



Ministério da  
**Ciência e Tecnologia**



sid.inpe.br/mtc-m18/2011/02.23.18.55-TDI

**IMPACTOS DOS PADRÕES ESPACIAIS DA  
VEGETAÇÃO NAS VARIÁVEIS ATMOSFÉRICA E  
TERRESTRE DO CICLO HIDROLÓGICO, EM BACIA  
DE FLORESTA AMAZÔNICA**

Daniel Andrés Rodriguez

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Dr. Javier Tomasella, aprovada em 31 de março de 2011

URL do documento original:  
<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/398C778>>

INPE  
São José dos Campos  
2011

## **PUBLICADO POR :**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

### **Presidente:**

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

### **Membros:**

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr<sup>a</sup> Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

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

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

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

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

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

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

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

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

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



Ministério da  
**Ciência e Tecnologia**



sid.inpe.br/mtc-m18/2011/02.23.18.55-TDI

**IMPACTOS DOS PADRÕES ESPACIAIS DA  
VEGETAÇÃO NAS VARIÁVEIS ATMOSFÉRICA E  
TERRESTRE DO CICLO HIDROLÓGICO, EM BACIA  
DE FLORESTA AMAZÔNICA**

Daniel Andrés Rodriguez

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Dr. Javier Tomasella, aprovada em 31 de março de 2011

URL do documento original:  
<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/398C778>>

INPE  
São José dos Campos  
2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

- R61i Andrés Rodriguez, Daniel.  
Impactos dos padrões espaciais da vegetação nas variáveis atmosférica e terrestre do ciclo hidrológico, em bacia de Floresta Amazônica / Daniel Andrés Rodriguez. – São José dos Campos : INPE, 2011.  
xxxvi+208 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2011/02.23.18.55-TDI)
- Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.  
Orientador : Dr. Javier Tomasella.
1. Climatologia. 2. Hidrologia. 3. Modelos atmosféricos de circulação geral. 4. Ciclo hidrológico. 5. Balanço de água. 6. Umidade atmosférica. 7. El Niño. I.Título.
- CDU 556.1 (811.1)
- 

Copyright © 2011 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2011 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Javier Tomasella



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Chou Sin Chan



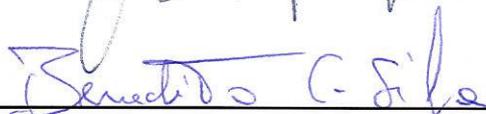
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Eduardo Mario Mendiando



Convidado(a) / USP-São Carlos / São Carlos - SP

Dr. Benedito Cláudio da Silva



Convidado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG

Aluno (a): Daniel Andrés Rodriguez

São José dos Campos, 31 de março de 2011



*Y bueno, pues,  
un día más  
que se va colando  
de contrabando.*

*Y bueno, pues,  
adiós a ayer  
y cada uno  
a lo que hay que hacer.*

*Tú, enciende el sol.  
Tú, tiñe el mar,  
y tú, descorre el velo  
que oscurece el cielo,  
y tú, ve a blanquear  
la espuma y la nube,  
la nieve y la lana,  
y tú, conmigo a cantar la mañana.*

*Tú, a dibujar  
el trigo y la flor.  
Tú, haces de viento,  
dales movimiento  
y tú les das color.  
Tú, amasa los montes.  
Tú, al pozo a baldear  
y tú, conmigo y el gallo a cantar...*

*Que hay que empezar  
un día más.  
Tire pa'lante  
que empujan atrás.*

*Joan Manuel Serrat – Canción Infantil (fragmento)*



**A meus pais, Bernardita e Pedro**



## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao professor Javier Tomasella pela orientação dedicada. Sua porta sempre aberta e sua paixão pela ciência foram decisivas no decorrer deste trabalho. À professora Sin Chan Chou, agradeço-lhe a dedicação e paciência para discutir comigo cada passo nesta jornada. Agradeço-lhe também profundamente o carinho, a amizade e o apoio.

Agradeço também aos professores Regina Célia dos Santos Alvalá, Eduardo Mario Mendiondo e Benedito Cláudio da Silva que aceitaram analisar e discutir este trabalho, enriquecendo-o com suas ideias e sugestões.

Ao professor Felix Carriello, agradeço-lhe imensamente pelo tempo disponibilizado para sanar minhas dúvidas a respeito do sensoriamento remoto e a ecologia de paisagem. À doutora Liana Anderson, agradeço-lhe pelas incríveis aulas sobre desflorestamento, ocupação do solo e monitoramento, e por ter compartilhado comigo uma maravilhosa, divertida e enriquecedora jornada por remotas estradas da Amazônia.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais que me acolheu. Ao Curso de Pós-Graduação em Meteorologia e a todos seus professores, agradeço-lhes por compartilhar comigo tão vasto conhecimento. Também à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), sou grato pelo apoio ao desenvolvimento desta tese.

À minha família, sou eternamente grato. A meu pai, Pedro, que apoiou minha empreitada até além de seus horizontes. À minha mãe, Bernardita, que com toda sua luta alavancou esta vitória. E a meu irmão, amigo, Sergio, que aceitou sem rancores o peso que deixara quando, partindo, escolhi não estar.

E aos amigos. Os de sempre, os de antes e os de agora, os de aqui e os de lá. Ao Felix, *sueñero* incondicional. À Rita e Celso, portos seguros. AO Horacio, minha rocha. À Alexandra, revelada de paixões. À Marina, linda amansadora de tormentas. AO Felipe,

sorriso contagiante. À Liana, descontraída e firme. À Gisleine, combinação perfeita de alegria e sabedoria. À Eleonora, calmo mar profundo. A todos. A cada um por cada instante. Por amenizar a nostalgia. Por promover felicidade. .

## RESUMO

O efeito das mudanças do uso e cobertura da terra (LUCC) na resposta hidrológica, em particular a conversão de floresta em outros tipos de uso tais como pastagens e cultivos, tem capturado a atenção de hidrólogos e alimentado acalorados debates durante décadas. O intuito deste trabalho é explorar as relações potenciais entre a variabilidade hidrológica e a organização da paisagem na Bacia de Ji-Paraná/RO resultante dessas mudanças do uso do solo. Analisam-se dados observados de precipitação e descarga à procura de sinais que possam estar associados com a perda de floresta na bacia. As mudanças na paisagem são descritas através de índices que quantificam a percentagem de desflorestamento, a densidade de fragmentos presentes na região e a densidade de bordas associada com estes fragmentos. Com base nas evidências extraídas das observações, a simulação numérica destes processos foi analisada utilizando um modelo hidrológico de grandes bacias e um modelo atmosférico regional. Os estudos foram realizados considerando o efeito da escala na resposta hidrológica. A perda da floresta na bacia resulta no incremento das maiores vazões e na diminuição das menores, em conformidade com outros estudos em micro-bacias. Entretanto, as análises de dados observados mostram que o impacto das mudanças do uso do solo nas descargas da bacia depende da escala e está temporalmente defasado com a ocorrência desta mudança. O impacto da fragmentação da superfície nos campos de precipitação está fortemente controlado pela organização atmosférica de grande escala. A fragmentação da paisagem afeta a distribuição dos volumes precipitados e a localização dos núcleos de máximos, mas os volumes médios precipitados na área da bacia não apresentam diferenças significativas. As simulações hidrológicas também mostram que mudanças do uso do solo afetam os processos de geração de escoamento. Finalmente, os resultados do modelo hidrológico sugerem que a presença de floresta secundária acarreta alterações significativas no balanço d'água via incremento da evapotranspiração..



**IMPACTS OF THE SPATIAL PATTERNS OF VEGETATION ON THE  
ATMOSPHERIC AND TERRESTRIAL VARIABLES OF THE HYDROLOGICAL  
CYCLE INTO AN AMAZONIAN RAINFOREST'S BASIN**

**ABSTRACT**

The effect of land use and land cover change (LUCC) on hydrological response, particularly forest conversion to other land uses such as pasture and agriculture, has captured the attention and stirred heated debates among hydrologists for decades. The goal of this work is to explore potential relationships between hydrologic variability and the landscape organization, resulting from land use and land cover change, in Ji-Paraná/RO basin. Time series analysis of discharge and precipitation data was used to detect signals which could be attributed to deforestation. Land use and land cover changes were described through landscape indexes. Those indexes quantify the percentage of deforestation, the density of patches, and the density of edges in the basin. Also, numerical simulation of hydrological and atmospheric processes were analyzed and compared with the results from the analyses of observed data. All these studies were performed considering scale effects. Highest discharges rising and lowest discharges depletion result from deforestation processes in the basin. The analyzes show that the impact of land use and land cover change on discharges is scale dependent and time-lagged. Landscape fragmentation impact on precipitation is highly controlled by the organization in the atmospheric synoptic scale. Landscape fragmentation affects the spatial distribution of precipitation and the maximum's rainfall locations, although in average precipitation volumes on the basin area do not show significant differences. Hydrological simulations also showed the impact of land use and land cover change on runoff generation processes. Hydrological model results suggested that the presence of secondary forest has profound impact on the basin water budget of the basin via an increased evapotranspiration.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
<b>Figura 1.1: Localização da bacia de Ji-Paraná, em vermelho, dentro da bacia do Amazonas.....</b>	<b>7</b>
<b>Figura 2.1: Vegetação na Bacia de Ji-Paraná de acordo com a Agencia Nacional de Águas .....</b>	<b>16</b>
<b>Figura 2.2: Sub-bacias consideradas e topografia, em metros, da bacia.....</b>	<b>18</b>
<b>Figura 2.2: Séries históricas dos índices da paisagem nas sub-bacias .....</b>	<b>21</b>
<b>Figura 2.3: Comparação da evolução temporal dos índices calculados com resolução de 30 e 100 metros na alta (SB6) e baixa (SB7-SB6) bacia.....</b>	<b>22</b>
<b>Figura 2.4: Séries históricas dos índices da paisagem nas sub-bacias calculados para a re-amostragem do modelo Eta (Resolução de 2 km) .....</b>	<b>23</b>
<b>Figura 2.5: Comparação entre as variações temporais dos índices da paisagem calculados com a série histórica estendida de mapas temáticos e com a informação do PRODES.....</b>	<b>24</b>
<b>Figura 3.1: Estações Fluviométricas e Pluviométricas utilizadas na análise .....</b>	<b>32</b>
<b>Figura 3.2: Precipitação média anual e descarga média anual em cada sub-bacia.....</b>	<b>40</b>
<b>Figura 3.3: Coeficientes de correlação não paramétrica de Spearman entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem para cada sub-bacia .....</b>	<b>42</b>
<b>Figura 3.4: Correlações não paramétricas de Spearman defasadas entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem em cada sub-bacia .....</b>	<b>45</b>
<b>Figura 3.5: Distribuições de frequência das inclinações da topografia nos ramais OESTE e LESTE da alta bacia .....</b>	<b>48</b>
<b>Figura 4.1: Domínio nas simulações com o modelo regional Eta com 40 km (vermelho) e com 2 km (azul). Os limites e a rede de drenagem da bacia de Amazonica, e a localização da bacia de Ji-Parana, estão identificados em linhas contínuas.....</b>	<b>57</b>

- Figura 4.2:** Condições locais da vegetação no ponto (-61,68W/-11,84S) (a) no ano 1978, utilizada nos experimentos EFLOR, e (b) no ano 1984, utilizada nas simulações de agosto de 1984 e janeiro de 1985 dos experimentos EPAST. Floresta em vermelho e pastagem em branco. Regiões fora da bacia estão identificadas em verde. ....62
- Figura 4.3:** Simulações nos experimentos EFLOR (linhas sólidas e colunas azuis) e EPAST (linhas tracejadas e colunas vermelhas) do (a) ciclo diurno de energia, em  $W m^{-2}$ , (b) temperatura a 2 metros, em  $^{\circ}C$ , (c) velocidade do vento zonal e meridional, em  $m s^{-1}$ , e movimento vertical, em  $Pa s^{-1}$ , (d) precipitação, em  $mm hora^{-1}$ , (e) cobertura de nuvens baixas, em % , (f) cobertura de nuvens altas, em %, e (g) umidade na zona de raízes e água disponível no solo, em %, no ponto (-61,68W/-11,84S), em janeiro de 1985. ....63
- Figura 4.4:** Simulações nos experimentos EFLOR (linhas sólidas e colunas azuis) e EPAST (linhas tracejadas e colunas vermelhas) do (a) ciclo diurno de energia, em  $W m^{-2}$ , (b) temperatura a 2 metros, em  $^{\circ}C$ , (c) velocidade do vento zonal e meridional, em  $m s^{-1}$ , e movimento vertical, em  $Pa s^{-1}$ , (d) precipitação, em  $mm hora^{-1}$ , (e) cobertura de nuvens baixas, em % , (f) cobertura de nuvens altas, em %, e (g) umidade na zona de raízes e água disponível no solo, em %, no ponto (-61,68W/-11,84S), em agosto de 1984. ....64
- Figura 4.5:** Ciclos diurnos de energia médios na bacia (Calor latente – LE, calor sensível – H, fluxo de calor no solo – G, e saldo de radiação – RN, em  $W m^{-2}$ ) nos meses de (a) janeiro e (b) agosto para os experimentos EFLOR (linha contínua) e EPAST (linha tracejada). ....66
- Figura 4.6:** Ciclos diurnos de energia médios no ponto (-61,68W/-11,84S) (Calor latente – LE, calor sensível – H, fluxo de calor no solo – G, e saldo de radiação – RN, em  $W m^{-2}$ ) no mês de (a) janeiro (b) e agosto, para os experimentos EFLOR (linha contínua) e EPAST (linha tracejada). ....66
- Figura 4.7:** Ciclos diurnos de energia médios (Calor latente - LE, calor sensível – H e saldo de radiação – RN, em  $W m^{-2}$ ) observados nos sítios experimentais da Reserva Biológica Jarú (Linha contínua) e da Fazenda Nossa Senhora (Linha de traços) nos meses de (a) janeiro e (b) agosto. ....67

<b>Figura 4.8: Ciclo diurno de precipitação médio na bacia inteira (SB7) nos meses de (a) janeiro e (b) agosto para os experimentos EFLOR e EPAST .....</b>	<b>68</b>
<b>Figura 4.9: Ciclos diurno de precipitação, em mm h<sup>-1</sup>, no ponto (-61,68W/-11,84S) no mês de (a) janeiro e (b) agosto, para os experimentos EFLOR (linha contínua) e EPAST (linha tracejada). .....</b>	<b>68</b>
<b>Figura 4.10: Ciclos diurno médios de precipitação nos sitios experimentais da Reserva Biológica Jarú (RJ) e da Fazenda Nossa Senhora (NS) nos meses de (a) janeiro e (b) agosto.....</b>	<b>69</b>
<b>Figura 4.11: Precipitações diárias no mês de janeiro nos experimentos EFLOR, EPAST e nas observações (OBS).....</b>	<b>71</b>
<b>Figura 4.12: Precipitações diárias no mês de agosto nos experimentos EFLOR, EPAST e nas observações (OBS).....</b>	<b>72</b>
<b>Figura 4.13: Diferenças na evaporação diária entre os experimentos EPAST e EFLOR nas simulações dos meses de (a) janeiro e (b) agosto. ....</b>	<b>73</b>
<b>Figura 4.14: Precipitação ((a) e (b)) e Evapotranspiração ((c) e (d)) acumuladas no período e as diferenças PREC-ET ((e) e (f)) para os meses de janeiro e agosto sobre a bacia.....</b>	<b>76</b>
<b>Figura 4.15: Relação entre as diferenças no volume acumulado de precipitação nos experimentos EPAST e EFLOR e os índices da paisagem: percentagem de desflorestamento (DEF), densidade de bordas (ED), e densidade de fragmentos (PD), nas simulações de janeiro e agosto para as sub-bacias SB2 (alta bacia leste), SB5(alta bacia oeste), SB7(bacia inteira) e SB7-SB6 (baixa bacia).....</b>	<b>77</b>
<b>Figura 4.16: Percentagem das diferenças nos campos de precipitação acumulados acima de (a) 100 mm e (b) 200 mm, entre os experimentos EFLOR e EPAST, no mês de janeiro explicada pelas diferenças em deslocamento, volume e padrão do campo de precipitação.....</b>	<b>79</b>
<b>Figura 4.17: Percentagem das diferenças nos campos de precipitação acumulados acima de (a) 20 mm e (b) 50 mm, entre os experimentos EFLOR e EPAST, no mês de agosto explicada pelas diferenças em deslocamento, volume e padrão do campo de precipitação.....</b>	<b>80</b>

**Figura 4.18:** Campos de ventos em 10 metros (vetores) [ $m s^{-1}$ ] e precipitações acumuladas (sombreado) [ $mm/7dias$ ] nas simulações de 40 km (a, b), pressão no nível médio do mar (sombreado) [hPa] e diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (Tdew) a 2 m (linhas) [ $^{\circ}C$ ] nas simulações de 40 km (c, d), escoamento em altos níveis nas simulações de 40 km (e, f), e padrão de ventos (vetores) [ $m s^{-1}$ ] e de precipitação acumulada (sombreado) [ $mm/7dias$ ] sobre a bacia nas simulações de 2km (g, h) em janeiro de 1985. Valores médios e/ou acumulados em períodos de 7 dias..... 86

**Figura 4.19:** Campos de ventos em 10 metros (vetores) [ $m s^{-1}$ ] e precipitações acumuladas (sombreado) [ $mm/7dias$ ] nas simulações de 40 km (a, b), pressão no nível médio do mar (sombreado) [hPa] e diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (Tdew) a 2 m (linhas) [ $^{\circ}C$ ] nas simulações de 40 km (c, d), escoamento em altos níveis nas simulações de 40 km (e, f), e padrão de ventos (vetores) [ $m s^{-1}$ ] e de precipitação acumulada (sombreado) [ $mm/7dias$ ] sobre a bacia nas simulações de 2km (g, h) em janeiro de 1987. Valores médios e/ou acumulados em períodos de 7 dias..... 87

**Figura 4.20:** Relação entre a diferença na precipitação acumulada no período, a área desflorestada e os índices da paisagem, percentagem de desflorestamento (DEF), densidade de bordas (ED), e densidade de fragmentos (PD), nas simulações de janeiro de 1985 e 1987 para as sub-bacias SB2 (alta bacia leste), SB5 (alta bacia oeste), SB7 (bacia inteira) e SB7-SB6 (baixa bacia)..... 88

**Figura 4.21:** Campos de ventos em 10 metros (vetores) [ $m s^{-1}$ ] e precipitações acumuladas (sombreado) [ $mm/7dias$ ] nas simulações de 40 km (a, b), pressão no nível médio do mar (sombreado) [hPa] e diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (Tdew) a 2 m (linhas) [ $^{\circ}C$ ] nas simulações de 40 km (c, d), escoamento em altos níveis nas simulações de 40 km (e, f), e padrão de ventos (vetores) [ $m s^{-1}$ ] e de precipitação acumulada (sombreado) [ $mm/7dias$ ] sobre a bacia nas simulações de 2km (g, h) em janeiro de 1994. Valores médios e/ou acumulados em períodos de 7 dias..... 89

- Figura 4.22:** Campos de ventos em 10 metros (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e precipitações acumuladas (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] nas simulações de 40 km (a, b), pressão no nível médio do mar (sombreado) [ $\text{hPa}$ ] e diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (Tdew) a 2 m (linhas) [ $^{\circ}\text{C}$ ] nas simulações de 40 km (c, d), escoamento em altos níveis nas simulações de 40 km (e, f), e padrão de ventos (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e de precipitação acumulada (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] sobre a bacia nas simulações de 2km (g, h) em janeiro de 1999. Valores médios e/ou acumulados em períodos de 7 dias.....90
- Figura 4.23:** Relação entre a diferença na precipitação acumulada no período, a área desflorestada e os índices da paisagem, percentagem de desflorestamento (DEF), densidade de bordas (ED), e densidade de fragmentos (PD), nas simulações de agosto de 1994 e 1999 para as sub-bacias SB2 (alta bacia leste), SB5 (alta bacia oeste), SB7 (bacia inteira) e SB7-SB6 (baixa bacia).....91
- Figura 4.24:** Diferenças entre os fluxos de calor sensível e latente médios das simulações EPAST, com a vegetação do ano 2000, e EFLOR, do mês de agosto de 1994, considerando, (a), 2 m. de profundidade de raízes e, (b), 8 m. de profundidade de raízes na floresta. O contorno do desflorestamento está indicado pela linha preta contínua.. .....93
- Figura 4.25:** Diferenças entre os fluxos de calor sensível e latente médios das simulações EPAST, com a vegetação do ano 2000, e EFLOR, do mês de janeiro de 1985, considerando, (a), 2 m. de profundidade de raízes e, (b), 8 m. de profundidade de raízes na floresta. O contorno do desflorestamento está indicado pela linha preta contínua... .....94
- Figura 4.26:** Ciclos diurnos médios de energia do mês de, (a), janeiro e, (b), agosto nas simulações EFLOR (linha contínua) e EPAST, considerando a vegetação do ano 2000 (linha tracejada). Simulações com 8 metros de profundidade de raízes na floresta.....95

<b>Figura 4.27: Diferenças na Temperatura virtual em °C (linhas contínuas), umidade específica em g kg<sup>-1</sup> (sombreado) e no vento (u [m s<sup>-1</sup>], w [Pa s<sup>-1</sup>]) (setas), no perfil vertical em 12°S das simulações de janeiro de 1985, entre o experimento EFLOR, considerando o uso do solo do ano 1978, e os experimentos EPAST, considerando o uso do solo dos anos 1984, 1988, 1991 2000. Diferenças na magnitude do vento menores que 0,3 m s<sup>-1</sup> não são consideradas. A magnitude do movimento vertical (w [Pa s<sup>-1</sup>]) está amplificada 20 vezes.....</b>	<b>98</b>
<b>Figura 4.28: Diferenças na Temperatura virtual em °C (linhas contínuas), umidade específica em g kg<sup>-1</sup> (sombreado) e no vento (u [m s<sup>-1</sup>], w [Pa s<sup>-1</sup>]) (setas), no perfil vertical em 12°S das simulações de agosto de 1994, entre o experimento EFLOR, considerando o uso do solo do ano 1978, e os experimentos EPAST, considerando o uso do solo dos anos 1984, 1988, 1991 2000. Diferenças na magnitude do vento menores que 0,3 m s<sup>-1</sup> não são consideradas. A magnitude do movimento vertical (w [Pa s<sup>-1</sup>]) está amplificada 20 vezes.....</b>	<b>100</b>
<b>Figura 4.29: (A) Mapas de uso do solo apresentando áreas de floresta (branco) e pastagem (preto), nos anos (I) 1984, (II) 1988, (III) 1991 e (IV) 2000. Diferenças nos campos de precipitação entre os experimentos EFLOR, considerando o uso do solo de 1978, e os experimentos EPAST, e campos de vento médio em 950 hPa., em (B) janeiro de 1985 e (C) agosto de 1994 A linha contínua preta indica a borda floresta-pastagem.....</b>	<b>102</b>
<b>Figura 5.1: Topografia em metros, rede de drenagem (linhas pretas) e hidrografia da Agencia Nacional de Águas (linhas azuis).....</b>	<b>113</b>
<b>Figura 5.2: Delimitação das sub-bacias e localização dos postos fluviométricos .....</b>	<b>114</b>
<b>Figura 5.3: Agrupamento de solos na bacia.....</b>	<b>116</b>
<b>Figura 5.4: Calibração e Validação do modelo hidrológico.....</b>	<b>128</b>
<b>Figura 5.5: Diferenças na produção d'água anual entre os experimentos EPAST e EFLOR em cada sub-bacia.....</b>	<b>132</b>
<b>Figure 5.6: Porcentagem do impacto na produção d'água, devido à mudança floresta- pastagem, nos fluxo superficial e subterrâneo .....</b>	<b>133</b>

<b>Figura 5.7: Relação entre as diferenças na produção d'água e a percentagem de desmatamento na bacia.....</b>	<b>134</b>
<b>Figura 5.8: Diferenças significativas nas medianas versus a percentagem de desflorestamento na bacia .....</b>	<b>135</b>
<b>Figura 5.9: (a) Porcentagens de vegetação secundária em cada bacia e (b) Fração evaporativa (Razão entre a energia utilizada para evapotranspiração – ET – e a radiação líquida- RN) da floresta (FL), pastagem (NF) e da vegetação secundária (FS) menor de 5 anos (c1), entre 5 e 15 anos (c2) e maior de 15 anos (c3) .....</b>	<b>138</b>
<b>Figura 5.10: Diferenças na produção d'água anual entre os experimentos ECAPO e EFLOR .....</b>	<b>139</b>
<b>Figura 5.11: Relação entre os volumes de produção d'água anual nos experimentos ECAPO e EPAST. ....</b>	<b>140</b>
<b>Figura 5.12: Redução no impacto da mudança floresta-pastagem pela incorporação da vegetação secundária versus percentagem desflorestada na sub-bacia.....</b>	<b>141</b>
<b>Figura 5.13: Diferenças significativas nas medianas ECAPO-EFLOR (círculos preenchidos) e EPAST-EFLOR (círculos vazios), versus a percentagem de desflorestamento na bacia.....</b>	<b>143</b>
<b>Figure 5.14: Distribuição de frequência acumulada da percentagem de área saturada em cada sub-bacia.....</b>	<b>146</b>
<b>Figura A.1: Distribuição da capacidade de armazenamento na célula .....</b>	<b>178</b>
<b>Figura C.1: Ajuste da relação <math>R_s/R_a</math> versus nebulosidade. Os pontos vermelhos representam valores médios estimados para cada octa de nebulosidade. As linhas vermelhas representam os percentiis 10 (traço) e 90 (contínuo), e as linhas pretas os quartiis inferior (traço) e superior (contínuo). ....</b>	<b>197</b>

