aproximação tile melhorou a simulação da descarga anual devido ao aumento no escoamento global simulado pelos modelos. Este aumento do escoamento global está associado com a redução na evapotranspiração. Em ambos os trabalhos foi usado o modelo TOPMODEL (BEVEN; KRIKBY, 1979) nos modelos de superfície. Segundo os autores, as simulações hidrológicas sobre rios em regiões tropicais foram penalizadas pela falta da sazonalidade nos modelos avaliados. Walko et al. (2000) implementaram o modelo LEAF-2 (Land Ecosystem-Atmosphere Feedback) no RAMS, que permitiu que a grade do modelo fosse divida em áreas de diferentes classes de vegetação. Cada subgrade continha seu próprio modelo LEAF-2 e interagia com a coluna atmosférica através de um peso proporcional a fração da área coberta pela vegetação na grade. O escoamento entre as subgrades foi incluído através do modelo TOPMODEL. Os autores realizaram testes de sensibilidade com relação ao número de subgrades (testes com 1 e 2 subgrades) e com o uso do TOPMODEL, que mostraram a importância da representação da subgrade e do transporte lateral de água nas simulações.

Há estudos que mostraram que há diferenças nos resultados quando se usa a aproximação *tile* em modelos de superfície em modo desacoplado e acoplado a modelos atmosféricos (p.ex., DESBOROUGH et al., 1999; ESSERY et al., 2003). Desborough et al. (1999) associaram esse resultado a diferenças na calibração entre as simulações desacoplada e acoplada. Entretanto, Essery et al. (2003) atribuíram as diferenças nos seus resultados aos processos de retroalimentação com a atmosfera.

Em resumo, o uso da aproximação *tile* na representação das heterogeneidades da superfície apresenta vantagens na simulação do clima, incluindo a sua baixa demanda computacional, comparado a aproximação

mosaico. Entretanto, a aproximação *tile* tem limitações, como por exemplo, a influência da umidade do solo e da precipitação podem sob certas condições mascarar o desempenho da aproximação tile. Uma outra limitação apontada é em escalas de heterogeneidades superiores a 5-10 km, onde os efeitos das heterogeneidades influenciam diretamente a CLP, o que não é representado na aproximação *tile*.

#### 2.5.1.2 Aproximação estatística-dinâmica

A forma contínua de parametrizar explicitamente os efeitos de agregação é através do uso da aproximação estatística-dinâmica (p.ex., ENTEKHABI; EAGLESON, 1989; FAMIGLIETTI; WOOD, 1994; LI; AVISSAR, 1994; SIVAPALAN; WOODS, 1995). Esta aproximação utiliza funções de densidade de probabilidade (PDFs) para descrever a variabilidade na subgrade das características da superfície (p.ex., precipitação, umidade do solo, índice de área foliar, topografia). E os fluxos de superfície são calculados explicitamente através da integração analítica ou numérica sobre a PDF apropriada. Este tipo de parametrização tem o papel de resolver a variabilidade intramanchas. Esta aproximação exige muita demanda computacional quando muitas características da superfície precisam ser representadas pelas PDFs. Em geral, os parâmetros das PDFs são prescritos externamente como valores constantes. Esta simplificação não funciona em situações onde parâmetros que variam no tempo (p.ex., umidade do solo) determinam as heterogeneidades (YATES et al., 2003; LI; AVISSAR, 1994).

Giorgi (1997) propôs uma aproximação que é a combinação das aproximações *tile* e estatística-dinâmica, denominado na literatura de aproximação combinada. Há estudos que tem usado esta aproximação, onde as características da superfície e as forçantes climáticas de cada tipo de vegetação variam de acordo com as PDFs (p.ex., GIORGI, 1997; XINMIN et al., 2000; ZENG et al., 2002, 2010). A aproximação combinada tem a vantagem de representar a variabilidade intra e intermanchas, e também de reduzir os custos computacionais em relação à aproximação *tile*. Zeng et al. (2002) utilizaram esta aproximação em um modelo regional sobre a China

com 3 meses de simulação, e encontraram para todo o domínio, que a consideração de duas heterogeneidades, onde a variabilidade intramachas tem um papel importante, afeta significativamente as simulações dos campos de fluxos de superfície, temperatura, precipitação e vento. Eles também encontraram que o fluxo de calor latente foi mais sensível às heterogeneidades do que o fluxo de calor sensível. Zeng et al. (2010) também mostraram que a inclusão da variabilidade intramachas é de grande importância para a representação das heterogeneidades da superfície.

Além das aproximações *tile*, mosaico, estatística-dinâmica e combinada, há outros métodos para representar as heterogeneidades da superfície. Como por exemplo, métodos que utilizam medidas de sensoriamento remoto (p.ex., TITTEBRAND; BERGER, 2009), assimilação de dados (p.ex., SHRESTHA et al., 2009), dados observados gradeados em diferentes escalas usados como forçantes atmosféricas (p.ex., CHEN et al., 2003), modelagem de processos hidrológicos (p.ex., CHEN et al., 1993, 1994; HORNE; KAVVAS, 1997; KAVVAS et al., 1998), metodologia de aumento de escala (upscaling) estocástica (p.ex., KURE et al., 2010), combinação de diferentes resoluções espaciais de modelos atmosféricos e de superfície (p.ex., SHAO et al., 2001), aproximação analítica (p.ex., HU; ISLAM, 1997), técnicas estatísticas, geoestatísticas e relação entre as componentes do balanço de energia na superfície (p.ex., ALFIERI et al., 2009).

#### 2.5.2 Efeitos dinâmicos

Os efeitos dinâmicos estão associados com as circulações de microescala e mesoescala induzidas pelas heterogeneidades da superfície. Na microescala, estas circulações podem afetar a estrutura da CLP e, portanto, o transporte vertical de calor, água e outros constituintes (GIORGI; AVISSAR, 1997). As descontinuidades da paisagem na forma de manchas, em que cada uma delas apresenta propriedades térmica e radiativa diferentes, podem produzir gradientes de temperatura e de pressão fortes o suficiente para gerar e sustentar circulações de mesoescala organizadas (SEGAL; ARRITT, 1992).

Alguns estudos sugerem que estas circulações de mesoescala afetam significativamente a estrutura da CLP, os fluxos de energia, e a umidade (DALU; PIELKE, 1993; CHEN; AVISSAR, 1994a; LI; AVISSAR, 1994; LYNN et al., 1995; AVISSAR; LIU, 1996; DALU et al., 1996; AVISSAR; SCHMIDT, 1998; WANG et al., 1996, 1998), a organização de nuvens e a precipitação (CHEN; AVISSAR, 1994b; WANG et al., 2000; WETZEL et al., 1996). Há indícios de circulações de mesoescala geradas pelo desflorestamento na região da Amazônia (p.ex., CUTRIN et al., 1995; SILVA DIAS; REGNIER, 1996; SOUZA et al., 2000).

Pielke (1991) e Avissar e Chen (1993, 1994) encontraram que os fluxos de calor verticais associados com as circulações de mesoescala (fluxos de mesoescala) são frequentemente mais intensos do que os fluxos turbulentos. Portanto, eles contribuem para os fluxos na subgrade, e precisam ser parametrizados pelos modelos de superfície. Alguns estudos desenvolveram equações prognósticas nos modelos para considerar os fluxos de mesoescala (p.ex., PIELKE et al., 1991; AVISSAR; CHEN, 1993; CHEN; AVISSAR, 1994a).

# 3 DESCRIÇÃO DOS MODELOS, DADOS E ÁREA DE ESTUDO

Este capítulo apresenta a descrição do modelo regional Eta e do modelo de superfície Noah-MP (NIU et al., 2011), utilizados nas simulações realizadas neste estudo para avaliar como a representação da variabilidade da subgrade e os padrões de desflorestamento afetam a simulação do clima local na área de estudo. A escolha do uso do modelo regional Eta no trabalho se deve a sua boa atuação na representação da circulação da América do Sul e também por apresentar estudos de avaliação de cenários regionalizados para a América do Sul, conforme mencionado no capítulo 1. O modelo Noah-MP é utilizado por ser um modelo estado da arte, e principalmente por ser voltado para estudos de mudanças climáticas. Além disso, este modelo apresenta melhorias na simulação dos fluxos de superfície e do escoamento em relação as versão anteriores do Noah (p.ex., NIU et al., 2011; YANG et al., 2011; CAI et al., 2014). Os dados observados usados na validação dos resultados e a área de estudo são descritos nas seções seguintes.

### 3.1 Descrição dos modelos

### 3.1.1 Modelo regional Eta

O modelo Eta é baseado na formulação de equações dinâmicas primitivas e utiliza a coordenada eta (MESINGER, 1984) como coordenada vertical. Mais detalhes sobre esta coordenada se encontra em Black (1994).

O Eta é um modelo originalmente hidrostático, mas atualmente pode ser usado na versão não hidrostática quando a resolução horizontal é elevada. As versões do modelo que estão em operação no CPTEC apresentam resoluções espaciais de 40 e 15 km, mas o modelo pode ser integrado com outras resoluções. A grade horizontal utilizada é a grade Arakawa-E. A resolução vertical usada na versão operacional é de 38 níveis, mas podem ser usados outros níveis. O modelo Eta está sendo aplicado para a obtenção de projeções climáticas regionais sob diferentes cenários de mudanças climáticas (p.ex., CHOU et al., 2015; MARENGO et al., 2012). Atualmente os cenários desenvolvidos com este modelo constituem o estado da arte do

tema no Brasil, sendo amplamente utilizados por diferentes instituições para o estudo de impactos e adaptação às mudanças climáticas.

Atualmente o esquema de superfície utilizado é o Noah (EK et al., 2003). Para o desenvolvimento deste trabalho, o modelo de superfície acoplado foi substituído pela versão Noah-MP (NIU et al., 2011). Os processos turbulentos na atmosfera são representados pelo esquema de Mellor-Yamada 2.5 (MELLOR; YAMADA, 1982). Na camada limite superficial sobre o continente é utilizado a teoria de Monin-Obukhov com as funções de estabilidade de Paulson (1970). Sobre os oceanos é utilizada uma subcamada viscosa onde os transportes verticais são determinados pela difusão molecular e uma camada acima desta, onde os transportes verticais são determinados pela turbulência, de acordo com Janjic (1994). A precipitação convectiva é produzida através do esquema de Betts-Miller (JANJIC, 1994) e a microfísica das nuvens é representada pelo esquema de Ferrier (FERRIER et al., 2002). O esquema do pacote de radiação é derivado do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), onde a radiação de onda curta é parametrizada de acordo com Lacis e Hansen (1974) e a parametrização da radiação de onda longa é através de Fels e Schwarzkopf (1975).

#### 3.1.2 Modelo de superfície Noah-MP

Os modelos de superfície podem ser usados em modo desacoplado ou acoplados a modelos atmosféricos. Nas versões desacopladas, as informações atmosféricas são observações utilizadas como entrada, não possuindo um *feedback* com o modelo de superfície ao longo da integração. No caso das versões acopladas, estes modelos são responsáveis pelo tratamento da superfície terrestre nos modelos atmosféricos, estabelecendo uma conexão entre a superfície e a atmosfera. Os modelos atmosféricos fornecem aos modelos de superfície algumas de suas variáveis, como precipitação, vento, temperatura e umidade do ar, pressão à superfície, radiação de onda curta e longa incidente a superfície. Além disso, os modelos de superfície usam como dados de entrada parâmetros de vegetação e solo. A partir destas informações, estes modelos calculam os

processos de superfície envolvidos nos balanços de energia, água, e em alguns modelos o balanço de carbono (p.ex., IBIS, Noah-MP), e transferem as variáveis calculadas para os modelos atmosféricos. As informações resolvidas pelos modelos de superfície e atmosférico interagem ao longo da integração.

O modelo de superfície Noah foi desenvolvido para uso em previsão numérica do tempo na Oregon State University (OSU) no início da década de 1980 (MAHRT; PAN, 1984; PAN; MAHRT, 1987). O modelo se baseia no acoplamento da aproximação da evaporação potencial de Penman com dependência diurna de Mahrt e Ek (1984), no modelo de solo de multicamadas de Mahrt e Pan (1984), no modelo primitivo de dossel de Pan e Mahrt (1987), na formulação do escoamento superficial baseada na aproximação hidrológica de subgrade (SCHAAKE et al., 1996; CHEN et al., 1996). Este modelo de dossel foi estendido por Chen et al. (1996), que incluíram uma aproximação de resistência do dossel complexa de Noilhan e Planton (1989), e Jacquemin e Noilhan (1990) (Esquema Jarvis). O Noah apresenta quatro camadas de profundidade de solo padrão em 10, 30, 60 e 100 cm. As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura e umidade nas camadas de solo, conteúdo de água no dossel, e conteúdo de água equivalente e profundidade na camada de gelo. Além disso, o Noah calcula os termos dos balanços de energia e água, onde estão incluídos os fluxos de superfície.

Os cálculos da umidade e temperatura do solo no modelo são baseados na Equação de Richards unidimensional, e na equação de difusão térmica, respectivamente (CHEN et al., 1996; EK et al., 2003). O coeficiente de troca de calor (C<sub>h</sub>) é calculado através da teoria de Monin-Obukhov mostrado em Chen et al. (1997). Os fluxos de energia e a temperatura à superfície são calculados através da equação do balanço de energia linearizada de Mahrt e Ek (1984). O fator de umidade (fator  $\beta$ ) é resolvido pelo esquema tipo Noah (NIU et al., 2011). A evaporação no modelo é calculada através da soma da evaporação direta no topo da camada superficial do solo, da evaporação da precipitação interceptada pelo dossel, da transpiração via dossel e raízes, e da deposição/sublimação do gelo.

A versão do Noah usada neste estudo, tem opções de multi-parametrizações (Noah-MP) (Niu et al., 2011), e é estado da arte que foi desenvolvida para facilitar as previsões climáticas com o uso de *ensembles* físicos. Nesta nova versão foram introduzidos: uma camada de dossel, que permite que as temperaturas do dossel e da superfície sejam calculadas separadamente; um esquema de transferência de radiação *two-stream* modificado (YANG; FRIEDL, 2003; NIU; YANG, 2004), que considera a estrutura 3-D do dossel; um esquema de subgrade (NIU et al., 2010) que possibilita representar as heterogeneidades da superfície através de uma aproximação que considera percentagens da área com vegetação e com solo nu.

Neste último esquema os fluxos de energia na grade do modelo são calculados separadamente para coberturas com presença e ausência de vegetação, considerando a fração de vegetação verde como proporção. Por exemplo, se a grade do modelo for coberta por floresta tropical, onde a fração de vegetação verde é em torno 0,98, 98% dos fluxos na grade são calculados especificamente para áreas vegetadas (i.e., levando em conta os parâmetros de superfície do tipo de vegetação em questão), e 2% dos fluxos são calculados como solo exposto. Destaca-se que o modelo ainda considera a vegetação dominante como cobertura de vegetação.

O modelo Noah-MP tem diferentes opções de esquemas para representar o mesmo processo de superfície. Portanto, esquemas adicionais foram incluídos como mais opções de escolha além dos esquemas que já existiam no modelo. Tais como: o esquema de resistência estomática tipo Ball-Berry (BALL et al., 1987; COLLATZ et al., 1991, 1992; SELLERS et al., 1996; BONAN, 1996), que relaciona a resistência estomática com a fotossíntese das folhas sombreadas e iluminadas; o modelo de vegetação dinâmica de curto prazo (DICKINSON et al., 1998); o modelo simplificado de água subterrânea com o esquema de escoamento baseado no TOPMODEL (NIU et al., 2005, 2007); os esquemas tipo CLM (OLESON et al., 2004) e tipo SSiB

(XUE et al., 1991) para calcular o fator  $\beta$ ; a formulação baseada na teoria de similaridade de Monin-Obukhov mais geral (BRUTSAERT, 1982) para calcular o C<sub>h</sub>. Foram também realizadas mudanças com relação ao tratamento do gelo, com a inclusão de três camadas de neve (YANG; NIU, 2003), e um esquema de solo congelado que produz uma maior permeabilidade do solo no modelo (NIU; YANG, 2006).

Os fluxos turbulentos são calculados no Noah-MP separadamente nas camadas de gelo, no solo e no dossel da vegetação, o que não ocorre nas versões anteriores do Noah. O modelo apresenta um tratamento para corpos de água. O Noah-MP também apresenta um tratamento para áreas urbanas. Mais detalhes sobre o modelo podem ser encontrados em Niu et al. (2011), Yang et al. (2011), Cai et al. (2014). A Figura 3.1 mostra um esquema da representação dos processos físicos resolvidos pelo modelo Noah-MP na interação superfície-atmosfera.



Figura 3.1 – Esquema dos processos de superfície resolvidos pelo Noah-MP. Fonte: <u>http://www.jsg.utexas.edu/noah-mp/</u>, abril de (2015).

### 3.2 Descrição dos dados

#### 3.2.1 Sítios experimentais do LBA

Dois sítios do LBA (km77 e km83) localizados ao sul de Santarém-PA, no leste da Amazônia, são usados para a validação dos resultados (Figura 3.2). O solo nos dois sítios é do tipo Latossolo amarelo (KELLER et al., 2005). A precipitação climatológica é de aproximadamente 1800 mm.ano<sup>-1</sup> (INMET, 1992), e a estação seca ocorre tipicamente entre agosto e dezembro. Não obstante existe uma diferença na cobertura vegetal e uso do solo entre ambos os sítios.

O sítio de cultivo (km77) está localizado em uma fazenda próxima ao km77 na BR-163. A cobertura da vegetação no sítio era de pastagem (Brachiara brizantha) até novembro de 2001, sendo convertida em cultivos de arroz e de soja após esta data (ACEVEDO et al., 2004). O período de dados disponíveis é de 2001 a 2005. Mais detalhes sobre o sítio estão em Acevedo et al. (2004) e Sakai et al. (2004).

O sítio de floresta (km83) se encontra na Floresta Nacional dos Tapajós. A vegetação é classificada como floresta tropical úmida. O sítio está localizado em uma área de corte seletivo de madeira desde setembro de 2001 (da ROCHA et al., 2004). Miller et al. (2007, 2011) encontraram que esta prática não afetou significativamente os fluxos observados de carbono e energia, comparados a um sítio próximo (km67), também de floresta que não utiliza esta prática. O período disponível de dados é entre 2001 a 2003. Informações adicionais podem ser encontradas em da Rocha et al. (2004), Goulden et al. (2004), Miller et al. (2004).



Figura 3.2 – Localização dos sítios de cultivo (círculo azul, S3°01'11.4" W54°53'39.3") e floresta (círculo rosa, S3°01'4.9" W54°58'17.2"). A figura de baixo é um realce da figura de cima. Fonte: Google Earth (2013).

### 3.2.2 Dados hidrológicos

Foram usados dados de descarga de uma estação hidrológica da Agência Nacional de Águas (ANA) para validar o escoamento simulado pelo modelo Noah-MP desacoplado apresentado no capítulo 4. Esta estação está localizada no rio Curuá-Una (2.8°S 54.30°W latitude-longitude). Ambos os sítios do LBA estão localizados dentro desta bacia, na sub-bacia Iguarapé-Branco. A descarga observada na estação de Curuá-Una é usada para estimar a descarga específica para a bacia. Neste estudo, assumiu-se que a produção de água é uniforme para os 16200 km<sup>2</sup> de área de drenagem da bacia em que os sítios estão localizados. Foram usadas as médias mensais de descarga no período disponível de cada sítio do LBA utilizado no estudo.

### 3.2.3 Dados de reanálise

As reanálises do projeto Era Interim do ECMWF são uma extensão do projeto Era-40 (UPPALA et al., 2005) com alguns avanços na assimilação de dados, no uso de observações e na física do modelo. A resolução espacial deste produto é de 1,5° x 1,5° de latitude e longitude. As reanálises foram utilizadas como condições de contorno e iniciais para as simulações das condições de contorno e iniciais para as simulações do Eta/Noah-MP apresentadas nos capítulos 5 e 6, durante o seu período de integração.

## 3.2.4 Precipitação estimada usando sensores remotos

### 3.2.4.1 TRMM

O *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) é uma missão conjunta entre a NASA e a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) e foi lançada no final de 1997, com o objetivo específico de monitorar e estudar a precipitação nos trópicos, além de verificar a sua influência no clima global (KUMMEROW et al., 2000).

O produto utilizado neste estudo (3B42) é gerado através de estimativas de precipitação pelo imageador de micro-ondas do TRMM, corrigidas através de informações sobre a estrutura vertical das nuvens obtidas de um radar de precipitação. O projeto TRMM possui um programa de validação em campo, para minimizar as diferenças entre as estimativas por satélite e medições no solo. A resolução espacial é de aproximadamente 25 km, e a temporal é de 3 horas. Foram utilizados os dados nos meses de março e setembro de 2003, período de avaliação das simulações acopladas (Eta/Noah-MP) apresentadas nos capítulos 5 e 6.

# 3.2.4.2 CMORPH

O CMORPH (*CPC MORPHing technique*; JOYCE et al., 2004) produz análises de precipitação global através de estimativas de precipitação derivados da combinação de satélites de micro-ondas e infravermelho. A
resolução espacial e temporal é de 8 km e 30 minutos, respectivamente. Entretanto, esta resolução mais fina é resultado de interpolação. Também foram utilizados os dados nos meses de março e setembro de 2003.

# 3.3. Área de estudo

A área de estudo inclui parte do leste do Amazonas e oeste do Pará, entre as coordenadas de 6° a 1°S de latitude e 61° a 53°W de longitude, que corresponde ao retângulo preto da Figura 3.3. Nesta área estão localizados os municípios de Santarém e Manaus, e rodovias importantes, como por exemplo, as BR-174, BR-163 e BR-230 (Transamazônica).



Figura 3.3 – Localização da área de estudo representada pelo retângulo preto. Os pontos em cinza se referem a localização dos sítios experimentais do LBA utilizados neste estudo.

O desflorestamento mais significativo na área de estudo ocorre preferencialmente ao longo das rodovias e rios. As áreas desmatadas foram convertidas principalmente em pastagem, que inclui áreas com atividade de agropecuária, e vegetação secundária, e em menor proporção, em áreas de cultivo, áreas urbanas, mineração e solo exposto, de acordo com os dados do TerraClass 2008 (INPE, 2011).

Na área de estudo, há o padrão de desflorestamento espinha de peixe (OLIVEIRA FILHO; METZGER, 2006) no entorno da Rodovia Transamazônia, o padrão radial (ARIMA et al., 2015) nas vizinhanças de Itaituba-PA, e o padrão de grandes propriedades (OLIVEIRA FILHO; METZGER, 2006) nos entornos de Santarém.

Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), a vegetação nativa presente na área de estudo é composta de floresta tropical úmida, savana е formação pioneira arbustiva е herbácea. Apesar do desflorestamento presente, a vegetação nativa é predominante na área de estudo, o que também se deve as unidades de conservação na região (p.ex., Floresta Nacional do Tapajós, Parque Nacional da Amazônia, Parque Nacional do Jamanxim, Parque Nacional do Juruena, Parque Nacional do Rio Novo). Há uma presença significativa de corpos de água na área de estudo, como por exemplo, os rios Amazonas, Madeira e Tapajós.

O clima da região de acordo com o IBGE (2005) é caracterizado como quente-úmido. Os principais sistemas atuantes na região são as linhas de instabilidade e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) quando está mais ao sul da sua posição média. Estes dois sistemas influenciam o regime de chuvas na região, e podem atuar em conjunto, o que, neste caso, intensifica ainda mais a precipitação. Há evidências de que o El Niño-Oscilação Sul também influencia a precipitação da região Amazônica (p.ex., ACEITUNO, 1988; RICHEY et al., 1989; MARENGO, 1992; MEGGERS et al., 1994; NEPSTAD et al., 1999). Segundo o IBGE, o solo da região é composto basicamente de Latossolo Vermelho-Amarelo, Neossolo Litólico, Nitossolo Vermelho, e em sua maioria de Latossolo Amarelo e Argilossolo Vermelho.

# 4 COMPARAÇÕES DAS SIMULAÇÕES DO MODELO NOAH-MP DESACOPLADO COM OS SÍTIOS EXPERIMENTAIS DO LBA DE FLORESTA E CULTIVO PRÓXIMOS A SANTARÉM-PA

Esta validação foi realizada no intuito de avaliar o comportamento do modelo na área de estudo e também para testar as suas opções de parametrizações. As variáveis avaliadas foram: umidade e temperatura do solo, fluxos de calor latente e sensível, radiação líquida absorvida pela superfície, e escoamento total. A primeira seção descreve a metodologia, e a segunda e terceira seções apresentam os resultados e discussões, respectivamente.

#### 4.1 Metodologia

Foram realizados dois experimentos com o modelo Noah-MP desacoplado, um no sítio de cultivo (experimento cultivo), e outro no sítio de floresta (experimento floresta). As principais opções de parametrizações usadas no modelo foram: o esquema de Jarvis e o fator β tipo Noah para o cálculo da resistência estomática; o modelo de água subterrânea com o esquema de escoamento baseado no TOPMODEL; e o esquema de Chen et al. (1997) para o cálculo do coeficiente de troca de calor (C<sub>h</sub>). O modelo de vegetação dinâmica não foi usado devido ao período curto das simulações. Portanto, o IAF e a fração de vegetação verde foram prescritos no modelo.