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
<b>Tabela 2.1: Estações fluviométricas e áreas de aporte de acordo com a Agência Nacional de Águas .....</b>	<b>18</b>
<b>Tabela 3.1: Estações pluviométricas .....</b>	<b>33</b>
<b>Tabela 3.2: Estações fluviométricas. Longitude dos registros.....</b>	<b>34</b>
<b>Tabela 3.3: Tendências não paramétricas estatísticas significativas, de acordo com o teste de Mann-Kendall, nos parâmetros hidrológicos e índices de paisagem de cada sub-bacia.....</b>	<b>39</b>
<b>Tabela 4.1: Experimentos EPAST e EFLOR, indicando o número do experimento (N°), o ano simulado (ANO), e os mapas de vegetação (VEG) utilizados nas simulações EPAST e EFLOR.....</b>	<b>58</b>
<b>Tabela 4.2: Bias (BIAS) (Erro médio) e raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) nas simulações de precipitações diárias dos meses de janeiro.....</b>	<b>70</b>
<b>Tabela 4.3: Bias (BIAS) e raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) nas simulações de precipitações diárias dos meses de agosto .....</b>	<b>70</b>
<b>Tabela 4.4: Volumes acumulados (ACUM) e diferenças no volume acumulado (EFLOR – OBS e EPAST – OBS) de precipitações nas simulações dos meses de janeiro.....</b>	<b>74</b>
<b>Tabela 4.5: Volumes acumulados (ACUM) e diferenças no volume acumulado (EFLOR – OBS e EPAST – OBS) de precipitações nas simulações dos meses de agosto .....</b>	<b>74</b>
<b>Tabela 4.6: Diferenças totais (MSDtotal), erro quadrático médio nos campos originais (RMSorig) e deslocados (RMSdes) e coeficiente de correlação originais (CORorig) e deslocada (CORdes), calculados ponto a ponto entre os campos de precipitação acumulada nos experimentos EPAST e EFLOR considerando um limiar de 100 mm nos meses de janeiro. ....</b>	<b>79</b>

<b>Tabela 4.7: Diferenças totais (MSDtotal), erro quadrático médio nos campos originais (RMSorig) e deslocados (RMSdes) e coeficiente de correlação originais (CORorig) e deslocada (CORdes), calculados ponto a ponto entre os campos de precipitação acumulada nos experimentos EPAST e EFLOR considerando um limiar de 200 mm nos meses de janeiro..</b>	<b>80</b>
<b>Tabela 4.8: Diferenças totais (MSDtotal), erro quadrático médio nos campos originais (RMSorig) e deslocados (RMSdes) e coeficiente de correlação originais (CORorig) e deslocada (CORdes), calculados ponto a ponto entre os campos de precipitação acumulada nos experimentos EPAST e EFLOR considerando um limiar de 20 mm nos meses de agosto.....</b>	<b>81</b>
<b>Tabela 4.9: Diferenças totais (MSDtotal), erro quadrático médio nos campos originais (RMSorig) e deslocados (RMSdes) e coeficiente de correlação originais (CORorig) e deslocada (CORdes), calculados ponto a ponto entre os campos de precipitação acumulada nos experimentos EPAST e EFLOR considerando um limiar de 50 mm nos meses de agosto.....</b>	<b>82</b>
<b>Tabela 4.10: Diferenças no volume acumulado (VOL) e no máximo (MAX) em cada CRA definidos para um limiar de 200 mm no mês de janeiro, sentido do deslocamento (DESLOC) do CRA nas simulações EPAST e direção do vento médio em 950 hPA (VENTO).....</b>	<b>82</b>
<b>Tabela 4.11: Diferenças no volume acumulado (VOL) e no máximo (MAX) em cada CRA definidos para um limiar de 50 mm no mês de agosto, sentido do deslocamento (DESLOC) do CRA nas simulações EPAST e direção do vento médio em 950 hPA (VENTO).....</b>	<b>83</b>
<b>Tabela 5.1: Estações fluviométricas e áreas de aporte.....</b>	<b>115</b>
<b>Tabela 5.2: Agrupamento dos tipos de solos. Classificação Embrapa 1980. (Ta e Tb indicam argilas de atividade alta e baixa respectivamente).....</b>	<b>117</b>
<b>Tabela 5.3: Indicadores de ajuste – Calibração.....</b>	<b>129</b>
<b>Tabela 5.4: Indicadores de ajuste – Validação.....</b>	<b>130</b>
<b>Tabela 5.5: Comparações das tendências estatisticamente significativas nas observações e no experimento EPAST. (+) Indica tendências positivas e (-) tendências negativas .....</b>	<b>131</b>

<b>Tabela 5.6: Evapotranspiração média anual .....</b>	<b>132</b>
<b>Tabela 5.7: Tendências nos parâmetros hidrológicos nos experimentos EPAST e EFLOR .....</b>	<b>136</b>
<b>Tabela 5.8: Valores das medianas dos parâmetros hidrológicos da curva de duração (AVG: média, MDN: mediana, LWQ: quartil inferior, P90: percentil 90) nos experimentos EFLOR e EPAST, e valores p significativos (<math>p &lt; 0.05</math>) no teste de diferenças de Wilcoxon <i>rank-sum</i> entre as séries em ambos os experimentos (Os signos (+) e (-) indicam incremento ou diminuição na mediana do parâmetro no experimento EPAST).....</b>	<b>137</b>
<b>Tabela 5.9: Evapotranspiração e Fração Evaporativa média anual .....</b>	<b>139</b>
<b>Tabela 5.10: Comparações das tendências estatisticamente significativas nas observações e no experimento ECAPO. (+) Indica tendências positivas e (-) tendências negativas .....</b>	<b>139</b>
<b>Tabela 5.11: Tendências nos parâmetros hidrológicos no experimento ECAPO .....</b>	<b>143</b>
<b>Tabela 5.12: Valores das medianas dos parâmetros hidrológicos da curva de duração (AVG: média, MDN: mediana, LWQ: quartil inferior, P90: percentil 90) nos experimentos EFLOR e ECAPO, e valores p significativos (<math>p &lt; 0.05</math>) no teste de diferenças de Wilcoxon <i>rank-sum</i> entre as séries em ambos os experimentos (Os signos (+) e (-) indicam incremento ou diminuição na mediana do parâmetro no experimento ECAPO, e as células sombreadas indicam mudanças significativas entre os experimentos EFLOR e EPAST).....</b>	<b>145</b>
<b>Tabela 5.13: Diferenças na produção d'água e na evapotranspiração climatológica entre EPAST e EFLOR.....</b>	<b>148</b>
<b>Tabela C.1: Estações Climatológicas .....</b>	<b>196</b>
<b>Tabela D.1: Valores dos parâmetros do solo para 1 m de profundidade.....</b>	<b>199</b>
<b>Tabela D.2: Valores de albedo mensais .....</b>	<b>199</b>
<b>Tabela D.3: Valores de índice de área foliar mensais .....</b>	<b>200</b>

<b>Tabela D.4: Valores de altura da vegetação mensais .....</b>	<b>201</b>
<b>Tabela D.5: Valores de altura da vegetação mensais .....</b>	<b>202</b>
<b>Tabela D.6: Valores de cobertura da vegetação mensais.....</b>	<b>203</b>
<b>Tabela D.7: Valores de capacidade máxima do dossel.....</b>	<b>204</b>
<b>Tabela D.8: Valores de profundidade das raízes .....</b>	<b>205</b>
<b>Tabela E.1: Valores calibrados dos parâmetros do solo .....</b>	<b>207</b>
<b>Tabela E.2: Parâmetros do escoamento em células.....</b>	<b>208</b>



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANA	Agencia Nacional de Águas
ANEEL	Agencia Nacional de Energía Eléctrica
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo E Estudos Climáticos
CRA	Áreas Contiguas de Chuva
DEM	Modelo de Elevação Digital
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FAO	Organização das Nações Unidas Para Agricultura e Alimentação
FIERO	Federação das Indústrias Do Estado De Rondônia
GCM	Modelo Atmosférico de Circulação Global
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LUCC	Mudanças do Uso e da Cobertura da Terra
MGB-INPE	Modelo Hidrológico de Grandes Bacias do INPE
MNT	Modelo Numérico do Terreno
PRODES	Projeto Prodes: Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission



## LISTA DE SÍMBOLOS

alb	Albedo
AVG	Valor médio da Curva de Duração de Descargas
B	Parâmetro de forma da distribuição de capacidade de armazenamento
BIAS	Bias
biasRR	Bias na razão de escoamento
biasSLP	Bias na inclinação do segmento médio da curva de duração de descargas Bias no volume sob o segmento da curva associado com as descargas
biasVMN	mínimas Bias no volume sob o segmento da curva de duração de descargas associado
biasVMX	com as maiores descargas
CB	Parâmetro de escoamento do fluxo subterrâneo
CI	Parâmetro de escoamento do fluxo sub-superficial
Cmax	Capacidade máxima de armazenamento
Cmin	Capacidade mínima de armazenamento
COR	Coefficiente de correlação entre campos de precipitação
cover	Cobertura da vegetação
CS	Parâmetro de escoamento do fluxo superficial Porcentagem de umidade no solo que limita o movimento de água livre no
CSI	solo
DEF	Porcentagem de área desflorestada
DFA	Direções de Fluxo de alta resolução Conjunto de experimentos com o modelo hidrológico considerando a
ECAPO	existência de vegetação secundária
ED	Densidade de bordas Conjunto de experimentos com os modelos atmosférico e hidrológico
EFLOR	considerando uma vegetação fixa nas condições do ano 1978 Conjunto de experimentos com os modelos atmosférico e hidrológico
EPAST	considerando as variações anuais nas condições de vegetação
ET	Evapotranspiração
FDC	Curva de duração de descargas
FE	Fração evaporativa
HLT	Horário local
IAF	Índice de área foliar
KSS	Condutividade hidráulica saturada
KUR	Kurtosis
logR2	Coefficiente de correlação de Pearson aplicado aos logaritmos das variáveis
LWQ	Quartil inferior
MDN	Mediana da FDC

MSD	Diferença quadrática média entre os campos de precipitação
NS	Sítio experimental Fazenda Nossa Senhora
NSE	Coeficiente de Nash-Sutcliffe
OBS	Dados observados
P02	Percentil 2% da FDC
P10	Percentil 10% da FDC
P90	Percentil 90% da FDC
PD	Densidade de fragmentos
PF	Floresta primaria
PRAIZES	Profundidade das raízes
PS	Pastagem
Qobs	Descargas observadas
Qsim	Descargas simuladas
R2	Coeficiente de correlação de Pearson
RJ	Sítio experimental Reserva Biológica Jarú
Rmin	Resistência mínima do dossel
RMS	Raiz quadrada da diferença quadrática média entre
RMSE	Erro quadrático médio
SB1	Sub-bacia Fazenda Flor do Campo
SB2	Sub-bacia Ponte Comemoração
SB3	Sub-bacia Fazenda Expansão
SB4	Sub-bacia PCH Primavera
SB5	Sub-bacia Pimenta Bueno
SB6	Sub-bacia Sítio Bela Vista - Alta Bacia
SB7	Bacia Ji-Paraná
SB7-SB6	Baixa Bacia
SCM	Capacidade de armazenamento máximo do dossel
SF	Floresta secundaria
SKW	Assimetria
SLP	Inclinação do segmento médio da FDC
SSMAX	Capacidade de armazenamento da camada superior de solo
T07	Parâmetro tempo de resposta associado aos volumes acumulados em 7 dias
T15	Parâmetro tempo de resposta associado aos volumes acumulados em 15 dias
Tind	Tempo de retardo característico
t <sub>SF</sub>	Idade média da floresta secundaria
Tss	Tempo de retardo do reservatório sub-superficial
Tsub	Transmissividade do solo à superfície
Tsub	Tempo de retardo do reservatório subterrâneo
Tsup	Tempo de retardo do reservatório superficial
UPQ	Quartil superior
VAR	Variância
VMN	Volume sob o segmento de menores descargas da FDC

VMX	Volume sob o segmento de maiores descargas da FDC
$Z_{VEG}$	Altura da Vegetação
$\alpha$	Coeficiente de anisotropia hidráulica
$\eta$	Parâmetro de Brooks-Corey
$\mu$	fator de forma da relação transmissividade-profundidade



## SUMÁRIO

Pág.

<b>1. INTRODUÇÃO GERAL .....</b>	<b>1</b>
1.1.Introdução .....	1
1.2. A bacia de Ji-Paraná .....	6
1.3.Objetivo e organização da tese .....	9
<b>2. ESTIMATIVAS DOS ÍNDICES DA PAISAGEM NA BACIA DE JI-PARANÁ .....</b>	<b>11</b>
2.1.Introdução .....	11
2.2.Dados e Metodologia.....	14
2.3.Resultados.....	19
2.4.Discussão .....	25
<b>3. A CONVERSÃO DE FLORESTA EM PASTAGENS ESTÁ AFETANDO A RESPOSTA HIDROLOGICA DA BACIA DE JI-PARANA? .....</b>	<b>27</b>
3.1. Introdução.....	27
3.2. Dados e Metodologia.....	31
3.3. Resultados.....	37
3.3.1. Análises não paramétrica de tendências .....	37
3.3.2. Variabilidade na precipitação .....	39
3.3.3. Correlações não paramétricas entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem.....	40
3.3.4. Correlações não paramétricas defasadas entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem .....	43
3.4. Discussão .....	46
<b>4. SIMULAÇÕES DO IMPACTO DA FRAGMENTAÇÃO NA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO UTILIZANDO O MODELO ETA.....</b>	<b>51</b>
4.1. Introdução.....	51
4.2. Dados e Metodologia.....	54
4.2.1. O modelo Eta .....	54
4.2.2. Índices da paisagem.....	55
4.2.3. Experimentos .....	56
4.2.4. Análises das simulações .....	59
4.3. Resultados.....	61
4.3.1. Impacto do desflorestamento nas primeiras horas de simulação.....	61
4.3.2. Ciclos diurnos de energia e precipitação .....	65

4.3.3. Precipitação e evaporação diárias.....	69
4.3.4. Valores acumulados de precipitação e evaporação .....	74
4.3.5. Impacto da fragmentação da paisagem nos campos de precipitação de Janeiro de 1985, Janeiro de 1987, Agosto de 1994 e Agosto de 1999 .....	83
4.4. Discussão .....	92

## **5. SIMULAÇÕES HIDROLÓGICAS DO IMPACTO DA MUDANÇA DO USO E COBERTURA DA TERRA .....105**

5.1. Introdução.....	105
5.2. Dados e Metodologia.....	109
5.2.1. O Modelo Hidrológico de Grandes Bacias MGB-INPE .....	109
5.2.2. Obtenção da rede de drenagem e dados topográficos.....	111
5.2.3. Dados hidrológicos e delimitação das sub-bacias .....	113
5.2.4. Preparação dos dados hidrometeorológicos .....	115
5.2.5. Mapas de classificação de solos e de uso e cobertura do solo .....	116
5.2.6. Parâmetros do modelo .....	119
5.2.6.1. Parâmetros do solo .....	119
5.2.6.2. Parâmetros da vegetação .....	120
5.2.6.3. Parâmetros de escoamento nas células .....	121
5.2.7. Condições iniciais de água no solo.....	122
5.2.8. Calibração e verificação do modelo .....	122
5.2.9. Experimentos.....	124
5.2.9.1. Experimento EPAST: Floresta e Pastagem .....	125
5.2.9.2. Experimento EFLOR: Floresta Prístina.....	125
5.2.9.3. Experimento ECAPO: Floresta Prístina, Pastagem e Floresta Secundária .....	125
5.2.10. Comparações entre experimentos.....	126
5.3. Resultados.....	127
5.3.1. Calibração e Verificação do modelo .....	127
5.3.2. Impactos das mudanças na cobertura da terra nas simulações de vazões .....	131
5.3.2.1. Impactos da transformação da floresta em pastagem .....	131
5.3.2.2. Impactos da vegetação secundária.....	138
5.4. Discussão .....	147

## **6 CONCLUSÕES.....151**

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....159**

## **APÊNDICE A - O MODELO HIDROLÓGICO DE GRANDES BACIAS MGB-INPE.....177**

A.1. Distribuição da capacidade de armazenamento do solo dentro da célula.....	179
A.2. Representação da profundidade da zona saturada e fluxo d'água subterrâneo .....	183

A.3. Estimativa da área saturada dentro da célula e do fluxo superficial.....	183
A.4. Fluxo sub-superficial e Drenagem Profunda .....	183
A.5. Evaporação e Transpiração .....	185
A.6. Translado dos fluxos nas células .....	189
A.7. Translado na rede de drenagem .....	190
<b>APÊNDICE B - CÁLCULO DO ÍNDICE TOPOGRÁFICO.....</b>	<b>193</b>
<b>APÊNDICE C - ESTIMATIVA DE DADOS DE RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE À SUPERFÍCIE .....</b>	<b>195</b>
<b>APÊNDICE D - VALORES DOS PARÂMETROS UTILIZADOS NO MODELO HIDROLÓGICO .....</b>	<b>199</b>
<b>APÊNDICE E - VALORES DOS PARÂMETROS CALIBRADOS NO MODELO HIDROLÓGICO .....</b>	<b>207</b>



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO GERAL

### 1.1. Introdução

O efeito das mudanças do uso e na cobertura da terra (LUCC) na resposta hidrológica, em particular a conversão de floresta em outros tipos de uso tais como pastagens e cultivos, tem capturado a atenção de hidrólogos e alimentado acalorados debates durante décadas. Considerando o recente interesse nos efeitos potenciais das mudanças climáticas e das mudanças do uso do solo sobre os ecossistemas e suas conseqüências na sustentabilidade social, existe uma forte necessidade de prover bases técnicas e científicas para orientar políticas públicas de meio-ambiente no futuro próximo. Desta forma, resulta crucial conhecer a função dos ecossistemas naturais na preservação da sua funcionalidade, e sua resiliência diante das mudanças induzidas pelo homem.

A paisagem atual da floresta tropical naquelas áreas sob maior ocupação humana está dominada por fragmentos de floresta, pastagens e cultivos. A dinâmica desta ocupação tem ocasionado a redução das áreas de floresta, dividindo-as em fragmentos descontínuos e incrementando o número de bordas associadas com estes fragmentos (LAURENCE; BIERREGAARD, 1997; SKOLE; TUCKER, 1993; LAURANCE, 2000). Desde um ponto de vista ecológico, a fragmentação da floresta e os efeitos de bordas do desflorestamento foram identificados como “um dos processos mais difundidos e deletérios que ocorrem nos trópicos hoje” (BROADBENT et al., 2008). Broadbent et al. (2008) concluem que a fragmentação na Amazônia está criando grandes áreas de floresta susceptíveis aos efeitos de bordas, e estimam que 53% de mais de 1.1 milhões de km<sup>2</sup> de floresta Amazônica apresentam 2 km de bordas. Além dos bem documentados impactos ecológicos e riscos de fogo associados com bordas na floresta, a fragmentação tem produzido grandes impactos nos processos hidrológicos e do clima (p. ex. AVISSAR ; PIELKE, 1989; KAPOS, 1989; GIAMBELLUCA et al., 2002; ZIEGLER et al., 2004 ; ZIEGLER et al., 2007). A modificação da paisagem impacta a resposta hidrológica de uma bacia uma vez que esta é o resultado da

integração de atributos biogeofísicos heterogêneos da superfície de drenagem e de processos atmosféricos os quais tem lugar em diferentes escalas espaciais e temporais.

A substituição da floresta por pastagem ou cultivos afeta o balanço d'água através de mudanças na evapotranspiração associada com os diferentes tipos de vegetação (BRUIJNZEEL, 2004; ANDRÉASSIAN, 2004). As propriedades hidráulicas dos solos também são afetadas, resultando em modificações nos caminhos naturais do fluxo (ZIEGLER et al., 2004; ZIMMERMANN, et al., 2006; GERMER, et al., 2010). Estudos em pequenas bacias identificaram que a substituição de florestas por pastagens acarreta o incremento na produção d'água e no escoamento direto, assim como a maiores descargas de pico em eventos individuais (BOSCH; HEWELTT, 1982; BRUIJNZEEL, 2004; ANDRÉASSIAN, 2004). Por outro lado, dado o comportamento não linear da integração de processos, a extrapolação destas relações para escalas maiores não é apropriada (BLÖSCH et al. 2007). Em grandes bacias, a paisagem heterogênea, somado ao gradiente climático ao longo da área de drenagem, favorece este comportamento não linear. A justaposição de fragmentos de floresta e pastagem ou cultivos pode reduzir o impacto no escoamento direto (ZIEGLER et al., 2007), enquanto que o efeito de bordas e a presença de vegetação secundária são capazes de compensar os efeitos da perda da floresta na evapotranspiração (GIAMBELLUCA et al., 2003; GIAMBELLUCA, 2002, SHUTTLEWORTH, 1988, VON RANDOW et al, 2010)

Estudos em grandes bacias da Floresta Amazônica apresentam resultados contraditórios respeito ao impacto da mudança do uso do solo nas descargas. Na bacia do Tocantins, as descargas se incrementaram após os anos 70 como resultado da conversão de grande parte de sua floresta em pastagens para criação de gado (COSTA et al, 2003). No entanto, na bacia de Ji-Paraná não são encontradas mudanças significativas nas series de descargas apesar da perda de mais de 50% da floresta prístina (LINHARES, 2005). Ainda, as tendências encontradas nas descargas dos principais tributários do Rio Amazonas, muitos deles localizados na região do Arco de Desmatamento, são explicadas pela variabilidade da precipitação (TRANCOSO, 2006; ESPINOZA VILLAR et al, 2009a; MARENGO, 2009).

As mudanças do uso e cobertura da terra podem também afetar a resposta hidrológica da bacia através de mecanismos de retro-alimentação com o clima local (PIELKE, 2005). A variabilidade espacial da umidade do solo, rugosidade da superfície, albedo, índice de área foliar e condutância estomática afetam o intercâmbio de calor, umidade e momentum entre a superfície e a atmosfera (AVISSAR, 1992; COLLINS; AVISSAR, 1994), e conseqüentemente afetam o desenvolvimento da camada limite planetária (PIELKE et al. 1998; LI; AVISSAR, 1994; FISCH et al, 2004). Além, a justaposição de áreas com diferentes coberturas do solo promove o desenvolvimento de gradientes horizontais de temperatura, os quais dão origem a circulações atmosféricas de meso-escala (ANTHES, 1984; OOKOUCHI et al., 1984; MAHFOUF et al., 1987; AVISSAR; PIELKE, 1989; AVISSAR, 1992). Estas circulações podem forçar processos convectivos (MAHFOUF et al, 1987, WANG et al, 2009) e impactar na distribuição espacial e temporal da nebulosidade e da precipitação (AVISSAR; LIU, 1996; DURIEUX et al., 2003; NEGRI et al., 2004).

A perda da floresta na Amazônia resultou no incremento da temperatura e a diminuição da evapotranspiração (GASH; NOBRE, 1997). As diferenças na cobertura do solo resultam em diferenças nas propriedades térmicas do solo, nos fluxos de calor e na dinâmica do conteúdo de umidade no mesmo (ALVALÁ et al., 2002), o que afeta e o intercâmbio de energia com a atmosfera. Durante a estação seca, nas áreas desflorestadas, verifica-se uma maior ocorrência de nuvens rasas (NEGRI et al, 2004; CHAGNON; BRAS, 2005), resultado do desenvolvimento de circulações de mesoescala (WANG et al., 2009). Este incremento da ocorrência de nuvens baixas, junto com a diminuição da convecção noturna são responsáveis pela diminuição da precipitação durante a época seca em áreas desflorestadas, enquanto que durante a época úmida há um incremento da precipitação como resultado do incremento na convecção profunda (DURIEUX et al., 2003). Por outro lado, a variabilidade detectada nas séries de precipitação na Amazônia está associada com variabilidade climática interanual, decadal e interdecadal (MARENGO, 2009; CHEN et al., 2001; ESPINOZA et al.,

2009b), sem que possam ser identificadas tendências unidirecionais que estejam relacionadas com o desflorestamento (ESPINOZA et al., 2009b; MARENGO, 2009).

As simulações do impacto do desflorestamento utilizando modelos atmosféricos de circulação global (GCMs) mostram uma diminuição da evapotranspiração e da precipitação com a perda da floresta na bacia Amazônica (HENDERSON-SELLERS E GORNITZ, 1984; SHUKLA et al., 1990; NOBRE et al., 1991; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; LEAN; ROWNTREE, 1993, COSTA; FOLEY, 2000, ZHANG et al., 2001; SAMPAIO et al., 2007; COSTA et al., 2007). A modelagem na escala regional parece contradizer os resultados dos GCMs, mostrando que as circulações de mesoescala originadas pela fragmentação da paisagem incrementam localmente a precipitação (BAIDYA ROY, AVISSAR, 2002; RAMOS DA SILVA; AVISSAR, 2006; CORREIA et al., 2008; BAIDYA ROY, 2009). No entanto, a diminuição da precipitação nas simulações está associada a fragmentos de menor extensão (SAAD, 2010). O incremento da área desflorestada, acima de um determinado limiar, resulta na diminuição da precipitação (SAAD et al, 2010). A localização e o grau do impacto no clima dependem também da forma e localização do fragmento com respeito ao escoamento médio nos baixos níveis (SAAD et al, 2010).

Estudos numéricos regionais desenvolvidos sobre a Amazônia estão focados nos impactos dos processos de mesoescala originados pela fragmentação da paisagem, ou no impacto de longo prazo de um único fragmento. No estudo da resposta hidrológica de grandes bacias, e de sua variação sob mudanças do uso da terra, é essencial conhecer os efeitos da integração dos impactos destes fragmentos na escala da bacia, e avaliar se esses efeitos são discerníveis nas vazões defluentes.

Resumindo, em grandes bacias o impacto na resposta hidrológica da mudança do uso do solo depende da integração de diferentes processos fortemente não lineares, que envolvem aspectos relacionados com a organização da paisagem e retroalimentações com o clima. As tendências nos registros de descargas existentes na bacia Amazônica têm recebido diferentes interpretações. Está claro que o sinal do impacto das mudanças

do uso da terra é dependente da escala, e que diferentes efeitos estão sobrepostos por diversos fatores naturais.

A bacia de Ji-Paraná apresenta condições propícias para o estudo dos impactos da mudança do uso do solo. Localizada no denominado Arco de Desflorestamento da Amazônia, têm sofrido a perda de mais de 50% de sua floresta desde finais dos anos 70. A dinâmica da mudança do uso e na cobertura do solo nesta região do estado de Rondônia foi amplamente estudada, resultando num vasto conjunto de informações e análises relatados na literatura científica (p. ex. BECKER, 1990; ALVES, 1999; ALVES, 2003; ESCADA, 2003; MELLO; ALVES, 2005; LINHARES, 2005; DE SOUZA SOLER; VERBURG, 2010). A região foi alvo de diversos estudos atmosféricos e hidrológicos durante a campanha do Experimento de Grande Escala da Amazônia (LBA) que apresentam importantes resultados sobre os impactos das mudanças do uso do solo na resposta hidrológica e na interação com a atmosfera (p. ex. ALVALA et al., 2002; SILVA DIAS et al., 2002 ; VON RANDOW, et al., 2004 ; ZIMMERMANN, et al., 2006 ; GERMER et al., 2006 ; GERMER et al., 2010) . Ainda, a disponibilidade de informações históricas de uso e cobertura do solo, desenvolvidas por LINHARES (2005), permite descrever as características da paisagem da superfície na bacia com um alto nível de detalhamento. Também as series históricas de descargas em diferentes estações dentro da bacia, disponibilizadas pela Agencia Nacional de Águas (ANA), possibilitam uma análises no espaço e no tempo dos impactos sobre o regime hidrológico.

Neste estudo são analisados os padrões espaciais e temporais da resposta hidrológica na bacia de Ji-Paraná, explorando as relações potenciais entre esta variabilidade e a heterogeneidade da superfície ocasionada pela mudança do uso do solo na bacia. Informações detalhadas na escala de sub-bacias permitem um enfoque do estudo em diferentes escalas espaciais. A variabilidade da resposta hidrológica é exaustivamente estudada através de descritores estatísticos das curvas de duração de descargas em cada estação. A variabilidade nestes descritores é relacionada com a heterogeneidade na configuração da superfície, mensurada através de Índices da Paisagem. Também a

relação precipitação-descarga, e sua variação temporal e espacial, é analisada utilizando informações de pluviômetros na região. Simulações numéricas com o modelo atmosférico Eta e com o modelo hidrológico de grandes bacias MGB-INPE foram utilizadas com o intuito de avaliar a capacidade dos modelos em reproduzir os padrões e relações observadas. Ainda, estas simulações permitiram inferir processos e interações que levaram às configurações observadas do impacto das mudanças do uso do solo na hidrologia da bacia e sua relação com a configuração da paisagem.

## **1.2. A Bacia de Ji-Paraná**

A bacia de Ji-Paraná está localizada no sudoeste da Amazônia Legal Brasileira (Fig. 1.1). A área de drenagem até a estação de Ji-Paraná (10.87S - 61.94W) é de aproximadamente 33000 km<sup>2</sup>. O rio Ji-Paraná nasce da junção dos rios Pimenta Bueno e Comemoração e corre de Sudeste para Noroeste até desembocar no rio Madeira. A alta bacia do Ji-Paraná está dividida em dois ramais: o ramal oeste, definido pela área de drenagem do rio Pimenta Bueno, e o ramal leste, drenado pelo rio Comemoração. Pequenos reservatórios, para geração de energia, foram construídos em ambos os ramais: Primavera e Rutmann no rio Pimenta Bueno, e Cachoeira Ávila no rio Comemoração.

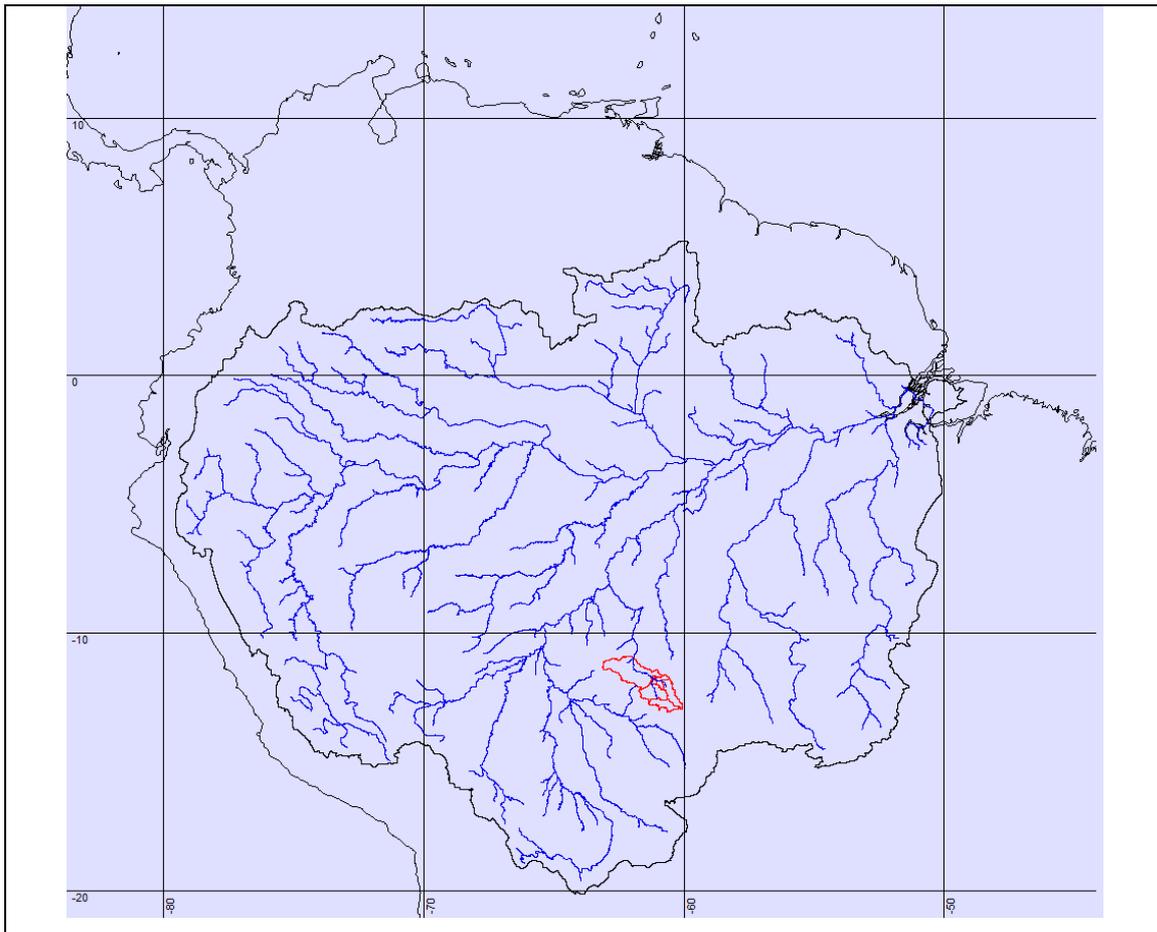


Figura 1.1: Localização da bacia de Ji-Paraná, em vermelho, dentro da bacia do Amazonas.

As descargas máximas na bacia de Ji-Paraná são observadas durante o mês de março e as mínimas em setembro e outubro. As descargas máximas superam  $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  na estação de Ji-Paraná, enquanto que as mínimas são menores que  $130 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . A descarga média anual é de aproximadamente  $700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . O clima na bacia é principalmente de tipo tropical, quente e úmido, com um regime sazonal bem definido. A precipitação durante a época úmida, de outubro até março, é de aproximadamente 300 mm por mês, enquanto que nos meses mais secos a precipitação observada pode ser menor que 20 mm. O total precipitado no ano varia entre 1250 e 2500 mm. A temperatura média é de  $24 \text{ }^\circ\text{C}$ , com mínimas geralmente superiores aos  $18 \text{ }^\circ\text{C}$ . A insolação é de aproximadamente 2100 horas por ano, com variações mensais entre 100 e 270 horas. A umidade relativa média anual se encontra entre 80% e 90% durante a estação úmida e

próxima a 75% na época seca. A evaporação potencial na bacia é superior a 100 mm por mês (INMET, 1991; FIERO, 2003; ANA, 2006a).

O substrato geológico está caracterizado pelo gneisse Pré-Cambriano, que tem sido intemperizado formando uma paisagem de relevo baixo, suave, com encostas convexas e cristas que atingem mais de 500 metros acima do nível médio do mar. A área pertence a uma unidade morfo-estrutural conhecida como Planalto Dissecado da Amazônia Sul, caracterizado por uma topografia pronunciada com diferenças de altitude de até 150 metros, remanescentes das cristas formadas pelas rochas de granito e gneiss Pré-Cambrianas do Complexo Xingu (ZIMMERMANN et al., 2006), separadas por vales de diferentes larguras. No sul e sudoeste da bacia está localizado a Chapada dos Parecis, com alturas entre 300 e 600 metros. Na fronteira noroeste da bacia está localizada a Cadeia Montanhosa dos Pacaás Novos, cujas alturas não excedem 300 metros. A fronteira leste da bacia está definida por duas chapadas: Roosevelt, com altitudes maiores que 400 metros, e Ji-Paraná, com altitudes menores que 300 metros. As ordens de solos associada com esta unidade morfo-estrutural são *Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico argissolico* (Soil Taxonomy Oxisols - FAO Ferralsols), *Argissolo Vermelho Amarelo* (Soil taxonomy Ultisols, FAO Acrisols), *Cambissolos* (Soil Taxonomy Inceptisols, FAO Cambisols) and *Neossolos Quartzênicos* (Soil Taxonomy Quartzipsamments, FAO Arenosols) encontrados em encostas e ao longo dos canais (GERMER et al., 2006).

A bacia está localizada numa área de tensão ecológica, originalmente coberta por diferentes tipos de vegetação: Cerrado, Floresta Densa, Floresta Aberta e Floresta Semi-decídua (ANA, 2006b; LINHARES, 2005). Nesta área de transição da Amazônia ainda não é completamente entendida a relação entre a variabilidade climática e de solos com a composição florística, estrutura e funcionamento da vegetação. No entanto, deve ser destacado que apesar de existir pequenas diferenças no micro-clima de alguns pontos da bacia de Ji-Paraná, as características climáticas são, em geral, uniformes ao longo da bacia.

Ainda, características de transição associadas à atividade antropogênica são evidentes na parte baixa da bacia e em grandes áreas na parte alta. A expansão da agricultura tem sido a principal razão do desflorestamento na bacia (LUCAS et al., 2002), que começou nos anos 70 associada com a criação da estrada federal BR 364 (ALVES, 1999; ALVES, 2002a,b; ALVES et al., 2003) e com a ocupação da terra por pequenos assentamentos rurais encorajados por políticas do governo (ALVES et al., 2003; MACHADO, 1998; BECKER, 1990 ). Padrões de ocupação do solo do tipo espinha de peixe, altamente fragmentados, são predominantes na parte norte e central da bacia, associados com assentamentos e pequenas áreas de agricultura familiar (LINHARES, 2005). Na região sul-sudeste, por outro lado, são predominantes grandes áreas de desflorestamento associadas com agricultura e pecuária (LINHARES, 2005).

### **1.3. Objetivo e organização da tese**

O intuito deste trabalho é explorar as relações potenciais entre a variabilidade hidrológica e a organização da paisagem na bacia, resultado das mudanças do uso do solo. Dados observados são exaustivamente analisados à procura de sinais que possam estar associados com a perda de floresta na bacia. Com base nos achados a partir das observações, a simulação numérica destes processos é analisada utilizando um modelo hidrológico de grandes bacias e um modelo atmosférico regional. Os estudos são realizados considerando o efeito da escala na resposta hidrológica.

O objetivo geral deste trabalho é o estudo da agregação dos impactos da fragmentação da vegetação, e sua influência nos processos hidrológicos em uma bacia Amazônica de floresta tropical de meso-escala, tendo como objetivos específicos os seguintes:

- Identificar sinais do impacto do desflorestamento nas séries de precipitação e descarga na bacia.
- Estudar o impacto da perda da cobertura florestal, e de sua fragmentação, nas características do fluxo e sua agregação na resposta hidrológica da bacia.

- Estudar o efeito da fragmentação da cobertura florestal nos padrões de precipitação durante o período úmido e o período seco.
- Relacionar os resultados obtidos com o grau e forma de fragmentação da floresta dentro da bacia, através do uso de índices de paisagem.

A tese foi organizada em capítulos que discutem os diferentes estudos aplicados para o desenvolvimento de todo o projeto. Cada capítulo possui uma organização tal que permite sua compreensão em forma independente do restante do texto, mas mantém ao mesmo tempo a complementaridade necessária à estrutura do trabalho. Desta forma, materiais e métodos utilizados em cada parte do estudo são descritos juntamente com os resultados obtidos em cada capítulo. Ainda, para lograr o objetivo de apresentar conjuntamente todas as informações necessárias para o entendimento do estudo detalhado em cada capítulo, algumas destas informações foram necessariamente repetidas em diferentes capítulos, permitindo ao leitor uma rápida revisão das mesmas.

No Capítulo 2 são apresentados os índices da paisagem escolhidos para caracterizar o padrão de fragmentação da superfície na bacia. O trabalho de identificação de sinais nas séries hidrometeorológicas na bacia é descrito no Capítulo 3. Os estudos com modelos numéricos são apresentados no Capítulo 4, que versa sobre modelagem atmosférica, e no Capítulo 5, sobre modelagem hidrológica. Finalmente as conclusões do trabalho são expressas no Capítulo 6.

## CAPÍTULO 2

### ESTIMATIVAS DE ÍNDICES DA PAISAGEM NA BACIA DE JI-PARANÁ

#### 2.1. Introdução

A perda de áreas de floresta prístina devido à ocupação do solo na Amazônia resulta na transformação da paisagem. Diferentes atores e forças, locais e externas, agem sobre a paisagem transformando-a num mosaico heterogêneo. O tamanho e distribuição espacial dos fragmentos de floresta prístina remanescentes afetam a sobrevivência de espécies (BIERREGAARD, 1990; SAUNDERS et al., 1991; FORMAN, 1999). Ainda, a heterogeneidade da paisagem afeta processos abióticos, tais como distribuição de temperatura, umidade relativa do ar, incidência de radiação, exposição a ventos, umidade do solo, etc (SAUNDERS et al., 1991; FORMAN, 1999). A transformação da superfície da bacia altera os processos hidrológicos de infiltração, distribuição de umidade no solo, evapotranspiração e geração de escoamento (p. ex. GIAMBELLUCA et al., 1997; GIAMBELLUCA et al., 1999; GIAMBELLUCA et al., 2003; ZIEGLER et al., 2004; GIAMBELLUCA, 2002; ZIEGLER et al., 2004; ZIEGLER et al., 2007; TOMASELLA; HODNETT, 1996; ZIMMERMANN et al., 2006; GERMER et al., 2010), e afeta também a partição da energia que chega à superfície, interagindo com o clima local e produzindo modificações nos padrões de nebulosidade e precipitação (p. ex. AVISSAR; PIELKE, 1989 ; AVISSAR,1992 ; DURIEUX et al, 2003 ; NEGRI et al. 2004 ; CHAGNON; BRAS, 2005 ; WANG et al, 2009).

No estado de Rondônia, a aceleração da trajetória de ocupação do solo e de mudanças do uso da terra teve início no final da década de 70, com o estabelecimento dos primeiros projetos agrários, e estimulada por políticas de Estado (BECKER, 1990; ALVES, 1999). Como resultado de tais políticas, a ocupação da terra em Rondônia está hoje caracterizada por assentamentos agrários promovidos pelo Estado, colonização por fazendas de médio e grande porte, áreas de conservação, áreas indígenas e áreas de ocupação ilegal (DE SOUZA SOLER; VERBURG, 2010). A paisagem de Rondônia apresenta quatro padrões de ocupação (ESCADA, 2003): os minifúndios, áreas menores

60 hectares; as pequenas propriedades, áreas entre 60 e 240 hectares; as propriedades médias, áreas entre 240 e 900 hectares; e as grandes propriedades, áreas maiores que 900 hectares.

Dentro da bacia de Ji-Parana, os padrões de minifúndios e de pequenas e grandes propriedades são os mais difundidos (LINHARES, 2005). Os minifúndios estão em geral associados aos pequenos produtores e se distribuem em forma aleatória na paisagem (LINHARES, 2005). As pequenas propriedades foram criadas pelos assentamentos agrários promovidos pelo Estado, e se dispõem num padrão espinha de peixe (LINHARES, 2005). Finalmente, as grandes propriedades são áreas destinadas à pecuária (LINHARES, 2005). O padrão espinha de peixe é predominante da região central, e se estende para o noroeste (baixa bacia), enquanto que na parte sul-sudeste (alta bacia) predomina o padrão de médias e grandes propriedades (LINHARES, 2005). A dinâmica do desflorestamento é diferente em ambos os padrões de ocupação da terra. De acordo com Fearnside (1993), o desflorestamento na Amazônia Brasileira ocorre principalmente em médias e grandes propriedades. Entretanto, Alves (2003) mostra que na região nordeste de Rondônia a maior parte do desflorestamento ocorre em áreas de 50 a 100 ha, ocorrendo a aquisição de pequenas propriedades por parte de fazendeiros que as combinam para formar grandes propriedades (ALVES, 2003; MELLO; ALVES, 2005). Na região centro-norte do estado, De Souza Soler e Verburg (2009) mostram que, entre os anos 2000 e 2008, as maiores percentagens de desflorestamento foram registradas nos assentamentos agrários, mas os tamanhos de fragmentos foram maiores nas regiões de médias e grandes propriedades. Linhares (2005) observa que, dentro da bacia de Ji-Paraná, no padrão espinha de peixe, o desflorestamento acontece em pequenas áreas nas bordas dos fragmentos; enquanto que nos grandes latifúndios o desflorestamento acontece em grandes proporções. Ainda, a maior frequência do processo de abandono de áreas e de abertura de novas áreas nos assentamentos agrários resulta numa maior velocidade de desflorestamento quando comparado com o desflorestamento em grandes propriedades (LINHARES, 2005).

As modificações na composição da paisagem, resultantes da ocupação do solo na bacia, podem ser descritas através da análise espacial. A análise espacial é uma poderosa ferramenta quando se trabalha com dados espacialmente distribuídos nos quais o arranjo espacial é importante na interpretação de resultados (p.e. BAILEY; GATRELL, 1995; FROHN; HAO, 2006). Neste tipo de análise, os padrões espaciais das variáveis são relacionados com os processos estudados (p. ex. CUSHMAN; WALLIN, 2000; WEINSTOERFFER; GIRARDIN, 2000; LIN et al., 2002; FORTIN et al., 2003; BERLING-WOLFF; WU, 2004; KEARNS et al., 2005, LIN et al, 2007). Os padrões espaciais são quantificados através de índices baseados em conceitos estatísticos, geométricos, fractais, ou espectrais, que descrevem a métrica da paisagem. Os índices podem ser agrupados em métricas de classe, que medem a área e proporção de uma determinada classe, métricas da forma, que medem a complexidade da fragmentação na paisagem, métricas do fragmento, que quantificam a distribuição e o tamanho dos fragmentos, e métricas de bordas, que quantificam a longitude e a distribuição das bordas entre fragmentos. Estes indicadores da paisagem resultam, em sua maioria, sensíveis a extensão da área analisada e as variações de escala, o que afeta seu desempenho (MCGARIGAL; MARKS, 1994; SAURA, 2004; WU, 2004). Um índice de paisagem é dito eficaz quando resulta relativamente insensível a características arbitrárias de amostragem, ou com uma sensibilidade factível de ser prognosticada, mas apresenta uma importante sensibilidade ao padrão da paisagem (FROHN E HAO, 2006).

No presente capítulo descrevem-se as variações dos padrões da paisagem ocasionadas pelo desflorestamento dentro da bacia de Ji-Paraná. Para este trabalho foram escolhidos alguns índices característicos, de acordo com as definições de McGarigal e Marks (1994) e de Coppedge et al. (2001), e de acordo com o estudo de Frohn e Hao (2006) sobre o desempenho dos mesmos. Analisa-se a variação temporal destes índices considerando as escalas em que serão utilizadas nas análises posteriores, nas correlações com dados observados de vazões no Capítulo 3; nas simulações atmosféricas, no Capítulo 4; e hidrológicas, no Capítulo 5.

## 2.2. Dados e Metodologia

A informação referente à mudança na cobertura vegetal da bacia corresponde à obtida por Linhares (2005), para os anos 1978, 1980 e de 1983 até 2001, e à disponibilizada por PRODES (INPE, 2002), desde 2001 até 2006. Linhares (2005) desenvolveu mapas temáticos de classificação de vegetação sobre a bacia, com resolução de 30 metros, utilizando informação recuperada a partir de imagens orbitais dos sensores MSS/Landsat (Multi Spectral Scanner) e TM/Landsat 5 (Thematic Mapper), em formato analógico (1978, 1980 e 1983) e digital (depois de 1983), a partir das bandas TM 3, TM 4 e TM 5. A classificação realizada por Linhares (2005) segue a metodologia utilizada pelo Projeto de Estimativa de Desflorestamento da Amazônia - PRODES (INPE, 2002). Uma discussão sobre esta metodologia pode ser encontrada em Alves (2001).

Linhares (2005) utiliza duas classes para a classificação da vegetação nos seus mapas: Vegetação Alterada e Vegetação Não Alterada. Esta classificação não reconhece diferenças entre floresta e savana, ambas presentes na bacia. A bacia apresenta manchas de savana, como parte de sua vegetação prístina, que representam uma pequena extensão, localizada principalmente no sul da bacia (Fig. 2.1). Outra limitação da metodologia empregada para determinar as classes consiste em que não é considerado o surgimento de uma floresta secundária ou capoeira, considerando que uma vez que uma região aparece como desflorestada não apresentará regeneração da vegetação.

A extensão da bacia e a alta resolução dos mapas temáticos dificultam a aplicação dos algoritmos computacionais para o cálculo dos índices, pelo que os mesmos foram reamostrados com uma resolução de 100 metros (mesma resolução utilizada no estudo hidrológico) através do método do vizinho mais próximo. Com o intuito de verificar o impacto da troca de resolução no cálculo dos índices, foram comparadas as séries históricas desses dois estudos na parte alta e baixa da bacia.

A série histórica obtida por Linhares (2005) foi completada até o ano 2006 utilizando os dados de desflorestamento fornecidos pelo INPE através do projeto PRODES (INPE,

2002). Como os mapas temáticos de desflorestamento de PRODES apresentam resolução de 60 metros foram re-amostrados para a resolução de estudo – 100 metros, utilizando também o método do vizinho mais próximo. Os novos mapas temáticos foram criados mantendo a informação de Linhares para o ano 2001 como base e agregando as novas áreas de desflorestamento mapeadas anualmente pelo PRODES.