O esquema baseado na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (M-O) (BRUTSAERT, 1982) para o cálculo de  $C_h$ , introduzido no modelo Noah-MP, não foi usado neste estudo devido a erros significativos encontrados nas simulações do fluxos de calor latente e sensível e no escoamento no sítio de floresta. De acordo com Yang et al. (2011), o deslocamento no plano zero usado neste esquema é de aproximadamente 10 m em regiões de floresta, o que aumenta significativamente o  $C_h$  e os fluxos de calor latente e sensível. Para o presente estudo foi encontrado um aumento no  $C_h$ , contudo, o fluxo de calor sensível diminuiu consideravelmente devido à um aumento no bias negativo na temperatura do solo quando o esquema M-O foi usado. Para balancear o decréscimo no fluxo de calor sensível, o fluxo de calor latente

aumentou significativamente. Não foram encontradas diferenças consideráveis entre os esquemas de M-O e Chen et al. (1997) no sítio de cultivo. Yang et al. (2011) sugerem que o esquema M-O deve considerar o comprimento de rugosidade para o calor, que é diferente do comprimento de rugosidade para o momento, como é considerado no esquema de Chen et al. (1997).

A temperatura do ar, umidade relativa atmosférica, pressão à superfície, direção e velocidade do vento, precipitação, radiação solar e de onda longa incidente na superfície foram usadas como forçantes no Noah-MP, obtidas do LBA-ECO CD-32 LBA *Model Intercomparison Project* (LBA-MIP) *Forcing Data* (de Gonçalves et al. 2011). O solo em ambos os experimentos foi classificado como argiloso, e os valores dos parâmetros foram baseados em Doyle et al. (2013), ajustados a umidade do solo observada em cada sítio (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Os valores usados nos parâmetros do solo. BB é o parâmetro B (adimensional), DRYSMC é o limiar de umidade do solo que interrompe a evaporação direta desde a camada superior (%), F11 representa a razão entre a condutividade/difusividade térmica do solo (adimensional), MAXSMC é a porosidade (%), REFSMC é a capacidade de campo (%), SATPSI é o potencial matricial do solo saturado (m), SATDK corresponde a condutividade hidráulica do solo saturado (m<sup>2</sup>.day<sup>-1</sup>), WLTSMC é conteúdo de umidade do solo no ponto de murcha permanente (%), e QTZ representa o conteúdo de quartzo no solo (%).

	BB	DRYSMC	F11	MAXSMC	REFSMC	SATPSI	SATDK	SATDW	WLTSMC	QTZ
Cultivo	3.0	0.19	-0.5	0.50	0.30	0.1	7.6E-6	4.9E-2	0.19	0.25
Floresta	3.0	0.20	-0.5	0.59	0.51	0.4	7.6E-7	2.6E-5	0.20	0.25

As classes de vegetação usadas nos experimentos cultivo e floresta foram Pasto e Cultivo (*Dryland Cropland and Pasture*) e Floresta Ombrófila (*Evergreen Broadleaf Forest*), respectivamente, de acordo com a classificação do USGS, disponível no modelo Noah-MP. Os parâmetros de vegetação utilizados foram do USGS, exceto o IAF, e o NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), usado para estimar a fração de vegetação

verde, que foram obtidos do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), fornecidos pelo LBA-MIP.

As camadas do solo foram definidas nas profundidades de 10, 30, 60 e 100 cm para o experimento cultivo, e 10, 20, 40 e 1000 cm para o experimento floresta. Estas camadas foram escolhidas em função da profundidade dos sensores de umidade do solo dos sítios experimentais. A profundidade da última camada no experimento floresta (10 m) foi escolhida de acordo com o observado para profundidade radicular de florestas tropicais na Amazônia (p.ex., BRUNO et al., 2006). Apesar do alto gradiente entre a terceira e a quarta camada deste experimento, as diferenças encontradas entre as simulações utilizando estas profundidades e profundidades espaçadas gradualmente foram pouco significativas.

As series observadas de forçantes foram duplicadas com o intuito de fornecer condições de spin-up ao modelo. Os resultados das simulações foram analisados de janeiro de 2001 a dezembro de 2005 para o experimento cultivo, e de janeiro de 2001 a dezembro de 2003 para o experimento floresta, que é o período disponível de informação de cada sítio.

A avaliação do modelo foi feita através da comparação das médias diárias e dos ciclos médios anuais entre o experimento e a observação de cada sítio experimental. As varáveis avaliadas foram umidade e temperatura do solo, radiação líquida absorvida pela superfície, fluxos de calor latente e sensível, e escoamento total (exceto para as médias diárias). Os fluxos de energia foram também analisados através do ciclo diurno. Neste caso, valores médios horários foram calculados para as estações chuvosa (janeiro a abril) e seca (agosto a novembro) dos anos referentes a cada experimento. Os erros do modelo foram estimados pelo RMSE (*Root Mean Square Error*), como mostrado na Equação 4.1.

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} (M_i - O_i)^2 / N}$$

Onde,  $M_i$  e  $O_i$  são as medias diárias do modelo e observações de cada dia *i*, respectivamente, e N é o número de dias. Além disso, o coeficiente de determinação ( $\mathbb{R}^2$ ) entre as médias diárias das simulações e observações são calculados para avaliar a destreza do modelo.

## 4.2 Resultados

## 4.2.1 Experimento em área cultivada

## 4.2.1.1 Umidade do solo

As series diárias da umidade do solo na camada de 30 cm simulada pelo Noah-MP e observada são mostradas na Figura 4.1a. Em geral, o modelo simula adequadamente a magnitude e a sazonalidade observada da umidade do solo, com valores de R<sup>2</sup> e RMSE de 0,77 e 0,03 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> (Tabela 4.2), respectivamente. O modelo também captura o padrão da variabilidade interanual. O experimento em área cultivada representa bem o padrão observado em 2003, cuja a estação seca foi atípica, com chuvas acima do esperado (p.ex., BRUNO et al., 2006). A diferença entre a simulação e a observação da umidade do solo é maior em 2001 do que nos demais anos avaliados. A Figura 4.1b mostra o ciclo médio anual da umidade do solo em 30 cm de profundidade do experimento em área cultivada e da observação, e o ciclo média anual da precipitação observada. A umidade do solo simulada segue o padrão da precipitação observada ao longo da série, como é esperado. Nota-se que a umidade do solo é melhor simulada durante a estação chuvosa do que na estação seca.



- Figura 4.1 Média diária e ciclo médio anual (a,b) da umidade do solo em 30 cm, e da temperatura do solo em (c,d) 14 cm e (e,f) 150 cm, simulados pelo experimento em área cultivada (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas). As unidades estão em m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> e °C, respectivamente. A curva azul em (b) é o ciclo médio anual da precipitação observada, em mm por mês.
- Tabela 4.2 Valores de R<sup>2</sup> e RMSE das varáveis avaliadas dos experimentos em áreas cultivada e de floresta. As unidades do RMSE da umidade e temperatura do solo, e dos fluxos de energia estão em m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, °C, e Wm<sup>-2</sup>, respectivamente.

Experimento em área cultivada					
R <sup>2</sup> RMSE					
Umidade do solo 30cm	0.77	0.03			
Temp. do solo 14cm	0.49	3.73			
Temp. do solo 150cm	0.31	5.08			

Radiação líquida	0.79	15.32		
Fluxo de calor latente	0.43	31.46		
Fluxo de calor sensível	0.41	43.22		
Ex	perimento em área de flore	sta		
	R <sup>2</sup>	RMSE		
Umidade do solo 10cm	0.74	0.04		
Umidade do solo 40cm	0.79	0.09		
Temp. do solo 10cm	0.57	0.74		
Temp. do solo 50cm	0.55	1.15		
Radiação líquida	0.81	14.93		
Fluxo de calor latente	0.20	24.27		
Fluxo de calor sensível	0.19	16.50		

## 4.2.1.2 Temperatura do solo

A temperatura do solo é verificada nas profundidades de 14 e 150 cm, e os resultados são apresentados na Figura 4.1c,d,e,f. A temperatura do solo simulada em ambas as camadas é subestimada durante toda a série. Esta subestimativa é menor no início da série em ambas as camadas, o que pode estar associado a uma falha no instrumento de medida. A temperatura do solo na camada superficial é melhor simulada pelo modelo do que a temperatura simulada na camada mais profunda, o que é confirmado pelos valores, maior de  $R^2$  e menor de RMSE (Tabela 4.2). O bias frio na temperatura do solo é de aproximadamente 3,5°C na camada de 14 cm e cerca de 5°C na camada de 150 cm.

## 4.2.1.3 Fluxos de energia

Os resultados dos fluxos de energia são apresentados através das medias diárias, incluindo as análises dos ciclos médios anuais, e dos ciclos diurnos horários.

## 4.2.1.3.1 Médias diárias

O experimento em área cultivada representa adequadamente as médias diárias da radiação líquida absorvida pela superfície (Figura 4.2a), com valores de R<sup>2</sup> e RMSE de 0,79 e 15,32 Wm<sup>-2</sup> (Tabela 4.2), respectivamente. A radiação líquida produzida pelo modelo Noah-MP se aproxima da observação, principalmente entre maio e agosto (Figura 4.2b), que são os meses onde o fluxo de calor latente apresenta a melhor atuação, em relação à observação (Figura 4.2f). O ciclo médio anual da radiação líquida apresenta uma subestimativa de até 10,5 Wm<sup>-2</sup> (Figura 4.2b).



Figura 4.2 - Média diária e ciclo médio anual (a,b) da radiação líquida absorvida pela superfície, e dos fluxos de calor (c,d) sensível e (e,f) latente, simulados pelo experimento em área cultivada (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas). As unidades estão em Wm<sup>-2</sup>.

O modelo subestima consideravelmente o fluxo de calor sensível diário (Figura 4.2c), com o RMSE igual a 43,22 Wm<sup>-2</sup> (Tabela 4.2). O experimento em área cultivada reproduz a sazonalidade do fluxo de calor sensível observado (R<sup>2</sup> de 0,4), exceto em 2003, que apresenta uma estação seca atípica. As discrepâncias encontradas na simulação do fluxo de calor sensível estão evidentes no ciclo médio anual, principalmente na estação chuvosa, com uma diferença da observação entre -13,5 Wm<sup>-2</sup> e -45,7 Wm<sup>-2</sup> (Figura 4.2d).

Geralmente, o fluxo de calor latente simulado é próximo à observação (Figura 4.2e,f). O RMSE é igual a 31,46 Wm<sup>-2</sup>, e a maior diferença no ciclo médio anual do fluxo de calor latente entre a simulação e a observação é cerca de - 20 Wm<sup>-2</sup>. O modelo também reproduz a sazonalidade observada do fluxo de calor latente, com R<sup>2</sup> de 0,4, como ocorre com o fluxo de calor sensível.

Os erros diários podem ser resultado da compensação dos erros horários, que são de aproximadamente 20 Wm<sup>-2</sup> na radiação líquida, e 70 Wm<sup>-2</sup> nos fluxos turbulentos. Este efeito de compensação não é verificado para as séries de umidade e temperatura do solo, que apresentam menos variabilidade.

## 4.2.1.3.2 Ciclo diurno

No experimento em área cultivada, os resultados mostram que o ciclo diurno da radiação líquida do modelo Noah-MP é bem representado durante as estações chuvosa e seca (Figura 4.3a,b). O modelo não captura o ciclo diurno observado do fluxo de calor sensível durante a estação chuvosa (Figura 4.3c). Apesar disso, na estação seca o ciclo diurno do fluxo de calor sensível simulado concorda com o padrão observado, embora sua magnitude seja subestimada ao longo de toda a série (Figura 4.3d).



Figura 4.3 - Ciclo diurno (a,b) da radiação líquida absorvida pela superfície, e dos fluxos de calor (c,d) sensível e (e,f) latente, simulados pelo experimento em área cultivada (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas), durante as estações chuvosa e seca, respectivamente. As unidades estão em Wm<sup>-2</sup>.

A variação diurna do fluxo de calor latente do Noah-MP se aproxima do ciclo observado durante ambas as estações (Figura 4.3e,f), embora o ciclo simulado esteja com uma hora de atraso em relação à observação durante a estação seca. Além disso, a magnitude da evaporação é superestimada durante a estação chuvosa, e subestimada durante a estação seca. Este erro é provavelmente relacionado a parametrização do algoritmo de controle estomático, que pode não ser adequado para o sítio de cultivo (LBA-MIP; de GONÇALVES et al., 2011).

#### 4.2.1.4 Escoamento

A Figura 4.4 compara o ciclo médio anual do escoamento total (curva vermelha), do escoamento superficial (curva verde) e do fluxo base (curva azul) do experimento em área cultivada com o ciclo do escoamento total observado (curva preta). A variação do ciclo anual do escoamento é simulada adequadamente pelo Noah-MP, de acordo com a observação. Entretanto, o modelo superestima significativamente o escoamento total em relação à observação. Além disso, o fluxo base é mais elevado do que o escoamento total durante a estação chuvosa.



Figura 4.4 – Ciclo médio anual do escoamento total (curva vermelha), do escoamento superficial (curva verde), e do fluxo base (curva azul) do experimento em área cultivada, e o ciclo médio anual do escoamento total observado (curva preta). As unidades estão em m.

## 4.2.2 Experimento em área de floresta

#### 4.2.2.1 Umidade do solo

A Figura 4.5a mostra a umidade do solo na camada de 10 cm simulada pelo experimento em área de floresta e observada. Em 2001, o modelo simula apropriadamente a umidade do solo em 10 cm, principalmente durante a estação chuvosa. O modelo não captura corretamente a umidade do solo em 10 cm durante a estação seca de 2002, que foi uma estação bem definida (p.ex., BRUNO et al. 2006), o que resulta em uma forte depleção do conteúdo de umidade do solo. Esta discrepância entre a umidade do solo em 10 cm simulada e observada em 2002, sugere que o modelo tem limitações para simular o declínio da umidade do solo para períodos com alto déficit de chuva. As simulações apresentadas em Stockli et al. (2008), com o modelo CLM3.0 (Community Land Model Version 3; OLESON et al. 2004), conseguiram representar a umidade do solo nesta estação seca de 2002. O modelo Noah-MP simula bem a sazonalidade observada em 2003, que apresenta uma estação seca atípica, com chuva acima do esperado. Geralmente, o modelo captura o padrão e a magnitude da umidade do solo em 10 cm de profundidade, seguindo a sazonalidade da precipitação (Figura 4.5b), com valores de R<sup>2</sup> e RMSE de 0,74 e 0,04 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, respectivamente (Tabela 4.2).



Figura 4.5 – Média diária e ciclo médio anual da umidade do solo em (a,b) 10 cm e (c,d) 40 cm, e da temperatura do solo em (e,f) 10 cm e (g,h) 50 cm, simulados pelo experimento em área de floresta (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas). As unidades estão em m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> e °C, respectivamente. A curva azul em (b) é o ciclo médio anual da precipitação observada, em mm por mês.

A umidade simulada na camada do solo de 40 cm reproduz a sazonalidade observada, embora a magnitude seja subestimada durante todo o período (Figura 4.5c,d). O RMSE aumenta de 0,04 para 0,09 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> nesta camada do solo (Tabela 4.2).

## 4.2.2.2 Temperatura do solo

A temperatura do solo do experimento em área de floresta foi simulado nas profundidades de 10 e 50 cm, de acordo com as medidas do sítio. Em ambas

as camadas do solo, a temperatura simulada (Figura 4.5e,g) apresenta uma variabilidade sazonal, que não é típica para floresta. A quantidade de radiação incidente que atinge diretamente o solo é significativamente baixa, devido a elevada porcentagem (~98%) da cobertura de floresta, o que explica porque a variabilidade da temperatura do solo observada na floresta é baixa, i.e., com baixa sazonalidade. O modelo produz um bias frio de até 1,5°C, principalmente durante a estação chuvosa em todas as camadas (Figura 4.5f,h). Apesar deste bias, os valores de R<sup>2</sup> são de aproximadamente 0,5 em ambas as camadas do solo (Tabela 4.2). O RMSE da temperatura do solo em 10 cm é 0,4°C menor do que em 50 cm.

## 4.2.2.3 Fluxos de energia

## 4.2.2.3.1 Médias diárias

Na floresta, o padrão da radiação líquida simulada é bem correlacionado com a observação (Figura 4.6a), com o R<sup>2</sup> igual a 0,81 (Tabela 4.2). A Figura 4.6b mostra que a radiação líquida simulada é superestimada na estação chuvosa e subestimada na estação seca.



Figura 4.6 – Média diária e ciclo médio anual (a,b) da radiação líquida absorvida pela superfície, e dos fluxos de calor (c,d) sensível e (e,f) latente, simulados pelo experimento em área de floresta (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas). As unidades estão em Wm<sup>-2</sup>.

Os padrões dos fluxos de calor sensível e latente do experimento em área de floresta (Figuras 4.6c,d,e,f) não seguem os padrões observados, mostrando valores de R<sup>2</sup> de aproximadamente 0,2 (Tabela 4.2). Apesar dos fluxos turbulentos do experimento em área de floresta apresentarem valores de R<sup>2</sup> menores do que no experimento em área cultivada, os erros na floresta são menores do que no cultivo (Tabela 4.2). Contudo, a magnitude do fluxo de calor latente é superestimada em até 18 Wm<sup>-2</sup> no ciclo anual durante a estação chuvosa (Figura 4.6f).

O RMSE das médias horárias é muito maior do que as médias diárias, indicando que a média diária compensa parcialmente os erros horários dos fluxos de energia. A magnitude desses erros horários é similar ao encontrado no experimento em área cultivada, exceto para o caso do fluxo de calor sensível e da radiação líquida, que são iguais a aproximadamente 50 Wm<sup>-2</sup>.

# 4.2.2.3.2 Ciclo diurno

Em geral, o modelo Noah-MP reproduz o ciclo diurno dos fluxos de energia durante ambas as estações, principalmente o ciclo da radiação líquida (Figura 4.7a,b,c,d,e,f). Os ciclos diurnos dos fluxos turbulentos são mais próximos aos ciclos observados na estação chuvosa do que na estação seca. Na estação seca, o pico máximo da evaporação é superestimado, e os valores mínimos são subestimados, em relação às observações. O oposto é verificado para o fluxo de calor sensível.



Figura 4.7 – Ciclo diurno (a,b) da radiação líquida absorvida pela superfície, e dos fluxos de calor (c,d) sensível e (e,f) latente, simulados pelo experimento em área de floresta (curvas vermelhas), e observados (curvas pretas), durante as estações chuvosa e seca, respectivamente. As unidades estão em Wm<sup>-2</sup>.

## 4.2.2.4 Escoamento

O padrão do escoamento total da simulação (curva vermelha) é típica para floresta, e a magnitude é próxima à observação (curva preta; Figura 4.8). O escoamento total no experimento em área de floresta é melhor simulado quando o modelo de água subterrânea é utilizado, ao contrário do encontrado no experimento em área cultivada (Figura não mostrada).



Figura 4.8 – Ciclo médio anual do escoamento total (curva vermelha), do escoamento superficial (curva verde), e do fluxo base (curva azul) do experimento em área de floresta, e o ciclo médio anual do escoamento total observado (curva preta). As unidades estão em m.

## 4.3 Discussões

Simulações com o modelo Noah-MP desacoplado são realizadas em dois sítios próximos a Santarém, um de floresta e o outro de cultivo. O modelo representa adequadamente a sazonalidade e a magnitude da umidade do solo em ambas as coberturas de vegetação, principalmente durante a estação chuvosa, apresentando valores de R<sup>2</sup> maiores que 0,7 e de RMSE menores do que 0,1 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>. O melhor desempenho do modelo ocorre durante a estação chuvosa, provavelmente devido a umidade do solo apresentar menos variabilidade entre as camadas do solo durante a estação chuvosa,

comparado a estação seca. Como o modelo considera o perfil do solo homogêneo, o comportamento da água no solo é mais próximo das simplificações do modelo durante a estação chuvosa.

O modelo gera um erro sistemático (*bias* frio) nas temperaturas do solo de até 5°C no experimento em área cultivada, e de até 1,5°C no experimento em área de floresta. Estes erros podem ser devido a um problema de parametrização no modelo, na relação de equilíbrio entre a umidade e a temperatura do solo, uma vez que a umidade do solo foi ajustada à observação. Os modelos de superfície exigem o fechamento do balanço de água e energia simultaneamente. Isto implica que dentro do perfil do solo, o conteúdo de água e a temperatura são relacionados pela relação termodinâmica através da estimativa da difusividade, o que torna difícil para o modelo ter uma atuação apropriada para ambos os balanços de energia e água (p.ex., ALVALÁ et al., 2002).

Os resultados mostram um aumento dos erros na umidade e temperatura nas camadas do solo mais profundas em ambos os experimentos, o que provavelmente está associado ao fato dos valores dos parâmetros do solo serem o mesmo através das camadas do solo, enquanto as características hidráulicas variam com a profundidade ao longo dos horizontes do solo (p.ex., FALESI et al., 1964). Adicionalmente, o solo nos sítios experimentais apresenta uma camada superficial rica em matéria orgânica, o que não está representado no modelo e pode ter contribuído para o erro. Falesi et al. (1964) mostraram que a porcentagem de material orgânico em uma amostra de solo Latossolo amarelo no oeste da Amazônia é 1,86% em até 8 cm de profundidade, diminuindo para 1,07% até 33 cm, e para 0,55% entre as camadas de 88 e 140 cm. Além disso, as mudanças na cobertura e uso da terra podem resultar em uma fonte adicional de variabilidade das propriedades do solo nas camadas sub-superficiais (p.ex., GERMER et al., 2010).

Os fluxos de energia do experimento em área cultivada têm um bom desempenho, exceto para a magnitude do fluxo de calor sensível, que

provavelmente foi afetada pelo bias frio na temperatura do solo. Blyth et al. (2011) avaliaram o fluxo de calor latente mensal do modelo JULES (*Joint UK Land Environment Simulator*, BEST et al., 2011; CLARK et al., 2011) para o mesmo sítio de cultivo avaliado neste estudo, no ano de 2003, e encontraram resultados próximos à simulação com o Noah-MP para este mesmo período, realizada a fim de comparação.

O experimento floresta superestima o fluxo de calor latente e a radiação líquida durante a estação chuvosa. Estes erros podem estar relacionados à subestimativa da temperatura do solo nesta estação, porque com a redução do gradiente de temperatura, o fluxo de calor sensível diminui, o que aumenta o fluxo de calor latente para compensar o balanço de energia. Além disso, a superfície resfriada reduz a radiação de onda longa emitida, o que por sua vez aumenta a radiação líquida. Apesar destes erros, o experimento em área de floresta mostra resultados satisfatórios com relação à magnitude dos fluxos turbulentos simulados em outros estudos (p.ex., BAKER et al., 2013; STOCKLI et al., 2008). Em geral, o modelo representa adequadamente o ciclo diurno dos fluxos de energia em ambos os sítios, principalmente durante a estação chuvosa no sítio de floresta e na estação seca no sítio de cultivo.

Nota-se que a curva do fluxo de calor latente simulado pelo experimento em área de floresta é típico para florestas na Amazônia, o que era esperado na observação, como mostrado em von Randow et al. (2004) e Alvalá et al. (2002). Entretanto, Gatti et al. (2014) encontraram que medidas de CO<sub>2</sub> nos sítios próximos a Santarém, usados neste trabalho, são diferentes de outros sítios experimentais na Amazônia, o que sugere que estes sítios tem um comportamento diferente em termos da vegetação e respiração do solo.

Como esperado, o modelo Noah-MP produz um escoamento total mais elevado do que o observado no experimento cultivo (p.ex., GERMER et al., 2010). Este experimento também não simula corretamente o fluxo base. A profundidade total do solo neste experimento chega a 1 m, o que pode ser insuficiente para simular adequadamente a contribuição de água subterrânea. As simulações da produção de água tem um melhor desempenho no sítio de

floresta. Para estas comparações foi assumido que a produção de água é uniforme para toda a bacia, o que não considera as heterogeneidades. Uma vez que a cobertura da vegetação da bacia de referência, Curuá-Una, usada para avaliar a resposta hidrológica do modelo é principalmente de floresta, o que pode explicar porque os fluxos simulados pelo modelo são mais próximos da observação no sítio de floresta do que no sítio de cultivo.

No sítio de cultivo, a Figura 4.2 mostra que durante a estação seca há uma redução significativa na taxa de evaporação, devido a vegetação ser incapaz de sustentar a evaporação, uma vez que o sistema de raízes é raso. Por outro lado, a floresta (Figura 4.6) é capaz de sustentar a evaporação durante a estação seca, pois seu sistema de raízes tem acesso a água nas camadas de solo mais profundas. Por causa disso, a deficiência de água no solo é mais severa na floresta do que na pastagem durante a estação seca. Portanto, as diferenças no comportamento do hidrograma dos sítios de floresta e de cultivo podem ser explicadas pela combinação de dois efeitos: o decréscimo da condutividade hidráulica da superfície, relacionado as perturbações, o que explica porque o escoamento superficial é maior no sítio de cultivo (Figura 4.4) do que no sítio de floresta (Figura 4.8). Segundo, pela incapacidade da pastagem de absorver água nas camadas mais profundas, o que torna a umidade do solo na pastagem mais alta do que na floresta, favorecendo a recarga de água subterrânea durante a estação chuvosa. Isto explica porque o fluxo base no sítio de cultivo é mais elevado do que no sítio de floresta.