As análises da variação nos índices da paisagem obtidos com resolução de 100 metros são utilizadas na interpretação dos resultados das análises de dados observacionais no Capítulo 3 e dos resultados da modelagem hidrológica no Capítulo 5. Para a interpretação dos resultados da modelagem atmosférica, no Capítulo 4, é necessária a análise da variação destes índices na grade utilizada pelo modelo Eta, uma vez que a reamostragem em diferentes escalas dos mapas temáticos resulta na modificação dos índices de paisagem (FROHN; HÃO, 2006). O modelo atmosférico Eta realiza a reamostragem dos mapas temáticos de vegetação considerando para cada novo pixel de resolução menor, o tipo mais freqüente de classe na resolução maior. Os índices da paisagem foram, então, estimados com base nos mapas de vegetação obtidos das simulações com o Modelo Regional Eta, com resolução de 2 km, para os anos 1978, 1984, 1986, 1988, 1991, 1994, 1996, 1999 e 2000.

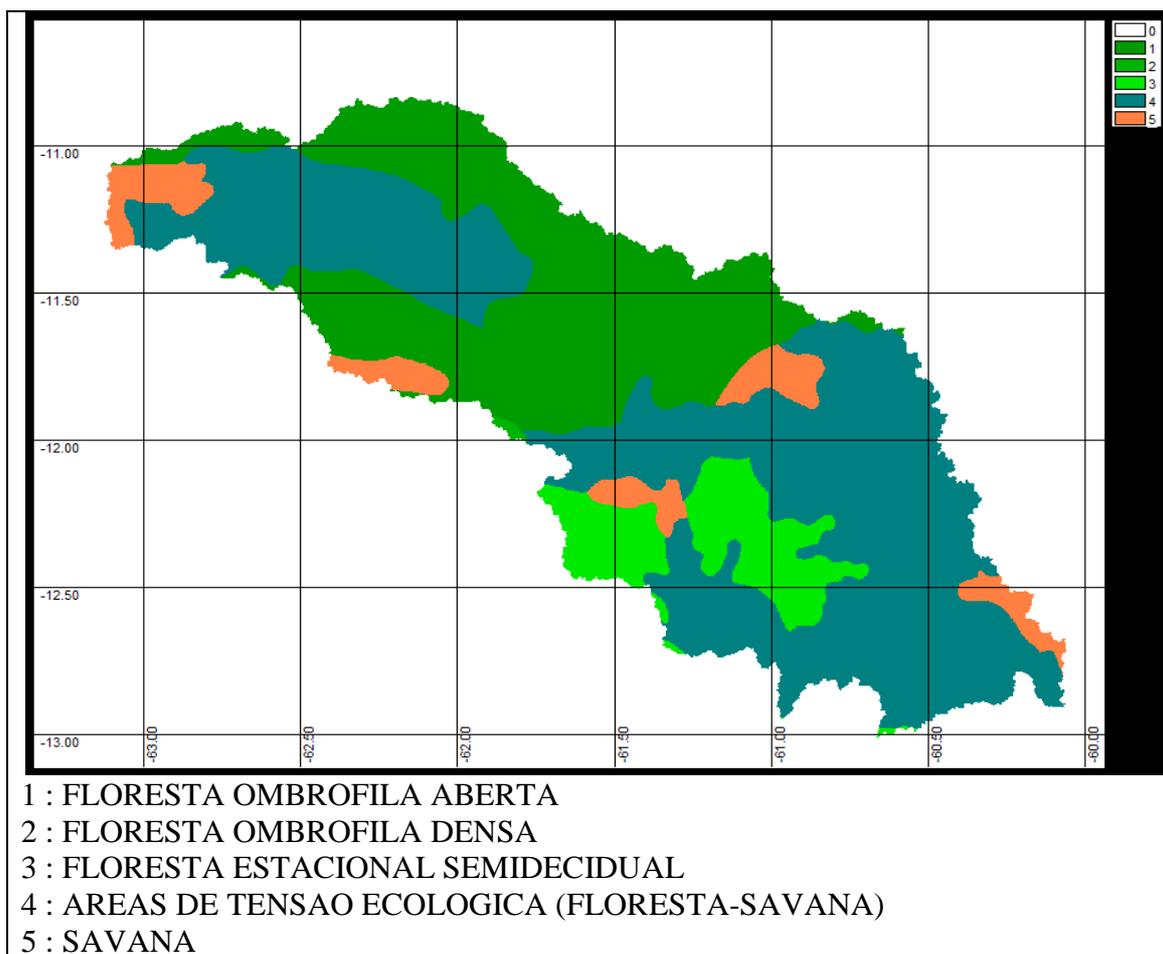


Figura 2.1: Vegetação na Bacia de Ji-Paraná de acordo com a Agência Nacional de Águas

Para descrever as modificações na paisagem que podem afetar os processos hidrológicos foram escolhidos três índices: A variação na extensão da área desflorestada foi descrita através da porcentagem de área da bacia associado com a classe Vegetação Alterada (DEF) (Eq. 2.1); a fragmentação da paisagem foi descrita através da Densidade de Fragmentos (PD) (Eq. 2.2); e a presença de justaposições de fragmentos de Vegetação Alterada e Não Alterada foi descrita através da Densidade de Bordas (ED) (Eq. 2.3). Nas análises foram consideradas as sub-bacias demarcadas pelas áreas de contribuição às estações fluviométricas nas quais se conta com dados de vazões observadas da Agência Nacional de Águas (ANA, 2006b) (Fig. 2.2 e Tabela 2.1). A sub-bacia SB7 corresponde à bacia de Ji-paraná, onde estão incluídas todas as sub-bacias. As sub-bacias SB1 e SB2, e as sub-bacias SB3, SB4 e SB5, conformam dois

subgrupos de bacias aninhadas no leste e no oeste, respectivamente, da alta bacia. A sub-bacia SB6 conforma a parte alta da bacia, enquanto que a sub-bacia denominada SB7-SB6 corresponde à parte baixa da bacia, ou bacia inferior.

$$DEF = \frac{CA}{A} \cdot 100 \quad (2.1)$$

CA: área da classe  
A: Área da sub-bacia

$$PD = \frac{n_i}{A} \cdot 100$$

$n_j$ : Número de polígonos dentro da sub-bacia (2.2)

A: Área da sub-bacia

$$ED = \frac{TE}{A}$$

TE: Longitude total das bordas dentro da sub-bacia (2.3)

A: Área da sub-bacia

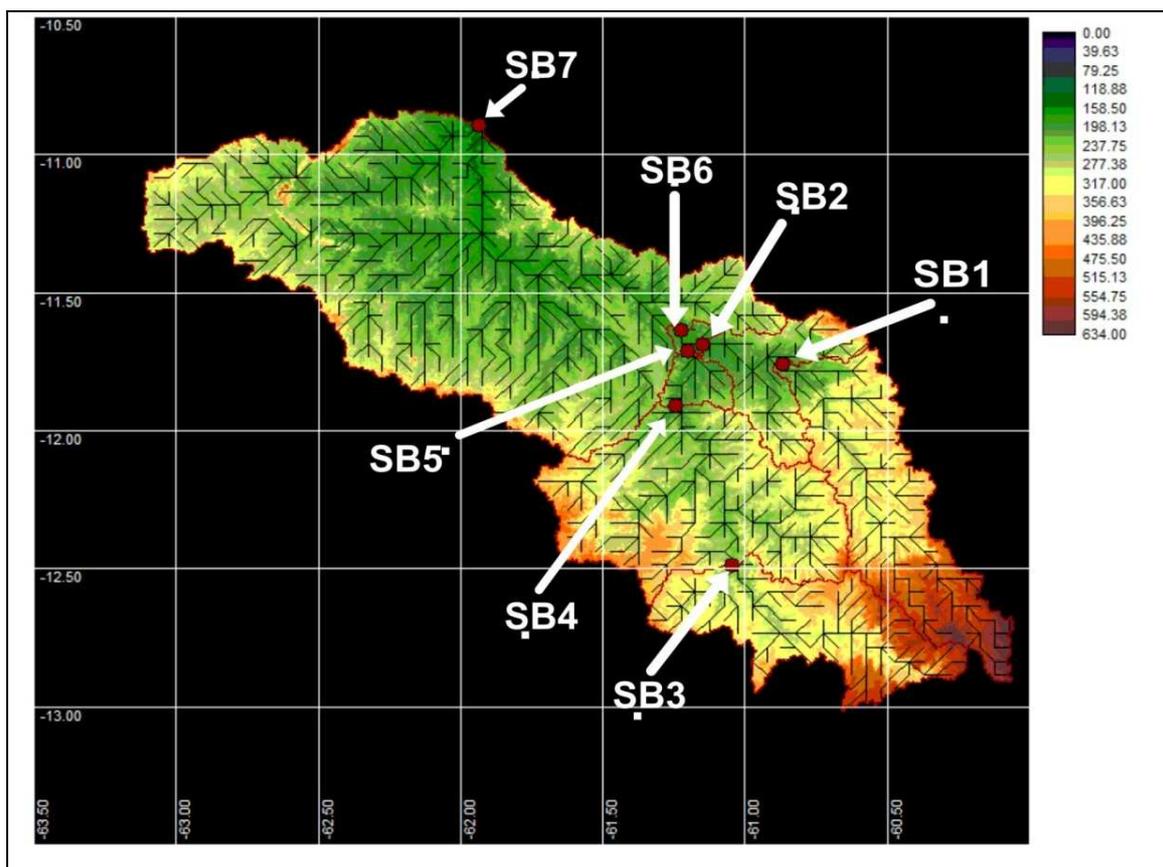


Figura 2.2: Sub-bacias consideradas e topografia, em metros, da bacia.

Tabela 2.1: Estações fluviométricas e áreas de aporte de acordo com a Agência Nacional de Águas.

Sub-bacia	Nome	Código ANA	Lat	Lon	Área ANA [km <sup>2</sup> ]
SB1	Fazenda Flor do Campo	15552600	-11.74	-60.86	4230
SB2	Ponte Comemoração	15552700	-11.67	-61.18	5940
SB3	Fazenda Expansão	15553500	-12.48	-61.05	3686
SB4	PCH Primavera	15556110	-11.90	-61.24	9705
SB5	Pimenta Bueno	15558000	-11.68	-61.19	10114
SB6	Sítio Bela Vista - Alta Bacia	15559000	-11.62	-61.22	16092
SB7	Ji-Parana	15560000	-10.87	-61.94	33012
SB7-SB6	Baixa Bacia	-	-	-	16920

### 2.3. Resultados

O desflorestamento na bacia tem ocorrido em forma crescente desde 1978, mas com diferente intensidade nas diferentes sub-bacias (Fig. 2.2a). Até 1983 as taxas de desflorestamento eram menores que 10% em toda a bacia, apresentando um forte incremento a partir de 1984 (Fig. 2.2a). Na parte alta da bacia, a perda da floresta ocorreu com menor intensidade que na parte baixa, onde foram instalados os principais assentamentos rurais. As percentagens de desflorestamento na alta bacia após 1984 são da ordem dos 50% das taxas na baixa bacia, com as menores percentagens registradas na parte leste da mesma (Fig. 2.2a). Na baixa bacia, as mais altas taxas de desflorestamento anuais ocorreram entre 1984 e 1988, e as menores após o ano 2000.

Os diferentes processos de ocupação do solo, que apresentam diferentes padrões de configuração da paisagem, são evidentes nas diferenças no comportamento dos índices. Na alta bacia, o desflorestamento avançou gerando novos fragmentos e incrementando a densidade de bordas na região (Fig. 2.2b e 2.2c). A densidade de fragmentos e a densidade de bordas na parte leste da alta bacia (sub-bacia SB2) apresentam valores maiores que na parte oeste (sub-bacia SB5) (Fig. 2b e 2c). Apesar da densidade de fragmentos atingirem valores similares em ambas as partes da alta bacia no final da série histórica, a densidade de bordas apresenta taxas de incremento maiores na parte leste da bacia (SB2). Na baixa bacia, onde o desflorestamento foi mais intenso, a densidade de fragmentos apresenta valores superiores aos da alta bacia (Fig. 2b e 2c). Por outro lado, a densidade de bordas tem decrescido após o ano 1992, quando o desflorestamento atingiu 50% da sub-bacia, chegando a valores menores que os apresentados na parte leste da alta bacia (Fig. 2b e 2c).

O comportamento dos índices calculados é pouco afetado pela mudança de resolução entre 30 e 100 metros (Fig. 2.3). O índice mais afetado é a densidade de bordas que apresenta valores menores na resolução menor, mas que mantém a mesma variação em ambas as resoluções (Fig. 2.3b). Na resolução de 2 quilômetros, apenas os mapas de vegetação dos anos correspondentes às simulações atmosféricas realizadas foram

analisados (1978, 1984, 1986, 1988, 1991, 1994, 1996, 1999 e 2000). A percentagem de desflorestamento apresenta valores e variação temporal similares em ambas as escalas (Fig. 2.4a). Na parte baixa da bacia a percentagem apresenta valores superiores nos mapas de 2 km, enquanto que nas sub-bacias menores, SB1 e SB3, as percentagens são menores (Fig. 2.4a). A densidade de bordas e a densidade de fragmentos apresentam valores sensivelmente menores nas análises dos mapas de 2 km (Fig. 2.4b e 2.4c). Enquanto a densidade de bordas apresenta um comportamento similar na sua variação temporal em ambas as escalas, existem marcadas diferenças nas densidades de fragmentos (Fig. 2.4b e 2.4c). Nas análises na resolução de 30 metros a densidade de fragmentos em todas as sub-bacias apresenta uma tendência de crescimento, enquanto que na reamostragem de 2 km existe uma diminuição do índice nos últimos anos (Fig. 2.4b e 2.4c).

Uma vez que a informação digital de desflorestamento de PRODES está disponível para os anos 1997 e de 2000 até 2006, é possível comparar as variações dos índices calculados exclusivamente a partir do produto PRODES com os índices calculados da série estendida. Esta análise mostra que a variação temporal dos índices da paisagem é similar em ambas as séries (Fig. 2.5). As principais diferenças aparecem na baixa bacia: A densidade de bordas na baixa bacia apresenta tendências opostas em ambas as séries, mas as variações anuais são muito pequenas comparadas com as de anos anteriores (Fig. 2.5b). Também, a densidade de fragmentos apresenta um incremento um ano antes na série do PRODES, mas a tendência global de incremento é comum a ambas as séries (Fig. 2.5c).

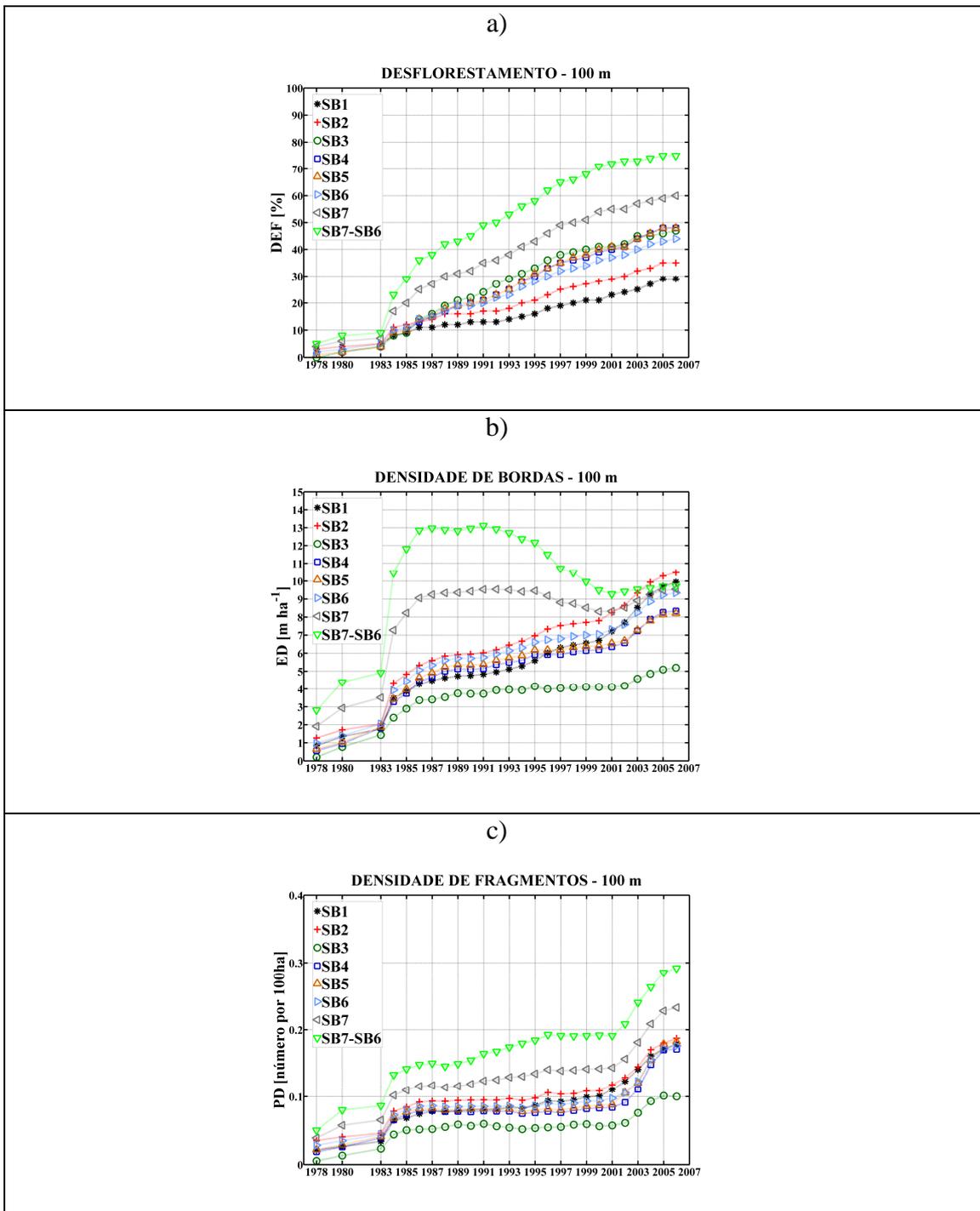


Figura 2.2: Séries históricas dos índices da paisagem nas sub-bacias

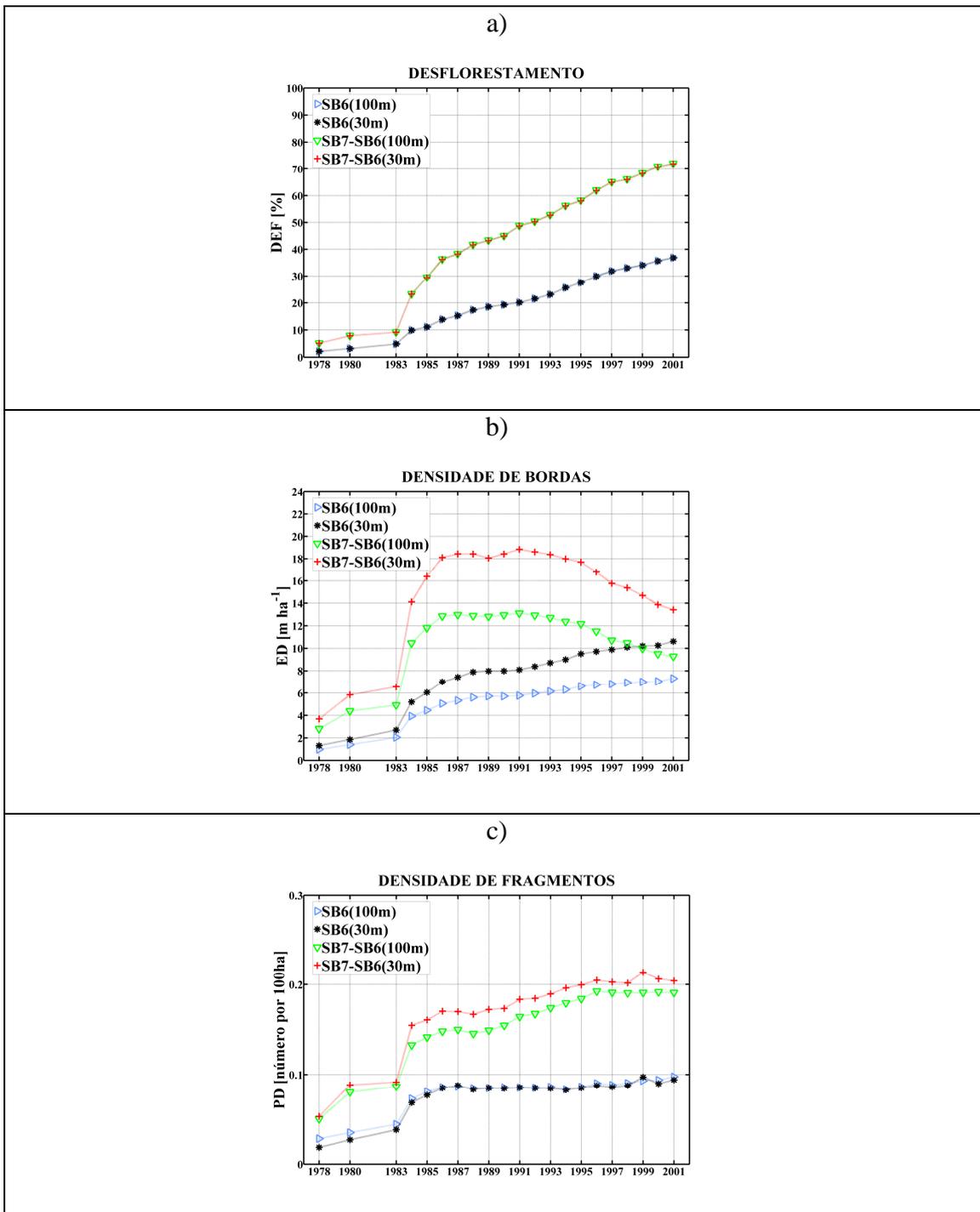


Figura 2.3: Comparação da evolução temporal dos índices calculados com resolução de 30 e 100 metros na alta (SB6) e baixa (SB7-SB6) bacia.

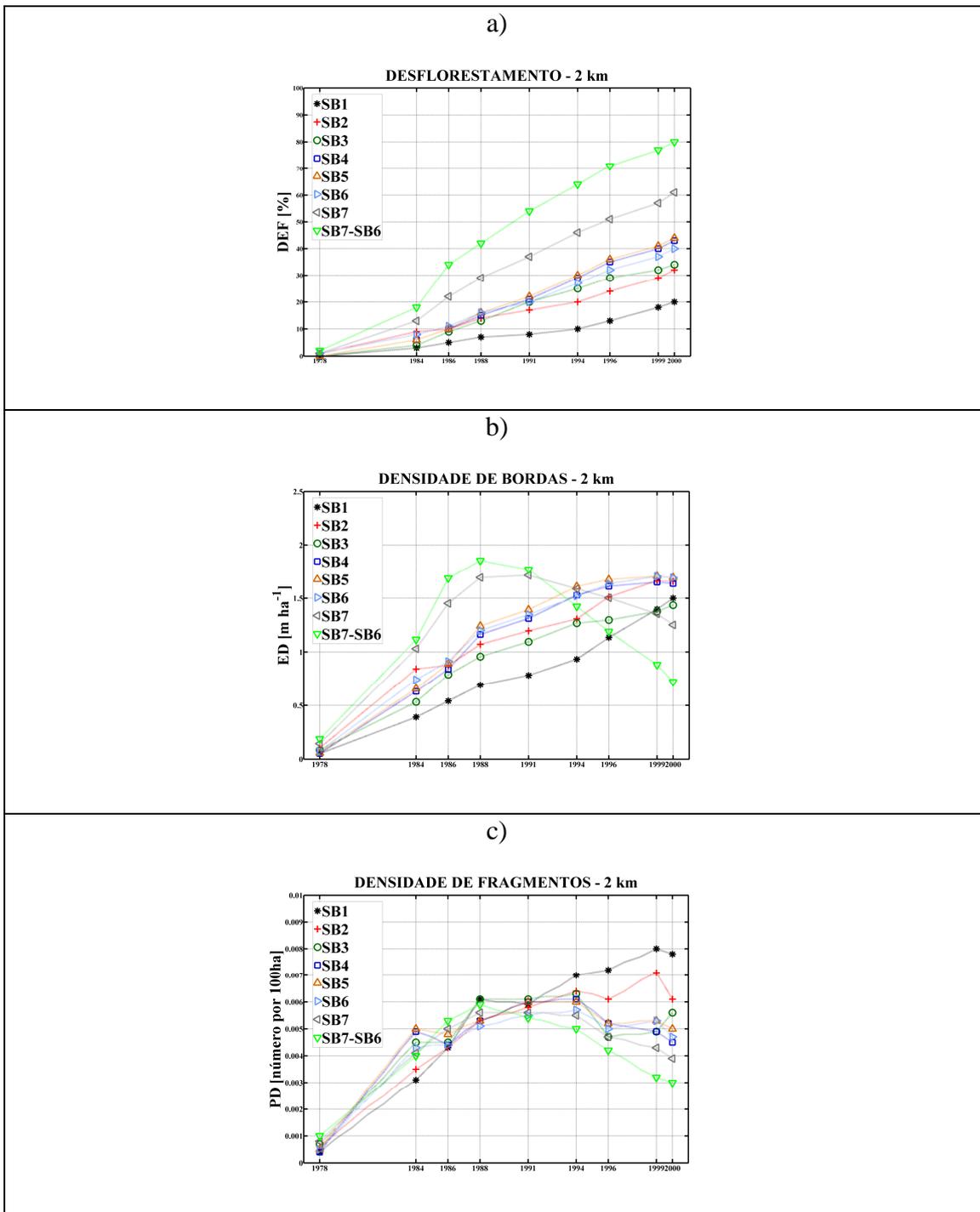


Figura 2.4: Séries históricas dos índices da paisagem nas sub-bacias calculados para a re-amostragem do modelo Eta (Resolução de 2 km)

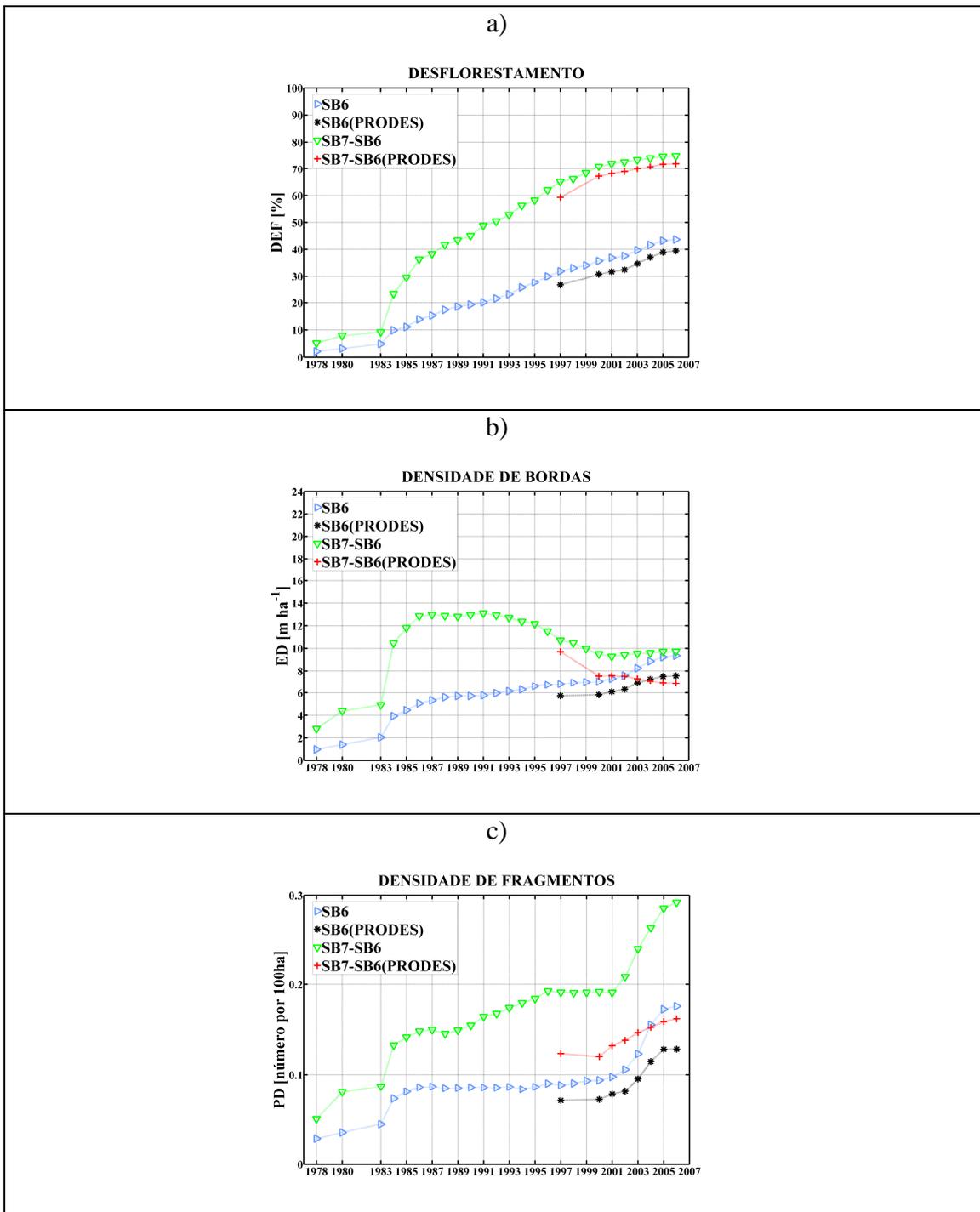


Figura 2.5: Comparação entre as variações temporais dos índices da paisagem calculados com a série histórica estendida de mapas temáticos e com a informação do PRODES

## 2.4. Discussão

Apesar da extensa área considerada para o cálculo dos índices, que integra diferentes tipos de paisagem, as diferentes dinâmicas de ocupação do solo entre a baixa e alta bacia estão representadas nos diferentes comportamentos dos índices da paisagem em ambas as regiões. Na parte alta da bacia, os índices indicam um processo de desflorestamento no qual o número de fragmentos se mantém quase inalterado por um longo período, enquanto se incrementam o desflorestamento e a densidade de bordas. Nesta região, a ocupação do solo é principalmente caracterizada por grandes propriedades em que o desflorestamento aumenta associado com os fragmentos já existentes, incrementando sua área (LINHARES, 2005).

Por outro lado, os índices na baixa bacia indicam um processo de desflorestamento mais intenso, no qual o incremento das áreas desflorestadas atinge um ponto a partir do qual a perda da floresta resulta na diminuição da densidade de bordas. Nesta região predomina a ocupação do solo por minifúndios e pequenas propriedades, apresentando principalmente o padrão espinha de peixe associado com os assentamentos rurais. Este tipo de ocupação resulta numa alta fragmentação da paisagem, com formas irregulares, nas quais o desflorestamento acontece adicionando pequenas áreas nas bordas dos fragmentos e numa forma mais intensa que na alta bacia (LINHARES, 2005; DE SOUZA SOLER; VERBURG, 2009).

Os índices, percentagem de desflorestamento e densidade de bordas, mantêm um comportamento similar com a variação de escala da análise, enquanto que a densidade de fragmentos apresenta diferenças na variabilidade. No modelo atmosférico, a geração de processos de meso-escala, associados com a heterogeneidade da superfície, depende da configuração e da forma desta heterogeneidade, pelo que as variações nos índices podem resultar em variações na simulação dos processos. Em todo caso, este é um problema inerente à representação das condições da superfície nos modelos atmosféricos, nos quais a escala de resolução costuma ser de várias ordens de magnitude superior à utilizada nas análises de ocupação do solo.



## CAPITULO 3

### A CONVERSÃO DE FLORESTA EM PASTAGENS ESTÁ AFETANDO A RESPOSTA HIDROLOGICA DA BACIA DE JI-PARANA?

#### 3.1. Introdução

Tradicionalmente, os estudos do impacto da mudança de uso e cobertura da terra - LUCC na resposta hidrológica estão baseados na comparação de processos em bacias pareadas “hidrologicamente similares”, com diferentes usos do solo; ou comparando séries de precipitações e descargas observadas na mesma bacia em diferentes períodos, nos quais as condições de uso do solo mudaram. Na abordagem de bacias pareadas é necessário levar em consideração as diferenças entre as características geomorfológicas e hidroclimáticas das mesmas (BRUIJNZEEL, 2004). Dado o grande número de fatores geológicos, pedológicos, topográficos e biológicos que determinam a transformação chuva-vazão, a abordagem de bacias pareadas se encontra geralmente limitada a estudos em bacias de micro-escala. Por outro lado, na análise de séries de tempo, a existência de fortes sinais de variabilidade interdecadal nos trópicos (MARENGO, 2004; MARENGO, 2009), pode resultar numa fonte de erros na interpretação dos resultados de estudos de tendências em descargas de rios em diferentes períodos (BRUIJNZEEL, 2004). Ainda, a memória de longo prazo associada com a umidade do solo e água subterrânea pode retardar os efeitos de LUCC, fazendo com que as mudanças não possam ser imediatamente detectadas nas descargas. Considerando que os caminhos do fluxo possuem diferentes escalas intrínsecas, as mudanças do uso do solo afetam em forma diferente os mecanismos de geração de escoamento (GIAMBELLUCA, 2002; BLOSCH et al., 2007; ZIEGLER et al., 2007). Visto que a dinâmica do uso e cobertura da terra na Amazônia é muito intensa e, em geral, não atinge estabilidade no tempo, as resposta chuva-vazão, que é de natureza mais gradual, não atinge estacionariedade (ANDRÉASSIAN, 2004).

No entanto, existe um consenso geral de que as mudanças do uso do solo afetam a resposta hidrológica em termos de produção d’água, através de mudanças nas taxas de

evapotranspiração associadas aos diferentes tipos de vegetação (BRUIJNZEEL, 2004; ANDRÉASSIAN, 2004). Como fora amplamente documentado na literatura, a mudança da cobertura florestal em micro-bacias resulta em mudanças no balanço entre precipitação e evapotranspiração, o que afeta a resposta hidrológica da bacia. Estudos analisando estes efeitos têm sido revistos em detalhe por Bosch e Hewlett (1982), Bruijnzeel (2004) e Andréassian (2004), entre outros. Em geral, as observações indicam que a substituição da floresta por pastagem ou cultivos leva a um incremento na produção d'água e no escoamento direto, assim como a maiores descargas de pico em eventos individuais.

As mudanças do uso do solo podem também afetar a resposta hidrológica da bacia através de mecanismos de retroalimentação com o clima local (PIELKE, 2005). A heterogeneidade da superfície afeta o intercâmbio de calor, umidade e momentum entre a superfície e a atmosfera (AVISSAR, 1992; COLLINS; AVISSAR, 1994), e conseqüentemente afetam o desenvolvimento da camada limite planetária (PIELKE et al., 1998; LI; AVISSAR, 1994; FISCH et al., 2004). Por sua vez, o desenvolvimento de circulações de mesoescala (ANTHES, 1984; OOKOUCHI et al., 1984; MAHFOUF et al., 1987; AVISSAR; PIELKE, 1989; AVISSAR, 1992) resulta em modificações nos padrões de nebulosidade e precipitação (AVISSAR; LIU, 1996; DURIEUX et al., 2003; NEGRI et al., 2004).

Como regra geral, o impacto das mudanças do uso da terra nos processos hidrológicos tem sido verificado apenas na pequena escala, na qual ele pode ser isolado das outras fontes de variabilidade. O pressuposto de que as relações observadas na escala local são mantidas em escalas maiores tem levado assiduamente a conclusões equivocadas (BLÖSCH et al., 2007), uma vez que diferentes processos são dominantes em diferentes escalas, e a descarga é o resultado de muitos fatores sobrepostos. Adicionalmente, os processos hidrológicos na grande escala apresentam um forte comportamento não linear. Tais não linearidades resultam da combinação da paisagem heterogênea e do gradiente climático ao longo da área de drenagem. Maiores complexidades são introduzidas, ainda, pela ocupação antrópica. A remoção da floresta, por exemplo, afeta

o balanço d'água modificando os caminhos naturais do fluxo e levando a um incremento no escoamento superficial (ZIEGLER et al., 2004). No entanto, em florestas fragmentadas, o escoamento superficial produzido nos fragmentos desflorestados, devido à compactação do solo, por vezes drena dentro de fragmentos de floresta que apresentam uma maior capacidade de infiltração, reduzindo o impacto na rede de drenagem (ZIEGLER et al, 2007).

Áreas desflorestadas e abandonadas são susceptíveis a desenvolver vegetação secundária, a qual representa o tipo de vegetação dominante em áreas abandonadas da Amazônia (UHL et al, 1998; MORAN et al, 1994). Sob o ponto de vista hidrológico, este tipo de vegetação apresenta uma alta variabilidade temporal comparada com outras formas de cobertura (GIAMBELLUCA et al., 1997; BROWN; LUGO, 1990; MALMER, 1992). Inicialmente, apresenta altos valores de albedo, os quais decrescem até atingir valores similares aos da floresta prístina, enquanto a fração evaporativa se incrementa com o tempo (GIAMBELLUCA et al., 1997; GIAMBELLUCA et al., 1999). A evapotranspiração é inicialmente baixa na floresta secundária, mas se incrementa com o tempo e pode atingir valores similares ou maiores aos observados na floresta prístina (HÖLSCHER et al., 1997; GIAMBELLUCA, 2002; Von RANDOW, 2010). Todavia, medições de fluxo de seiva em árvores localizados em fragmentos de floresta sugerem que as taxas de evapotranspiração são influenciadas pelas clareiras circundantes, o que pode resultar num incremento da evapotranspiração regional em paisagens com um grande número de fragmentos (GIAMBELLUCA, 2003), compensando a redução observada em pastagens e cultivos. Resulta claro que, em bacias de grande escala, a combinação de processos hidrológicos e atmosféricos pode gerar sinais conflitantes.

Bruijnzeel (2004) realiza uma revisão dos estudos em bacias tropicais, onde a floresta original foi parcialmente substituída por cultivos e assentamentos urbanos, e mostra que, em geral, a substituição da floresta tem incrementado a descarga média anual e diminuído as taxas de evaporação. Desta forma, se o desflorestamento está ocasionando mudanças na resposta hidrológica associados com mudanças na taxa de

evapotranspiração, uma análise das séries temporais de descargas observadas deveria, em princípio, mostrar tendências estatisticamente significativas que não sejam satisfatoriamente explicadas pela variabilidade natural da precipitação. Na floresta Amazônica, os trabalhos pioneiros de Gentry e Lopez-Parodi (1980, 1982) discutem a relação entre o incremento das descargas no Rio Amazonas e o desflorestamento na Amazônia Andina. Mais tarde, Sternberg (1987) concluiu que tais incrementos estavam associados com a variabilidade climática natural.

Na bacia do Rio Tocantins, no leste da Amazônia, Costa et al (2003) mostram que existe um incremento das descargas após os anos 70. Costa et al (2003) associam esta variação com a conversão da floresta em pastagens para criação de gado, com a subsequente compactação do solo, uma vez que não identificaram tendências significativas nas precipitações na bacia.

Por outro lado, Wilk et al (2001) não encontram mudanças significativas nas séries históricas de descarga na bacia do Rio Nam Pong, na Tailândia, apesar da mesma ter sofrido a perda de mais do 50% de sua floresta prístina. Resultados similares são mostrados por Linhares (2005) na bacia de Ji-Parana. No sudoeste da Amazônia, que possui mais de 50% de sua floresta alterada. Ainda, Trancoso (2006) conclui que as tendências nos grandes tributários do Rio Amazonas, localizados na região conhecida como arco de desflorestamento, pode ser explicada por mudanças na precipitação. Recentemente, Espinoza Villar et al. (2009a) analisaram as mudanças regionais nas descargas na bacia do Amazonas e suas potenciais conexões com a precipitação. O estudo conclui que a mais provável causa das tendências observadas nas descargas nas sub-bacias amazônicas é explicada pela variabilidade interdecadal da precipitação. Também Marengo (2009) identificou variabilidade de baixa frequência nas séries hidrometeorológicas na Amazônia, associada com a variabilidade na circulação atmosférica sobre o continente e os oceanos. A variabilidade interanual é mais forte na parte norte da Amazonia, enquanto que na parte sul predomina a variabilidade decadal e multi-decadal (MARENGO, 2009). Ainda, a variabilidade nas séries hidrolmeteorológicas na bacia são resultado da variabilidade climática natural antes que

da atividade antropogenica (MARENGO, 2009) e não foram encontradas tendências significativas nas descargas, em bacias com alto grau de alteração, que possam ser associadas com o desflorestamento (ESPINOZA et al., 2009b).

Resumindo, as tendências nos registros de descargas existentes na bacia Amazônica receberam diferentes interpretações. Está claro que a sinal do impacto das mudanças do uso da terra é dependente da escala, e que diferentes efeitos estão sobrepostos por diversos fatores naturais. Neste Capítulo, é levada adiante uma análise detalhada das observações na bacia de Ji-Parana. Esta análise não está restrita apenas à detecção de tendências nas séries históricas de precipitações e descargas, senão que também focaliza análises estatísticas em dados diários. Ainda, as tendências são analisadas considerando informação detalhada sobre a fragmentação da paisagem obtida através de dados de sensoriamento remoto.

Diferentemente das análises hidrológicas tradicionais, as quais estão focalizadas principalmente na análise estatística das séries temporais, neste capítulo são exploradas as relações potenciais entre a variabilidade hidrológica e a mudança do uso do solo utilizando correlações não paramétricas entre parâmetros hidrológicos e índices de paisagem que descrevem a forma e dinâmica da fragmentação. O efeito de escala também é considerado através da análise por sub-bacias.

### **3.2. Dados e Metodologia**

As séries históricas de descargas em sete estações fluviométricas localizadas na bacia de Ji-Paraná e de 14 estações pluviométricas na região (Fig.3.1, Tabelas 3.1 e 3.2) foram obtidas da Agência Nacional de Águas (ANA, 2006b). A qualidade da informação fluviométrica é controlada pela mesma Agência, utilizando uma análise regional descrita em ANEEL (1982). Também a informação de precipitações é consistida através de comparações regionais de volumes mensais e anuais nas estações (ANA, 2006a).

As séries de descargas diárias foram organizadas de acordo com o ano hidrológico da bacia, inicializado em Outubro e finalizado em Setembro do ano seguinte. Foram considerados apenas os anos hidrológicos que apresentaram menos de 10% de dados faltantes e menos de 10 dias consecutivos de dados faltantes. Para cada um destes anos hidrológicos foram estimados os estatísticos derivados das curvas de duração de vazões (FDC): Descarga Média - AVG, Mediana - MDN, Quartil Inferior - LWQ, e superior - UPQ, Percentil dois - P02, dez - P10, e noventa - P90, Variância - VAR, Assimetria - SKW, e Kurtosis - KUR. Os percentis P02 e P90 foram considerados como estimadores representativos dos valores máximos e mínimos nas análises.

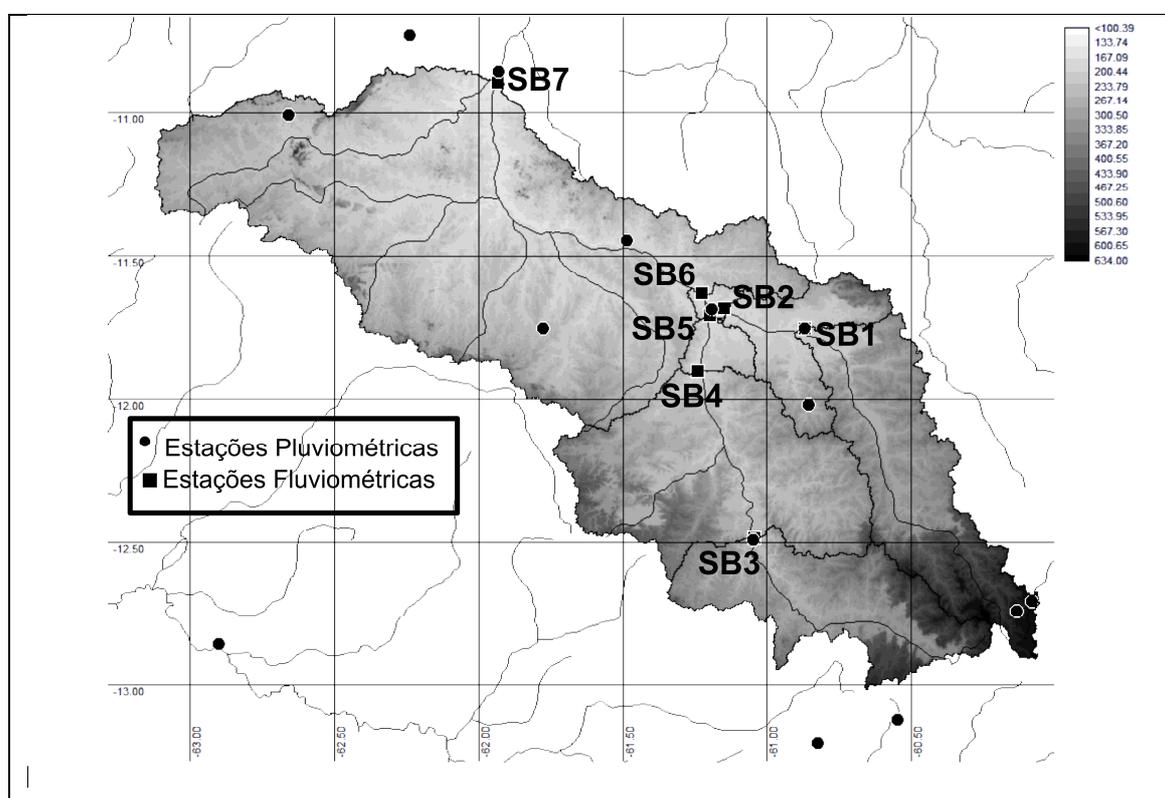


Figura 3.1: Estações Fluviométricas e Pluviométricas utilizadas na análise.

Tabela 3.1: Estações pluviométricas

<b>Est</b>	<b>Nome</b>	<b>Código ANA</b>	<b>Lat</b>	<b>Lon</b>
1	JI-PARANA	1061001	-10.84	-61.93
2	JARU	1062001	-10.44	-62.46
3	MIRANTE DA SERRA	1062003	-11.00	-62.65
4	MARCO RONDON	1160000	-12.01	-60.85
5	FAZENDA FLOR DO CAMPO	1160002	-11.74	-60.86
6	VISTA ALEGRE	1161000	-11.44	-61.48
7	PIMENTA BUENO	1161001	-11.68	-61.19
8	ROLIM DE MOURA	1161002	-11.74	-61.77
9	VILHENA	1260000	-12.73	-60.13
10	VILHENA	1260001	-12.70	-60.08
11	FAZENDA EXPANSAO	1261000	-12.48	-61.04
12	COLORADO DO OESTE	1360000	-13.11	-60.54
13	CEREJEIRA	1360001	-13.19	-60.82

Tabela 3.2: Estações fluviométricas. Longitude dos registros

BACIA	SB1	SB 2	SB 3	SB 4	SB 5	SB 6	SB 7
EST	Flor do Campo	Comemoração	Fazenda Expansão	PCH Primavera	Pimenta Bueno	Bela Vista	Ji-Paraná
ID ANA	15552600	15552700	15553500	15556110	15558000	15559000	15560000
LAT	-11.74	-11.67	-12.48	-11.9	-11.68	-11.62	-10.87
LON	-60.86	-61.18	-61.05	-61.24	-61.19	-61.22	-61.94
ÁREA [km <sup>2</sup> ]	4230	5940	3686	9705	10114	16092	33012
1978							X
1979							X
1980					X		X
1981					X		X
1982					X		X
1983	X		X		X		X
1984	X		X		X		X
1985	X		X		X		X
1986	X		X		X		X
1987	X	X	X		X	X	X
1988				X			
1989							
1990		X					
1991	X	X	X	X	X	X	
1992	X	X	X	X	X	X	
1993	X	X	X	X	X	X	X
1994	X	X	X	X	X	X	X
1995	X	X	X	X	X	X	X
1996	X	X		X	X	X	X
1997	X	X		X	X	X	X
1998	X	X		X	X	X	X
1999	X	X		X	X	X	X
2000	X			X	X	X	X
2001	X	X		X	X	X	X
2002	X	X		X	X	X	
2003	X			X	X	X	X
2004	X	X		X	X	X	X
2005		X			X	X	X

Seguindo o proposto por Yilmaz et al (2008), foram estimados outros três parâmetros hidrológicos subdividindo a curva de duração em três segmentos: O primeiro é o segmento das maiores descargas, as que apresentam probabilidades de serem excedidas entre 0 e 2%, e está associado com a resposta da bacia a grandes eventos de precipitação; o segundo segmento corresponde às descargas com probabilidades médias, entre 20 e 70%, e está associado com a resposta a eventos moderados de precipitação e com o retardo na resposta do fluxo de base e, finalmente, o terceiro segmento localizado nas descargas mais baixas, entre 70 e 100% de probabilidades de serem excedidas, e associado com a sustentação de longo prazo do fluxo.