Os resultados apresentados sugerem que, em geral, o modelo Noah-MP apresenta um bom desempenho, principalmente no sítio de cultivo, apesar dos erros, que podem ter sidos causados pela temperatura do solo. Entretanto, há incertezas nas observações, em particular nas estimativas dos fluxos de superfície (p.ex., *eddy flux*), devido à diferentes fontes de erros (p.ex., VON RANDOW et al., 2013), que precisam ser consideradas nas análises de desempenho do modelo.

# 5 IMPACTOS DA REPRESENTAÇÃO DAS HETEROGENEIDADES DA SUPERFÍCIE NA SIMULAÇÃO DO CLIMA LOCAL

Como discutido nos capítulos 1 e 2, há extensões de fragmentação na paisagem que ocorrem em menor escala quando comparada a resolução do modelo, principalmente modelos de circulação geral. Isto dificulta uma avaliação adequada dos impactos da fragmentação na simulação do clima local, pois neste caso a variabilidade de subgrade da superfície não é representada corretamente. Portanto, há parametrizações que representam esta variabilidade nos modelos sem a necessidade de aumentar a resolução espacial, que dificilmente é viável em pesquisas.

Este capítulo apresenta os resultados sobre os impactos da representação da variabilidade da subgrade, através do uso da aproximação *tile*, na simulação do clima local. A primeira seção descreve a metodologia adotada para gerar estes resultados. A segunda seção mostra os resultados e discussões sobre a descrição do mapa de vegetação gerado e do teste realizado com a aproximação *tile*, as análises dos padrões espaciais, e a validação das simulações com o uso dos dados dos sítios experimentais utilizados próximos a Santarém.

## 5.1 Metodologia

Para comprovar a hipótese da Tese, foram realizados seis experimentos com o modelo Eta acoplado ao modelo de superfície Noah-MP, sendo três experimentos durante o mês de março de 2003, representando a estação chuvosa, e três durante o mês de setembro de 2003, representando a estação seca. O ano de 2003 foi escolhido devido a disponibilidade dos dados dos sítios experimentais do LBA utilizados neste estudo para a verificação dos resultados. O acoplamento do modelo Eta ao modelo Noah-MP foi realizado como o primeiro passo desta parte do estudo. A Tabela 5.1 apresenta os esquemas físicos utilizados nas simulações. Por exemplo, quando a variável dveg for igual a 1, o IAF e a cobertura de vegetação são prescritos, quando for igual a 2, estas variáveis são calculadas pelo modelo de vegetação dinâmica.

Nome da variável	Significado	Valor		
	Modelo de vegetação			
dveg	não é utilizado, IAF e	1		
	FVEG são prescritos.			
opt crs	Resistência estomática	2		
opi_cis	do dossel de Jarvis	2		
opt htr	Cálculo do fator $\beta$ do	1		
opi_bii	Noah	I		
	Modelo de água			
opt rup	subterrânea e	1		
opt_tun	escoamento baseado	I		
	no TOPMODEL			
ont of a	Cálculo de Ch baseado	2		
opt_sic	em Chen et al. (1997)	2		
opt frz	Água líquida	1		
opt_iiz	superesfriada NY06*	I		
ont inf	Permeabilidade do solo	1		
opt_iiii	congelado NY06*	I		
	Na transferência de			
opt rad	radiação, o intervalo	3		
	entre os dosséis é igual	5		
	a 1-FVEG			
ont alb	Albedo da superfície de	2		
	neve do CLASS	2		
opt spf	Precipitação de chuva e	1		
	neve de Jordan91**	I		
ont that	Contorno inferior da	2		
	temperatura do solo do	2		

Tabela 5.1 – Opções de parametrizações utilizadas nas simulações.

	Noah	
	Esquema temporal da	
ont sto	temperatura do	1
υρι_διο	solo/neve é semi-	I
	implícito	

\* NY06 - Considera uma forma mais geral da equação do ponto de congelamento (NIU e YANG, 2006).

\*\* Jordan91 - A partição da precipitação em água líquida e neve é resolvida pela forma funcional relativamente complexa de Jordan (1991).

As diferenças entre os três experimentos em cada período são: dois experimentos foram configurados na resolução espacial de 5 km, com e sem o uso da aproximação *tile*, e um experimento foi configurado na resolução espacial de 2 km sem o uso da aproximação *tile*. Para facilitar o entendimento, estes três experimentos foram nomeados de acordo com a sua configuração (Tabela 5.2).

Tabela 5.2 – Descrição dos experimentos realizados para os dois períodos.

Nome dos experimentos	Aproximação tile	Resolução espacial
Tile (TI)	Sim	5 km
Padrão (PA)	Não	5 km
Alta Resolução (AR)	Não	2 km

A aproximação *tile* foi escolhida principalmente devido ao seu baixo custo computacional, que foi fundamental para a realização deste trabalho, e também devido aos resultados satisfatórios que esta aproximação tem apresentado na representação da variabilidade de subgrade, apesar de haver poucos trabalhos na literatura aplicados a modelos atmosféricos, principalmente na Amazônia. Portanto, espera-se que os experimentos de 5 km com o uso da aproximação *tile* se aproximem dos experimentos de 2 km sem o uso desta aproximação, apresentando uma vantagem no investimento de tempo computacional.

O domínio de integração compreendeu as coordenadas de 6°S a 1°S de latitude e 61°W a 53°W de longitude, que corresponde a área de estudo

(Figura 3.3). O período de integração foi de aproximadamente 45 dias contínuos, sendo 15 dias para spin-up, começando às 00:00 UTC do dia 15 de fevereiro de 2003 nos experimentos referentes a estação chuvosa, e às 00:00 UTC do dia 15 de agosto de 2003 nos experimentos da estação seca. A resolução vertical usada no modelo foi de 50 níveis. As condições de contorno usadas em todos os experimentos foram as integrações realizadas neste estudo com o modelo Eta na resolução espacial de 15 km. Para estas integrações foram usadas como condições de contorno as reanálises do Era-Interim. O domínio de integração destas simulações de 15 km cobriu praticamente toda a América do Sul, nas coordenadas de 71,5°W a 28,5°W na longitude, e de 14,5°S a 8,7°N.

Nos seis experimentos foram usados o mapa e parâmetros do solo baseado em Zobler (1986), que é atualmente utilizado no modelo Eta operacional no CPTEC/INPE e apresenta 9 tipos de solo. De acordo com este mapa, o solo da área de estudo foi classificado pelos tipos 2 e 3, que se referem aos solos franco-argilo-siltoso e argiloso.

O mapa de vegetação foi produzido para este estudo através da combinação dos dados de 2008 do TerraClass (INPE, 2011) e de 2003 do PRODES (INPE, 2002). Esta combinação foi realizada devido ao período do estudo ser o ano de 2003, o que exigiu o uso dos dados do PRODES para reconstituir o que foi desmatado entre 2003 e 2008. A escolha dos dados do TerraClass se justifica pela variedade de usos da terra, e principalmente devido a sua alta resolução espacial, que é de 30 m, fundamental para a aplicação da aproximação *tile*. Os dados do TerraClass 2008 tem originalmente 16 classes (Tabela 5.3), que foram agrupadas em 8 classes, pois algumas das classes originais tem características próximas, o que não traria efeito nas simulações, e seria necessário a inclusão de parâmetros de vegetação desses usos mais específicos, que não são facilmente encontrados na literatura. O mapa de vegetação resultante é apresentado na Figura 5.1.

Tabela 5.3 -	- Descrição	e características	das classes	de	vegetação	do	TerraClass
	2008, e o a	igrupamento de c	lasses realiza	ado	neste estud	do.	

Classes do TerraClass2008	Características das classes	Agrupamento
	temáticas (INPE, 2011)	
Floresta		Floresta
Floresta sob nuvem		
Área não observada	Áreas que tiveram sua interpretação impossibilitada pela presença ou sombra de nuvens, no momento de passagem para aquisição das imagens de satélite, além das áreas recentemente queimadas.	
*Outros	São áreas que não se enquadravam nas chaves de classificação e apresentavam um padrão de cobertura diferenciado de todas as classes do projeto, tais como afloramentos rochosos, praias fluviais, bancos de areia entre outros.	
Agricultura anual	Áreas extensas com predomínio de culturas de ciclo anual	Agricultura
Mosaico de ocupações	Areas representadas por uma associação de diversas modalidades de uso da terra e que devido à resolução espacial das imagens de satélite não é possível uma discriminação entre seus componentes. Nesta classe, a agricultura familiar é realizada de forma conjugada ao subsistema de pastagens para criação tradicional de gado.	Pastagem
Pasto limpo	Áreas de pastagem em processo produtivo com predomínio de vegetação herbácea, e cobertura de espécies de gramíneas entre 90% e 100%	
Pasto sujo Regeneração com pasto	Áreas de pastagem em processo produtivo com predomínio da vegetação herbácea e cobertura de espécies de gramíneas entre 50% e 80%, associado à presença de vegetação arbustiva esparsa com cobertura entre 20% e 50%	

	da vegetação natural e o desenvolvimento de alguma atividade agropastoril, encontram-se no início do processo de regeneração da vegetação nativa, apresentando dominância de espécies arbustivas e pioneiras arbóreas. Áreas caracterizadas pela alta diversidade de espécies vegetais.	
Não floresta	Áreas ocupadas por fitofisionomias não florestais não mapeadas pelo PRODES e TerraClass.	**Savana
Mineração	Áreas de extração mineral	Solo exposto
Pasto com solo exposto	Áreas que após o corte raso da floresta e o desenvolvimento de alguma atividade agropastoril, apresentam uma cobertura de pelo menos 50% de solo exposto.	
Área urbana	Manchas urbanas decorrentes da concentração populacional	Área urbana
Vegetação secundária	Áreas que, após a supressão total da vegetação florestal, encontram-se em processo avançado de regeneração da vegetação arbustiva e/ou arbórea ou que foram utilizadas para a prática de silvicultura ou agricultura permanente com uso de espécies nativas ou exóticas.	Vegetação secundária
Água		Água

\*Outros – Esta classe ocupa poucos pixels isolados e próximos a floresta, por isso foi agrupada na classe floresta. \*\*Savana – A classe não floresta ocupa áreas classificadas pelo IBGE como savana e formação pioneira arbustiva e herbácea.



Figura 5.1 – Mapa de uso da terra com dados combinados do TerraClass 2008 e PRODES de 2003 na resolução espacial de 30 m, sobre a área de estudo. Os números da legenda no canto inferior esquerdo, correspondem as oito classes de cobertura e uso da terra e são: 1floresta, 2-agricultura, 3-pastagem, 4-savana, 5-solo exposto, 6-áreas urbanas, 7-vegetação secundária, e 8-água.

Os parâmetros de vegetação usados nos experimentos foram obtidos do modelo SSiB (*Simplified Simple Biosphere*) (p.ex., RODRÍGUEZ; TOMASELLA, 2015), e do USGS, que está disponível no Noah-MP, e alguns parâmetros de vegetação secundária foram obtidos de von Randow et al. (2010).

Para os experimentos Padrão (PA) e Alta Resolução (AR), onde a aproximação *tile* não foi aplicada, cada grade de 5 e 2 km, respectivamente, apresenta somente um tipo de vegetação, que é a classe dominante do mapa de 30 m (Figura 5.2). A Figura 5.2 mostra o mapa de vegetação dominante usados nos experimentos PA (a) e AR (b). Nota-se na Figura 5.2a que, na resolução de 5 km, perde-se o detalhamento das características da superfície, o que ilustra as limitações na resolução comumente utilizada em modelos atmosféricos na descrição da variabilidade espacial da subgrade. Estes mapas foram gerados durante o pré-processamento do modelo,

portanto os valores nos eixos das figuras não correspondem a latitude e longitude, e sim aos números de pontos bidimensionais do modelo.



Figura 5.2 – Mapas de vegetação dominante do (a) experimento PA, e do (b) experimento AR. As cores nos mapas correspondem as classes de cobertura e uso da terra: (verde) floresta, (laranja) agricultura, (amarelo) pastagem, (roxo) savana, (rosa) solo exposto, (cinza) áreas urbanas, (vermelho) vegetação secundária, (azul) água. Os eixos vertical e horizontal se referem aos números de pontos usados no modelo na latitude e longitude, respectivamente.

Para o caso do experimento *tile* (TI), foi calculada a proporção que cada classe de vegetação ocupa na grade de 5 km. Na rotina dos cálculos dos

(a)

fluxos de energia do Noah-MP, onde é usado o esquema de subgrade (seção 3.1.2), foi introduzido um *loop* com as 8 classes de vegetação, onde as variáveis envolvidas nos fluxos de calor sensível, latente, no solo e na radiação de onda longa líquida foram calculadas para cada uma destas 8 classes, e depois multiplicados pela proporção que cada classe ocupa em cada grade. A variável total é o somatório das variáveis parciais de cada classe multiplicada pela sua proporção. Para este experimento, foi incluído o albedo prescrito (SSiB) de cada classe de vegetação no cálculo da radiação solar absorvida pela vegetação para uma representação mais realística da variabilidade espacial de subgrade.

#### 5.2 Resultados e discussões

#### 5.2.1 Mapa de vegetação e teste da aproximação tile

#### 5.2.1.1 Mapa de vegetação

Nota-se através do mapa de vegetação resultante (Figura 5.1), que há três maiores concentrações de fragmentação na área de estudo, as quais denominamos de regiões I, II e III (Figura 5.3). A região I está localizada no extremo noroeste do mapa, ao norte do rio Amazonas, entre os municípios de Oriximiná e Prainha, no Pará. O processo de fragmentação nesta região é antigo, com origem nos seringais, apresenta também áreas de assentamentos rurais do INCRA cruzando a rodovia estadual PA-254, e recentemente faz parte da expansão de grãos de Santarém. A Figura 5.3 mostra que as classes de vegetação mais evidentes nesta região são a pastagem e a vegetação secundária. Esta última classe deve ter relação com áreas desmatadas no passado que foram abandonadas. A fragmentação nesta região é muito concentrada e intensa, e lembra o padrão de desflorestamento de grandes propriedades, pela geometria da fragmentação. No entanto, não foram encontrados estudos sobre a classificação do desflorestamento da região I.



Figura 5.3 – Figura 5.1 com os três retângulos correspondentes as regiões fragmentadas I, II e III.

A região II é a área no entorno de Santarém, na margem direita do rio Tapajós, em confluência com o rio Amazonas. Nesta região a vegetação dominante é composta de agricultura, associada a expansão de grãos na região, principalmente da soja, e de pastagem. Esta fragmentação pode ser classificada com o padrão de grandes propriedades (OLIVEIRA FILHO; METZGER, 2006). A região III apresenta o padrão de desflorestamento espinha de peixe (OLIVEIRA FILHO; METZGER, 2006), em torno da rodovia Transamazônica, associado às políticas de colonização do INCRA. Esta região é composta de uma variedade de coberturas e usos, como agricultura, vegetação secundária, solo exposto, e principalmente pastagem. Dentro da região III, nota-se que há também o padrão de fragmentação radial (ARIMA et al., 2015), próximo ao Tapajós.

Além destas três regiões fragmentadas, a Figura 5.3 também mostra que há desflorestamento ao longo dos rios Amazonas e Tapajós classificado principalmente como pastagem, e vegetação secundária, associada ao abandono de áreas desmatadas. Entretanto, a maior parte do mapa de vegetação é composta de floresta nativa, como também pode ser visto no

histograma com as porcentagens que cada classe de vegetação ocupa na Figura 5.3 (Figura 5.4). Nota-se que além da pastagem e vegetação secundária, o mapa também apresenta áreas denominadas de savana, concentrada ao longo do rio Amazonas. Há também no mapa de vegetação quase 19 % de corpos de água, representado pelos rios Amazonas e seus tributários.



Figura 5.4 – Porcentagem (%) que cada classe de cobertura e uso da terra ocupa no mapa de vegetação produzido.

## 5.2.1.2 Teste da aproximação tile

A Figura 5.5 mostra um teste realizado da aplicação da aproximação *tile* no fluxo de calor latente em uma grade aleatória. Esta grade apresenta as classes floresta, vegetação secundária, pastagem e água, que ocupam aproximadamente 55%, 39%, e as duas últimas 3%, respectivamente (Figura 5.5a). A Figura 5.5b mostra o fluxo de calor latente de cada *tile* e o total, ao longo do passo de tempo avaliado. Nota-se que mesmo neste exemplo simplificado de poucos passos de tempo, há diferenças no fluxo de calor latente para cada tipo de cobertura e uso da terra, o que reforça o uso de uma descrição detalhada da superfície, que pode ser dada através de uma maior discretização. Pretende-se verificar neste estudo se é possível ter resultados semelhantes aos obtidos usando altíssima resolução, mantendo apenas uma parte da informação de subgrade, que é a percentagem de usos do solo, no caso da aplicação da aproximação *tile*.



(b)



Figura 5.5 – (a) Proporção de cada *tile* na grade testada. (b) Fluxo de calor latente (Wm<sup>-2</sup>) de cada *tile* e o total.

## 5.2.2 Padrões espaciais

Esta seção apresenta os resultados e discussões dos padrões espaciais médios dos meses de março (estação chuvosa) e setembro (estação seca), dos experimentos descritos na seção 5.1. As variáveis analisadas foram precipitação, fluxos de calor latente e sensível, temperatura à superfície, radiação de onda longa emitida pela superfície, radiação líquida absorvida pela superfície, albedo à superfície, vento a 10 m, velocidade vertical do vento em hPa s<sup>-1</sup> (ômega) no nível de 850 hPa, umidade e temperatura do solo nas profundidades de 10 cm e 2 m. As áreas demarcadas correspondem

(a)

as regiões I, II e III, que apresentam as maiores áreas com concentração de fragmentação na área de estudo, definidas na seção 5.2.1.1. Esta seção também inclui análises de seções transversais de ômega, umidade específica do ar e temperatura potencial equivalente em três pontos de latitudes localizados em cada uma das regiões de maior fragmentação, para a intercomparação dos experimentos em relação ao impacto no comportamento da camada limite planetária.

# 5.2.2.1 Precipitação

Os padrões simulados de precipitação na estação chuvosa de todos os experimentos (Figuras 5.6a,b,c) são semelhantes entre si. A chuva ocorre preferencialmente ao longo dos rios, que representam aproximadamente 19% da área de estudo. Na estação chuvosa, os máximos pluviométricos chegam a 50 mm dia<sup>-1</sup> e estão concentrados na região do domínio com a maior extensão do rio Amazonas e de seus tributários. Os experimentos TI e AR produzem um padrão de chuva com dois núcleos de valores máximos na estação chuvosa, o que não ocorre no experimento PA.



Figura 5.6 - Precipitação (mm dia<sup>-1</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.

Na estação seca, a chuva de todos os experimentos ocorre sobre os rios (Figura 5.6d,e,f), no entanto, o experimento TI também produz precipitação no noroeste do domínio, cuja paisagem apresenta fragmentação (Figura 5.1). Na região I, o experimento PA gera mais chuva do que os experimentos TI e AR na estação seca. O experimento TI reduz a precipitação sobre o rio Tapajós na Região III, em relação aos outros experimentos, durante ambas as estações.

Os campos de precipitação do TRMM e do CMORPH (Figura 5.7a,b,c,d) são usados nas análises como uma referência, pois as diferenças das resoluções espaciais entre estes produtos (25 e 8 km) e os experimentos (5 e 2 km) dificulta uma comparação mais detalhada entre estes campos. Entretanto, nota-se que todos os experimentos subestimam consideravelmente a precipitação na maior parte do domínio durante ambas as estações.


Figura 5.7 – Precipitação (mm dia<sup>-1</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 do (a,b) TRMM, e do (c,d) CMORPH, respectivamente.

### 5.2.2.2 Fluxo de calor latente

Em ambas as estações, os padrões dos campos médios das variáveis avaliadas dos experimentos PA (Figuras 5.8a,d a 5.21a,d) e AR (Figuras 5.8c,f a 5.21c,f) são geralmente similares entre si, com diferenças ocasionadas principalmente pelo detalhamento local da superfície do experimento de maior resolução. O modelo Eta/Noah-MP apresenta uma variabilidade sazonal em todos os campos entre as estações chuvosa e seca, como é esperado.

Todos os experimentos produzem fluxo de calor latente excessivo sobre os rios, com valores em torno de 600 Wm<sup>-2</sup> durante a estação chuvosa (Figura

5.8a,b,c) e cerca de 350 Wm<sup>-2</sup> durante a estação seca (Figura 5.8d,e,f). Na cidade de Manaus, todos os experimentos simulam valores do fluxo de calor latente inferiores em relação ao restante do domínio em ambas as estações, o que é característico para uma área urbana, que é resolvida no modelo Noah-MP. Os experimentos PA e AR reduzem a evaporação na região III nas estações chuvosa e seca, o que indica que a evaporação do modelo Eta/Noah-MP apresenta sensibilidade à fragmentação da paisagem.



Figura 5.8 – Fluxo de calor latente (Wm<sup>-2</sup>) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.

Em geral, o experimento TI aumenta a magnitude do fluxo de calor latente em até 20 Wm<sup>-2</sup> na maior parte do domínio, comparado com os experimentos PA e AR, durante ambas as estações. Entretanto, há um redução do fluxo de calor latente no experimento TI em relação ao experimento PA nas três regiões fragmentadas durante a estação seca, e na região I e em alguns locais na região III durante a estação chuvosa.

Na região III, observa-se que o fluxo de calor latente do experimento TI responde às variações da cobertura e uso da terra durante ambas as

estações, apresentando um padrão mais próximo ao padrão do experimento AR, apesar da magnitude de ambas as simulações serem diferentes. Nos experimentos AR e TI, o fluxo de calor latente responde à presença do rio Curuá-Una, dentro da região de Santarém (região II), e a alguns tributários do rio Amazonas sobre o sudoeste do domínio durante as estações chuvosa e seca. Somente o experimento TI consegue capturar uma resposta do fluxo de calor latente à presença do Rio Iriri, no extremo sudeste do domínio na estação chuva, enquanto na estação seca isto ocorre em todos os experimentos.

### 5.2.2.3 Temperatura à superfície

A temperatura à superfície sobre os rios em todos os experimentos é aproximadamente 14°C na estação chuvosa (Figura 5.9a,b,c), e 16°C na estação seca (Figura 5.9a,b,c). De acordo com Ramos da Silva et al. (2011), a temperatura de rios e lagos pode ser considerada em torno de 31°C na região, com base nas medidas obtidas durante a campanha de campo COBRA-PARA. Os dados da ANA em um trecho do rio Tapajós, em Santarém, mostram que a temperatura da água é em média cerca de 29°C. Portanto, o modelo Eta/Noah-MP subestima significativamente a temperatura sobre os rios em torno de 15°C.



Figura 5.9 – Temperatura à superfície (°C) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.

Em ambas as estações, a temperatura à superfície em todos os experimentos é sensível à presença da chuva simulada, à topografia (Figura 5.10), e à presença de manchas urbanas, como por exemplo, na cidade de Manaus em que foram gerados valores de temperatura mais elevados do que ao redor da mancha urbana. O experimento TI produz um aquecimento em relação aos demais experimentos de até 1°C na estação chuvosa e de até 2°C na estação seca, na maioria do domínio (Figura 5.9b,e). Na região III próximo ao rio Tapajós, na área de fragmentação radial, a inclusão de *tiles* na simulação reduz a subestimativa da temperatura sobre o rio, em ambas as estações.



Figura 5.10 – Topografia (m) da área de estudo interpolada nas grades das simulações de (a) 5km e (b) 2km.

# 5.2.2.4 Fluxo de calor sensível

Todos os experimentos simulam valores negativos do fluxo de calor sensível sobre os rios, de até 200 Wm<sup>-2</sup> na estação chuvosa e até 100 Wm<sup>-2</sup> na estação seca, devido ao resfriamento excessivo simulado em ambas as estações (5.11a,b,c,d,e,f).

O experimento TI aumenta o fluxo de calor sensível (Figuras 5.11b,e) sobre praticamente todo o domínio em até aproximadamente 10 Wm<sup>-2</sup> na estação chuvosa e até cerca de 20 Wm<sup>-2</sup> na estação seca, em relação aos demais experimentos. Na região III, o padrão do fluxo de calor sensível simulado pelo experimento TI é mais próximo ao padrão simulado pelo experimento AR do que o experimento PA, em ambas as estações. Na estação seca, o aumento do fluxo de calor sensível simulado pelo experimento AR do que o fluxo de calor sensível simulado pelo experimento TI está mais de acordo com o fluxo simulado pelo experimento AR do que o experimento PA, nas regiões II e III.

Assim como no fluxo de calor latente, somente o fluxo de calor sensível do experimento TI percebe a presença do rio Iriri na estação chuvosa. Na estação seca, o fluxo de calor sensível dos experimentos TI e AR responde à presença do rio Iriri. Nesta mesma estação, a inclusão de *tiles* na simulação

87

reduz a subestimativa do fluxo de calor sensível sobre o rio Tapajós na região III.

Nos experimentos PA e AR, a influência da baixa resolução do mapa de tipos de solos é identificável no padrão do fluxo de calor sensível que apresenta bordas mais regulares. Este comportamento é suavizado no experimento TI.



Figura 5.11 – Fluxo de calor sensível (Wm<sup>-2</sup>) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.

# 5.2.2.5 Radiação de onda longa emitida pela superfície

Sobre os rios, todos os experimentos (Figura 5.12a,b,c,d,e,f) simulam valores de radiação de onda longa emitida pela superfície em torno de 380 Wm<sup>-2</sup> em ambas as estações. Em geral, os padrões da radiação de onda longa emitida pela superfície de todos os experimentos são semelhantes na maior parte do domínio em ambas as estações.