Como descrito em Yilmaz et al (2008), a inclinação do segmento médio da curva de duração, SLP, e o volume embaixo do segmento de maiores descargas, VMX, foram utilizados como indicadores da redistribuição vertical de umidade do solo. O comportamento do fluxo de base foi descrito utilizando o volume total sob o segmento de menores descargas, VMN. SLP e VMN foram calculados utilizando uma transformação logarítmica das descargas, enquanto que VMX foi calculado diretamente dos valores de descarga diários (Eq. 3.1, 3.2 e 3.3).

$$SLP = \frac{\log(Q_{m1}) - \log(Q_{m2})}{\Delta f} \quad (3.1)$$

$Q_{m1}$ : descarga com 20% de probabilidade de ser excedida  
 $Q_{m2}$ : descarga com 70% de probabilidade de ser excedida  
 $\Delta f$ : increment de probabilidades

$$VMX = \sum_{i=0}^{i=m3} \frac{(Q_i + Q_{i+1}) * \Delta f}{2} \quad (3.2)$$

$Q_i$ : descarga com  $i\%$  de probabilidade de ser excedida  
 $m3$ : limiar do segmento associado às altas descargas (2%)

$$VMN = \sum_{i=m2}^{i=100\%} \frac{(\log(Q)_i + \log(Q_{i+1})) * \Delta f}{2} \quad (3.3)$$

$m2$ : limiar do segmento associado às menores descargas (70%)

Com o intuito de avaliar o tempo de resposta do fluxo em cada sub-bacia foram utilizados dois parâmetros representativos deste tempo, T07 e T15, estimados como o deslocamento temporal no qual a correlação cruzada entre o volume de precipitação média na bacia e o volume de descarga acumulados em 7 dias (T07) e em 15 dias (T15) é maximizada. Yilmaz (2008) caracterizou o tempo de resposta da bacia utilizando dados diários. Para este trabalho, não foi possível derivar valores consistentes do tempo de resposta utilizando dados diários uma vez que a correlação de dados diários numa bacia de grande escala como a de Ji-Paraná apresenta muita interferência devido à distribuição espacial da precipitação. Procurando minimizar este ruído, os tempos de resposta foram calculados utilizando a precipitação média espacial acumulada em 7 e 15 dias. Estes volumes foram correlacionados, considerando sucessivas defasagens temporais, com o volume da descarga na correspondente estação, no mesmo período de integração. O deslocamento temporal no qual o coeficiente de correlação de Pearson resultou máximo foi definido como os parâmetros temporais de resposta para 7 (T07) e 15 (T15) dias.

As diferentes condições de cobertura do solo utilizadas correspondem aos mapas temáticos mudanças na vegetação sobre a bacia de Ji-Paraná desenvolvidos por Linhares (2005), para os anos 1978, 1980 e de 1983 até 2001, e que foram estendidos para os anos 2002 até 2005 utilizando a informação de desflorestamento de PRODES (INPE, 2002), como descrito no Capítulo 2. A série histórica de mapas temáticos foi analisada numa resolução de 100 metros. Para cada sub-bacia foram estimados: a percentagem de área da bacia associado com a classe Vegetação Alterada (DEF), a Densidade de Fragmentos (PD), e a Densidade de Bordas (ED) na paisagem. Os mapas temáticos de Linhares (2005) foram desenvolvidos a partir de imagens durante a estação seca, principalmente entre julho e agosto, e as taxas de desflorestamento de PRODES (INPE, 2002) são referenciadas ao 1º de agosto de cada ano, pelo que as informações obtidas dos mapas temáticos são consideradas válidas para o ano hidrológico que se inicia no mesmo ano (p. ex. Os índices derivados do mapa de 1997 correspondem ao ano hidrológico 1997-1998).

As análises de tendências nas séries de parâmetros hidrológicos e dos índices de paisagem foram desenvolvidas utilizando o teste não paramétrico de Mann-Kendall (1975), considerando um nível de confiança de 95%. Os dados faltantes não foram preenchidos nas séries históricas procurando não introduzir informação que possa mascarar o sinal nas mesmas. Devido a estes faltantes, foi necessário analisar diferentes períodos em cada série, mas, ainda assim, é possível realizar comparações em dois períodos principais: 1983-87 e 1991-2005 (Tabela 3.1).

O teste de correlação não paramétrico de Spearman (RANDLES, 1979) foi aplicado às séries de parâmetros hidrológicos e aos índices de paisagem considerando diferentes defasagens entre as mesmas. Com o intuito de evitar o cálculo de correlações em períodos muito curtos, as correlações foram calculadas para séries com pelo menos 10 valores, o que excluiu a série da sub-bacia SB3 nas análises. Os coeficientes de correlação de Spearman e sua significância estatística foram calculados de acordo com Zar (1972), considerando o nível de 95% de confiança.

As precipitações médias sobre as sub-bacias foram obtidas interpolando os dados observados nas estações pluviométricas, usando o método do inverso do quadrado da distância entre estações (Tabela 3.2, Figura 3.1). O teste de Mann-Kendall foi aplicado aos valores acumulados anuais em cada sub-bacia para verificar a existência de tendências.

### **3.3. Resultados**

#### **3.3.1. Análises não paramétrica de tendências**

Durante o período inicial 1983-1987, existe informação disponível nas sub-bacias SB1, SB3, SB5 e SB7 (Tabela 3.1). Os resultados do teste não paramétrico de Mann-Kendall mostraram que todas as séries de índices possuem tendências significativas durante este período em todas as sub-bacias. Apesar disto, as séries de parâmetros hidrológicos

derivados das séries de descargas diárias não apresentaram tendências significativas em nenhuma das sub-bacias.

Quando é considerado o período posterior a 1990, é possível comparar todas as sub-bacias com exceção da sub-bacia SB3. Durante este período, algumas tendências significativas foram observadas em geral nas menores sub-bacias (Tabela 3.3). Na sub-bacia SB1, os parâmetros hidrológicos associados com as menores descargas (LWQ, P90 e VMN) e com descargas médias (MDN) apresentaram tendências negativas. Valores de VMX, associados com as descargas pico durante a época úmida, e a distribuição dos momentos de terceira (SKW) e quarta (KUR) ordem das descargas diárias apresentam tendências positivas. As tendências em SKW, MDN e KUR indicam o deslocamento da função de densidade para valores de descarga mais baixos, e um pico mais acentuado na mesma, durante os últimos anos. Ainda, LWQ e P90 apresentaram tendências negativas em SB2.

Em contraste com a sub-bacia SB1, não foram detectadas tendências nos parâmetros hidrológicos associados com as descargas menores na sub-bacia SB4 (parte oeste da alta bacia). Uma tendência positiva é mostrada nas séries de P10, associado com altos valores de descargas, e nas séries de AVG, associado às descargas médias.

Na sub-bacia SB5, com área similar à da sub-bacia SB4, o parâmetro LWQ apresenta tendência negativa, enquanto que não há tendências nos parâmetros associados com as maiores descargas. Os parâmetros T07 e T15 apresentam tendências negativas em quase todas as sub-bacias, mostrando que o tempo de resposta das bacias está diminuindo.

Finalmente, apesar da existência de tendências nos índices da paisagem, nenhuns dos parâmetros hidrológicos analisados apresentam tendências significativas na bacia inteira (SB7).

Tabela 3.3: Tendências não paramétricas estatísticas significativas, de acordo com o teste de Mann-Kendall, nos parâmetros hidrológicos e índices de paisagem de cada sub-bacia

Bacia	SB 1	SB 2	SB 3	SB 4	SB 5	SB 6	SB 7
Período	1991-2004	1990-1999	1991-1995	1991-2004	1990-2005	1995-2005	1993-2001
P02							
VMX	+						
P10				+			
UPQ							
AVG				+			
SLP							
MDN	-						
VAR				+			
SKW	+		-				
KUR	+						
LWQ	-	-			-		
VMN	-						
P90	-	-					
T07				-	-	-	
T15	-				-		
DEF	+	+	+	+	+	+	+
PD	+	+		+	+	+	+
ED	+	+		+	+	+	-

### 3.3.2 Variabilidade na precipitação

A variabilidade da precipitação é a principal causa das mudanças na resposta hidrológica de uma bacia e pode mascarar outras mudanças no processo de transformação chuva-vazão, tais como as originadas pelas mudanças do uso e cobertura da terra - LUCC. Procurando identificar a influência da variabilidade da precipitação no comportamento das descargas anuais de cada sub-bacia, a variabilidade interanual das precipitações foi comparada com a variabilidade interanual da descarga. A figura 3.2 apresenta as séries temporais da precipitação anual (média espacial) e das descargas em cada sub-bacia, nela as tendências foram sinalizadas como linhas retas.

A variabilidade interanual das descargas apresenta um comportamento consistente com àquela das precipitações em todas as sub-bacias (Fig. 3.2). Por outro lado, o teste de Mann-Kendall mostra que existem tendências significativas na mediana das descargas na sub-bacia SB1 e nas descargas médias na sub-bacia SB4 durante 1991-2004 (Tabela 3.3). Por outro lado as precipitações médias nas sub-bacias não apresentam tendências significativas no período associado com as mudanças do uso do solo, o que é coincidente com o relatado por Espinoza Villar et al (2009b) e Marengo (2009).

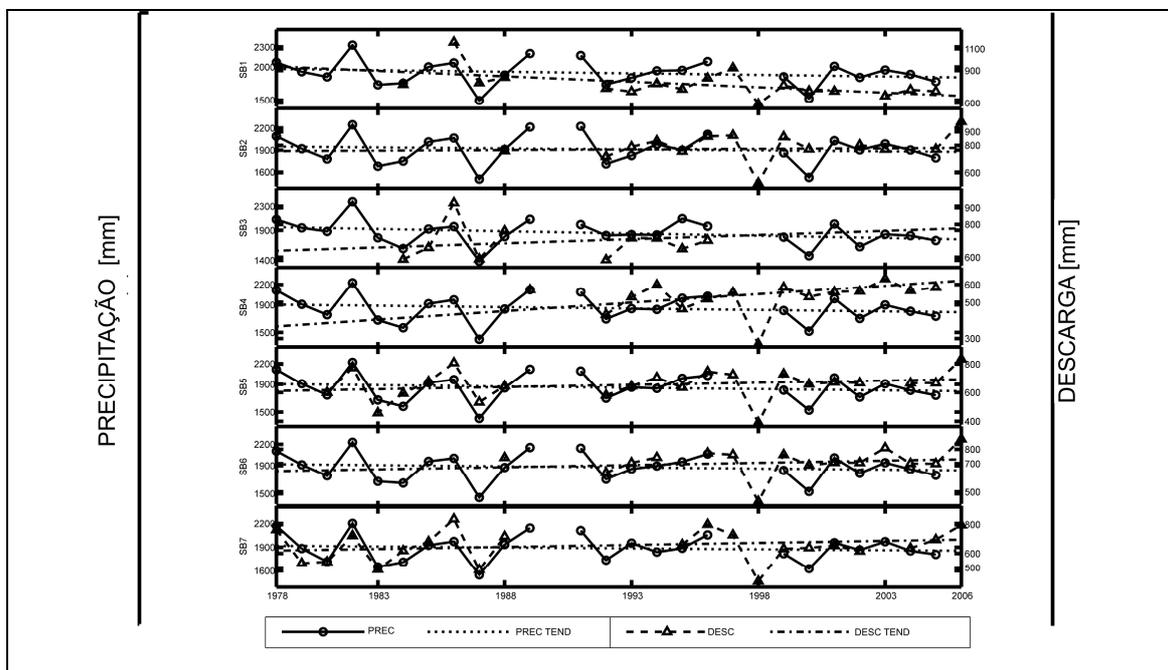


Figura 3.2: Precipitação média anual e descarga média anual em cada sub-bacia

### 3.3.3. Correlações não paramétricas entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem

Como mostrado na tabela 3.1, considerando as longitudes dos registros de descargas em todas as estações, existem dois grupos de séries com características similares, que fazem possível uma comparação direta. O primeiro grupo inclui as sub-bacias SB1, SB5 e SB7, o segundo inclui as sub-bacias SB2, SB4, e SB6.

No primeiro grupo são mostradas correlações significativas entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem na sub-bacia SB1 (Fig. 3.3a), a qual possui a menor área. Estas correlações sugerem que a mudança do uso do solo é a mais provável explicação para as tendências encontradas nos parâmetros LWQ, P90, VMN, MDN, SKW e KUR. No entanto, VMX, que apresenta uma tendência positiva, e T15, que apresenta uma tendência negativa, não possuem correlações significativas com os índices da paisagem. Na sub-bacia SB5, os parâmetros LWQ, T07 e T15 não apresentam correlações significativas com os índices, apesar das tendências identificadas (Fig. 3.3d). Na sub-bacia SB7 (Fig. 3.3f), a qual inclui toda a bacia, não foram detectadas correlações significativas entre parâmetros hidrológicos e índices da paisagem.

A informação nas sub-bacias SB2, SB4 e SB6, incluídas no segundo grupo, está disponível após o ano 1990 (Tabela 3.1). A sub-bacia SB2 não apresenta correlações significativas entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem (Fig. 3.3b). Por outro lado, na sub-bacia SB4, as correlações sugerem que as tendências encontradas em P10, AVG, e MDN, que podem ser explicadas pela mudança do uso do solo - LUCC (Fig. 3.3c). Outrossim, as variações no parâmetro T07, que apresenta tendências negativas nas sub-bacias SB4 e SB6, não possuem correlações significativas com LUCC (Fig. 3.3c e 3.3e).

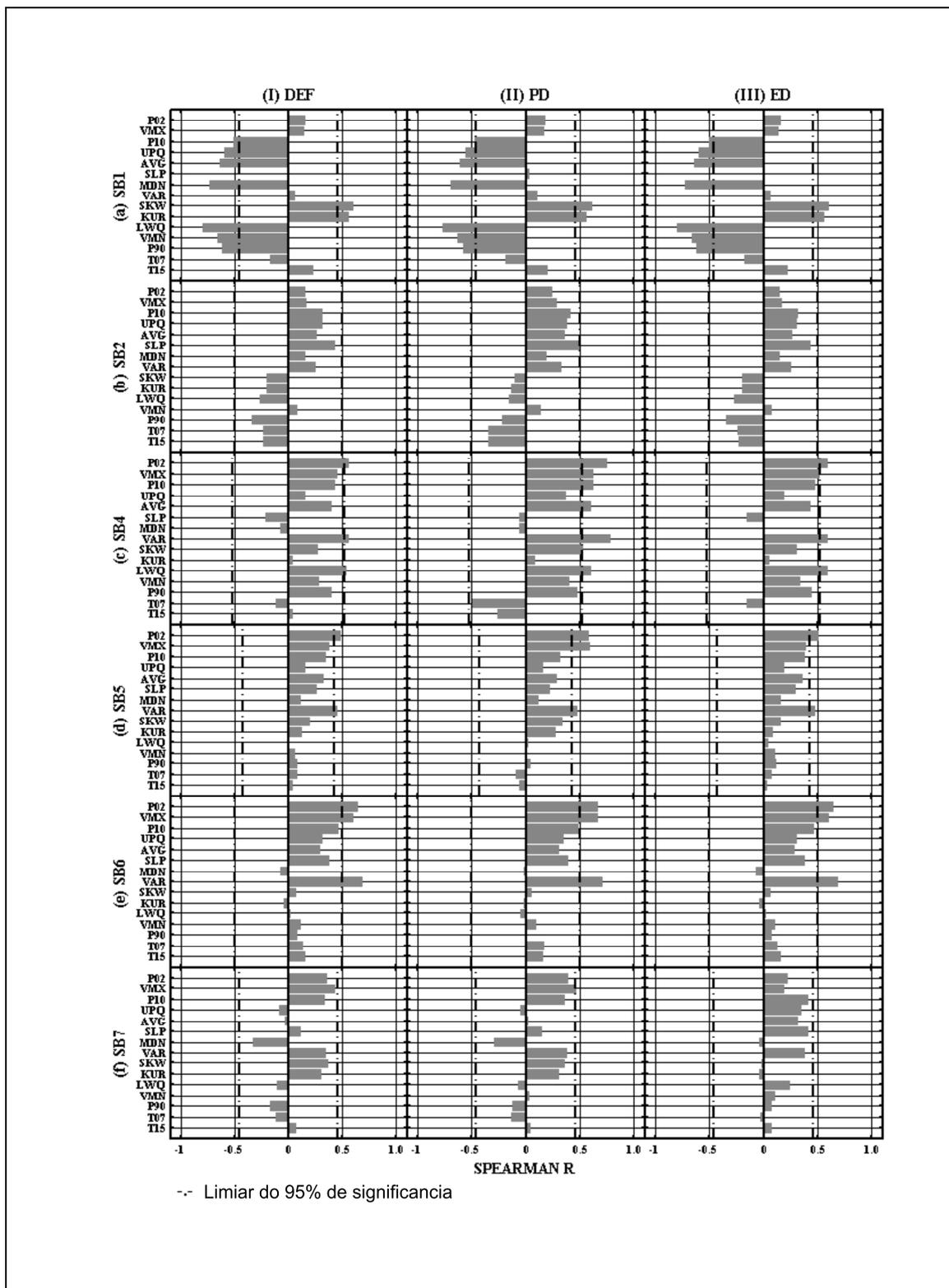


Figura 3.3: Coeficientes de correlação não paramétrica de Spearman entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem para cada sub-bacia.

### **3.3.4. Correlações não paramétricas defasadas entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem**

As correlações considerando um deslocamento temporal na relação entre os índices da paisagem e as variações nos parâmetros hidrológicos mostram que as máximas correlações nem sempre se verificam para a defasagem nula ( $\text{lag} = 0$ ). Na sub-bacia SB1, e para aqueles parâmetros com tendências significativas e correlações significativas com os índices da paisagem com defasagem nula, as máximas correlações acontecem para defasagens maiores (Fig. 3.4a). Na sub-bacia SB4, no entanto, as correlações encontradas com defasagem nula foram também máximas (Fig. 3.4c).

Outras correlações significativas foram encontradas com diferentes defasagens, além das identificadas com defasagem nula, inclusive na bacia inteira (Fig. 3.4). Em geral, estas correlações estão associadas com o incremento das descargas maiores, típicas da estação chuvosa, e a redução das descargas menores, características da estação seca. Os valores dos coeficientes da correlação defasada de PD com SLP, nas sub-bacias SB2, SB4, SB5, e SB6, indicam uma resposta mais rápida da bacia (Fig. 3.4b, 3.4c, 3.4d, 3.4e). Assumindo que os incrementos nas descargas máximas e a diminuição nas mínimas sejam ocasionados por LUCC, este resultado sugere que o impacto de LUCC na resposta hidrológica da bacia está temporalmente defasado.

A sub-bacia SB5 é a única sub-bacia que apresenta correlações defasadas estatisticamente significativas entre os parâmetros de tempo de resposta e alguns dos índices da paisagem, no caso PD (Fig. 4dII). Tanto T07 como T15 apresentam correlação máxima positiva com defasagem igual a 8. Desde um ponto de vista físico espera-se que exista uma correlação negativa, considerando que o avanço no uso do solo resulta numa tendência negativa nos parâmetros temporais (Tabela 3). Entretanto, este comportamento não esperado está associado com a variação anual de PD, que apresenta uma distribuição em forma de U entre 1984 e 2005 (inclusive mostrando diminuições no número de fragmentos durante este período) que resulta na mudança do sinal da correlação de negativo nas defasagens menores, para positivos nas defasagens maiores.

Desta forma, a correlação mostrada na figura 3.4d pode ser considerada um efeito espúrio. Ainda, correlações defasadas significativas também são identificadas na bacia inteira, sugerindo o incremento de descargas máximas e a diminuição de descargas médias (Fig. 3.4f).

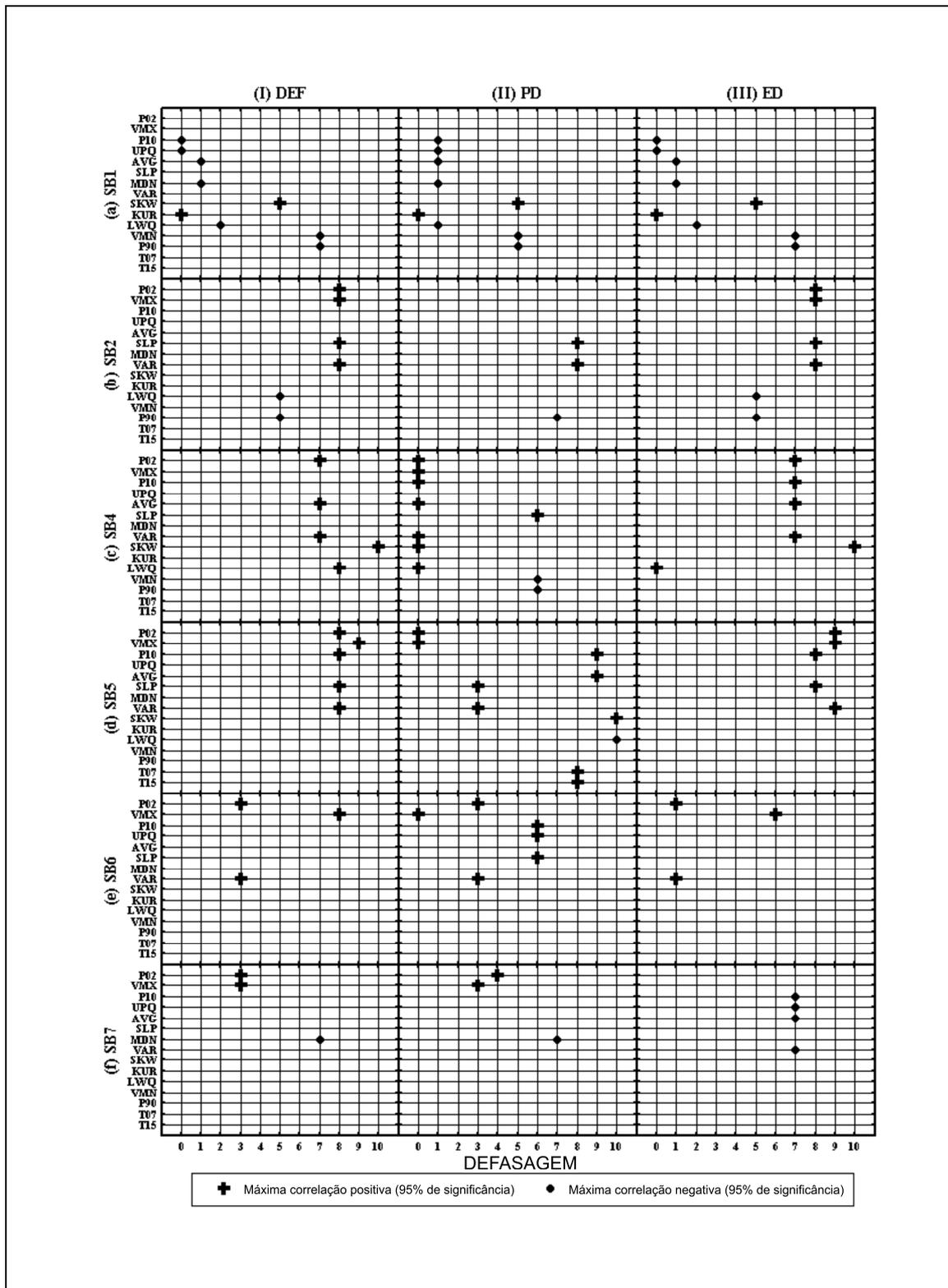


Figura 3.4: Correlações não paramétricas de Spearman defasadas entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem em cada sub-bacia.

### 3.4. Discussão

O desflorestamento tem se incrementado na bacia desde 1978, com dinâmicas diferentes entre a parte alta e baixa da mesma. O desflorestamento foi mais intenso entre 1978 e 2001 na baixa bacia, com taxas anuais que duplicaram àquelas observadas na alta bacia. A baixa bacia tem sofrido uma mudança do uso do solo mais vigorosa, que tem resultado na rápida redução da floresta remanescente e, conseqüentemente, na exaustão das áreas disponíveis para desflorestamento. Ainda, este processo foi anterior do que no caso da alta bacia. Como mencionado no Capítulo 2, a dinâmica da ocupação do solo na baixa bacia é caracterizada pelo padrão espinha de peixe, resultado de assentamentos de pequena escala. Por outro lado, a dinâmica de ocupação do solo na alta bacia é caracterizada por grandes fragmentos regulares que são subdivididos em anos subsequentes, incrementando a densidade de bordas.