Entretanto, o experimento TI aumenta a magnitude em torno de 3 Wm<sup>-2</sup> na estação chuvosa, e cerca de 10 Wm<sup>-2</sup> na estação seca, em praticamente todo

o domínio, em função do aumento da temperatura à superfície com o uso da aproximação *tile*.

Nota-se que em algumas áreas pertencentes às três regiões fragmentadas, a radiação de onda longa emitida pela superfície é maior no experimento AR do que no experimento PA na estação seca, enquanto na estação chuvosa não há diferenças consideráveis na magnitude.



Figura 5.12 – Radiação de onda longa emitida pela superfície (Wm<sup>-2</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.

### 5.2.2.6 Radiação líquida absorvida pela superfície

Os padrões e a magnitude da radiação líquida absorvida pela superfície dos experimentos PA (Figura 5.13a,d) e AR (Figura 5.13c,f) são semelhantes nas estações chuvosa e seca. O experimento TI reduz a radiação líquida na maior parte do domínio em até 15 Wm<sup>-2</sup> em relação aos demais experimentos, principalmente durante a estação seca. O aumento encontrado na radiação de onda longa emitida do experimento TI contribui para esta redução na radiação líquida. Nota-se que a radiação líquida do experimento

TI é sensível à presença do rio Curuá-Una na região II na estação chuvosa, assim como ocorre no experimento AR.



Figura 5.13 – Radiação líquida absorvida pela superfície (Wm<sup>-2</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.

# 5.2.2.7 Albedo à superfície

Todos os experimentos (Figura 5.14a,b,c,d,e,f) simulam valores de albedo entre 18 e 21% sobre áreas predominantemente de floresta em ambas as estações, o que está acima do valor típico observado, que é em torno de 14%. Este erro provavelmente está relacionado ao tratamento da radiação solar no Noah-MP através do esquema *two-stream*, que estima o albedo da superfície.

Na estação chuvosa, o experimento TI mostra um aumento de 1% no albedo em comparação com os experimentos PA e AR, na região III próxima ao Tapajós (padrão radial), numa menor parte da região I e em parte da região central do domínio. Na estação seca, o aumento do albedo no experimento TI é também de 1%, mas abrange áreas maiores nas três regiões fragmentadas, principalmente nas regiões II e III. O aumento do albedo também contribui para a redução da radiação líquida absorvida pela superfície.



Figura 5.14 – Albedo à superfície (%) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.

# 5.2.2.8 Ventos a 10 metros da superfície

Os ventos alísios de nordeste são predominantes na maior parte do domínio em todos os experimentos durante a estação chuvosa (Figuras 5.15a,b,c). Estes ventos estão associados à ZCIT, que neste período está em sua posição mais ao sul da sua posição média. Nota-se que o vento é de leste na área onde os experimentos produzem mais chuva na estação chuvosa.

Na estação seca, ao norte de 3ºS, os ventos alísios de sudeste são predominantes em todos os experimentos (Figura 5.15d,e,f). Estes ventos estão associados à ZCIT, que neste período está localizado mais ao norte da sua posição média. Ao sul de 3ºS, todos os experimentos simulam ventos de nordeste nesta estação.

No noroeste do domínio, os ventos estão mais fracos no experimento TI em relação aos demais experimentos durante a estação seca, onde somente este experimento gera precipitação. Nas três regiões de maior fragmentação, o experimento TI (Figura 5.15b,e) apresenta um aumento da magnitude do vento em relação aos demais experimentos em ambas as estações. Na estação chuvosa, este aumento é de até 0,2 m s<sup>-1</sup> na região I, e de até 0,4 m s<sup>-1</sup> em algumas áreas da região II e na maior parte da região III. Na estação seca, o aumento na magnitude do vento é de até 0,6 m s<sup>-1</sup> na maior parte das regiões II e III e em algumas áreas da região I.



Figura 5.15 – Vento a 10 metros (m s<sup>-1</sup>) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.

#### 5.2.2.9 Baixa troposfera

Todos os experimentos (Figura 5.16a,b,c,d,e,f) simulam áreas alternadas de movimentos ascendentes e descendentes do ar próximo à superfície, i.e., circulações de escala locais, nas regiões fragmentadas I e III em ambas as estações. Estas circulações locais estão mais evidentes no experimento TI

em relação ao experimento PA, o que as tornam mais próximas das circulações simuladas nos experimentos AR.

Na região II, não há indícios de circulações locais simuladas por todos os experimentos em ambas as estações, e os campos do movimento vertical em 850 hPa dos três experimentos são muito semelhantes. Os campos do corte vertical na atmosfera de movimento vertical (Figuras 5.17a-s) também mostram que os movimentos ascendentes e descentes estão presentes nas regiões I e III.



Figura 5.16 – Movimento vertical em 850 hPa (hPa.s<sup>-1</sup>) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d), TI (b,e), e AR (c,f), respectivamente.







Figura 5.17 – Corte vertical na atmosfera de movimento vertical (hPa.s<sup>-1</sup>) médio mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,l,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões fragmentadas I, II e III, respectivamente. Conclusão.

Os padrões dos cortes verticais da umidade específica do ar (Figuras 5.18) e temperatura potencial equivalente (Figuras 5.19) dos experimentos PA e AR são próximos. Portanto, para facilitar a análise dos efeitos da variabilidade espacial de subgrade na estrutura da camada limite, as diferenças dos cortes verticais da umidade específica do ar e da temperatura potencial equivalente entre os experimentos TI e PA são avaliados através das Figuras 5.20 e 5.21.

Na latitude de 1,7°S (região I), a camada limite no experimento TI é mais seca e fria em relação ao experimento PA em todo o intervalo de longitude do domínio, com maior intensidade no trecho de fragmentação da região I, principalmente durante a estação seca (Figuras 5.20a,b e 5.21a,b).

Em 2,6°S (região II), a camada limite é mais úmida e quente no experimento TI do que no experimento PA, em praticamente todo o trecho de longitude do

domínio durante a estação chuvosa (Figuras 5.20c e 5.21c). Na estação seca (Figuras 5.20d e 5.21d), a camada limite do experimento TI é mais úmida e quente somente até 58°W, a partir disso a camada limite do experimento TI se torna mais seca e fria, inclusive na região fragmentada II, onde a resposta é bem definida.

Em 4,2°S (região III), a camada limite é mais úmida e quente no experimento TI até cerca de 55,5°W, e mais seca e fria no restante do intervalo, durante a estação chuvosa (Figuras 5.20e e 5.21e). Ou seja, no trecho da região fragmentada III não há um sinal claro do impacto do uso dos *tiles* na estação chuvosa. Na estação seca (Figuras 5.20f e 5.21f), a camada limite é mais seca e fria em todo o intervalo de longitude do domínio, principalmente na região III.



Figura 5.18 – Corte vertical na atmosfera da umidade específica do ar (g.kg<sup>-1</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,l,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões fragmentadas I, II e III, respectivamente. Continua.



Figura 5.18 – Corte vertical na atmosfera da umidade específica do ar (g.kg<sup>-1</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,I,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões fragmentadas I, II e III, respectivamente. Conclusão.



Figura 5.19 – Corte vertical na atmosfera da temperatura potencial equivalente (K) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,I,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões fragmentadas I, II e III, respectivamente. Continua.



Figura 5.19 – Corte vertical na atmosfera da temperatura potencial equivalente (K) média mensal de março e setembro de 2003 dos experimentos PA (a,d,g,j,n,q), TI (b,e,h,l,o,r) e AR (c,f,i,m,p,s) nas regiões fragmentadas I, II e III, respectivamente. Conclusão.



Figura 5.20 – Diferença do corte vertical da umidade específica do ar média mensal de março e setembro de 2003 entre os experimentos TI e PA nas regiões fragmentadas (a,b) I, (c,d) II e (e,f) III, respectivamente.



Figura 5.21 – Diferença do corte vertical da temperatura potencial equivalente média mensal de março e setembro de 2003 entre os experimentos TI e PA nas regiões fragmentadas (a,b) I, (c,d) II e (e,f) III, respectivamente.

### 5.2.2.10 Umidade do solo em 10 cm e 2 m de profundidade

Os campos de umidade nas camadas de solo de 10 cm e 2 m apresentadas nas Figuras 5.22a a f são calculadas através da razão entre o volume de água e a profundidade do solo. O experimento TI (Figura 5.22b,e) reduz a umidade do solo em 10 cm de profundidade em até 0,05 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> na região III, comparado com os demais experimentos, nas estações chuvosa e seca. Nas outras regiões fragmentadas, os impactos da aproximação *tile* na umidade do solo em 10 cm de profundidade são pouco significativos na estação chuvosa. Enquanto na estação seca, ocorre uma redução da umidade em 10 cm no experimento TI de até 0,03 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> nas regiões I e II.

Todos os experimentos reduzem a umidade do solo em 2 m de profundidade nas regiões fragmentadas I e III nas estações chuvosa e seca (Figuras 5.22g a m). Em 2 m de profundidade, não há impacto na umidade do solo com o uso da aproximação *tile*. Assim como foi encontrado nos campos de fluxo de calor sensível, nota-se que há padrões com bordas mais regulares na umidade do solo simulada em 2 m de profundidade, associada à baixa resolução do mapa de tipos de solos.



Figura 5.22 – Umidade (m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>) média mensal de março e setembro de 2003 nas camadas do solo a 10 cm e 2 m da superfície, dos experimentos PA (a,d,g,j), TI (b,e,h,I), e AR (c,f,i,m), respectivamente.

# 5.2.2.11 Temperatura do solo em 10 cm e 2 m de profundidade

Em geral, os padrões da temperatura do solo em 10 cm e 2 m de profundidade do experimento TI (Figuras 5.23b,e) se aproximam dos padrões simulados pelo experimento AR (Figuras 5.23c,f) na região III, em ambas as estações.

A temperatura do solo em 10 cm e 2 m de profundidade do experimento TI é menor em torno de 1°C e 0,5°C, respectivamente, na maior parte da região I, e nas regiões II e III, em relação aos demais experimentos, na estação chuvosa. Nota-se que na área com maior fragmentação da região I, que corresponde ao lado leste da região, há um aumento em torno de 0,5°C da temperatura do solo em 10 cm e 2 m simulada pelo experimento TI durante a estação chuvosa.

Na estação seca, as áreas de redução da temperatura do solo em 10 cm são reduzidas nas três regiões de maior fragmentação. Nesta mesma estação, a temperatura do solo a 2 m do experimento TI é maior cerca de 1°C, comparado aos experimentos PA e AR, nas regiões I, II e III.



Figura 5.23 – Temperatura (°C) média mensal de março e setembro de 2003 nas camadas do solo a 10 cm e 2 m da superfície, dos experimentos PA (a,d,g,j), TI (b,e,h,I), e AR (c,f,i,m), respectivamente

#### 5.2.2.12 Discussões

Todos os experimentos produzem precipitação sobre os rios durante as estações chuvosa e seca. Este resultado sugere que a chuva é um efeito local associado a processos de mesoescala gerados pela justaposição terraágua (p.ex., COHEN et al., 2014, GANDU et al., 2004; LU et al., 2005). Cohen et al. (2014) mostraram através de dados de RADAR na região de confluência entre os rios Tapajós e Amazonas, que a máxima precipitação ocorre sobre os rios durante o período noturno, associada a passagem das linhas de instabilidade, sendo provavelmente reforçada pela canalização do rio e pela confluência do vento de retorno da brisa fluvial durante a noite. Portanto, há uma fundamentação física para o processo de chuva sobre os rios. No entanto, a chuva simulada pelos experimentos provavelmente foi disparada por uma produção excessiva de evaporação gerada pelo modelo Noah-MP, o que causou um resfriamento sobre os rios, gerando condensação e formação de nuvens baixas (Figura 5.24). Este comportamento do Noah-MP pode ser causado pela parametrização usada no tratamento de corpos de água do modelo.

Experimento PA (a) Nuvens baixas



Experimento TI (a) Nuvens baixas Nuvem baixa Eta Skm Nogh-MP Aprox. Tile





Figura 5.24 - Precipitação (mm.dia<sup>-1</sup>) e cobertura de nuvens baixas média mensal de março de 2003 dos experimentos PA (a), TI (b), e AR (c), respectivamente.

Cohen et al. (2014) mostram a ocorrência de precipitação no continente, principalmente no período diurno, que na média mensal é maior do que a chuva gerada sobre os rios. A precipitação sobre o continente também é influenciada por processos de mesoescala, efeitos locais, como por exemplo os efeitos de brisas, e pela topografia. Por exemplo, na margem leste do

Tapajós, na região de confluência entre os rios Tapajós e Amazonas, a topografia elevada (~200 m) na margem oeste do rio Tapajós favorece a formação de nuvens cúmulos, o que pode gerar precipitação (LU et al., 2005).

No entanto, as simulações do modelo Eta/Noah-MP praticamente não produzem chuva sobre o continente na área de estudo. Esta diferença provavelmente está associada ao comportamento encontrado sobre os rios, e também ao esquema de convecção do modelo Eta, pois a simulação do Eta com a versão do modelo Noah usada atualmente no INPE com a mesma configuração do experimento PA para a estação chuvosa também não produz chuva na maior parte do continente (Figura 5.25c). É pouco provável que a falta de chuva simulada sobre o continente tenha influência da condição de contorno lateral, pois as simulações de 15 km (Figura 5.25a,b) usadas como condições de contorno dos experimentos geram mais chuva sobre o domínio, comparado com as simulações de 5 e 2 km, durante ambas as estações.





Figura 5.25 – Simulações com o modelo Eta/Noah na resolução de 15 km durante a estação (a) chuvosa e (b) seca. (c) Simulação com o modelo Eta/Noah na resolução de 5 km durante a estação chuvosa.

Este comportamento do modelo pode ter mascarado, em parte, os potenciais impactos da fragmentação da paisagem na precipitação. Entretanto, a simulação com a aproximação *tile* gera chuva no noroeste do domínio, cuja paisagem apresenta fragmentação, ao contrário dos demais experimentos, durante a estação seca. Este padrão de precipitação simulado pelo experimento TI na estação seca é semelhante aos padrões da precipitação simulada na resolução de 15 km, usada como condição de contorno e da observação. Também na estação seca, a simulação com a aproximação *tile* reduz a chuva na região fragmentada I, em relação ao experimento PA.

Portanto, não há uma concordância nas simulações quanto ao sinal do impacto da fragmentação da paisagem na precipitação.

A evaporação do modelo Eta/Noah-MP nos experimentos tanto de 5 km, quanto de 2 km, mesmo sem a inclusão da aproximação *tile* responde à fragmentação da região ao longo da Rodovia Transamazônica (região III). No entanto, com o uso da aproximação *tile* no experimento de 5 km, geralmente a resposta à variação da cobertura e uso da terra é maior em relação ao experimento com a mesma resolução sem o uso de *tiles*. Em geral, os padrões dos fluxos turbulentos do experimento de 5 km com a aproximação *tile* se aproximam dos padrões simulados pelo experimento de 2 km sem o uso desta aproximação nas regiões com maior fragmentação (regiões I, II e III), principalmente na região III, onde a fragmentação tem maior extensão espacial. O experimento com os *tiles* também apresentam sensibilidade à presença de elementos de menor escala que compõe a paisagem, como por exemplo, os rios Curuá-Una e Iriri, que sem o uso dos *tiles* são percebidos somente no experimento com maior resolução.

De acordo com estudos realizados (p.ex., FINDELL et al., 2007), o desflorestamento em grande escala gera uma redução do fluxo de calor latente, da radiação líquida absorvida pela superfície, da umidade do solo, e um aumento da temperatura à superfície, do fluxo de calor sensível, da radiação de onda longa emitida pela superfície, do albedo, e dos ventos próximos à superfície. Há estudos de modelagem com o uso da aproximação *tile* que apontam para uma redução do fluxo de calor latente e um aumento do fluxo de calor sensível (p.ex., COOPER et al.,1997; VAN DEN HURK; BELJAARS, 1996; AROLA; LETTENMAIER, 1996; POLCHER et al., 1996). Estes sinais esperados são encontrados no experimento TI, com exceção do fluxo de calor latente.

O aumento do fluxo de calor latente no experimento TI durante as estações chuvosa e seca pode ser explicado pelo aumento na magnitude do vento (Figura 5.26), uma vez que a umidade do solo foi reduzida no experimento TI

109

em relação aos demais experimentos. A relação entre o fluxo de calor latente e a magnitude do vento é determinada pela Equação de Penmam.



Figura 5.26 – Diferença do fluxo de calor latente (sombreado) e da magnitude do vento à 10 m da superfície (contorno) entre os experimentos TI e PA, durante as estações (a) chuvosa e (b) seca. As unidades do fluxo de calor latente e da magnitude do vento estão em Wm<sup>-2</sup> e ms<sup>-1</sup>, respectivamente.

Contudo, o aumento do fluxo de calor latente no experimento TI ocorre na maior parte do domínio, inclusive em áreas com predominância de floresta. A Figura 5.27 mostra as séries horárias do fluxo de calor latente e da magnitude do vento dos experimentos TI e PA durante a estação chuvosa, em um ponto com predominância de floresta em que há um aumento no fluxo de calor latente no experimento TI (4,5°S 57°W). Nota-se que o aumento do fluxo de calor latente e da magnitude do vento estão em fase e ocorrem somente em alguns horários da série. Isto sugere que o aumento encontrado em áreas com predominância de floresta na Figura 5.26 seja resultado da média mensal.

(a)



Figura 5.27 – Séries horárias do (a) fluxo de calor latente e da (b) magnitude do vento dos experimentos TI (curvas pretas) e PA (curvas verdes) durante a estação chuvosa na grade próxima a 4,5°S 57°W.

Deve-se também considerar que o aumento no fluxo de calor latente do experimento TI pode estar associado em alguns casos à contribuição do *tile* de vegetação secundária, que representa pouco mais de 10 % do domínio, o que aumenta a evaporação total em relação a evaporação apenas considerando floresta.

Entretanto, o experimento TI reduz o fluxo de calor latente nas três regiões de maior fragmentação durante a estação seca, e na região I e em alguns locais na região III, durante a estação chuvosa. Nestas regiões geralmente há o predomínio de pastagem, que apresenta menos evaporação em relação à floresta.

Todos os experimentos simulam circulações locais nas regiões fragmentadas I e III, o que indica que estas circulações são geradas em função da fragmentação da paisagem e também da topografia. Contudo, o experimento com a aproximação *tile* apresenta impacto nestas circulações locais, que se tornam mais fortes em relação ao experimento padrão, e mais próximas das circulações simuladas pelo experimento de alta resolução.

Em geral, a camada limite no experimento com *tiles* é mais seca e quente (Figura 5.28) em relação ao experimento de 5km sem *tiles*, principalmente na estação seca. A seção 5.2.2.9 apresenta as análises da temperatura potencial equivalente, que é diretamente proporcional a razão de mistura, o que explica porque o seu sinal é o mesmo da umidade específica do ar. No entanto, a diferença do corte vertical na atmosfera da temperatura do ar entre os experimentos TI e PA mostra que a camada limite está mais quente em ambas as estações (Figura 5.28). Portanto, conclui-se que a camada limite está mais seca e quente com a representação da variabilidade espacial de subgrade. Há trabalhos observacionais (p.ex., NOBRE et al., 1996) e de modelagem (p.ex., FISCH et al., 1996; DOLMAN et al., 1999) que mostraram um aquecimento da camada limite em áreas de pastagem, em relação à áreas de floresta na Amazônia.



Figura 5.28 – Diferença do corte vertical na atmosfera da temperatura do ar (°C) entre os experimentos TI e PA nas três regiões fragmentadas durante as estações chuvosa (a,b,c) e seca (d,e,f).

A redução da umidade específica do ar na camada limite, principalmente nos trechos de fragmentação das regiões I e III, pode ser explicada com o que foi argumentado por Findell et al. (2007). Segundo os autores, a substituição da vegetação de floresta para pastagem reduz o comprimento de rugosidade, o que diminui a mistura turbulenta na camada limite, diminuindo a evapotranspiração, o que contribui para o "secamento" da camada limite.

O padrão da diferença da umidade específica do ar entre os experimentos TI e PA na região III, que apresenta o padrão de desflorestamento espinha de peixe, é diferente dos padrões encontrados nas outras regiões, o que sugere que os tipos de padrões de desflorestamento tem impactos específicos na camada limite. Portanto, os resultados do uso da aproximação *tile* sugerem que há um impacto das heterogeneidades da superfície na camada limite, apesar da aproximação *tile* não considerar os efeitos verticais das heterogeneidades acima da camada da superfície do modelo.

A região fragmentada próxima a Santarém (região II) tem o menor impacto no clima local com a utilização da aproximação *tile* em relação as demais regiões fragmentadas durante as estações chuvosa e seca. Este resultado provavelmente ocorre porque a região II tem uma extensão espacial de desflorestamento e valores de topografia menores em relação as demais regiões, e também é influenciada pela dinâmica local da região de confluência entre os rios Tapajós e Amazonas (p.ex., LU et al., 2005).

Os maiores impactos da aproximação *tile* no clima local acontecem na estação seca. Isto ocorre porque na estação seca há menos influência da grande escala, diferente do que acontece na estação chuvosa, o que permite uma melhor avaliação dos efeitos da superfície no clima local (p.ex., WANG et al., 2000; NEGRI et al., 2004). Há diversos trabalhos que avaliam os efeitos das mudanças no uso da terra no clima durante a estação seca (p.ex., RODRÍGUEZ et al., 2014; BAIDYA ROY; AVISSAR, 2002; NEGRI et al., 2004).

O tratamento de corpos de água e o esquema de convecção cúmulos do modelo afetaram a simulação da chuva e, consequentemente, a umidade solo, que é extremamente baixa na maioria do domínio devido a falta de chuva simulada, com valores próximos ao ponto de murcha em todas as camadas, não existindo diferença na disponibilidade de água a diferentes profundidades. Isto faz com que o controle da transpiração seja exercido principalmente pelas características do solo, com pouco ou nenhuma influencia das características da vegetação. Apesar disso, os resultados mostram que o experimento com a aproximação tile consegue simular os padrões dos fluxos turbulentos e as circulações locais de acordo com a simulação de alta resolução. Além disso, a aproximação tile tem impacto na camada limite. Portanto, conclui-se que a representação da variabilidade espacial da subgrade no modelo Eta/Noah-MP através da aproximação tile tem impacto na simulação do clima local. O tempo computacional adiciona uma vantagem ao esquema, que para este estudo foi de 12 horas nos experimentos de 5 km com o uso da aproximação tile, e de 7 dias nos experimentos de 2km sem o uso de tiles.

114

#### 5.2.3 Validação com os sítios experimentais

Foi feita uma avaliação dos experimentos PA, TI e AR nos dois pontos de grade mais próximos a localização dos dois sítios experimentais do LBA usados neste estudo, que estão inseridos na região II. No ponto de grande próximo ao sítio de cultivo, a vegetação predominante no experimento PA é de floresta e no experimento AR é de agricultura. No ponto de grade próximo ao sítio de floresta, a vegetação predominante nestes experimentos é de floresta.

Os resultados das simulações com o Noah-MP desacoplado são denominadas de experimento desacoplado (DA), e são inseridos nas análises para efeito de comparação. As variáveis avaliadas são umidade e temperatura do solo em 10 cm de profundidade, radiação líquida absorvida pela superfície, fluxos de calor latente e sensível, e precipitação. São analisadas as séries horárias destas variáveis, e calculados o RMSE (Equação 4.1) e R<sup>2</sup>, com exceção da precipitação que é avaliada através do ciclo diurno. Além da precipitação, os fluxos de energia avaliados nas séries horárias também são analisados através do ciclo diurno.

### 5.2.3.1 Sítio de cultivo (km77)

### 5.2.3.1.1 Umidade do solo em 10 cm de profundidade

A Figura 5.29 mostra as séries horárias dos experimentos e da observação no sítio de cultivo, correspondentes à umidade e temperatura do solo em 10 cm de profundidade, para as estações chuvosa e seca. Nota-se que a umidade do solo dos experimentos PA, TI e AR apresenta um padrão de decaimento ao longo do tempo em ambas as estações, que não condiz com o padrão observado e do experimento DA. Ainda, o modelo Eta/Noah-MP subestima a umidade do solo nas duas estações avaliadas, gerando valores próximos ao ponto de murcha, devido à falta de chuva simulada pelo modelo.

Portanto, os valores de RMSE e R<sup>2</sup> dos experimentos PA, TI e AR não são satisfatórios (Tabela 5.4). O experimento TI apresenta a magnitude da

umidade inferior em relação aos outros experimentos no início da série nas estações chuvosa e seca, o que é coerente com os campos espaciais apresentados na seção 5.2.2.



Figura 5.29 – Séries horárias da umidade (a,b) e temperatura (c,d) do solo em 10 cm de profundidade dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de cultivo. As unidades da umidade e temperatura do solo são m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> e °C, respectivamente.

Tabela 5.4 – Valores do RMSE e R<sup>2</sup> (entre parênteses) da umidade (Usolo10) e temperatura (Tsolo10) do solo em 10 cm de profundidade, da radiação líquida absorvida pela superfície (Rn), dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H), simulados pelos experimentos PA, TI, AR e DA, durante as estações chuvosa e seca no sítio de cultivo. As unidades do RMSE estão em m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, °C e Wm<sup>-2</sup>, respectivamente.