Durante o período 1983-1987, informações de descargas diárias estão disponíveis em 4 estações. Nenhuma das séries apresenta tendências nos parâmetros hidrológicos, apesar das tendências detectadas nos índices da paisagem. Isto sugere que os impactos do desflorestamento não são transmitidos imediatamente, nem linearmente, na grande escala. A curta extensão das séries hidrológicas disponíveis pode ser vista como uma restrição na identificação de tendências, mas, dado o severo grau de modificação que tem afetado a bacia desde o início dos anos 80, quando se acelerou o desflorestamento, a ausência de um sinal claro nas séries de descargas é surpreendente. No segundo período, após o ano 1990, algumas tendências significativas são identificadas, principalmente nas sub-bacias menores. Tais tendências estão em acordo com os resultados de estudos em micro-bacias, os que relatam a perda da capacidade de regularização na bacia, e o incremento das diferenças entre descargas máximas e mínimas, como resultado do desflorestamento (TRANCOSO, 2006; SWANK et al., 1988; LAVABRE et al., 1993; BURTON, 1997). Ainda, bacias maiores apresentam um menor número de parâmetros hidrológicos com tendências significativas: a redução no tempo de resposta é a única tendência detectada na sub-bacia SB6 e, na bacia inteira,

não há sinais nas séries de parâmetros hidrológicos, o que está de acordo com estudos prévios (p. ex. BLÖSCH et al. 2007).

Uma vez que a precipitação não apresenta tendências significativas, a explicação mais provável para as tendências identificadas nos parâmetros hidrológicos é a mudança do uso do solo - LUCC. Como fora dito, tais sinais são dependentes do tamanho da bacia: por exemplo, ainda quando a bacia inteira (SB7) tem sofrido taxas de desflorestamento maiores que as sub-bacias SB1 e SB4, nenhum sinal de mudanças nas descargas é detectado, reforçando a idéia que a influência de LUCC na resposta hidrológica se reduz com o aumento do tamanho da bacia. Na grande escala, a variabilidade da precipitação controla a maior parte da resposta hidrológica. Esta conclusão também está de acordo com os resultados de Espinoza Villar et al (2009a) e Marengo (2009), quem demonstraram que a variabilidade da descarga em sub-bacias de macro-escala da bacia Amazônica é consistente com a variabilidade da precipitação, principalmente relacionada com os Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical Norte.

A maioria das tendências encontradas nos parâmetros hidrológicos apresenta correlações significativas com LUCC. Tais correlações indicam, em geral, o incremento das descargas pico e o decréscimo das descargas menores associado com o aumento do desflorestamento.

Os efeitos de LUCC em ambos os ramais da alta bacia são diferentes: enquanto na parte leste o sinal é preferencialmente transmitido pelas descargas médias e baixas, na parte oeste estes sinais são encontrados principalmente nas maiores descargas. Em toda a alta bacia os solos são predominantemente solos arenosos profundos, no entanto, o terreno possui maiores inclinações na sub-bacia SB4, na parte oeste, comparada com SB1, na parte leste (Fig. 3.5), o que produz uma resposta chuva-vazão mais rápida. A integração destas respostas na sub-bacia SB6 resulta na defasagem do sinal na descarga, principalmente naqueles estatísticos associados com as menores descargas, enquanto que o sinal nos picos é preservado.

Dado que alguns dos parâmetros que apresentam tendências significativas não possuem correlações significativas sem defasagem ( $\text{lag} = 0$ ) com os índices da paisagem, foi explorada a possibilidade de existir relações temporalmente defasadas entre a resposta hidrológica e estes índices. A análise das correlações defasadas indica que o impacto de LUCC na resposta hidrológica não só varia com a escala, senão que também apresenta uma defasagem no tempo.

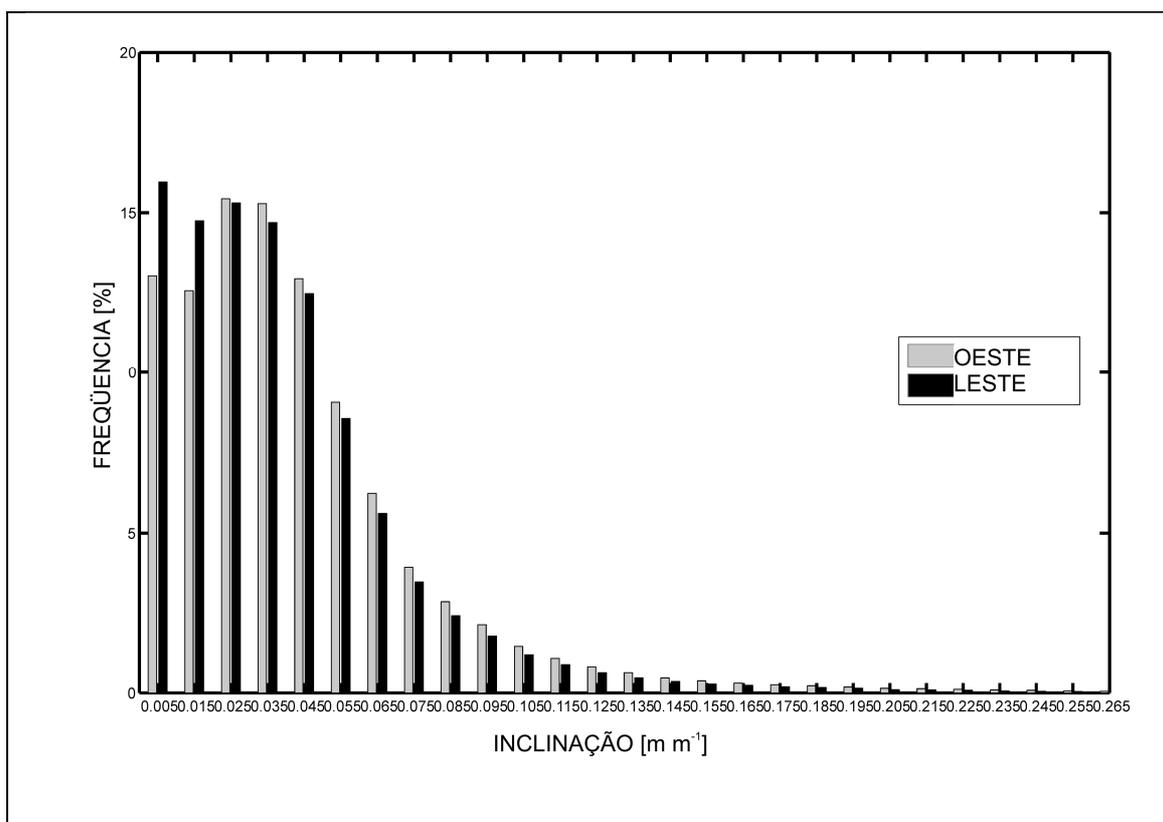


Figura 3.5: Distribuições de frequência das inclinações da topografia nos ramais OESTE e LESTE da alta bacia.

Em alguns casos, as características da curva de duração de descargas estão correlacionadas, com alguma defasagem, com os índices da paisagem. Tais correlações indicam o incremento das descargas máximas e o decrescimento das mínimas. Correlações defasadas significativas foram identificadas em todas as sub-bacias entre os índices e os parâmetros associados com a distribuição vertical de umidade no solo e com a descarga máxima. Estas correlações sinalizam uma maior velocidade de resposta na bacia após o desflorestamento.

A conversão da floresta em pastagens ou cultivos pode explicar as tendências detectadas nas sub-bacias menores. Com a remoção da floresta, a bacia perde a capacidade de regularização do fluxo, e as diferenças entre as descargas extremas se incrementam (p.e. TRANCOSO, 2006; Van Der WEERT, 1994). Ainda, a resposta da bacia fica mais rápida.

Dois processos são as possíveis explicações para as correlações defasadas entre os parâmetros hidrológicos e os índices da paisagem. O primeiro está relacionado com o crescimento de vegetação secundária nas áreas abandonadas, o que pode resultar em maiores taxas de evapotranspiração associadas com o vigoroso crescimento desta vegetação. O segundo processo está relacionado com as mudanças nas propriedades da camada superficial do solo devido às diferentes práticas de manejo e uso da terra.

Evidências de altas taxas de evapotranspiração na floresta secundária foram mostradas por Giambelluca et al. (2003), Giambelluca et al. (2000), Hölscher et al. (1997) e Von Randow (2010). Portanto, assumindo que a rebrota da vegetação impacta a resposta hidrológica, pode-se esperar uma redução das descargas durante a época seca, resultado no incremento da evapotranspiração. Desta forma, as tendências e correlações identificadas estão de acordo com esta hipótese. Por outro lado, Alves et al (2003) sugerem que o abandono de áreas desflorestadas e a rebrota da vegetação são relativamente infrequentes na parte norte da bacia de Ji-Paraná, dada a intensificação de uso da terra para pastagens em anos recentes. Também Alves e Skole (1996) mostram uma redução da vegetação secundária no estado de Rondônia. Roberts et al (2002), estudam uma região do estado que inclui grande parte da bacia de Ji-Paraná, e concluem que o abandono e a conversão de pastagens em floresta secundária apresenta taxas relativamente baixas e estáveis no tempo. Assim, a pequena extensão de vegetação secundária poderia limitar o efeito sobre a evapotranspiração regional na escala da bacia.

A conversão de floresta em pastagem, com pastoreio excessivo, é geralmente considerada uma causa de impactos severos na resposta hidrológica, através da mudança das características da camada de solo superficial, o que afeta os mecanismos de geração de escoamento (TOMASELLA; HODNETT, 1996). Zimmermann et al (2006), baseados em dados observados em Rondônia, mostram que o impacto de LUCC nas propriedades do solo não possuem impactos discerníveis nos mecanismos de geração de fluxo. Elsenbeer et al (1999), trabalhando com dados obtidos em medições de campo na mesma área durante a estação seca, concluem que em áreas de pastagens é mais provável de acontecer fluxo superficial com maior frequência. Também, Germer et al (2010) concluem que a transformação de floresta em pastagem nesta bacia resulta no incremento da ocorrência de lençõs freáticos pendurados, por redução da permeabilidade de camadas mais profundas do solo (*perched water table*), e do fluxo superficial gerado pela saturação do solo.

Desafortunadamente, nem o histórico do uso da terra, que inclua desenvolvimento de vegetação secundária, nem séries históricas de dados de propriedades dos solos estão disponíveis na bacia de Ji-Paraná. Esta informação é essencial para interpretar as tendências e as defasagens temporais encontradas neste estudo.

## CAPITULO 4

### SIMULAÇÕES DO IMPACTO DA FRAGMENTAÇÃO NA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO UTILIZANDO O MODELO ETA

#### 4.1. Introdução

Estudos teóricos mostram que a fragmentação da paisagem ocasionada pela mudança do uso da terra tem um efeito indireto através de mecanismos de retro-alimentação (*feedbacks*) com o clima local (Pielke, 2005), afetando a interação da superfície com a atmosfera. Esta interação ocorre através do intercâmbio de fluxos de calor, umidade e momentum. A justaposição de áreas vegetadas com áreas de solo exposto gera gradientes de calor, o qual provoca circulações de mesoescala, similares com as brisas marítimas (ANTHES, 1984; OOKOUCHI et al 1984, MAHFOUF et al, 1987; AVISSAR; PIELKE, 1989; AVISSAR, 1992). As circulações de mesoescala geradas podem dar início à convecção úmida preferencialmente na fronteira entre o solo exposto e a superfície vegetada (MAHFOUF et al, 1987), afetando as distribuições espaciais e temporais das nuvens e da precipitação (AVISSAR; LIU, 1996).

Estudos observacionais sobre o efeito do desflorestamento no clima da Amazônia mostram o incremento da temperatura e a diminuição da evapotranspiração (GASH; NOBRE, 1997), mas o impacto na precipitação tem se mostrado mais difícil de ser detectado. Análises de informações de satélites sugerem a intensificação de sistemas precipitantes durante a estação seca (NEGRI et al., 2004) e o incremento da ocorrência de precipitações sobre áreas desflorestadas (NEGRI et al., 2004; CHAGNON; BRAS, 2005). Durieux et al (2003) identificam tendências opostas entre a nebulosidade na época seca e na época úmida na Amazônia. Em áreas desflorestadas, durante a época seca, a diminuição na convecção noturna e o incremento das nuvens baixas resultam na diminuição da precipitação, enquanto que na época úmida a convecção noturna mais intensa resulta em incremento da precipitação (DIURIEUX et al., 2003). O trabalho de Wang et al (2009) confirma o intensificação das nuvens rasas em áreas desflorestadas

durante a estação seca, resultantes das circulações de mesoescala induzidas pela fragmentação da paisagem.

A análise de séries de precipitações na Amazônia indica a existência de tendências e de variabilidade de longo prazo, associadas à circulação global (MARENGO, 2009; CHEN et al., 2001, ESPINOZA VILLAR et al., 2009b). No norte da Amazônia a precipitação apresenta uma forte variabilidade inter-anual, enquanto que na parte Sul da região são mais evidentes as variabilidades decadal e interdecadal (MARENGO, 2009). Por outro lado, não existem tendências unidirecionais de diminuição, mesmo nas regiões mais desflorestadas da bacia, que indiquem sinais de impacto associadas com o desflorestamento (ESPINOZA VILLAR et al., 2009b; MARENGO, 2009). No entanto, foi sugerido que este efeito do desflorestamento pode ter sido suprimido pelo efeito da variabilidade climática (CHEN et al., 2001).

Vários estudos numéricos do impacto do desflorestamento na precipitação se baseiam em resultados de modelos atmosféricos globais (GCMs) (HENDERSON-SELLERS; GORNITZ, 1984; SHUKLA et al., 1990; NOBRE et al., HENDERSON-SELLERS et al., 1993; 1991; LEAN; ROWNTREE, 1993, COSTA; FOLEY, 2000, ZHANG et al, 2001; SAMPAIO et al., 2007; COSTA et al., 2007). Em geral, as simulações com GCMs indicam uma tendência de diminuição da precipitação e da evapotranspiração na bacia Amazônica sob condições de desflorestamento.

Na escala regional, os estudos de modelagem com modelos atmosféricos sugerem que a geração de circulações de mesoescala na paisagem fragmentada incrementa localmente a precipitação (BAIDYA ROY; AVISSAR, 2002; RAMOS DA SILVA; AVISSAR, 2006; CORREIA et al., 2008; BAIDYA ROY, 2009), mas, este incremento é limitado pela extensão da área desflorestada. Grandes extensões de áreas desflorestadas resultam na diminuição da precipitação (SAAD et al, 2010). Nas simulações realizadas por Correia et al (2008) utilizando o modelo Eta acoplado com o modelo de superfície SSiB (XUE et al, 1991), com resolução de 40km, os processos de mesoescala induzidos pela heterogeneidade da paisagem, conduzem a um incremento na convergência de umidade

que supera a redução da evapotranspiração e resulta num incremento da precipitação na região.

Ramos da Silva e Avissar (2006) analisam o desempenho do modelo regional RAMS (PIELKE et al., 1992; COTTON et al., 2003) na simulação destes processos na região de Rondônia, estudando os impactos do desflorestamento na hidro-meteorologia da região. Os autores destacam a importância das condições iniciais de umidade do solo e de umidade relativa do ar, que afetam a distribuição temporal da chuva, e a necessidade de simulações em alta resolução para obter um bom desempenho do modelo. Em simulações de eventos durante a época úmida, o modelo foi capaz de representar adequadamente os volumes de precipitação acumulados em cada período de integração de 12 horas, quando alimentado com perfis reais de umidade do solo e de umidade relativa atmosférica. Baidya Roy (2009) utiliza integrações de 12 horas com o modelo RAMS para estudar o efeito do padrão de desflorestamento em Rondônia através de um ensemble de simulações de eventos de precipitação típicos da época seca. Os resultados mostram um incremento no volume precipitado, ocasionado pela geração de circulações organizadas de mesoescala, preferencialmente sobre as fronteiras dos fragmentos. Utilizando configurações de fragmentos definidas a priori, com áreas entre 4500 km<sup>2</sup> e 60000 km<sup>2</sup>, Saad et al (2010) mostra que as circulações de mesoescala geradas pelo desflorestamento são moduladas pela condição de umidade do solo e pela forma do fragmento. Nas simulações, o desflorestamento resulta na formação de uma célula térmica tridimensional que promove o incremento das precipitações na borda do fragmento corrente abaixo do escoamento de grande escala, enquanto que na borda contrária, a precipitação diminui (SAAD et al, 2010). O sinal do balanço entre ambos impactos é dependente da escala do fragmento, resultando no incremento da precipitação nos fragmentos menores e na diminuição da mesma nos fragmentos maiores (SAAD et al, 2010).

Estes estudos numéricos regionais desenvolvidos sobre a Amazônia estão focados nos impactos dos processos de mesoescala originados pela fragmentação da paisagem, ou no impacto de longo prazo de um único fragmento. Em grandes bacias, o processo de

desflorestamento resulta numa paisagem fragmentada, dividida em áreas de floresta e não-floresta. No estudo da resposta hidrológica de grandes bacias e de sua variação sob mudanças do uso da terra, é importante conhecer os efeitos da integração dos impactos destes fragmentos na escala da bacia. Com este intuito, foram realizadas integrações de longo prazo com o modelo atmosférico Eta em escala local, considerando condições de vegetação prístina e de mudança do uso da terra. Os impactos foram analisados, principalmente, em termos de volumes totais de precipitação gerados, numa escala espacial e temporal representativa para a resposta hidrológica da bacia.

## **4.2. Dados e Metodologia**

### **4.2.1. O modelo atmosférico Eta**

Para o estudo dos impactos da fragmentação nos campos de precipitação foram realizadas simulações numéricas com o modelo Eta (MESINGER et al. 1988). O modelo utiliza o esquema de Mellor-Yamada (1982) para a representação das trocas turbulentas na vertical, e a teoria de Monin-Obukhov na simulação das trocas de energia na camada limite superficial. O modelo de superfície utilizado é o NOAH, originalmente desenvolvido por Pan e Mahrt (1987), e modificado por Chen et al. (1997) e Ek et al., (2003). A simulação de chuva convectiva segue o esquema de Betts-Miller-Janjic (JANJIC, 1994). Para experimentos de alta resolução, a formulação do modelo permite a integração não-hidrostática e a microfísica de nuvens é representada de acordo com a metodologia de Ferrier (2002). Nos experimentos desenvolvidos, a parametrização da convecção não foi totalmente desligada, permitindo a remoção da instabilidade atmosférica remanescente após a atuação da microfísica de nuvens.

Nas simulações foi utilizado o mapa de solos desenvolvido por Doyle e Tomasella (2010) com base em informações pedológicas de perfis de solo na América do Sul. Nesta classificação os solos são agrupados de acordo com suas características hidráulicas, seguindo a distribuição de solos de EMBRAPA (1982). As características hidráulicas foram obtidas através da informação pedológica utilizando funções de

pedotransferência (TOMASELLA et al., 2003). A classificação de solos para América do Sul possui uma resolução de 0,25 x 0,25 graus e apresenta 18 tipos de solos. As condições iniciais de umidade do solo para cada experimento foram geradas com o Modelo Simples de Água no Solo do CPTEC/INPE (ROSSATO et al, 2004; RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2004).

Como descrito no Capítulo 2, as diferentes condições de cobertura do solo utilizadas correspondem aos mapas de mudanças na vegetação sobre a bacia de Ji-Paraná, desenvolvidos por Linhares (2005). Estes mapas foram completados até cobrir todo o domínio simulado utilizando imagens de satélite. A mesma foi recuperada a partir de imagens orbitais dos sensores MSS/Landsat (Multi Spectral Scanner) e TM/Landsat 5 (Thematic Mapper), em formato analógico (1978) e digital (depois de 1984), a partir das bandas TM 3, TM 4 e TM 5. A classificação realizada por Linhares (2005) segue a metodologia utilizada pelo Projeto de Estimativa de Desflorestamento da Amazônia - PRODES (INPE, 2002). Uma discussão sobre esta metodologia pode ser encontrada em Alves (2001). Os valores para os parâmetros da vegetação foram fixados de acordo com Correia et al. (2005 e 2008).

#### **4.2.2. Índices da paisagem**

No trabalho são utilizados três índices da paisagem que definem as modificações sofridas por esta no processo de ocupação do solo. Os índices foram calculados, para cada sub-bacia, utilizando os mapas de classificação de vegetação descritos, reamostrados para o modelo Eta numa resolução de 2 km. A reamostragem dos mapas temáticos de vegetação é realizada de acordo com a grade do modelo. A reamostragem é realizada de forma que cada novo pixel de resolução mais baixa empregue o tipo mais freqüente de classe da resolução mais alta.

. A variação na extensão da área desflorestada foi descrita através da percentagem de área da bacia associado com a classe Vegetação Alterada (DEF) (Eq. 2.1), a fragmentação da paisagem foi descrita através da Densidade de Fragmentos (PD) totais

(Eq. 2.2), e a presença de justaposições de fragmentos de Vegetação Alterada e Não Alterada foi descrita através da Densidade de Bordas (ED) totais na paisagem (Eq. 2.3). Maiores detalhes sobre a obtenção dos índices são descritos no Capítulo 2.

### 4.2.3. Experimentos

Foram selecionadas 9 condições de uso do solo correspondentes aos anos de 1978, 1984, 1986, 1988, 1991, 1994, 1996, 1999 e 2000 para simular os meses de janeiro e agosto correspondentes a cada um dos anos hidrológicos (Tabela 1). Como condições iniciais e de contorno das simulações foram utilizadas as Reanálises NCEP/NCAR (KALNAY, 1996). Estes dados possuem uma resolução de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , cobrindo o período 1978-2010 com uma frequência de 4 vezes por dia. Um primeiro “*downscaling*” destas condições foi realizado utilizando o modelo Eta com 40 km x 40 km de resolução sobre toda América do Sul (40.0S-19.6N/90.0W-20.4W) (Fig. 5.1). Estas informações foram utilizadas como condições iniciais e de contorno para os experimentos de alta resolução, 2 km x 2 km, sobre o domínio da bacia de Ji-Parana (13.10S-10.76S/63.16W-60.02W) (Fig. 4.1).

A metodologia utilizada pelo modelo Eta para a assimilação da informação de bordas laterais e das condições iniciais permite que os padrões sejam bem representados em cada passo do *downscaling* apesar do grande salto nas resoluções (MESSINGER, 1977; VELJOVIC et al., 2010). Esta metodologia define as condições forçantes nos pontos mais externos das bordas, enquanto que nos pontos imediatos os valores das variáveis são resolvidos considerando as condições de borda anteriores e as condições dentro do domínio de integração, sem fazer uso do método de relaxação como o descrito por Davies (1976) e empregado na maioria dos modelos regionais. O desempenho do modelo em cada *downscaling* foi inspecionando visualmente, verificando a manutenção dos padrões de circulação de grande escala em cada aninhamento.

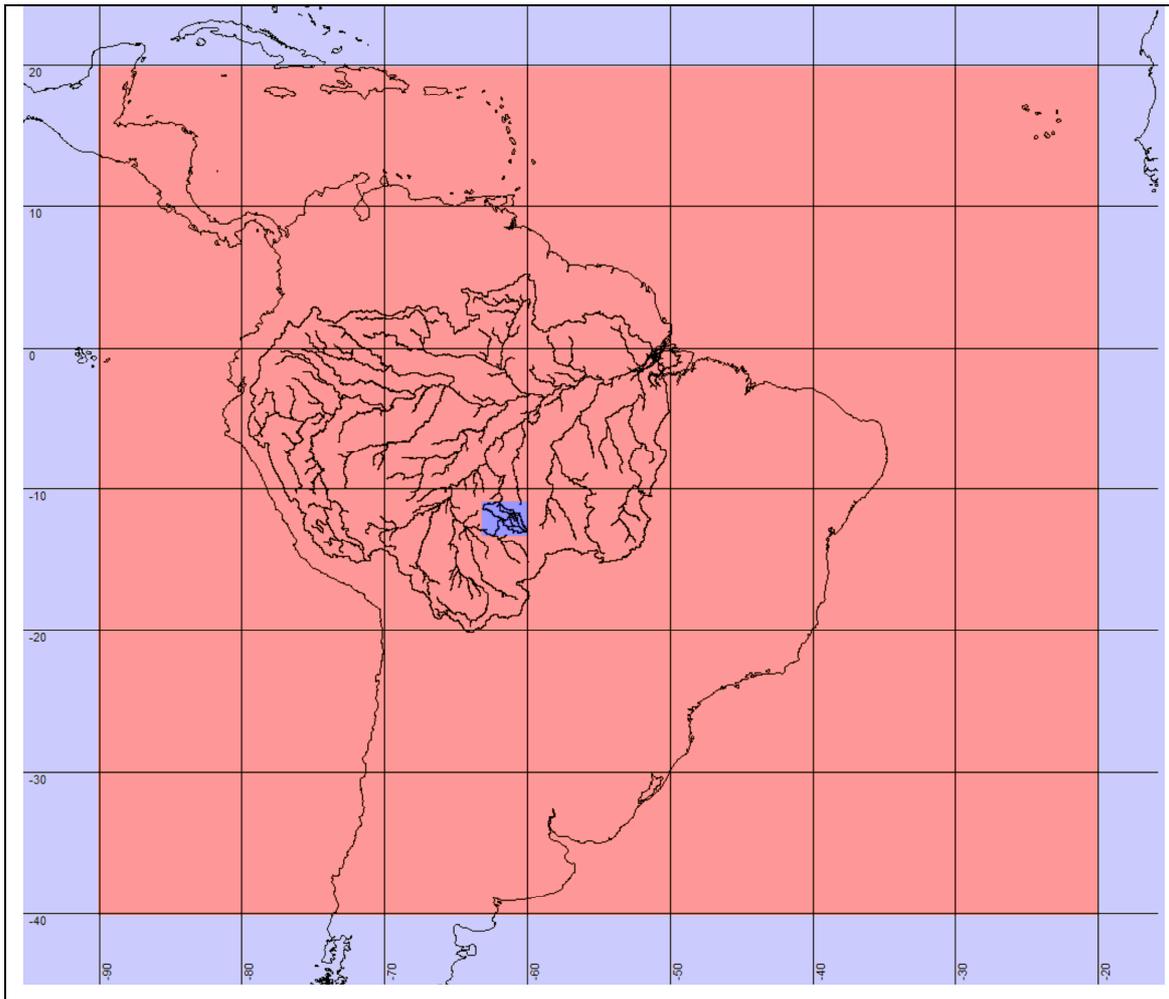


Figura 4.1: Domínio nas simulações com o modelo regional Eta com 40 km (vermelho) e com 2 km (azul). Os limites e a rede de drenagem da bacia de Amazonica, e a localização da bacia de Ji-Parana, estão identificados em linhas contínuas.