	Estação chuvosa				Estação seca			
	RMSE (R <sup>2</sup> )				RMSE (R <sup>2</sup> )			
	PA	TI	AR	DA	PA	TI	AR	DA
Usolo10	0,076(0,14)	0,084(0,13)	0,087(0,18)	0,02(0,49)	0,054(0,037)	0,064(0,045)	0,063(0,028)	0,027(0,76)
Tsolo10	1,23(0,65)	1,53(0,56)	1,38(0,68)	3,96(0,9)	1,87(0,62)	1,87(0,46)	2,27(0,54)	3,39(0,91)
Rn	174,5(0,73)	165,2(0,74)	175,5(0,74)	19,9(0,99)	114,8(0,83)	103,7(0,85)	118,4(0,83)	17,0(0,996)
LE	107,6(0,43)	106(0,49)	118,2(0,30)	85,9(0,66)	97,6(0,54)	94,2(0,58)	93(0,49)	72,3(0,71)
Н	30,9(0,17)	31,9(0,19)	31,3(0,14)	45,9(0,03)	88,9(0,34)	94,6(0,42)	86,2(0,38)	80,8(0,4)

### 5.2.3.1.2 Temperatura do solo em 10 cm de profundidade

A magnitude da temperatura do solo em 10 cm de profundidade dos experimentos com o modelo Eta/Noah-MP está de acordo com a magnitude observada durante ambas as estações, o que não acontece com o experimento DA (Figuras 5.29c,d). No entanto, como foi discutido no capítulo 4, os modelos geralmente tem dificuldade em simular adequadamente a umidade e temperatura do solo simultaneamente.

Os padrões da temperatura de todos os experimentos tendem a seguir o padrão observado, apresentando valores de R<sup>2</sup> acima de 0,5, principalmente na estação chuvosa. Na estação chuvosa, o valor do erro na temperatura do solo do experimento TI é o maior (1,53°C) comparado aos experimentos PA (1,23°C) e AR (1,38°C). Enquanto na estação seca, os valores dos erros na temperatura dos experimentos PA e TI são praticamente iguais (1,87°C) e menores em relação ao experimento AR (2,27°C).

Na estação seca, observa-se que os experimentos com o modelo Eta/Noah-MP subestimam a temperatura no início da série e superestimam no final da série, quando a umidade chega ao mínimo do seu decaimento, com valores inferiores a 0,2 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, associado à falta de chuva simulada pelo Eta/Noah-MP. Nota-se que o experimento TI reduz a variabilidade da temperatura do solo ao longo de toda a série, em comparação com os experimentos PA e AR.

# 5.2.3.1.3 Fluxos de energia

# 5.2.3.1.3.1 Séries horarias

# a) Radiação líquida absorvida pela superfície

Os padrões da radiação líquida absorvida pela superfície dos experimentos com o modelo Eta/Noah-MP seguem o padrão observado (Figura 5.30a,b), apresentando uma boa concordância com a observação, através de valores de R<sup>2</sup> em torno de 0,7 na estação chuvosa e 0,8 na estação seca (Tabela 5.4).

O experimento com a aproximação *tile* (TI) apresenta os melhores resultados estatísticos avaliados na radiação líquida em relação aos outros experimentos durante as duas estações. O RMSE da radiação líquida do experimento TI é da ordem de 10 Wm<sup>-2</sup> inferior aos erros dos experimentos PA e AR.


Figura 5.30 – Séries horárias da radiação líquida absorvida pela superfície (a,b) e dos fluxos de calor latente (c,d) e sensível (e,f) dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de cultivo. As unidades fluxos são Wm<sup>-2</sup>.

#### b) Fluxo de calor latente

As Figuras 5.30c,d mostram que em geral as séries horárias do fluxo de calor latente de todos os experimentos reproduzem a série observada durante ambas as estações, o que também pode ser visto na Tabela 5.4 através dos valores de R<sup>2</sup> acima de 0,4.

O modelo superestima a magnitude dos picos, em particular no início da série. Nota-se que os experimentos com o modelo Eta/Noah-MP nas duas

estações superestimam o fluxo de calor latente durante os períodos da série de evaporação mínima, que algumas vezes chegam a ser negativos na observação.

O fluxo de calor latente do experimento TI apresenta os melhores resultados de RMSE e R<sup>2</sup>, em relação aos experimentos PA e AR, durante a estação chuvosa. Na estação seca, o experimento TI apresenta o maior valor de R<sup>2</sup>, e o seu erro está mais próximo ao erro do experimento AR do que do erro do experimento PA.

As simulações do fluxo de calor latente em todos os experimentos são melhores na estação seca, comparados à estação chuvosa no sítio de cultivo. Os erros no fluxo de calor latente dos experimentos com o Noah-MP acoplado ao modelo Eta são em torno de 20 Wm<sup>-2</sup> maiores do que o experimento desacoplado em ambas as estações.

#### c) Fluxo de calor sensível

Na estação chuvosa, os erros no fluxo de calor sensível são próximos entre os experimentos com o modelo Eta/Noah-MP, com valores em torno de 30 Wm<sup>-2</sup>, e menores em relação ao erro gerado pelo experimento DA (45,9 Wm<sup>-2</sup>). Entretanto, nesta mesma estação, os experimentos com o modelo Eta/Noah-MP apresentam uma baixa concordância com a observação (Figura 5.30e), com valores de R<sup>2</sup> de no máximo 0,14 no experimento TI.

Durante a estação seca, os erros no fluxo de calor sensível dos experimentos PA, TI e AR aumentam significativamente para cerca de 90 Wm<sup>-2</sup>. Um fator que contribui para este aumento do erro é a superestimativa de aproximadamente 600 Wm<sup>-2</sup> no final da série, devido à redução da umidade do solo em 10 cm simulada por estes experimentos. Este incremento no RMSE também é percebido na temperatura do solo em 10 cm.

Em compensação, nesta estação os padrões do fluxo de calor sensível estão mais de acordo com a observação em relação a estação chuvosa,

apresentando valores de  $R^2$  acima de 0,3, chegando a 0,42 no experimento TI.

As séries do fluxo de calor sensível são coerentes com o que foi encontrado nos padrões espaciais, que mostram um aumento na magnitude do experimento TI, comparado aos experimentos PA e AR.

# 5.2.3.1.3.2 Ciclo diurno

A Figura 5.31 mostra o ciclo diurno da radiação líquida absorvida pela superfície e dos fluxos de calor latente e sensível simulados nos experimentos PA, TI, AR e DA e observado durante as estações chuvosa e seca no sítio de cultivo.

# a) Radiação líquida absorvida pela superfície

Em geral, todos os experimentos capturam o padrão observado do ciclo diurno da radiação líquida (Figura 5.31a,b). Os experimentos com o modelo Eta/Noah-MP superestimam a magnitude da radiação líquida, principalmente na estação chuvosa.

Nota-se que a magnitude do ciclo diurno da radiação líquida do experimento TI é menor do que os experimentos PA e AR, o que está de acordo com os campos espaciais. O ciclo diurno destes experimentos apresenta um atraso de aproximadamente 1 hora em relação à observação e ao experimento DA durante a estação seca.



Figura 5.31 – Ciclo diurno horário (GMT) da radiação líquida absorvida pela superfície (a,b) e dos fluxos de calor latente (c,d) e sensível (e,f) dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de cultivo. As unidades são Wm<sup>-2</sup>.

#### b) Fluxo de calor latente

A magnitude do ciclo diurno do fluxo de calor latente de todos os experimentos é próxima ao ciclo observado (Figura 5.31c,d), principalmente na estação chuvosa. O ciclo do fluxo de calor latente do experimento TI é maior em relação aos experimentos PA e AR, o que está de acordo com os campos espaciais.

Para a localização do sítio de cultivo, o experimento PA produz mais evaporação em relação ao experimento AR em ambas as estações. Isto ocorre porque no experimento PA o ponto de grade correspondente possui uma vegetação de floresta, enquanto no experimento AR a vegetação no ponto de grade é uma cobertura de cultivos. Desta forma, as diferenças entre ambos experimentos são originadas principalmente pela consideração de diferentes coberturas vegetais, decorrentes das diferenças na resolução utilizada e da utilização da vegetação dominante para representar o ponto de grade. No caso do experimento TI, o ponto de grade considera as proporções dos diferentes usos.

Nota-se que o fluxo de calor latente dos experimentos com o modelo Eta/Noah-MP é maior que o observado e o simulado no experimento DA após o meio dia, apresentando um deslocamento no pico em ambas as estações.

#### c) Fluxo de calor sensível

Os experimentos com o modelo Eta/Noah-MP representam melhor o ciclo diurno do fluxo de calor sensível, comparado ao experimento DA (Figura 5.31e,f), principalmente na estação chuvosa. Entretanto, nota-se que os experimentos acoplados com o Eta produzem um ciclo menor do que o observado, com um atraso de 3 horas em ambas as estações. O experimento TI reduz este encurtamento do ciclo. A magnitude do fluxo de calor sensível é maior no experimento TI do que nos outros experimentos, o que é coerente com os campos espaciais.

#### 5.2.3.1.4 Precipitação

A Figura 5.32 apresenta o ciclo diurno da precipitação dos experimentos PA, TI e AR e da observação durante a estação chuvosa (a) e seca (c). Como pode ser visto nestas figuras, há uma diferença significativa entre a ordem de grandeza da observação e dos experimentos, portanto, as Figuras 5.32b e d foram geradas para que os experimentos fossem analisados com maior clareza.

Comparando as Figuras 5.32a e b, e 5.32c e d, em geral os padrões do ciclo diurno da precipitação dos experimentos tendem a seguir o padrão observado, embora a magnitude seja muito inferior à observação. Na estação chuvosa, o experimento TI produz mais chuva durante a madrugada em relação aos outros experimentos, e menos chuva durante o dia. Na estação seca, o experimento TI gera menos chuva ao longo de todo o ciclo do que os demais experimentos.



Figura 5.32 – Ciclo diurno horário (GMT) da (a,c) precipitação observada (curvas pretas) e dos experimentos (b,d) PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), e AR (curvas azuis), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de cultivo. A unidades é mm h<sup>-1</sup>.

# 5.2.3.2 Sítio de floresta (km 83)

# 5.2.3.2.1 Umidade do solo em 10 cm de profundidade

O solo em 10 cm de profundidade dos experimentos com o modelo Eta/Noah-MP no sítio de floresta é mais seco em relação à observação e ao experimento desacoplado em ambas as estações (Figura 5.33a,b). Este resultado ocorre devido a falta de chuva gerada pelo modelo Eta/Noah-MP.

O padrão de decaimento exponencial da umidade do solo dos experimentos com o Eta/Noah-MP também permanece neste ponto de grade. Portanto, os resultados estatísticos apresentados na Tabela 5.5 não são satisfatórios para a umidade do solo dos experimentos do Noah-MP acoplado ao modelo Eta.



- Figura 5.33 Séries horarias da umidade (a,b) e temperatura (c,d) do solo em 10 cm de profundidade dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de floresta. As unidades da umidade e temperatura do solo são m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> e °C, respectivamente.
- Tabela 5.5 Valores do RMSE e R<sup>2</sup> (entre parênteses) da umidade (Usolo10) e temperatura (Tsolo10) do solo em 10 cm de profundidade, da radiação líquida absorvida pela superfície (Rn), dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H), simulados pelos experimentos PA, TI, AR e DA, durante as estações chuvosa e seca no sítio de floresta. As unidades do RMSE estão em m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>,<sup>o</sup>C e Wm<sup>-2</sup>, respectivamente.

		Estação (	chuvosa		Estação seca					
		RMSE	$E(R^2)$		RMSE (R <sup>2</sup> )					
	PA TI A		AR	DA	PA	TI	AR	DA		
Usolo10	0,153(0,03)	0,155(0,03)	0,149(0,02)	0,048(0,17)	0,155(0,39)	0,159(0,38)	0,16(0,34)	0,04(0,01)		

Tsolo10	4,01(0,002)	3,86(0,0005)	4,05(0,001)	1,41(0,01)	3,88(0,05)	3,92(0,06)	4,52(0,05)	1,48(0,0004)
Rn	177,2(0,7)	165,4(0,72)	177,7(0,71)	48,3(0,95)	133,7(0,77)	120,7(0,79)	136,9(0,77)	44,0(0,97)
LE	93,7(0,55)	95,8(0,56)	92,7(0,56)	78,8(0,7)	115,3(0,54)	115,3(0,56)	120,3(0,5)	81,8(0,8)
Н	50(0,28)	44,2(0,38)	49(0,33)	43,5(0,49)	77,3(0,18)	99,6(0,24)	99,8(0,17)	52,7(0,73)

# 5.2.3.2.2 Temperatura do solo em 10 cm de profundidade

Os experimentos PA, TI e AR superestimam a temperatura do solo em 10 cm de profundidade durante toda a série em relação à observação e ao experimento DA durante ambas as estações (Figura 5.33c,d), com valores de RMSE em torno de 4°C (Tabela 5.5).

Nas duas estações avaliadas, a temperatura do solo de todos os experimentos apresenta uma variabilidade maior do que é observado para floresta, embora a cobertura da vegetação de todos os experimentos neste ponto de grade seja predominantemente de floresta. Com isto, os resultados do R<sup>2</sup> para a temperatura destes experimentos não são satisfatórios.

Assim como no sítio de cultivo, a temperatura do solo em 10 cm dos experimentos com o Eta/Noah-MP aumenta significativamente em torno de 10°C no final da série durante a estação seca. Este resultado tem relação com o decaimento da umidade do solo gerado pelo Eta/Noah-MP.

# 5.2.3.2.3 Fluxos de energia

# 5.2.3.2.3.1 Séries horárias

# a) Radiação líquida absorvida pela superfície

O padrão da radiação líquida absorvida pela superfície nos experimentos com o modelo Eta/Noah-MP no sítio de floresta apresenta uma boa concordância com a observação (Figura 5.34a,b) nas estações chuvosa e seca, cujo valores de R<sup>2</sup> estão acima de 0,7 (Tabela 5.5). Em geral, os experimentos com o Eta/Noah-MP tendem a superestimar a radiação líquida.

Apesar disso, o experimento TI tem os melhores resultados de RMSE e R<sup>2</sup> nas duas estações avaliadas, comparado aos demais experimentos. Na estação chuvosa, o erro na radiação líquida do experimento TI é em torno de 12 Wm<sup>-2</sup> inferior aos erros dos demais experimentos com o Eta/Noah-MP. Na estação seca, o erro do experimento TI é 13 Wm<sup>-2</sup> menor do que o experimento PA, 17 Wm<sup>-2</sup> menor do que o experimento AR.



Figura 5.34 – Séries horarias da radiação líquida absorvida pela superfície (a,b) e dos fluxos de calor latente (c,d) e sensível (e,f) dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de floresta. As unidades são Wm<sup>-2</sup>.

#### b) Fluxo de calor latente

O padrão do fluxo de calor latente dos experimentos PA, TI e AR estão próximos ao padrão observado (Figuras 5.34c,d), com valores de R<sup>2</sup> acima de 0,5 (Tabela 5.5). Os erros dos experimentos com o Eta/Noah-MP são maiores do que os erros do experimento DA em torno de 17 Wm<sup>-2</sup> na estação chuvosa e cerca de 38 Wm<sup>-2</sup> na estação seca. Estas diferenças estão associadas à tendência de subestimativa do fluxo de calor latente em alguns picos e de superestimativa nos períodos de mínimo de evaporação dos experimentos com Eta/Noah-MP.

Nota-se que em alguns picos da série, principalmente na estação chuvosa, o fluxo de calor latente do experimento TI é maior em relação aos demais experimentos, o que é coerente com os campos espaciais. Na estação chuvosa, o erro no fluxo de calor latente do experimento TI é em torno de 3 Wm<sup>-2</sup> mais elevado do que o experimento AR, que possui o menor erro entre os experimentos que utilizam o modelo Eta/Noah-MP. Na estação seca, os erros dos experimentos PA e TI são praticamente iguais e menores 5 Wm<sup>-2</sup> em relação ao experimento AR.

#### c) Fluxo de calor sensível

As séries do fluxo de calor sensível dos experimentos com o modelo Eta/Noah-MP não apresentam uma boa concordância com a observação, principalmente na estação seca (Figura 5.34e,f). Nesta estação, os experimentos PA, TI e AR superestimam o fluxo de calor sensível em até 600 Wm<sup>-2</sup> no final da série, o que está associado à baixa umidade do solo simulada.

A magnitude do fluxo de calor sensível do experimento TI é maior em relação aos experimentos PA e AR na maioria dos picos de máximos valores, principalmente durante a estação chuvosa, o que concorda com os campos espaciais.

Na estação chuvosa, o experimento TI apresenta os melhores resultados de RMSE e R<sup>2</sup> no fluxo de calor sensível, em relação aos demais experimentos acoplados. Para esta estação, o erro do experimento TI é quase 6 Wm<sup>-2</sup> inferior ao erro máximo encontrado, que é no experimento PA, e menos de 1 Wm<sup>-2</sup> maior do que o erro do experimento DA. Na estação seca, os erros no fluxo de calor sensível dos experimentos TI e AR são iguais a aproximadamente 100 Wm<sup>-2</sup>, o que é cerca de 22 Wm<sup>-2</sup> maior que o erro encontrado no experimento PA.

# 5.2.3.2.3.2 Ciclo diurno

#### a) Radiação líquida absorvida pela superfície

Todos os experimentos conseguem capturar o padrão do ciclo diurno da radiação líquida absorvida pela superfície nas estações chuvosa e seca (Figuras 5.35a,b). Entretanto, os experimentos com o modelo Eta/Noah-MP superestimam a radiação líquida, principalmente na estação chuvosa.

O ciclo diurno da radiação líquida nos experimentos acoplados está deslocado em 1 hora em relação à observação e ao experimento DA durante a estação seca. Não há diferenças consideráveis do ciclo diurno da radiação líquida entre os experimentos PA, TI e AR em ambas as estações. Entretanto, nota-se que o experimento TI reduz levemente a radiação, sinal este que é coerente com os campos espaciais.



Figura 5.35 – Ciclo diurno horário (GMT) da radiação líquida absorvida pela superfície (a,b) e dos fluxos de calor latente (c,d) e sensível (e,f) dos experimentos PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), AR (curvas azuis), e DA (curvas cinzas), e da observação (curvas pretas), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de floresta. As unidades são Wm<sup>-2</sup>.

#### b) Fluxo de calor latente

A magnitude do ciclo diurno do fluxo de calor latente de todos os experimentos é próxima à magnitude observada nas estações chuvosa e seca (Figura 5.35c,d). Porém, os experimentos PA, TI e AR produzem um padrão do ciclo diurno do fluxo de calor latente diferente do padrão observado, mantendo uma taxa de evaporação por mais horas durante ambas as estações.

No experimento TI o fluxo de calor latente é mais elevado comparado aos demais experimentos com o Eta/Noah-MP, principalmente na estação chuvosa. Este sinal também foi encontrado nos campos médios espaciais para a maior parte do domínio.

#### c) Fluxo de calor sensível

Todos os experimentos com o Eta/Noah-MP apresentam o ciclo diurno do fluxo de calor sensível menor do que o ciclo observado, com um atraso de 1 hora em relação à observação e ao experimento DA, que é melhorado pelo experimento TI (Figura 5.35e,f). Os experimentos PA, TI e AR subestimam o fluxo de calor sensível na estação chuvosa, e superestimam na estação seca, inclusive o experimento DA. O experimento TI aumenta o fluxo de calor sensível, comparado aos outros experimentos com o modelo Eta/Noah-MP nas duas estações, o que concorda com os campos espaciais da seção 5.2.2.

#### 5.2.3.2.4 Precipitação

A Figura 5.36 mostra o ciclo diurno da precipitação dos experimentos PA, TI e AR e da observação no sítio de floresta durante a estação chuvosa (a) e seca (c). No sítio de floresta também há uma diferença significativa entre a ordem de grandeza da observação e dos experimentos, portanto, as Figuras 5.36b e d foram construídas para que os experimentos fossem analisados com maior clareza.

Em geral, os padrões do ciclo diurno da precipitação dos experimentos seguem o padrão observado, embora a magnitude das simulações seja significativamente menor do que a observação. Na estação chuvosa, o experimento TI superestima a precipitação durante a madrugada em relação aos outros experimentos, e subestima durante o dia. Na estação seca, a chuva do experimento TI é menor do que a chuva simulada pelos demais experimentos durante todo o ciclo.



Figura 5.36 – Ciclo diurno horário (GMT) da precipitação observada (a,c;curvas pretas) e dos experimentos (b,d) PA (curvas vermelhas), TI (curvas verdes), e AR (curvas azuis), durante a estação chuvosa e seca, respectivamente, no sítio de floresta. A unidades é mm h<sup>-1</sup>.

# 5.2.3.3 Discussões

O modelo Eta/Noah-MP não simula a precipitação corretamente na maior parte da área de estudo em ambas as estações, o que reflete na umidade do solo, que foi significativamente subestimada, com valores próximos ao ponto de murcha, nos dois pontos de grade próximos aos sítios experimentais, independente da cobertura vegetal. O padrão simulado da umidade do solo ao longo das séries parece seguir um padrão de decaimento exponencial, entretanto, este decaimento não é suave, pois tem variações com a chuva. Isto é, o conteúdo de água no solo responde aos eventos de precipitação conforme o esperado.

No sítio de floresta, todos os experimentos, inclusive o experimento DA, produzem variabilidade na temperatura do solo que não é observada para a floresta em ambas as estações. Os experimentos com o Eta/Noah-MP no sítio de floresta superestimam a temperatura em relação à observação nas estações chuvosa e seca. Na estação seca, há um salto de quase 10°C da temperatura do solo no final da série simulada pelos experimentos acoplados em ambos os sítios, o que está relacionado com a subestimativa na simulação da umidade do solo em função da falta de chuva, quando o conteúdo de água no solo atinge valores inferiores a 0,2 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, próximos ao ponto de murcha.

Geralmente, todos os experimentos simulam adequadamente os padrões da radiação líquida e do fluxo de calor latente nas estações chuvosa e seca em ambos os sítios. Entretanto, estes experimentos superestimam a radiação líquida nos dois sítios, o que pode estar relacionado com a quantidade insuficiente de chuva simulada na região, o que poderia implicar numa redução da nebulosidade, e consequentemente, num aumento da quantidade de radiação líquida absorvida pela superfície. Chou et al. (2007) encontraram valores da magnitude do ciclo diurno da radiação líquida simulados pelo Eta/Noah em Rondônia, próximos aos experimentos com o Eta/Noah-MP.

O fluxo de calor latente dos experimentos com o modelo Eta/Noah-MP apresenta erros principalmente na magnitude simulada de alguns picos e na superestimativa gerada nos períodos da série com valores mínimos de evaporação, que chegam a ser negativos na observação, durante as duas estações e em ambos os sítios. Esta manutenção de uma produção constante de evaporação fica evidente no ciclo diurno, produzindo um padrão diferente do padrão observado. Este comportamento foi também observado nos ciclos diurnos simulados pelo Eta/Noah em Rodríguez et al. (2014) e Chou et al. (2007) em áreas de floresta em Rondônia, porém com uma menor magnitude, o que não influenciou na determinação do padrão do ciclo diurno.

Estas diferenças podem estar relacionadas ao tempo de integração, que no caso destes outros trabalhos eram menores do que as simulações deste estudo. A simulação do Noah-MP desacoplado não apresenta este erro, dado que este experimento tem um período maior de spin-up e é forçado por dados observados.

Os erros no fluxo de calor sensível de todos os experimentos com o modelo Eta/Noah-MP aumentam significativamente da estação chuvosa para a estação seca nos dois sítios. Este resultado é causado pelo aumento brusco da temperatura do solo em 10 cm e do fluxo de calor sensível no final da série, durante a estação seca, devido provavelmente aos baixos valores da umidade do solo simulada por estes experimentos.

Em ambos os sítios, o ciclo diurno do fluxo de calor sensível dos experimentos acoplados é menor em relação ao ciclo observado e simulado pelo experimento DA, com um atraso de 3 horas no sítio de cultivo e de 1 hora no sítio de floresta, durante as estações chuvosa e seca. Isto deve ocorrer por compensação do balanço de energia, pois o ciclo do fluxo de calor latente simulado é mais longo do que o ciclo observado. Este resultado encontrado no fluxo de calor sensível é diferente do encontrado na simulação com o Eta/Noah em Rondônia de Chou et al. (2007), que apresentam o ciclo diurno do fluxo de calor sensível em fase com o ciclo observado. Por outro lado, Chou et al. (2002) sugerem que erros no ciclo diurno simulado pelo modelo de superfície acoplado no Eta estão associados com a radiação solar incidente fornecida pelo modelo atmosférico.

Todos os experimentos simulam a convecção adequadamente, através da concordância com os padrões observados durante as estações chuvosa e seca em ambos os sítios. Entretanto, o modelo Eta/Noah-MP subestima significativamente a quantidade de precipitação de acordo com a observação. Chou et al. (2007) encontraram em um evento de precipitação específico em Rondônia uma subestimativa na precipitação simulada pelo Eta em torno de 30 mm.

Com base nos resultados estatísticos, o modelo Eta/Noah-MP geralmente tem uma melhor atuação no sítio de cultivo, comparado ao sítio de floresta. Este resultado pode ter sido afetado pela pouca profundidade radicular utilizada no sitio de floresta. Não obstante, este comportamento também foi encontrado nas simulações com o modelo Noah-MP desacoplado apresentadas no Capítulo 4, em que a profundidade radicular é de 10 metros. Isto sugere que as diferenças estão associadas com a adequação dos valores dos parâmetros utilizados em cada um dos sítios.

Todos os experimentos apresentam resultados semelhantes entre si com relação às variáveis avaliadas em cada sítio, até mesmo no experimento AR, onde os pontos de grade próximos a cada um dos sítios apresentam coberturas predominantes diferentes. Este resultado não corresponde com a observação, que apresenta diferenças entre as variáveis em cada sítio. Notase que a dispersão da observação entre os sítios é muito maior em relação aos experimentos com o modelo Eta/Noah-MP (Figura 5.37). Este resultado pode ser explicado porque a evaporação está sendo controlada pela condição de solo muito seco, independente do uso da terra. E também devido à profundidade do sistema radicular ser a mesma em ambas as coberturas.



Figura 5.37 – Fluxo de calor latente horário (Wm<sup>-2</sup>) dos sítios de floresta (km83) e de cultivo (km77) da observação (a), e dos experimentos PA (b), TI (c) e AR (d), durante a estação chuvosa.

Apesar das similaridades encontradas entre os experimentos com o modelo Eta/Noah-MP, em geral o experimento com o uso da aproximação *tile* apresenta diferenças em relação aos outros experimentos, apresentando uma resposta coerente com os campos espaciais avaliados na seção 5.2.2. Na estação seca, o experimento TI subestima a precipitação em relação aos demais experimentos nos sítios de cultivo e de floresta, o que aponta para uma redução na chuva simulada com a representação da variabilidade de subgrade da superfície. A redução da variabilidade da temperatura do solo do experimento TI está associado ao método da aproximação *tile*, que realiza

uma média ponderada de acordo com a proporção dos usos, o que geralmente tende a suavizar a variável resultante.

O experimento com a aproximação *tile* apresenta os melhores resultados estatísticos em relação aos outros experimentos na radiação líquida em ambas as estações e nos dois sítios, no fluxo de calor latente durante a estação chuvosa no sítio de cultivo, e durante a estação seca no sítio de floresta, e no fluxo de calor sensível durante a estação chuvosa no sítio de floresta.

No entanto, há incertezas nas observações que precisam ser consideradas na análise de desempenho de modelos. Além disso, os sítios experimentais estão localizados no entorno de Santarém (região II), que é influenciada pela dinâmica local (p.ex., LU et al., 2005), cuja aproximação *tile* teve o menor impacto comparado à outras regiões fragmentadas.

# 6 POTENCIAIS IMPACTOS DO DESFLORESTAMENTO NA SIMULAÇÃO DO CLIMA LOCAL

Os resultados apresentados neste capítulo foram realizados como um objetivo complementar de avaliar os potenciais impactos da fragmentação considerada no mapa de vegetação da Figura 5.1, que se refere ao desflorestamento de 2003, na simulação do clima local.

# 6.1 Metodologia

Para atingir este objetivo complementar, foram realizadas duas simulações com o modelo Eta/Noah-MP configurado na resolução espacial de 2 km, sem o uso da aproximação *tile*, e com alterações no mapa de vegetação usado no estudo (Figura 5.1), para março e setembro de 2003. Para estas simulações foi retirada todas as classes de usos da terra do mapa de vegetação, permanecendo apenas a vegetação nativa, ou seja, floresta, savana e água.

Com exceção do mapa de vegetação, a configuração destas simulações que chamamos de experimento controle (CTL) é a mesma do experimento alta resolução (AR), apresentado no capítulo anterior. Com isto, as simulações dos experimentos AR e CTL são comparadas para a avaliação dos potenciais impactos. Ou seja, a escala da fragmentação considerada é de 2 km, referente ao mapa de vegetação dominante na grade do experimento AR (Figura 6.1a). A Figura 6.1b mostra que as classes de usos não estão mais presentes no experimento CTL. Portanto, as diferenças entre as simulações dos experimentos AR e CTL serão analisadas nas três regiões com maior fragmentação durante a estação chuvosa e seca.



Figura 6.1 – Mapas de vegetação dominante do (a) experimento AR, e do (b) experimento CTL. As cores nos mapas correspondem a classe de cobertura e uso da terra: (verde) floresta, (laranja) agricultura, (amarelo) pastagem, (roxo) savana, (rosa) solo exposto, (cinza) áreas urbanas, (vermelho) vegetação secundária, (azul) água. Os eixos horizontal e vertical se referem aos números de pontos usados no modelo na longitude e latitude, respectivamente.

# 6.2 Resultados

Para avaliar os potenciais impactos da fragmentação presente na escala de 2 km na simulação do clima local são apresentadas as diferenças dos campos médios da precipitação, dos fluxos de calor latente, sensível, e do solo, da radiação de onda longa emitida pela superfície e líquida absorvida pela superfície, da temperatura à superfície, do albedo à superfície, da magnitude do vento a 10 m, da umidade e temperatura do solo em 10 cm e 2 m, entre os experimentos AR e CTL durante a estação chuvosa e seca. Em todas as figuras as três regiões com maior fragmentação estão marcadas em preto.

# 6.2.1 Estação chuvosa

Na região I, não há uma resposta da precipitação à fragmentação durante a estação chuvosa (Figura 6.2a). Este resultado pode ter sido influenciado pela precipitação excessiva gerada sobre os rios em todos os experimentos, independente da cobertura da vegetação. Na região II, há um sinal de aumento da chuva em algumas áreas. Na região III, o sinal da resposta da chuva à fragmentação da região não é claro, pois há áreas com aumento e redução. Nas áreas próximas ao rio Tapajós, incluindo a região com o padrão radial, há um aumento da precipitação. No entanto, nota-se uma redução da chuva no extremo leste da região onde a concentração da fragmentação espinha de peixe é mais intensa. A magnitude destas diferenças é de até 0,4 mm dia<sup>-1</sup>.



Experimento AR – Experimento CTL

Figura 6.2 – Diferença dos campos médios mensais de março de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Continua.



Figura 6.2 – Diferença dos campos médios mensais de março de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Continua.



Figura 6.2 – Diferença dos campos médios mensais de março de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Continua.



Figura 6.2 – Diferença dos campos médios mensais de março de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Conclusão.

A fragmentação nas três regiões reduzem o fluxo de calor latente em até 10 Wm<sup>-2</sup> (Figura 6.2b). Na região III, há pequenas áreas com um aumento do fluxo de calor latente. Nota-se que o fluxo de calor sensível (Figura 6.2c) e a radiação de onda longa emitida (Figura 6.2e) diminuem nas três regiões fragmentadas, devido a redução da temperatura à superfície (Figura 6.2g), em função do aumento do albedo (Figura 6.2h). O fluxo de calor no solo (Figura 6.2d) diminui nas regiões I e II, e aumenta na região III, em resposta à fragmentação.

A radiação líquida aumenta nas regiões I e II e diminui na região III. Este aumento da radiação líquida ocorre por compensação devido a redução dos fluxos turbulentos nas regiões I e II. Enquanto a redução da radiação líquida na região III mesmo com o decréscimo da radiação de onda longa, pode ser explicada pelo aumento do fluxo de calor no solo nesta região. Nota-se que na fragmentação radial o sinal da temperatura à superfície e da radiação de onda longa emitida é de aumento, onde o aumento do albedo é mais intenso em relação as outras regiões fragmentadas. O vento é reduzido nas três regiões, principalmente na região I. Entretanto, não há um sinal claro do vento na fragmentação radial. O sinal da umidade e temperatura nas camadas de solo de 10 cm e 2 m é de redução nas três regiões fragmentadas.

Nota-se que as perturbações nas interações rio-continente são intensificadas a partir de pequenos desflorestamentos.

# 6.2.2 Estação seca

Há um aumento da precipitação durante a estação seca nas regiões I e III, principalmente na região I. A precipitação não responde à fragmentação da região II. Nas três regiões fragmentadas há uma redução no fluxo de calor latente e sensível. Nota-se que o fluxo de calor latente aumenta em pequenas áreas na região III. Embora haja um aumento da temperatura à superfície nas três regiões, a redução do fluxo de calor sensível é explicada pela redução do gradiente de temperatura. O fluxo de calor no solo diminui na região I e aumenta na região III. Com o aumento da temperatura à superfície, da radiação de onda longa e do albedo, há uma redução da radiação líquida nas três regiões. Observa-se que os sinais avaliados na região I se referem a leste desta região, que é onde se encontra a maior concentração de desflorestamento (Figura 6.1a). Na região III, nota-se que há também sinais de aumento da radiação líquida, mas o sinal é de redução em torno do padrão espinha de peixe. A magnitude do vento aumenta nas regiões I e na fragmentação radial na região III, e diminui nas demais áreas. O sinal da umidade e temperatura nas camadas de solo de 10 cm e 2 m é de redução e aumento nas três regiões fragmentadas, respectivamente.



Experimento AR – Experimento CTL

Figura 6.3 – Diferença dos campos médios mensais de setembro de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Continua.



Figura 6.3 – Diferença dos campos médios mensais de setembro de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Continua.



Figura 6.3 – Diferença dos campos médios mensais de setembro de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Continua.



Figura 6.3 – Diferença dos campos médios mensais de setembro de 2003 da (a) precipitação, dos fluxos de calor (b) latente, (c) sensível, e (d) no solo, da (e) radiação de onda longa emitida pela superfície, (f) da radiação líquida absorvida pela superfície, da (g) temperatura à superfície, do (h) albedo à superfície, da (i) magnitude do vento a 10 m, da umidade do solo em (j) 10 cm e (l) 2 m, e da temperatura do solo em (m) 10 cm e (n) 2 m, entre os experimentos AR e CTL. Conclusão.

# 6.3 Discussões

Durante a estação chuvosa, a redução da evaporação nas três regiões fragmentadas não é suficiente para causar o aumento da temperatura, o que faz com que o efeito do aumento do albedo seja maior, reduzindo a temperatura. Com isto, há uma redução do fluxo de calor sensível. Mesmo com a redução da temperatura e da radiação de onda longa emitida, há uma redução da radiação líquida na região III, que pode estar associada ao aumento no fluxo de calor no solo.

Em geral, os sinais da resposta climática à fragmentação estão mais de acordo com a maioria da literatura apresentada no capítulo 2 durante a estação seca, principalmente na região I, onde a extensão da fragmentação é maior. Entretanto, o modelo Eta/Noah-MP gera uma redução do fluxo de calor sensível em todas as regiões fragmentadas, que é explicada por uma redução na simulação do gradiente de temperatura.

A redução do fluxo de calor latente nas áreas fragmentadas em ambas as estações é também encontrada nas regiões fragmentadas na simulação com

a aproximação *tile* durante a estação seca. Enquanto a redução no fluxo de calor sensível em ambas as estações não é simulada pelo experimento *tile* nas duas estações.

Assim como foi encontrado na simulação com o uso da aproximação *tile*, não há um consenso quanto à resposta da precipitação nas regiões fragmentadas. Porém na estação seca, o sinal da precipitação é de aumento nas duas regiões mais fragmentadas I e III.

Os maiores impactos do uso da terra na simulação do clima local ocorrem na região I, onde a extensão da fragmentação é maior, enquanto os menores impactos ocorrem na região II, que apresenta a menor extensão de fragmentação na escala espacial de 2 km. Estes resultados indicam que o grau dos impactos no clima local se relacionam com a escala da fragmentação, conforme discutido em Saad et al. (2010), D'Almeida et al. (2007) e Baidya Roy e Avissar (2002). Portanto, é importante a consideração de um domínio que seja grande o suficiente para representar determinadas extensões espaciais de fragmentação. Isto limita o uso de alta resolução, o que ressalta a relevância do uso de parametrizações que representam as heterogeneidades da superfície, como por exemplo, a aproximação *tile*, principalmente para integrações longas.

Os resultados sugerem que quando se considera a fragmentação local, os sinais da resposta climática simulada podem ser diferentes do encontrado na literatura, muitas vezes demonstrada através de experimentos com grandes extensões de desflorestamento, que geralmente não representa a realidade. A Tabela 6.1 mostra um resumo sobre os sinais dos potenciais impactos da fragmentação nas três regiões de maior concentração na simulação do clima local, nas estação chuvosa e seca.

Tabela 6.1 - Sinais dos potenciais impactos da fragmentação nas três regiões de maior concentração na simulação do clima local, nas estação chuvosa e seca. As variáveis avaliadas são: precipitação (P), fluxos de calor latente (LE), sensível (H), e no solo (G), radiação de onda longa emitida (Lw), radiação líquida (Rn), temperatura à superfície (T), albedo (A), magnitude do vento (V), umidade do solo em 10 cm (Um1) e 2 m (Um2), e temperatura do solo em 10 cm (Um1) e 2 m (Um2).

	Estação chuvosa												
	Р	LE	Н	G	Lw	Rn	Т	А	V	Um1	Um2	Ts1	Ts2
I	0	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-
II	+	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-
III	-	-	-	+	-*	-	_*	+	-	-	-	-	-
	Estação seca												
	Р	E	Н	G	Lw	Rn	Т	A	V	Um1	Um2	Ts1	Ts2
I	+	-	-	+	+	-	+	+	+	-	-	+	+
II	0	-	-	-	+	-	+	+	-	-	-	+	+
III	+	-	-	-	+	-	+	+	-**	-	-	+	+

\* aumento da temperatura à superfície e radiação de onda longa emitida pela superfície durante a estação chuvosa.

\*\* aumento do vento na fragmentação radial durante a estação seca

# **7 CONCLUSÕES FINAIS**

O presente trabalho investigam os efeitos da representação das heterogeneidades da superfície na simulação do clima local pelo modelo Eta/Noah-MP em uma região fragmentada da Amazônia, sem a necessidade de aumentar a resolução espacial do modelo. Inicialmente, foram realizadas duas simulações com o Noah-MP em modo desacoplado, uma no sítio de cultivo, e a outra no sítio de floresta, próximos a Santarém, com o objetivo de avaliar o desempenho do modelo forçado com dados observados, e também de testar as opções de parametrizações do modelo. Em seguida, fez-se o acoplamento do modelo de superfície ao modelo regional Eta, e foi incluída uma parametrização para representar a variabilidade espacial da subgrade, através da aproximação tile. Com isto, seis experimentos foram realizados com o modelo Eta/Noah-MP nas resoluções espaciais de 5 km com e sem a aproximação tile, e de 2 km durante os meses de março (estação chuvosa) e setembro (estação seca) de 2003. A área de estudo engloba parte do oeste do Pará e leste do Amazonas, cuja paisagem apresenta áreas fragmentadas e com diferentes padrões de desflorestamento.

As simulações com o modelo Noah-MP desacoplado apresentam resultados satisfatórios, principalmente no sítio de cultivo, apesar de erros, que podem ter sidos causados pela temperatura do solo. Entretanto, as incertezas nas observações devem ser consideradas nas análises de desempenho do modelo.

O modelo Eta/Noah-MP, independente do experimento, produz chuva preferencialmente sobre os rios, principalmente durante a estação chuvosa. Esta chuva simulada provavelmente é disparada por uma produção excessiva de evaporação gerada pelo modelo, o que causa um resfriamento sobre os rios, gerando condensação e formação de nuvens baixas. Este comportamento do Noah-MP pode ser causado pela parametrização usada no tratamento de corpos de água do modelo. O modelo praticamente não produz chuva sobre o continente na área de estudo, o que está associado aos tratamentos dos corpos de água e da convecção no modelo. Isto pode ter

mascarado, em parte, os potenciais impactos da fragmentação da paisagem na precipitação. Entretanto, notam-se diferenças entre a precipitação do experimento com a aproximação *tile* e dos demais experimentos. Porém, não há uma concordância nas simulações quanto ao sinal do impacto da fragmentação da paisagem na precipitação.

Geralmente, com o uso da aproximação *tile* no experimento de 5 km, a resposta à variação da cobertura e uso da terra é maior em relação ao experimento com a mesma resolução sem o uso de *tiles*. Em geral, os padrões dos fluxos turbulentos do experimento de 5 km com a aproximação *tile* se aproximam dos padrões simulados pelo experimento de 2 km sem o uso da aproximação nas regiões com maior fragmentação (regiões I, II e III), principalmente na região III, onde a fragmentação tem maior extensão espacial. O experimento com os *tiles* também apresenta sensibilidade à presença de elementos de menor escala que compõe a paisagem, como por exemplo, os rios Curuá-Una e Iriri, que sem o uso dos *tiles* são percebidos somente no experimento com maior resolução.

Os sinais encontrados da resposta da aproximação *tile* no clima local estão de acordo com a literatura, através da redução da radiação líquida absorvida pela superfície, da umidade do solo, e do fluxo de calor latente, e do aumento da temperatura à superfície, do fluxo de calor sensível, da radiação de onda longa emitida pela superfície, do albedo, e dos ventos próximos à superfície nas três regiões com maior concentração de fragmentação.

Todos os experimentos simulam circulações locais nas regiões fragmentadas I e III, o que indica que estas circulações são geradas em função da fragmentação da paisagem e também da topografia. Contudo, o experimento com a aproximação *tile* apresenta impacto nestas circulações locais, que se tornam mais fortes em relação ao experimento padrão e próximas das circulações simuladas pelo experimento de alta resolução.

Em geral, a camada limite no experimento com *tiles* é mais seca e quente em relação ao experimento de 5km sem *tiles*, principalmente na estação seca.
Os resultados mostram que o padrão de desflorestamento espinha de peixe na região III tem um impacto diferente em relação as demais fragmentação nos padrões das diferenças da umidade específica do ar entre os experimentos de 5 km com e sem a aproximação *tile*. Isto sugere que os tipos de padrões de desflorestamento têm impactos específicos na camada limite. Portanto, os resultados do uso da aproximação *tile* na camada limite sugerem que há um impacto das heterogeneidades da superfície na camada limite, apesar desta aproximação não considerar os efeitos verticais das heterogeneidades acima da camada da superfície do modelo.

A região fragmentada próxima a Santarém (região II) tem o menor impacto no clima local com a utilização da aproximação tile em relação às demais regiões fragmentadas durante as estações chuvosa e seca. Este resultado provavelmente está associado à menor extensão espacial de fragmentação em relação às outras regiões, à topografia, e à influência da dinâmica local da região de confluência entre os rios Tapajós e Amazonas (p.ex., LU et al., 2005). Nesta região estão localizados os sítios experimentais do LBA usados para a validação dos experimentos, que mostram pouca diferenças entre o experimento com a aproximação tile e os demais experimentos. Contudo, os sinais encontrados na resposta foram coerentes com os campos espaciais. E o experimento com a aproximação tile apresenta os melhores resultados estatísticos em relação aos outros experimentos na radiação líquida em ambas as estações e nos dois sítios, no fluxo de calor latente durante a estação chuvosa no sítio de cultivo, e durante a estação seca no sítio de floresta, e no fluxo de calor sensível durante a estação chuvosa no sítio de floresta. Além da influência desta região, a baixa umidade do solo simulada contribui para os resultados da aproximação tile na validação.

Os maiores impactos da aproximação *tile* no clima local ocorrem na estação seca devido à menor influência da grande escala neste período em relação a estação chuvosa, o que permite uma melhor avaliação dos efeitos da superfície no clima local.

155

Em resumo, o tratamento de corpos de água e o esquema de convecção cúmulos do modelo afetaram a simulação da chuva, e consequentemente da umidade solo, que é extremamente baixa na maioria do domínio devido a falta de chuva simulada, com valores próximos ao ponto de murcha em todas as camadas, não existindo diferença na disponibilidade de água a diferentes profundidades. Isto faz com que o controle da transpiração seja exercido principalmente pelas características do solo, com pouco ou nenhuma influência das características da vegetação. Apesar disso, os resultados mostram que o experimento com a aproximação tile consegue simular os padrões dos fluxos turbulentos e as circulações locais de acordo com a simulação de alta resolução. Além disso, a aproximação tile tem impacto na camada limite. Portanto, conclui-se que a representação da variabilidade espacial da subgrade no modelo Eta/Noah-MP através da aproximação tile tem impacto na simulação do clima local. O tempo computacional adiciona uma vantagem ao esquema, que para este estudo foi de 12 horas nos experimentos de 5 km com o uso da aproximação tile, e de 7 dias nos experimentos de 2km sem o uso de tiles.

As simulações de alta resolução sem os *tiles* com a fragmentação representativa do ano de 2003 e apenas com a vegetação nativa foram comparadas. Os resultados indicam que os maiores impactos do uso do solo na simulação do clima local ocorrem na região I, onde a extensão da fragmentação é maior, enquanto os menores impactos ocorrem na região II, que apresenta a menor extensão de fragmentação na escala espacial de 2 km. Estes resultados sugerem que o grau dos impactos no clima local se relacionam com a escala da fragmentação. Portanto, faz-se necessário o uso de um domínio que seja grande o suficiente para representar determinadas escalas de fragmentação, o que limita o uso de alta resolução. Isto ressalta a relevância do uso de parametrizações que representam as heterogeneidades da superfície, como por exemplo, a aproximação *tile*, principalmente para integrações longas.

Com base nos resultados, conclui-se que a hipótese do trabalho de que a utilização da aproximação *tile* responde adequadamente a questões sobre os

impactos das mudanças no uso do solo em áreas fragmentadas da Amazônia, é comprovada. Como trabalhos futuros, sugere-se a realização de integrações sem o tratamento de corpos de água, embora isto não garanta que os impactos não serão mascarados devido ao tratamento da convecção do modelo, entre outros processos de retroalimentação que podem interagir com a superfície. E também sugere-se que a validação da aproximação *tile* seja realizada em outros sítios experimentais na Amazônia.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South-American sector .1. surface climate. **Monthly Weather Review**, v.116, n.3, p.505-524, 1988.

ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L.; DA SILVA, R.; FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; STAEBLER, R. M.; CZIKOWSKY, M. J. Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture. **Global Change Biol.**, v.10, p.886-894, 2004.

ALDRICH, P. R.; HAMRICK, J. L. Reproductive dominance of pasture trees in a fragmented tropical forest mosaic. **Science**, v. 281, p. 103–105. doi:10.1126/science.281.5373.103, 1998.

ALFIERI J. G.; NIYOGI, D.; ZHANG, H.; LEMONE, M. A.; CHEN, F. Quantifying the Spatial Variability of Surface Fluxes Using Data from the 2002 International H2O Project. **Boundary-Layer Meteorological**, v.133, p.323– 341, 2009.

ALVALÁ, R. C. S.; GIELOW, R.; DA ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; <u>LOPES</u>, <u>J. M.</u>; MANZI, A. O.; VON <u>RANDOW</u>, <u>C.</u>; DIAS, M. A. F. S.; CABRAL, O. M. R.; WATERLOO, M. J. Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in Rondônia. **Journal of Geophysical Research**, v.107,D20:10-1-10-20, 2002.

AMENT, F.; SIMMER, C. Improved representation of land-surface heterogeneity in a non-hydrostatic numerical weather prediction model. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.121, p. 153–174, 2006.

ANTHES, R. A. Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions. **J. Clim. Appl. Meteorol.**, v.23, p.541–554, 1984.

ARIMA, E. Y.; WALKER, R. T.; PERZ, S.; SOUZA JR, C. Explaining the fragmentation in the Brazilian Amazonian forest. **Journal of Land Use Science**, DOI: 10.1080/1747423X.2015.1027797, 2015.

AROLA, A.; LETTENMAIER, D. P. Effects of subgrid spatial heterogeneity on GCM-scale land surface energy and moisture fluxes, **Journal of Climate**, v.9, p.1339 –1349, 1996.

AROLA, A. Parameterization of turbulent and mesoscale fluxes for heterogeneous surfaces. **J. Atmos. Sci.**, v.56, p.584–598, 1999.

AVISSAR, R.; CHEN, F. Development and analysis of prognostic equations for mesoscale kinetic energy and mesoscale (subgrid-scale) fluxes for large-scale atmospheric models, **J. Atmos. Sci.**, v.50, p.3751-3774, 1993.

AVISSAR, R .; CHEN, F. An approach to represent mesoscale (subgrid scale) fluxes in GCM's: Demonstrated with simulations of local deforestation in Amazonia. **Hydrol. Science Journal**, 1994.

AVISSAR, R.; LIU, Y. Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land-surface forcing, **J. Geophys. Res.**, v.101, p.7499–7518, 1996.

AVISSAR, R.; PIELKE, R. A. A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. **Monthly Weather Review**, v.117, p.2113-2136, 1989.

AVISSAR, R.; SCHMIDT, T. An evaluation of the scale at which groundsurface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using large-eddy simulations. **J. Atmos. Sci.**, v.55, p.2666–2689, 1998.

BAIDYA ROY, S.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. *J. Geophy. Res.*, v.107, p.8037, 2002.

BAKER, I. T.; HARPER, A. B.; DA ROCHA, H. R.; DENNING, A. S.; ARAÚJO, A. C.; BORMA, L. S.; FREITAS, H. C.; GOULDEN, M. L.; MANZI, A. O.; MILLER, S. D.; NOBRE, A. D.; RESTREPO-COUPE, N.; SALESKA, S. R.; STÖCKLI, R., VON RANDOW, C.; WOFSY, S. C. Surface ecophysiological behavior across vegetation and moisture gradients in tropical South America. **Agric. For Meteorol.**, v.182-183, p.177-188, 2013.

BALL, J. T.; WOODROW, I. E.; BERRY, J. A. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. **Process in Photosynthesis Research**, v.1, p.221–234, 1987.

BARON, J. S.; HARTMAN, M. D.; KITTEL, T. G. F.; BAND, L. E.; OJIMA, D. S.; LAMMERS, R. B. Effects of land cover, water redistribution, and temperature on ecosystem processes in the South Platte Basin. **Ecological Applications**, v.8, p.1037–1051, 1998.

BECKER, B. K. Revisão das políticas de ocupação da Amazônia: é possível identificar modelos para projetar cenários? **Parcerias Estratégicas**, Brasília, v. 12, n. 1, p. 135-159, set. 2001.

BECKER, B. K. Geopolítica da Amazônia. **Estudos Avançados**, São Paulo, v. 19, n. 53, p. 71-86, 2005.

BENCHIMOL, J. L. Amazônia - Formação Social e Cultural. 3 ed - Manaus:

Editora Valer, 2009. 546p.

BENITEZ-MALVIDO, J. Impact of forest fragmentation on seedling abundance in a tropical rain forest. **Conservation Biology**, v. 12, p. 380–389. doi:10.1046/j.1523-1739.1998.96295.x, 1998.

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v.9, n.2, p.265-278, 1994.

BLYTH, E. M. Using a simple SVAT to describe the effect of scale on aggregation. **Bound.-Layer Meteor.**, v.72, p.2113–2136, 1995.

BLYTH, E.; CLARK, D. B.; ELLIS, R.; HUNTINGFORD, C.; LOS, S.; PRYOR, M.; BEST, M.; SITCH, S. A comprehensive set of benchmark tests for a land surface model of simultaneous fluxes of water and carbon at both the global and seasonal scale. **Geosci. Model. Dev.**, v. 4, p.255–269, 2011.

BONAN, G. B., et al. Influence of sub-grid scale heterogeneity in leaf area index, stomatal resistance, and soil moisture on grid-scale land-atmosphere interactions, **Journal of Climate**, v.6, p.1882-1897, 1993.

BOONE, A. A., et al. Evaluation of the WAMME model surface fluxes using results from the AMMA land-surface model intercomparison project. **Clim. Dyn.**, v.35, p.127–142, 2010.

BOSILOVICH, M. G. On the use and validation of mosaic heterogeneity in atmospheric numerical models. **Geophysical Research Letters**, v.29, n.8, 2002.

BOUNOUA, L., et al. Effects of land cover conversion on surface climate. **Climate Change**, v.52, p.29–64, 2002.

BOUNOUA, L.; MASEK, J.; TOURRE, Y. M. Sensitivity of surface climate to land surface parameters: A case study using the simple biosphere model SiB2. **Journal of Geophysical Research**, v.111, D22S09, doi:10.1029/2006JD007309, 2006.

BRADEN, H. Energy fluxes of heterogeneous terrain: averaging input parameters of the Penman Monteith formula. **Agric. Forest Meterol.**, v.75, p.121–133, 1995.

BRINGFELT, B.; HEIKINHEIMO, M.; GUSTAFSSON, N.; PEROV, V.; LINDROTH, A. A new land-surface treatment for HIRLAM—Comparisons with NOPEX measurements. **Agric. For. Meteor.**, v.98-9, p.239–256, 1999.

BROVKIN, V., et al. Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity. **Clim. Dyn.**, v.26, p.587–600, 2006.

BRUNO, R. D.; DA ROCHA, H. R.; DE FREITAS, H. C.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D. Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical forest. **Hydrol. Processes**, v.20, p.2477–2489, 2006.

BRUTSAERT, W. A. **Evaporation into the atmosphere** Dordrecht, Netherlands: D. Reidel, 1982.

CAI, X. M. Large-eddy simulation of the convective boundary layer over an idealized patchy urban surface. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v.125, p.1427–1444, 1999.

CAI, X.; YANG, Z.-L.; XIA, Y.; HUANG, □ M.; WEI, H.; LEUNG, L. R.; EK, M. B. Assessment of simulated water balance from Noah, Noah-MP, CLM, and VIC over CONUS using the NLDAS test bed, □**J. Geophys. Res. Atmos.**, 119, 13,751–13,770, doi:10.1002/2014JD022113, 2014. □

CHARNEY, J. G. Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v.101, p.193–202, 1975.

CHASE, T. N.; PIELKE, R. A.; KITTEL, T. G. F.; BARON, J. S.; STOHLGREN, T. J. Potential impacts on Colorado Rocky Mountain weather due to land use changes on the adjacent Great Plains. **J. Geophys. Res.**, v.104, p.16673–16690, 1999.

CHEHBOUNI, A.; NJOKU, E.G.; LHOMME, J.P.; KERR, Y.H. Approaches for averaging surface parameters and fluxes over heterogeneous terrains. **Journal of Climate**, p.1386–1393, 1995.

CHEN, Z.-Q.; KAVVAS, M. L.; GOVINDARAJU, R. S. Upscaling of Richards equation for soil moisture dynamics to be utilized in mesoscale atmospheric models. In: EXCHANGE PROCESSES AT THE LAND SURFACE FOR A RANGE OF SPACE AND TIME SCALES, *1993, Yokohama. Proceedings...Yokohama: AHS Publ. 1993. no. 212*,p.125-132.

CHEN, Z.-Q.; GOVINDARAJU, R. S.; KAVVAS, M. L. Spatial averaging of unsaturated flow equations for areally heterogeneous fields: development of models. **Wat. Resour.Res.**, v.30, n.2, p.523-533, 1994.

CHEN, F.; AVISSAR, R. The impact of land-surface wetness Heterogeneity on mesoscale heat fluxes. **J. Appl. Meteorol.**, v.33, p.1323-1340, 1994a.

CHEN, F.; AVISSAR, R. Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. **J. Appl. Meteorol.**, v.33, p.1382–1401, 1994b.

CHEN, F.; MITCHELL, K.; SCHAAKE, J.; XUE, Y.; PAN, H. L.; KOREN, V.; DUAN, Q. Y.; EK, K.; BETTS, A. Modeling of Land-Surface Evaporation by Four Schemes and Comparison with FIFE Observations. **J. Geophys. Res**. v.101, p.7251–7268, 1996.

CHEN, F.; JANJIC, Z.; MITCHELL, K. E. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model, **Boundary Layer Meteorol.**, v.85, p.391–421, 1997.

CHEN, F.; YATES, D. N.; NAGAI, H. Land Surface Heterogeneity in the Cooperative Atmosphere Surface Exchange Study (CASES-97). Part I: Comparing Modeled Surface Flux Maps with Surface-Flux Tower and Aircraft Measurements. **Journal of Hydrometeorology**, v.4, p.196-218, 2003.

CHOU; S. C.; LYRA, A. MOURÃO, C.; DERECZYNSKI, C. PILOTTO, I., GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; MARENGO, J. Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios. **American Journal of Climate Change**, v. 3, p. 512-525, 2014.

CHOU, S.C.; MARENGO, J.A.; DERECZYNSKI, C.P.; WALDHEIM, P.V.; MANZI, A.O. Comparison of CPTEC GCM and Eta Model results with observational data from the Rondonia LBA reference site, Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan,** v. 85A, p. 25-42, 2007.

CHOU, S.C.; TANAJURA, C.A.S.; XUE, Y.; NOBRE, C.A. Validation of the Eta/SSiB over South America. **J. Geophys. Res.**, 107, D20, 2002

CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties, **Water Resour. Res.**, v.14, n.4, p.601–604, 1978.

CLARK, D. B.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; JONES, C. D.; GEDNEY, N.; BEST, M. J.; PRYOR, M.; ROONEY, G. G.; ESSERY, R.L.H.; BLYTH, E.; BOUCHER, O.; HARDING, R. J.; COX, P. M. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), Model description – Part2: Carbon fluxes and vegetation. **Geosci. Model. Dev**., v.4, p.641–688, 2011.

CLAUSSEN, M. Estimation of areally-averaged surface fluxes. **Boundary-Layer Meteorol.** v.54, p.387–410, 1991.

COHEN, J. C. P. Radar-Observed Spatial And Temporal Rainfall Variability Near The Tapajós-Amazon Confluence. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. esp., P. 23 - 30, 2014.

COOPER, H. J.; SMITH, E. A.; GU, J.; SHEWCHUK, S. Modeling the impact of averaging on aggregation of surface fluxes over BOREAS, **J. Geophys. Res.**, v.102, p.235–253, 1997.

CORREIA, F.W.S., et al. Modeling the Impacts of Land Cover Change in Amazonian: A Regional Climate Model (RCM) Simulation Study. **Theor. Appl. Clim.**, v.93, p.225-244, 2007.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO2 concentrations on the climate of Amazonia. **J. Clim.**, v.13, p.18–34, 2000.

COURAULT, D.; DROBINSKI, P.; BRUNET, Y.; LACARRERE, P.; TALBOT, C. Impact of surface heterogeneity on a buoyancy- driven convective boundary layer in light winds. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.124, p.383–403, 2007.

CUTRIN, E.; MARTIN, D. W.; RABIN, R. Enhancement of cumulus clouds over deforested lands in Amazonia. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.76, p.1801–1805, 1995.

D'ALMEIDA, C.; VOROSMARTY, C. J.; HURTT, G. C.; MARENGO, J. A.; DINGMAN, S. L.; KEIM, B. D. Review: The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. **Int. J. Climatol**. v. 27, p. 633–647, 2007. □

de GONCALVES, L.G.G.; RESTREPO-COUPE, N.; DA ROCHA, H. R.; SALESKA, S. R.; STOCKLI, R. **LBA-ECO CD-32 LBA Model Intercomparison Project (LBA-MIP) Forcing Data**. Data set., Oak Ridge, Tennessee, U.S.A: Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, 2001. Available on-line [http://www.daac.ornl.gov]

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

DALU, G. A.; PIELKE, R. A. Vertical heat fluxes generated by mesoscale atmospheric flow induced by thermal inhomogeneities in the PBL. **J. Atmos. Sci.**, v.50, p.919–926, 1993.

DALU, G. A.; PIELKE, R. A.; BALDI, M.; ZHENG, X. Heat and momentum fluxes induced by thermal inhomogeneities. **J. Atmos. Sci.**, v.53, p.3286–3302, 1996.

DECHARME, B. Influence of runoff parameterization on continental hydrology: Comparison between the Noah and the ISBA land surface models. **Journal of Geophysical Research**, v.112, D19108, doi:10.1029/2007JD008463, 2007.

DECHARME, B.; DOUVILLE, H. Global validation of the ISBA Sub-Grid Hydrology. **Climate Dyn.**, v.29, p.21–37, 2007.

DESBOROUGH, C. E. Surface energy balance complexity in GCM land surface models. **Climate Dyn.**, v.15, p.389–403, 1999.

DESBOROUGH, C. E.; PITMAN, A. J.; MCAVANEY, A. Surface energy balance complexity in GCM land surface models. Part II: Coupled simulations. **Climate Dyn.**, v.17, p.615–626, 2001.

DICKINSON, R. E.; SHAIKH, M.; BRYANT, R.; GRAUMLICH, L. Interactive canopies for a climate model, **J. Clim.**, 11, 2823–2836, doi:10.1175/1520-0442, 1998.

DIRMEYER, P. A. et al. The Sensitivity of Surface Fluxes to Soil Water Content in Three Land Surface Schemes. **Journal of Hydrometeorology**, v. 1, p. 121-134, 2000.

DOLMAN, A. J.; BLYTH, E. M. Patch scale aggregation of heterogeneous land surface cover for mesoscale meteorological models. **J. Hydrology**, v.190, p.252–268, 1997.

DOLMAN, A. J.; SILVA DIAS, M. A.; CALVET, J-C.; ASHBY, M.; TAHARA, A. S.; DELIRE, C.; KABAT, P.; FISCH, G. A.; NOBRE, C. A. Mesoscale effects of tropical deforestation in Amazonia: preparatory LBA modeling studies. **Annales Geophysicae**, v. 17, p. 10095–11110, 1999.

DUCOUDRÉ, N. I.; LAVAL, K.; PERRIER, A. SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land–atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. **J. Climate**, v.6, p.248–273, 1993.

EAGLESON, P.S. Climate, soil and vegetation. **Water Resources Research**, v. 14, p. 705–776, 1978.

EK, M. B.; MITCHELL, K. E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMMANN, 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. **Journal of Geophysical Research**, v.108, p.12-15, 2003.

ELTAHIR, E. A. B.; BRAS, R. L. Precipitation recycling in the Amazon Basin. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v.120, p.861–880, 1994.

ENTEKHABI, D.; EAGLESON, P. Land surface hydrology parameterization for the atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability, **J. Clim.**, v.2, p.816-831, 1989.

ESSERY, R. L. H. Modelling fluxes of momentum, sensible heat and latent heat over heterogeneous snow cover. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.123, p.1867–1883, 1997.

ESSERY, R. L. H., et al. Explicit Representation of Subgrid Heterogeneity in a GCM Land Surface Scheme. **J. Hydrometeorology**, v.4, p.530-543, 2003.

FALESI, I. C.; DOS SANTOS, W. H. P.; VIEIRA, L. S. **Os solos da colônia agrícola de Tomé-Açu**. Belém: IPEAN, 1964. 93p. IPEAN Boletim técnico.

FAMIGLIETTI, J. S.; WOOD, E. F. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. **Water Resour. Res.**, v.30, p.3061-3078, 1994.

FEDDEMA, J. J., et al. The Importance of Land-Cover Change in Simulating Future Climates. **Science**, v.310, p.1674, 2005.

FELS, S. B.; SCHWARTZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.32, p.1475-1488, 1975.

FERREIRA, L. V.; LAURANCE, W. F. Effects of forest fragmentation on mortality and damage of selected trees in central Amazonia. **Conservation Biology**, v. 11, p. 797–801, doi:10.1046/j.1523-1739.1997.96167.x, 1997.

FERRIER, B. A new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In: SPRING COLLOQUIM ON THE PHYSICS OF WEATHER AND CLIMATE: REGIONAL WEATHER PREDICTION MODELLING AND PREDICTABILITY, 2002, Trieste, Italy. **Anais...**Trieste, 2002.

FINDELL, K. L., et al. Modeled Impact of Anthropogenic Land Cover Change on Climate. **J. Clim.**, v.20, p.3621-3634, 2007.

FISCH, G.; CULF, A. D.; NOBRE, C. A. Modelling convective boundary layer growth in Rondônia. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. (eds). **Amazonian deforestation and climate.** West Sussex: John Wiley and Sons, 1996. p.425–436.

FORMAN, R. T. T. Land mosaics the ecology of landscapes and regions. Cambridge, England: Cambridge University, 1995.

FORSTER, P. et al. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In: Solomon, S. et al. (Editors). **Climate change 2007**: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, U.K: Cambridge University Press, 2007.

FRANKLIN, J. F.; FORMAN, R.T.T. Creating landscape pattern by forest cutting: ecological consequences and principles. **Landscape Ecol**. v.1, p. 5–18, 1987.

FRIEDRICH, K.; MOLDERS, N.; TETZLAFF, G. On the Influence of Surface Heterogeneity on the Bowen-Ratio: A Theoretical case study. **Theor. Appl. Climatol.**, v.65, p.181–198, 2000.

GATTI, L. V.; GLOOR, M.; MILLER, J.B.; DOUGHTY, C. E.; MALHI, Y.; DOMINGUES, L. G.; BASSO, L. S.; MARTINEWSKI, A.; CORREIA, C.S.C.; BORGES, V. F.; FREITAS, S.; BRAZ, R.; ANDERSON, L. O.; ROCHA, H.; GRACE, J.; PHILLIPS, O. L.; LLOYD, J. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. **Nature**, v. 506, p.76-80, 2014.

GANDU, A. W.; COHEN, J. C. P.; SOUZA, J. R. S de. Simulations of deforestation in Eastern Amazon using a higher-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 123-135, 2004.

GERMER, S.; NEILL, C.; KRUSCHE, A. V.; ELSENBEER, H. Influence of land-use change on near-surface hydrological processes: Undisturbed forest to pasture. **J. Hydrol.**, v.380, p.473-480, 2010.

GIORGI, F. An Approach for the Representation of Surface Heterogeneity in Land Surface Models. Part I: Theoretical Framework. **Mon. Wea. Rev.**, v.125, p.1885-1899, 1997.

GIORGI, F.; AVISSAR, R. Representation of heterogeneity effects in Earth system modeling: Experience from land surface modeling. **Rev. Geophys.**, v.35, p.413-438, 1997.

GOPALAKRISHNAN, S.; AVISSAR, R. LES study of the impacts of land surface heterogeneity on dispersion in the convective boundary layer. **J. Atmos. Sci.**, v.57, p.352–371, 2000.

GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; DA ROCHA, H. R.; MENTON, M. C.; DE FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A.M.E.S.; DE SOUSA, C.A.D. Diel and seasonal patterns of tropical forest CO<sub>2</sub> exchange. **Ecol. Appl.**, v.14, p.S42–S54, 2004.

HADFIELD, M. G.; COTTON, W. R.; PIELKE, R. A. Large-eddy simulations of thermally forced circulations in the convective boundary layer. Part I: a small-scale circulation with zero wind. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.57, p.79–114, 1991.

HADFIELD, M. G.; COTTON, W. R.; PIELKE, R. A. Large-eddy simulations of thermally forced circulations in the convective boundary layer. Part II: the effect of changes in wavelength and wind speed. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.58, p.307–327, 1992.

HAHMANN, A. N.; DICKINSON, R. E. RCCM2-BATS model over Tropical South America: applications to tropical deforestation. **J. Clim.**, v.10, p.1944–1964, 1997.

HECHTEL, L. M.; MOENG, C-H.; STULL, R. B. The effects of nonhomogeneous surface fluxes on the convective boundary layer: a case study using large-eddy simulation. **J. Atmos. Sci.**, v.47, p.1721–1741, 1990.

HEINEMANN, G.; KERSCHGENS, M. Comparison of methods for areaaveraged surface energy fluxes over heterogeneous land surfaces using highresolution non-hydrostatic simulations. **Int. J. Climatol.**, v.25, p.379–403, 2005.

HEINEMANN, G.; KERSCHGENS, M. Simulation of surface energy fluxes using high-resolution non-hydrostatic simulations and comparisons with measurements for the LITFASS-2003 experiment. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.121, p.195–220, 2006.

HENDERSON-SELLERS, A., et al. Tropical deforestation: modeling local- to regional-scale climate change. **J. Geophys. Res.**, v.98(D4), p.7289–7315, 1993.

HERET, C.; TITTEBRAND, A.; BERGER, F. H. Latent heat fluxes simulated with a non-hydrostatic weather forecast model using actual surface properties from measurements and remote sensing. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.121, p.175–194, 2006.

HORNE, F. E.; KAVVAS, M. L. Physics of the spatially averaged snowmelt process. **J. Hydrol.**, v.191, p.179-207, 1997.

HU, Z.; ISLAM, S. Effects OF spatial variability on the scaling of land surface parameterizations. **Boundary-Layer Meteorology**, v.83, p.441–461, 1997.

HU, Y.; ISLAM, Y.; JIANG, L. Approaches for aggregating heterogeneous surface parameters and fluxes for mesoscale and climate models. **Boundary-Layer Meteorology**, v.93, p.313–336, 1999.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Normais climatológicas (1961-1990)**. Brasília, INMET – Instituto Nacional de Meteorologia/Ministério da Agricultura e Reforma Agrária, 1992.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Prodes**. São José dos Campos: INPE, 2002. Disponível em: <<u>http://www.obt.inpe.br/prodes/index.html</u>>. Acesso em: 11 jun. 2014.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **TerraClass**, **2011.** Levantamento de informações de uso e cobertura da terra na Amazônia – Sumário executivo. INPE. Disponível em: <u>http://www.inpe.br/cra</u>

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Projeto TerraClass 2012**: mapeamento do uso e cobertura da terra na Amazônia Legal Brasileira. São José dos Campos, 2014. 25p. □

JACQUEMIN, B.; NOILHAN, J. Sensitivity Study and Validation of a Land Surface Parameterization using the HAPEX-MOBILHY Data Set. **Boundary-Layer Meteorology**, v.52, p.93–134, 1990. JANJIC, Z. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v.122, p.927-945, 1994.

JORDAN, R. A one-dimensional temperature model for a snow cover -Technical Documentation for SNTHERM.89. Hanover, N. H.: Cold Reg. Res. and Eng. Lab., U.S. Army Corps of Eng., 1991. Spec. Rep. 91–16,

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **J. Hydromet.**, v. 5, p. 487-503, 2004.

KANG, S-L. Temporal oscillations in the convective boundary layer forced by mesoscale surface heat-flux variations. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.132, p.59–81, 2009.

KANG, S-L., DAVIS, K. J. The effects of mesoscale surface heterogeneity on the fair-weather convective atmospheric boundary layer. **J. Atmos. Sci.**, v.65, p.3197–3213, 2008.

KAVVAS, M. L.; CHEN, Z.-Q.; TAN, L.; SOONG, S.-T.; TERAKAWA, A.; YOSHITANI, J.; FUKAMI, K. A regional-scale land surface parameterization based on areally-averaged hydrological conservation equations. **Hydrological Sciences—Journal—des Sciences Hydrologiques**, v.43, n.4, p.611-631, 1998.

KELLER, M.; VARNER, R.; DIAS, J.; SILVA, H. Soil-atmosphere exchange of nitrous oxide, methane, and carbon dioxide in logged and undisturbed forest in the Tapajós National Forest, Brazil. **Earth Interact**, v.9, p.1-28, 2005.

KIM, H-J.; NOH, Y.; RAASCH, S. Interaction between wind and temperature fields in the planetary boundary layer for a spatially heterogeneous surface heat flux. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.111, p.225–246, 2004.

KLEIN, H. **Tráfico de escravos**. IBGE – Estatísticas Históricas do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE, 1987. v. 3 Séries Econômicas, Demográficas e Sociais de 1550 a 1985.

KLEMES,V. Conceptualization and scale in hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 65, p. 1-23, 1983.

KLINK, K. Surface aggregation and subgrid-scale climate. **Int. J. Climatol.**, v.15, p.1219–1240, 1995.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations. **J. Clim.**, v.5, p.1379–1390, 1992a.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands. **J. Geophys. Res.**, v.97, p.2697–2715, 1992b.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. **Energy and water balance calculations in the MOSAIC LSM**. Washington: NASA, 1992c. v.9, 76p. NASA Tech. Memo., 104606.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. **Energy and water balance calculations in the mosaic LSM**. Washington: Nasa, 1996. NASA Tech. Memo. 104606.

KUMMEROW, C. et al. The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit, **J. Appl. Meteor.**, v.39, p.1965-1982, 2000.

KUNSTMANN, H. Effective SVAT-model parameters through inverse stochastic modelling and second-order first moment propagation. **Journal of Hydrology**, v.348, p.13–26, 2008.

KURE, S.; KAVVAS, M. L.; OHARA, N.; JANG, S. Upscaling of Coupled Land Surface Process Modeling for Heterogeneous Landscapes: Stochastic Approach. **Journal of Hydrologic Engineering**, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000163, 2010.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmosferic Science**, v.31, p.118–133, 1974

LAM, J. S. L.; LAU, A. K. H.; FUNG, J. C. H. Application of refined land-use categories for high resolution mesoscale atmospheric modelling. **Boundary-Layer Meteorology**, v.119, p.263–288, 2006.

LAURANCE, W. F.; LAURANCE, S. G.; FERREIRA, L. V.; RANKIN-DE MERONA, J. M.; GASCON, C.; LOVEJOY, T. E. Biomass collapse in Amazonian forest fragments. **Science**, v. 278, p. 1117–1118, doi:10.1126/science.278.5340.1117 , 1997.

LAURANCE, W. F. Forest fragmentation may threaten genetic diversity. **Bioscience**, v. 48, p. 784, 1998.

LAURANCE, W. F.; DELAMÔNICA, P.; LAURANCE, S. G.; VASCONCELOS, H. L.; LOVEJOY, T. E. Conservation: Rainforest fragmentation kills big trees. **Nature**, v. 404, p. 836. doi:10.1038/35009032, 2000.

LEAN, J.; ROWNTREE, P. R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v.119, p.509–530, 1993.

LEAN, J.; ROWNTREE, P. R. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **J. Clim.**, v.10, p.1216–1235, 1997.

LEAN, J., et al. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: GASH, J. H. C. (ed.). **Amazonian deforestation and climate** Oxford: University Press, 1996. p.549–576.

LETZEL, M. O.; RAASCH, S. Large eddy simulation of thermally induced oscillations in the convective boundary layer. **J. Atmos. Sci.**, v.47, p.2328–2341, 2003.

LHOMME, J. P. Energy Balance of Heterogeneous Terrain: Averaging the Controlling Parameters, **Agric. For. Meteorol.**, v.61, p.11-21, 1992.

LI, B.; AVISSAR, R. The impact of spatial variability of land-surface characteristics on land-surface heat fluxes. **J. Clim.**, v.7, p.527-537, 1994.

LIANG, X.; GUO, J. Intercomparison of land-surface parameterization schemes: sensitivity of surface energy and water fluxes to model parameters. **Journal of Hydrology**, v.279, p.182–209, 2003.

LIU, G.; SUN, J.; YIN, L. Turbulence Characteristics of the Shear-Free Convective Boundary Layer Driven by Heterogeneous Surface Heating. **Boundary-Layer Meteorol.**, doi: 10.1007/s10546-011-9591-7, 2011.

LU, L.; DENNING, A. S.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P.; LONGO, M.; FREITAS, S. R.; SAATCHI, S. Mesoscale circulations and atmospheric CO 2 variations in the Tapajos Region, Para, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 110(D21), p. D21102, 2005.

LYNN, B.; RIND, D.; AVISSAR, R. The importance of mesoscale circulations generated by subgrid-scale landscape heterogeneities in general circulation models, **J. Clim.**, v.8, p.191–205, 1995.

MAHRT, L. Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer. **Bound.-Layer Meteor.**, v.96, p.33–62, 2000.

MAHRT, L.; EK, K. The Influence of Atmospheric Stability on Potential Evaporation. **J. Clim. Appl. Meteorol.**, v.23, p.222–234, 1984.

MAHRT, L.; PAN, H. L. A Two-Layer Model of Soil Hydrology. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.29, p.1–20, 1984.

MANRIQUE-SUÑÉN, A. et al. Representing Land Surface Heterogeneity: Offline Analysis of the Tiling Method. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, p. 850-867, 2013. MANZI, A. O.; PLANTON, S. Calibration of a GCM using ABRACOS and ARME data and simulation of Amazonian deforestation. In: GASH, J. H. C. (ed.)., **Amazonian deforestation and climate**Oxford: University Press, 1996. p.505–530.

MARENGO, J. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v.12, p.853-863, 1992.

MARENGO, J.A., et al. Development of Regional Future Climate Change Scenarios in South America Using the Eta CPTEC/HadCM3 Climate Change Projections: Climatology and Regional Analyses for the Amazon, São Francisco and the Parana River Basins. **Climate Dynamics**, v. 38, p. 1829-184, <u>http://dx.doi.org/10.1007/s00382-011-1155-5</u>, 2012.

MARQUES, G. S. SPVEA: o Estado na crise do desenvolvimento regional amazônico (1953- 1966). **Revista Soc. Bras. Economia Política**, São Paulo, no 34, p. 163-198, 2013.

MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L.; STERNBERG, L. S. L.; RIBEIRO, A.; MOREIRA, M. Z. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. **Journal of Hydrology**, v. 183, p. 191 – 204, 1996.

MEGGERS, B. J. Archaeological Evidence For The Impact Of Mega-Nino Events On Amazonia During The Past 2 Millennia. **Climatic Change**, v.28, p.321-338, 1994.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysical Physics and Space Physics**, v.20, p.851–875, 1982.

MENGELKAMP, H-T., et al. Evaporation over a heterogeneous land surface: The EVA-GRIPS Project. **BAMS-American Meteorological Society**, doi:10.1175/BAMS-87-6-775, 2006.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, v.44, p.195-202, 1984.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; MENTON, M. C.; DA ROCHA, H. R.; DE FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A.M.E.S.; DE SOUSA, C.A.D. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. **Ecol. Appl.**, v. 14, p.S114–S126, 2004.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; DA ROCHA, H. R. The effect of canopy gaps on subcanopy ventilation and scalar fluxes in a tropical forest. **Agric. For Meteorol.**, v.142, p.25–34, 2007.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; HUTYRA, L. R.; KELLER, M.; SALESKA, S. R.; WOFSY, S. C.; DE FIGUEIRA, A.M.S.; DA ROCHA, H. R.; DE CAMARGO, P. B. Reduced impact logging minimally alters tropical rainforest carbon and energy exchange. **Proc. Natl. Acad. Sci. USA**, v.108, p.19431–19435, 2011.

MIRANDA NETO, M. **O enigma amazônia**: desafio ao futuro. Belém: CEJUP, 1991. 143p.

MÖLDERS, N.; RAABE, A.; TETZLAFF, G. A comparison of two strategies on land surface heterogeneity used in a mesoscale b meteorological model. **Tellus**, v.48A, p.733–749, 1996.

MOLOD, A.; SALMUN, H. A global assessment of the mosaic approach to modeling land surface heterogeneity. **J. Geophys. Res.**, v.107, p.4217, doi:10.1029/2001JD000588, 2002.

MOLOD, A.; SALMUN, H.; WAUGH, D. W. A new look at modeling surface heterogeneity: Extending its influence in the vertical. **J. Hydrometeor.**, v.4, p.810–825, 2003.

MOLOD, A.; SALMUN, H.; WAUGH, D. W. The Impact on a GCM Climate of an Extended Mosaic Technique for the Land–Atmosphere Coupling. **Journal of Climate**, v.17, n.20, p.3877-3891, 2004.

NASA news feature. **Tropical Deforestation Affects Rainfall in the U.S. and Around the Globe.** Disponível em: <u>www.nasa.gov/centers/goddard/news/topstory/2005/</u> deforest\_rainfall.html, 2005.

NEGRI, A. J.; ADLER, R. F.; XU, L.; SURRAT, J. The Impact of Amazonian Deforestation on Dry Season Rainfall. **J. Climate**, v.17, p.1306-1319, 2004.

NEPSTAD, D., et al. Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests. **Forest Ecology and Management**, v. 154, n. 3, p. 395–407. doi:10.1016/S0378-1127(01)00511-4, 2001.

NEPSTAD, D. C.; VERISSIMO, A.; ALENCAR, A.; NOBRE, C.; LIMA, E.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P.; POTTER, C.; MOUTINHO, P.; MENDOZA, E.; COCHRANE, M.; BROOKS, V. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. **Nature**, v.398, p.505-508, 1999.

NIU, G-Y.; YANG, Z-L. The effects of canopy processes on snow surface energy and mass balances, **J. Geophys. Res.**, v.109, D23111, doi:10.1029/2004JD004884, 2004.

NIU, G-Y.; YANG, Z-L.; DICKINSON, R. E.; GULDEN, L. E. A simple TOPMODEL based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global

climate models, **J. Geophys. Res.**, v.110, D21106, doi:10.1029/2005JD006111, 2005.

NIU, G-Y.; YANG, Z-L. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale, **J. Hydrometeorol.**, v.7, p.937–952, doi:10.1175/JHM538.1, 2006.

NIU, G-Y.; YANG, Z-L.; DICKINSON, R. E.; GULDEN, L. E.; Su, H. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. **J. Geophys. Res.**, v.112, D07103, doi:10.1029/2006JD007522, 2007.

NIU, G-Y.; YANG, Z-L.; Mitchell, K. E.; Chen, F.; Ek, M. B.; Barlage, M.; Kumar, A.; Manning, K.; Niyogi, D.; Rosero, E.; Tewari, M.; Xia, Y. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, D12109, doi:10.1029/2010JD015139, 2011.

NOBRE, C. A., et al. Amazonian deforestation and regional climate change. J. Clim., v.4, p.957–988, 1991.

NOBRE, C. A.; FISCH, G.; ROCHA, H. R.; LYRA, R. F. F.; ROCHA, E. P.; COSTA, A. C. L.; UBARANA, V. N. Observation of the atmospheric boundary layer in Rondônia. In: GASH J.C.H.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R. (eds). **Amazon deforestation and climate**. Chichester: John Wiley and Sons, 1996. p.413–424.

NOBRE, P., et al. Amazon Deforestation and Climate Change in a Coupled Model Simulation. **J. Clim.**, v.22, p.5686-5697, 2009.

NOILHAN, J.; LACARRERE, P.; DOLMAN, A. J.; BLYTH, E. M. Defining areaaverage parameters in meteorological models for land surfaces with mesoscale heterogeneity. **J. Hydrol.**, v.190, p.302–316, 1997.

NOILHAN, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. **Mon. Wea. Rev.**, v.117, p.536–549, 1989.

OLESON, K. W., et al. **Technical description of the Community Land Model (CLM).** NCAR Tech. Note NCAR/TN-461+STR, 174 pp, 2004. Disponível em: <u>www.cgd.ucar.edu/tss/clm/distribution/clm3.0/index.html</u>

OLIVEIRA FILHO, F. J. B.; METZGER, J. P. Thresholds in landscape structure for three common deforestation patterns in the Brazilian Amazon. **Landscape Ecology**, v. 21, p. 1061–1073. doi:10.1007/s10980-006-6913-0, 2006.

OOKOUCHI, Y., et al. Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. **Mon. Wea. Rev.**, v.112, p.2281– 2291, 1984.

PAULSON, C.A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v.9, p.857–861, 1970.

PAN, H-L.; MAHRT, L. Interaction Between Soil Hydrology and Boundary-Layer Development, **Boundary-Layer Meteorol.**, v.38, p.185–202, 1987.

PATTON, E. G.; SULLIVAN, P. P.; MOENG, C-H. The influence of idealized heterogeneity on wet and dry planetary boundary layers coupled to the land surface. **J. Atmos. Sci.**, v.62, p.2078–2097, 2005.

PIELKE, R. A., et al. Monlinear influence of mesoscale land use on weather and climate, **J. Clim.**, v.4, p.1053-1069, 1991.

PIELKE, R. A.; Walko, R. L.; Steyaert, L.; Vidale, P. L.; Liston, G. E.; Lyons, W. A. The Influence of Anthropogenic Landscape Changes on Weather in South Florida. **Mon. Wea. Rev.**, v.127, p.1663–1673, 1999.

PIELKE, R. A. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus Convective rainfall. **Rev. Geophys.**, v.39, doi:10.1029/1999RG000065, 2001.

PIELKE, R. A., et al. The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. **Philos. Trans. R. Soc. Lond. A. Math. Phys. Eng. Sci.**, v.360, p.1705–1719, 2002.

PIELKE, R. A. Land use and climate change. Science, v.310, p.1625, 2005.

PITMAN, A. J. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. **Int. J. Climatol.**, v.23, p.479–510, 2003.

POLCHER, J.; LAVAL, K. The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate. **J. Hydrology**, v.155, p.389–405, 1994a.

POLCHER, J.; LAVAL, K. A statistical study of the regional impact of deforestation on climate in the LMD GCM. **Clim. Dyn.**, v.10, p.205–219, 1994b.

POLCHER, J.; LAVAL, K.; DUMENIL, L.; LEAN, J.; ROWNTREE, P. R. Comparing three land surface schemes used in general circulation models, **J. Hydrol.**, v.180, p.373–394, 1996.

PONTES FILHO, R. P. **Estudos de história do Amazonas.** Manaus, AM: Valer, 2000. ISBN 85-86512-39-7.

PRATES, R. C.; BACHA, C. J. C. Os processos de desenvolvimento e desflorestamento da Amazônia, **Economia e Sociedade**, v. 20, n. 3, p. 601-636, 2011.

PROJETO TOM DA AMAZONIA. **História da ocupação da Amazônia**. Desenvolvido numa parceria entre Furnas Centrais Elétricas, Eletrobrás, Eletronorte, Instituto Antônio Carlos Jobim e Fundação Roberto Marinho. Disponível em: http://www.tomdaamazonia.org.br/biblioteca/files/Cad.Prof-4-Historia.pdf:. Acesso em março de 2015.

RAMOS DA SILVA, R., et al. Regional Impacts of Future Land-Cover Changes on the Amazon Basin Wet-Season Climate. **J. Clim.**, v.21, p.1153-1170, 2008.

RAMOS DA SILVA, R., et al. Cloud streets and land–water interactions in the Amazon. **Biogeochemistry**, DOI 10.1007/s10533-011-9580-4, 2011.

RAASCH, S.; HARBUSCH, G. An analysis of secondary circulations and their effects caused by small-scale surface inhomogeneities using large-eddy simulation. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.101, p.31–59, 2001.

RADDATZ, R. L. Evidence for the influence of agriculture on weather and climate through the transformation and management of vegetation: illustrated by examples from the Canadian Prairies. **Agric. Meteorol.**, v.142, p.186–202, 2007.

RAUPACH, M.R. Vegetation–atmosphere interaction in homogeneous and heterogeneous terrain: some implications of mixedlayer dynamics. **Vegetation**, v.91, p.105–120, 1991.

RENSSEN, H., et al. On the non-linear response of the ocean thermohaline circulation to global deforestation. **Geophys. Res. Lett.**, v.30, p.1061, 2003.

RICHEY, J. E.; NOBRE, C.; DESER, C. Amazon river discharge and climate variability - 1903 to 1985. **Science**, v.246, p.101-103, 1989.

RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J. On the ability of large-scale hydrological models to simulate land use and land cover change impacts in Amazonian basins. **Hydrological Sciences Journal**, v. 1, 2015.

RODRIGUEZ, D. A.; CHOU, S. C.; TOMASELLA, J.; DEMARIA, E. M. C. Impacts of landscape fragmentation on simulated precipitation fields in the Amazonian sub-basin of Ji-Paraná using the Eta model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 115, p. 121-140, 2013.

RODRÍGUEZ-CAMINO, E.; AVISSAR, R. Effective parameters for surface heat fluxes in heterogeneous terrain. **Tellus**, v.51A, p.387–399, 1999.

ROSENZWEIG, C.; ABRAMOPOULOS, F. Land-surface model development for the GISS GCM. **J. Climate**, v.10, p.2040–2054, 1997.

RUDDIMAN, W. F. The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. **Clim. Change**, v.61, p.261–293, 2003.

SAAD, S.I., et al. Can the Deforestation Breeze Change the Rainfall in Amazonia? A Case Study for the BR-163 Highway Region. **Earth Interactions**, v.14, 2010.

SALAZAR, L.F., et al. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v.34, doi:10.1029/2007GL029695, 2007.

SAMPAIO, G., et al. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophys. Res. Lett.**, v.34, 2007.

SANTANELLO, J. A., et al. Convective planetary boundary layer interactions with the land surface at diurnal time scales: diagnostics and feedbacks. **J. Hydrometeorol.**, v.8, p.1082–1097, 2007.

SANTOS DIAS, M. G. Fundamentos da ocupação da Amazónia Colonial. **Revista de Ciências Humanas da Universidade Federal de Roraima**. Textos & Debates, v.1, n.5, 1998.

SCARIOT, A. Forest fragmentation effects on palm diversity in Central Amazonia. **Journal of Ecology**, v. 87, p. 66–76, doi:10.1046/j.1365-2745.1999.00332.x, 1999.□

SCHAAKE, J. C.; KOREN, V. I.; DUAN, Q. Y.; MITCHELL, K.; CHEN, F. A Simple Water Balance Model (SWB) for Estimating Runoff at Different Spatial and Temporal Scales. **J. Geophys. Res.**, v.101, p.7461–7475, 1996.

SCHLUNZEN, K. H.; KATZFEY, J. J. Relevance of sub-grid-scale land use effects for mesoscale models. **Tellus**, v.55A, p.232–246, 2003.

SEGAL, M.; ARRITT, R. W. Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-flux gradients. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v.73, p.1593–1604, 1992.

SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; BERRY, J. A.; FIELD, C. B.; DAZLICH, D. A.; ZHANG, C.; BOUNOUA, L. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation, **J. Clim.**, v.9, p.676–705, 1996.

SETH, A.; GIORGI, F.; DICKINSON, R. E. Simulating fluxes from heterogeneous land surfaces: Explicit subgrid method employing the

Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS). J. Geophys. Res., v.99, p.561–667, 1994.

SETH, A.; ROJAS, M. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part I: reanalyses boundary forcing. **J. Clim.**, v.16, p.2437–2453, 2003.

SHAO, Y.; SOGALLA, M.; KERSCHGENS, M.; BRUCHER, W. Effects of land-surface heterogeneity upon surface fluxes and turbulent conditions. **Meteorol. Atmosf. Phys.**, v.78, p.157-181, 2001.

SHEN, S.; LECLERC, M. Y. How large must surface inhomogeneities be before they influence the convective boundary layer structure? A case study. **Q. J. Roy. Meteorol. Soc.**, v.121, p.1209–1228, 1995.

SHRESTHA, R. K.; HOUSER, P.; GATES, L. Incorporating sub grid heterogeneity into a coarse resolution landsurface model. American Geophysical Union, Fall Meeting 2009, abstract #H21I-07.

SHUKLA, J.; NOBRE, C. A.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. **Science**, v. 247, p. 1322–1325, 1990.

SHUTTLEWORTH, W. J.; YANG, Z-L.; ARAIN, M. A. Aggregation rules for surface parameters in global models. **Hidrology and Earth System Sciences**, v.2, p.217-226, 1997.

SILVA DIAS, M. A. F.; REGNIER, P. Simulation of mesoscale circulations in a deforested area of Rondo<sup>^</sup>nia in the dry season. In: AMAZONIAN DEFORESTATION AND CLIMATE, J. H. C. Gash, Ed., Oxford University Press, p.531–547, 1996.

SIVAPALAN, M. Pattern, process and function: elements of a unified theory of hydrology at the catchment scale. In: ANDERSON, M.G. (Ed.): **Encyclopedia of hydrological sciences**. United Kingdom: John Wiley & Sons, 2005. Cap. 13.

SIVAPALAN, M.; WOOD, R. A. Evaluation of the effects of general circulation model's subgrid variability and patchiness of rainfall and soil moisture on land surface water balance fluxes. In: KALMA, J.D.; SIVAPALAN, M. (eds.). **Scale issues in hydrological modeling**. New York: John Wiley, 1995. p. 453-473.

STÖCKLI, R.; LAWRENCE, D. M.; NIU, G-Y.; OLESON, K. W.; THORNTON, P. E.; YANG, Z-L.; BONAN, G. B.; DENNING, A. S.; RUNNING, S. W. Use of FLUXNET in the Community Land Model development. **J. Geophys. Res.**, v. 113, G01025. doi:10.1029/2007JG000562, 2008.

SNYDER, P. K., et al. Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate. **Clim. Dyns.**, v.23, p.279–302, 2004.

SOUZA, E. P.; RENNO, N. O.; SILVA DIAS, M. A. F. Convective Circulations Induced by Surface Heterogeneities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.57, p.2915-2922, 2000.

SRIDHAR, V.; ELLIOTT, R. L.; CHEN, F. Scaling effects on modeled surface energy-balance components using the NOAH-OSU land surface model. **Journal of Hydrology**, v.280, p.105–123, 2003.

STOHLGREN, T. J.; CHASE, T. N.; PIELKE, R. A.; KITTEL, T. G. F.; BARON, J. S. Evidence that local land use practices influence regional climate, vegetation, and stream flow patterns in adjacent natural areas. **Global Change Biology**, v.4, p.495–504, 1998.

STULL, R. B. Introduction to boundary layer meteorology . Dordrecht, Netherlands: Kluwer, 1988.

SU, Z.; PELGRUM, H.; MENENTI, M. Aggregation effects of surface heterogeneity in land surface processes. **Hidrology and Earth System Sciences**, v.3, p.549-563, 1999.

SUD, Y. C., et al. Understanding biosphere-precipitation relationships: theory, model simulations and logical inferences. **Mausam.**, v.46, p.1–14, 1995.

SUD, Y. C., et al. Biogeophysical consequences of a tropical deforestation scenario: A GCM simulation study. **J. Clim.**, v.9, p.3225–3247, 1996.

TANAJURA, C. A. S., et al. An experiment with the Eta/SSiB model to investigate the impact of the Amazon deforestation on the South American climate. In: SECOND LBA INTERNATIONAL CONFERENCE, Manaus, Brazil, 7–10 July, 2002. **Anais...**Manaus, Brazil, 2002.

TITTEBRAND, A.; BERGER, F. H. Spatial heterogeneity of satellite derived land surface parameters and energy flux densities for LITFASS-area. **Atmos. Chem. Phys.**, v.9, p.2075–2087, 2009.

UPPALA, S. M. et al. The ERA-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n.612, v.131, p.2961-3012, 2005.

VIHMA, T. Subgrid parameterization of surface heat and momentum fluxes over the polar oceans. **J. Geophys. Res.**, v.100, p.625–646, 1995.

VAN DEN HURK, B. J. J. M.; BELJAARS, A. C. M. Impact of some simplifying assumptions in the new ECMWF surface scheme. **J. Appl. Meteorol.**, v.35, p.1333–1343, 1996.

VAN DEN HURK, B. J. J. M.; VITERBO, P.; BELJAARS, A. C. M.; BETTS, A. K. **Offline validation of the ERA40 surface scheme**. ECMWF Tech. Memo. 295, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, United Kingdom, 42 pp, 2000.

VERSEGHY, D. L.; MCFARLANE, N. A.; LAZARE, M. CLASS-A Canadian land surface scheme for GCMs. II. Vegetation model and coupled runs. **Int. J. Climatol.**, v.13, p.347–370, 1993.

VOLDOIRE, A.; ROYER, J. F. Tropical deforestation and climate variability. **Clim. Dyn.**, v.22, p.857–874, 2004.

VOLDOIRE, A.; ROYER, J. F. Climate sensitivity to tropical land surface changes with coupled versus prescribed SSTs. **Clim. Dyns.**, v.24, p.843-862, 2005.

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P.J.C.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J.H.C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M.J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. 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.

VON RANDOW, C. et al. Inter-annual variability of carbon and water fluxes in Amazonian forest, Cerrado and pasture sites, as simulated by terrestrial biosphere models. **Agric. For. Meteorol.**, v.182–183, p.145–155, 2013.

VON RANDOW, R. C.; ARAÚJO, A. C.; VON RANDOW, C.; TOMASELLA, J.; HUTJES, R.W.; MAGINA, F. C.; MANZI, A. O. **Does secondary forest compensate the low evapotranspiration caused by conversion of forest to pasture?** In: American Geophysical Union, ed. Meeting of the Americas 2010, 8-13 August 2010 Foz do Iguaçu: American Geophysical Union. Available from <u>http://abstractsearch.agu.org/meetings/2010/JAhtml</u>. 2010.

WALKO, R. L., et al. Coupled Atmosphere–Biophysics–Hydrology Models for Environmental Modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v.39, p.931-944, 2000.

WANG, J.; BRAS, R.; ELTAHIR, E. A. B. A stochastic linear theory of mesoscale circulation induced by the thermal heterogeneity of the land surface, **J. Atmos. Sci.**, v.53, p.3349–3366, 1996.

WANG, J.; BRAS, R.; ELTAHIR, E. A. B. Numerical simulation of nonlinear mesoscale circulations induced by the thermal heterogeneities of land surface. **J. Atmos. Sci.**, v.55, p.447–464, 1998.

WANG, J.; BRAS, R.; ELTAHIR, E. A. B. The impact of observed deforestation on the mesoscale distribution of rainfall and clouds in Amazonia. **J. Hydrometeorol.**, v.1, p.267–286, 2000.

WEAVER, C. P., et al. Sensitivity of simulated mesoscale atmospheric circulations resulting from landscape heterogeneity to aspects of model configuration. **J. Geophys. Res.**, v.107, doi:10.1029/2001JD000376, 2002.

WERTH, D.; AVISSAR, R. The local and global effects of Amazon

## deforestation. **Journal of Geophysical Research**, v 107 Doi:10.1020/2001/JD000717.2002

v.107,Doi:10.1029/2001JD000717, 2002.

WETZEL, P. J.; ARGENTINI, S.; BOONE, A. Role of land surface in controlling daytime cloud amount: Two case studies in the GCIP-SW area. **J. Geophys. Res.**, v.101, p.7359–7370, 1996.

WOODWARD, F. I.; LOMAS, M. R. Integrating fluxes from heterogeneous vegetation. **Global Ecology & Biogeography**, v.10, p.595–601, 2001.

WU, Y., et al. Impact of Land Surface Heterogeneity on Mesoscale Atmospheric Dispersion. **Boundary-Layer Meteorol.**, v.133, p.367–389, doi:10.1007/s10546-009-9415-1, 2009.

XINMIN, Z.; MING, Z.; BINGKAI, S. A Numerical Study on Effects of Land-Surface Heterogeneity from "Combined Approach" on Atmospheric Process Part I: Principle and Method. **Advances in Atmospheric Sciences**, v.17, p.103-120, 2000.

XUE, Y.; SUN, S.; KAHAN, D. S.; JIAO, Y. Impact of parameterizations in snow physics and interface processes on the simulation of snow cover and runoff at several cold region sites. **J. Geophys. Res.**, v.108, p.8859, doi:10.1029/2002JD003174, 2003.

YANG, R.; FRIEDL, M. A. Modeling the effects of three-dimensional vegetation structure on surface radiation and energy balance in boreal forests, **J. Geophys. Res.**, 108(D16), 8615, doi:10.1029/2002JD003109, 2003.

YANG, Z-L.; NIU, G-Y. The versatile integrator of surface and atmosphere processes (VISA) part I: Model description. **Global Planet. Change**, v.38, p.175–189, doi:10.1016/S0921-8181(03)00028-6, 2003.

YANG, Z-L., et al. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 2. Evaluation over global river basins. **J. Geophys. Res.**, v.116, D12110, doi:10.1029/2010JD015140, 2011.

YATES, D. N.; CHEN, F.; NAGAI, H. Land Surface Heterogeneity in the Cooperative Atmosphere Surface Exchange Study (CASES-97). Part II: Analysis of Spatial Heterogeneity and Its Scaling. **Journal of Hydrometeorology**, v.4, p.219-234, 2003.

ZENG, N.; DICKINSON, R. E.; ZENG, X. Climatic impact of Amazon deforestation – A mechanistic model study. **Journal of Climate**, v. 9, p. 859 – 883, 1996.

ZENG, X. M., et al. The effects of landsurface heterogeneities on regional climate: A sensitivity study. **Meteor. Atmos. Phys.**, v.81, p.67–83, 2002.

ZENG, X. M., et al. Study on the Effects of Land Surface Heterogeneities in Temperature and Moisture on Annual Scale Regional Climate Simulation. **Advances in Atmospheric Sciences**, v.27, p.151–163, 2010.

ZHANG, H., et al. The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on climate. **Clim. Change**, v.49, p.309–338, 2001.

ZHAO, M.; PITMAN, A. J. The regional scale impact of cover change simulated with a climate model. **Int. J. Climatol.**, v.22, p.271–290, 2002.

ZIEGLER, C. L., et al. A modeling study of the dryline. **J. Atmos. Sci.**, v.52, p.263–285, 1995.