Foram realizados dois conjuntos de experimentos para cada período. Num primeiro conjunto (EFLOR) foi considerada a condição de uso do solo correspondente ao ano 1978, considerada como condição prístina da vegetação, para simular cada um dos períodos. O segundo grupo de simulações (EPAST) foi realizado considerando a classificação da vegetação correspondente ao ano hidrológico simulado (Tabela 4.1). Os anos foram escolhidos entre anos El Niño, La Niña e Normais de acordo com a informação do Climate Prediction Center do National Weather Service dos Estados Unidos de Norte América. Cada integração foi realizada por 15 dias, no começo de cada mês, com saídas horárias.

Tabela 4.1: Experimentos EPAST e EFLOR, indicando o número do experimento (N°), o ano simulado (ANO), e os mapas de vegetação (VEG) utilizados nas simulações EPAST e EFLOR. Em azul os anos La Niña, laranja os anos El Niño e verde os anos Normais.

Ano hidrológico	JANEIRO				AGOSTO			
	N°	ANO	VEG EPAST	VEG EFLOR	N°	ANO	VEG EPAST	VEG EFLOR
1983-1984					9	1984	1984	1978
1984-1985	1	1985	1984	1978				
1985-1986					10	1986	1986	1978
1986-1987	2	1987	1986	1978				
1987-1988					11	1988	1988	1978
1988-1989	3	1989	1988	1978				
1990-1991					12	1991	1991	1978
1991-1992	4	1992	1991	1978				
1993-1994					13	1994	1994	1978
1994-1995	5	1995	1994	1978				
1995-1996					14	1996	1996	1978
1996-1997	6	1997	1996	1978				
1998-1999					15	1999	1999	1978
1999-2000	7	2000	1999	1978	16	2000	2000	1978
2000-2001	8	2001	2000	1978				

Além dos experimentos comparando as simulações em cada período, foram realizados experimentos para 4 períodos determinados, dois janeiros e dois agostos, considerando todas as variações no uso do solo (EVEG). Esta análise fornece uma idéia da relação entre a precipitação e as variações na paisagem, considerando valores constantes das forçantes atmosféricas e das condições iniciais. Foram escolhidos os períodos janeiro de 1985, janeiro de 1987, agosto de 1994 e agosto de 1999, e para cada um deles foram realizadas simulações considerando os mapas de classificação da vegetação dos anos 1978, 1984, 1986, 1988, 1991, 1994, 1996, 1999 e 2000.

#### 4.2.4. Análises das simulações

Foram analisados os ciclos diurnos de energia e precipitação simulados, comparando-os com dados de observações nos sítios experimentais de Fazenda Nossa Senhora e Rebio

Jaru (Von RANDOW et al, 2004). O sítio Fazenda Nossa Senhora se encontra localizado em 10,75S - 62,37W e está caracterizado pelo uso do solo para pastagem. Por outro lado, a Reserva Biológica Jaru, localizada em 10,08S - 61,93W conserva uma cobertura de tipo floresta tropical. Ambos os sítios se localizam fora da região simulada e o período de registro das informações hidrometeorológicas não coincidem com os escolhidos para as simulações. No sítio Fazenda Nossa Senhora, os dados foram registrados entre fevereiro de 1999 e maio de 2002, enquanto que na Reserva Biológica Jaru foram coletados entre março de 1999 e novembro de 2002. Isto impossibilita uma avaliação quantitativa das simulações dos ciclos de energia e precipitação. Porém, os ciclos médios de energia e precipitação observados em ambos os sítios podem ser utilizados como referência para uma avaliação qualitativa das simulações. As precipitações diárias médias sobre cada sub-bacia e os volumes acumulados em cada período de simulação foram comparados com dados obtidos da interpolação de informações de pluviômetros. Estas informações foram obtidas do banco de dados meteorológico do CPTEC-INPE.

As séries de precipitações diárias correspondentes a cada ano sob diferentes condições de uso do solo e (Experimentos EFLOR e EPAST) foram comparadas em termos de suas medianas utilizando o teste não paramétrico de Wilcoxon *rank sum* (WILCOXON, 1945) procurando identificar diferenças significativas para um nível de confiança de 95%. Também as séries de volumes de precipitação acumulada em cada período foram comparadas através do teste de Wilcoxon *rank sum*. Finalmente, com o intuito de identificar o efeito da fragmentação da superfície na precipitação, as diferenças entre os valores médios acumulados sobre cada sub-bacia foram correlacionadas com os índices da paisagem correspondentes a cada período simulado.

As diferenças nos campos de precipitação acumulada em cada período sob diferentes condições de vegetação foram analisadas utilizando a metodologia de “Áreas contíguas de chuva” (Contiguous Rain Areas – CRA) proposta por Ebert e McBride (2000). A metodologia de Ebert e McBride (2000) define cada CRA como a região de precipitação acima de um determinado limiar. A adoção de um valor pequeno para o limiar tende a

definir CRAs de maior extensão espacial; a adoção de limiares maiores delimitará o CRA apenas nas áreas de maior volume de precipitação. Neste último caso é possível que a metodologia identifique mais de uma unidade CRA dentro do domínio de simulação. Os campos de precipitação são comparados em termos de sua forma, localização e magnitude. Cada CRA é definida como a região com precipitações superiores a um limiar definido. A diferença total ( $MSD_{total}$ ) entre os campos de precipitação acumulada nos experimentos EPAST e EFLOR é decomposta na soma das diferenças no padrão dos campos ( $MSD_{padrão}$ ), deslocamento ( $MSD_{deslocamento}$ ) e volume ( $MSD_{volume}$ ) (Eq. 4.4).

$$MSD_{total} = MSD_{deslocamento} + MSD_{volume} + MSD_{padrão} \quad (4.4)$$

A diferença total corresponde ao erro quadrático médio entre os campos simulados (Eq. 4.5), considerando cada um dos  $N$  pontos de grade ( $i$ ). O deslocamento é determinado movimentando o campo de precipitação acumulada correspondente ao experimento EPAST até que é conseguida a maximização do coeficiente de correlação com o campo EFLOR. Considerando o campo EPAST deslocado ( $EPAST'$ ) para esta nova posição, é recalculado o erro quadrático médio ( $MSD_{deslocado}$ ) (Eq. 4.6), e a diferença entre o erro quadrático médio antes e depois do deslocamento é considerada como a contribuição deste à diferença total (Eq. 4.7). A contribuição da diferença nos volumes precipitados à diferença total é calculada considerando o valor médio da precipitação acumulada sobre o domínio nos campos dos experimentos EPAST deslocado ( $\overline{EPAST'}$ ) e EFLOR ( $\overline{EFLOR}$ ) (Eq. 4.8). Finalmente, a parte da diferença total não explicada pelas diferenças por deslocamento e nos volumes é atribuída à diferença no padrão dos campos, ou seja, diferenças na forma e estrutura entre os dois campos simulados (Eq. 4.9).

$$MSD_{total} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (EPAST_i - EFLOR_i)^2 \quad (4.5)$$

$$MSD_{deslocado} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (EPAST'_i - EFLO R_i)^2 \quad (4.6)$$

$$MSD_{deslocamento} = MSE_{total} - MSE_{deslocado} \quad (4.7)$$

$$MSD_{volume} = (\overline{EPAST'} - \overline{EFLO R})^2 \quad (4.8)$$

$$MSD_{padr\~{a}o} = MSD_{deslocado} - MSD_{volume} \quad (4.9)$$

### 4.3. Resultados

#### 4.3.1 Impacto do desflorestamento nas primeiras horas de simulaç~{a}o

Nas simulaç~{o}es atmosféricas, as variaç~{o}es do estado da atmosfera em um determinado ponto respondem às condiç~{o}es de superfície em todo o entorno. Porém, durante as primeiras horas de integraç~{a}o, é possível considerar que estas variaç~{o}es estão relacionadas com as condiç~{o}es locais, apresentando uma pequena interaç~{a}o com o entorno. Com o intuito de conhecer o efeito local da mudança do uso do solo nas simulaç~{o}es, foram analisadas as primeiras 60 horas de simulaç~{a}o, das quais foram descartadas as 6 horas iniciais, em diferentes pontos da bacia. Em geral, as diferenças são pequenas durante o primeiro ciclo diurno simulado, mas, na medida em que a integraç~{a}o avança no tempo, são observadas pequenas diferenças nos fluxos de energia, na temperatura em superfície, na magnitude dos ventos, e no desenvolvimento de convecç~{a}o e de nebulosidade. O conteúdo de umidade no solo praticamente não apresenta variaç~{o}es entre os experimentos durante as primeiras horas de simulaç~{a}o. Ainda, os valores de inicializaç~{a}o são elevados nas simulaç~{o}es de janeiro, resultando em condiç~{o}es de solos saturados ou próximos da saturaç~{a}o, o que incrementa a evaporaç~{a}o direta do solo e favorece a manutenç~{a}o de uma alta transpiraç~{a}o da pastagem. Como resultado, em alguns pontos a evaporaç~{a}o nos experimentos EPAST iguala, e inclusive supera à do experimento EFLO R, enquanto o conteúdo de umidade do solo é alto.

Considerando como exemplo as simulações no ponto (-61,68W/-11,84S) (Fig. 4.2), na simulação de janeiro de 1985, os ciclos de energia apresentam valores similares em ambos experimentos (Fig. 4.3a), comportamento associado com a pequena diferença na umidade do solo (Fig. 4.3g). Ainda, as pequenas diferenças entre os ciclos de energia estão associadas com diferenças na cobertura de nuvens (fig. 4.3e e 4.3f). Também as diferenças no vento em 10 m., na temperatura em 2 m. e nos movimentos verticais são pequenas (Fig. 4.3b, e 4.3c). Por outro lado, o experimento EPAST apresenta um maior volume de precipitação (Fig. 4.3d), associado com uma maior quantidade de nuvens altas (Fig. 4.3f). As diferenças entre os experimentos EFLOR e EPAST nas simulações de agosto de 1984 (Fig. 4.4) também são pequenas. Principalmente, podem ser notadas diferenças na cobertura de nuvens (Fig. 4.4e e 4.4f), mas que não afetam visivelmente o ciclo de energia (Fig. 4.4a) nem a quantidade de precipitação (Fig. 4.4d).

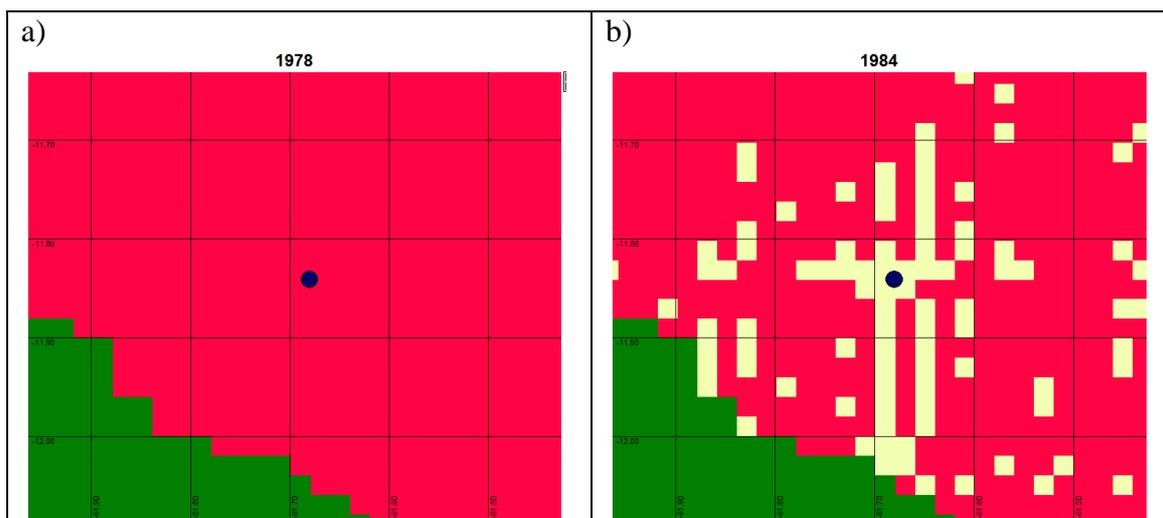


Figura 4.2: Condições locais da vegetação no ponto (-61,68W/-11,84S) (a) no ano 1978, utilizada nos experimentos EFLOR, e (b) no ano 1984, utilizada nas simulações de agosto de 1984 e janeiro de 1985 dos experimentos EPAST. Floresta em vermelho e pastagem em branco. Regiões fora da bacia estão identificadas em verde.

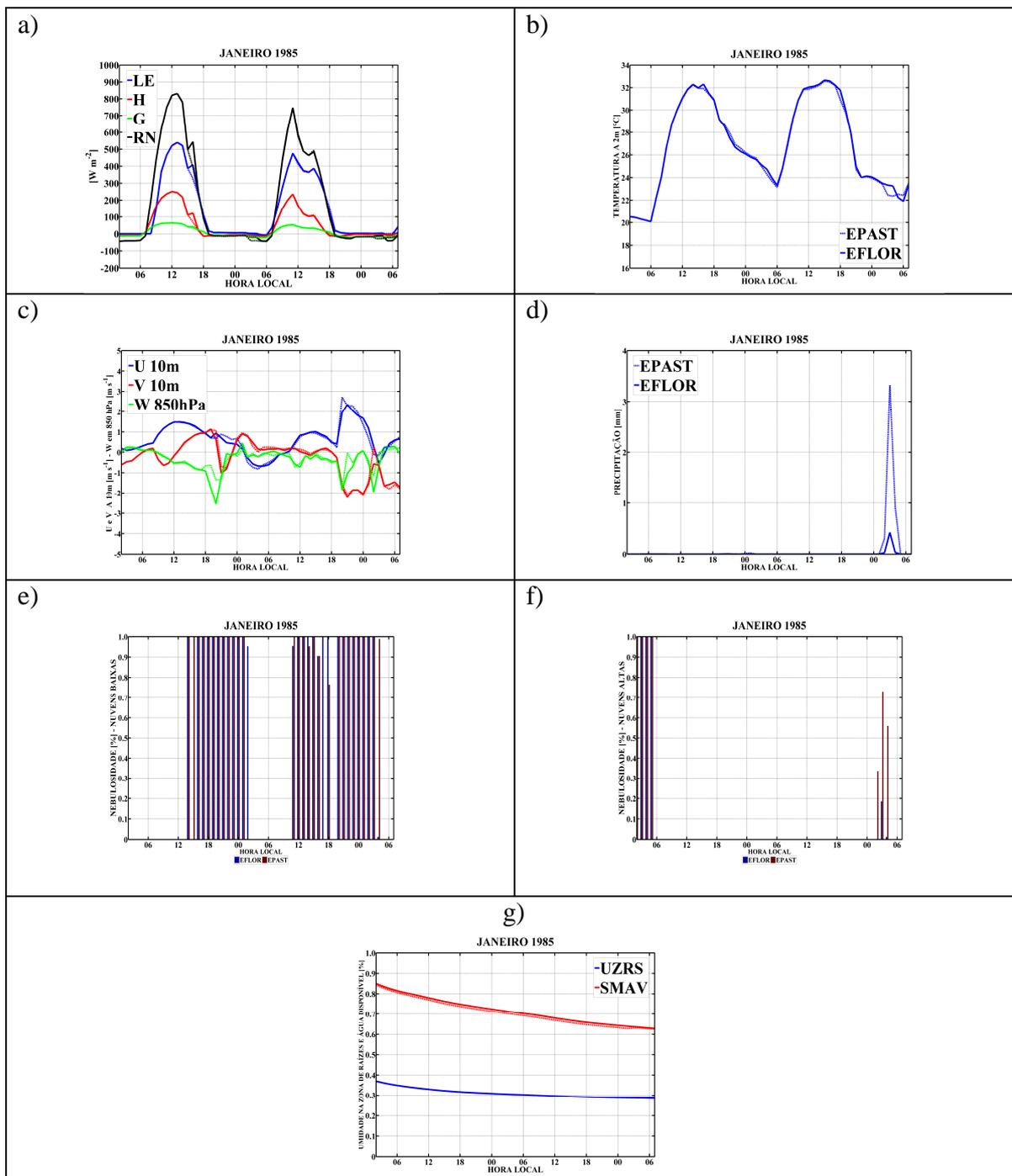


Figura 4.3: Simulações nos experimentos EFLOR (linhas sólidas e colunas azuis) e EPAST (linhas tracejadas e colunas vermelhas) do (a) ciclo diurno de energia, em  $W m^{-2}$ , (b) temperatura a 2 metros, em  $^{\circ}C$ , (c) velocidade do vento zonal e meridional, em  $m s^{-1}$ , e movimento vertical, em  $Pa s^{-1}$ , (d) precipitação, em  $mm hora^{-1}$ , (e) cobertura de nuvens baixas, em %, (f) cobertura de nuvens altas, em %, e (g) umidade na zona de raízes e água disponível no solo, em %, no ponto (-61,68W/-11,84S), em janeiro de 1985.

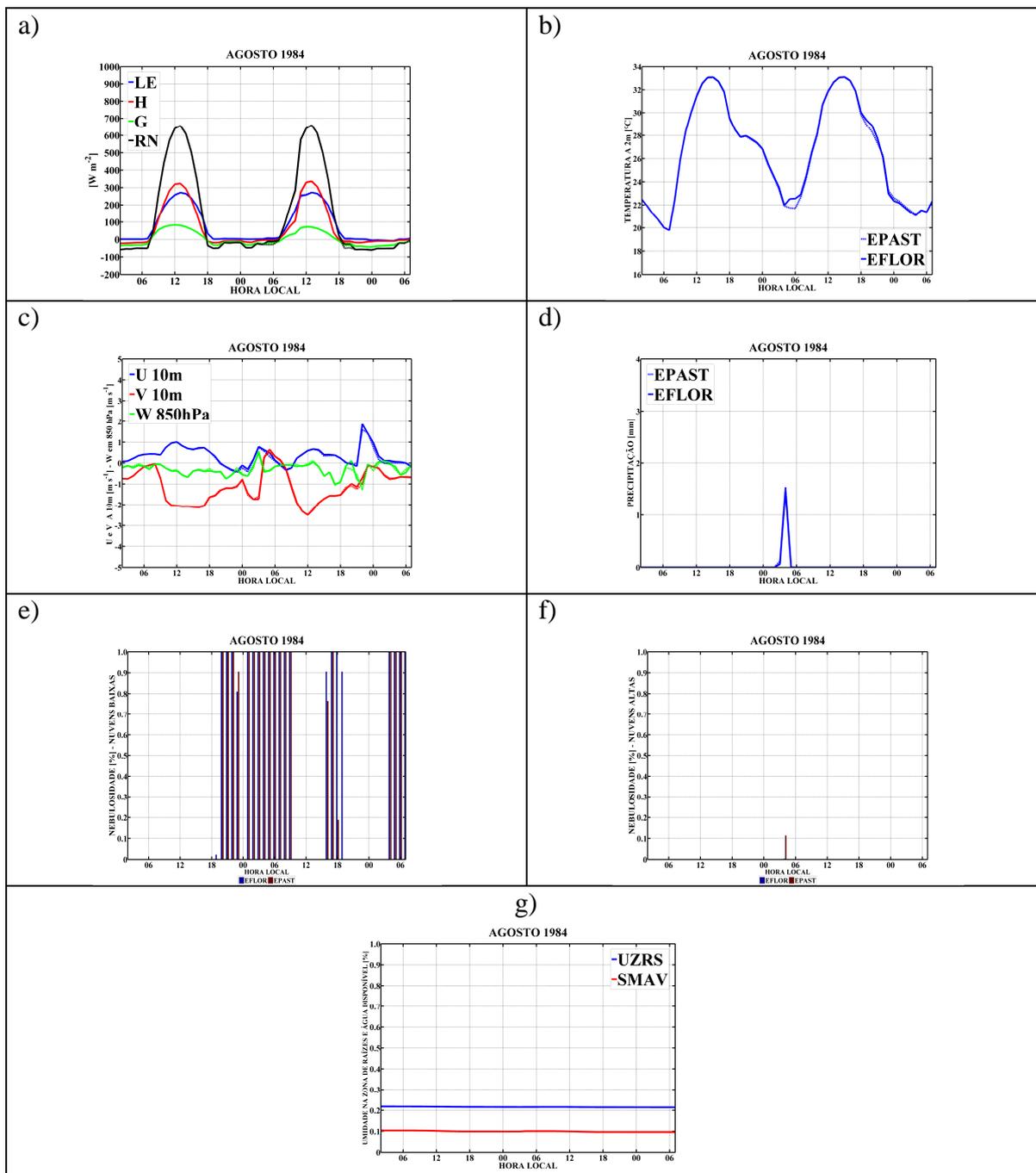


Figura 4.4: Simulações nos experimentos EFLOR (linhas sólidas e colunas azuis) e EPAST (linhas tracejadas e colunas vermelhas) do (a) ciclo diurno de energia, em  $W m^{-2}$ , (b) temperatura a 2 metros, em  $^{\circ}C$ , (c) velocidade do vento zonal e meridional, em  $m s^{-1}$ , e movimento vertical, em  $Pa s^{-1}$ , (d) precipitação, em  $mm hora^{-1}$ , (e) cobertura de nuvens baixas, em %, (f) cobertura de nuvens altas, em %, e (g) umidade na zona de raízes e água disponível no solo, em %, no ponto (-61,68W/-11,84S), em agosto de 1984.

### 4.3.2. Ciclos diurnos de energia e precipitação

O modelo simula em forma adequada o comportamento do ciclo diurno de energia e suas diferenças sazonais (Fig. 4.5). O fluxo de calor latente é maior durante o mês de janeiro, na época úmida (Fig. 4.5a), enquanto que o fluxo de calor sensível é maior em agosto, durante a época seca (Fig. 4.5b). Por outro lado, não existem diferenças significativas entre os ciclos diurnos médios na bacia gerados pelos experimentos EFLOR e EPAST (Fig. 4.5). A figura 4.5 apresenta os valores médios espaciais sobre toda a bacia e para todas as simulações dos experimentos EFLOR e EPAST.

Pontualmente, o fluxo de calor latente simulado em áreas de pastagem é menor que o simulado em áreas de floresta tanto no mês de janeiro quanto no mês de agosto, enquanto que o fluxo de calor sensível é maior nestas últimas (Fig. 4.6). Isto está de acordo com o observado nos sítios experimentais Reserva biológica Jarú e Fazenda Nossa Senhora (Fig. 4.7). No entanto, durante o mês de agosto o fluxo de calor sensível supera ao fluxo de calor latente, na pastagem e na floresta (Fig. 4.7), o que não se verifica nos sítios experimentais (Fig. 4.6). Os valores médios dos fluxos simulados pelo modelo Eta superam os valores médios observados, tanto em pastagem como em floresta (Fig 4.5, Fig 4.6 e Fig 4.7). Esta superestimativa dos fluxos de calor na região em simulações com o modelo Eta-NOAH foi também reportada por Chou et al (2007).

No ciclo diurno médio de precipitações sobre a bacia, as máximas precipitações são localizadas pelo modelo entre o final da tarde e a madrugada, no mês de janeiro (Fig. 4.8a), e no início da noite no mês de agosto (Fig. 4.8b). As diferenças entre os experimentos EPAST e EFLOR dos valores médios espaciais sobre as bacias, entre todas as simulações de cada experimento, são pequenas. A figura 8 apresenta uma diminuição da precipitação noturna em janeiro, no set de experimentos EPAST, enquanto que no mês de agosto as precipitações são similares.

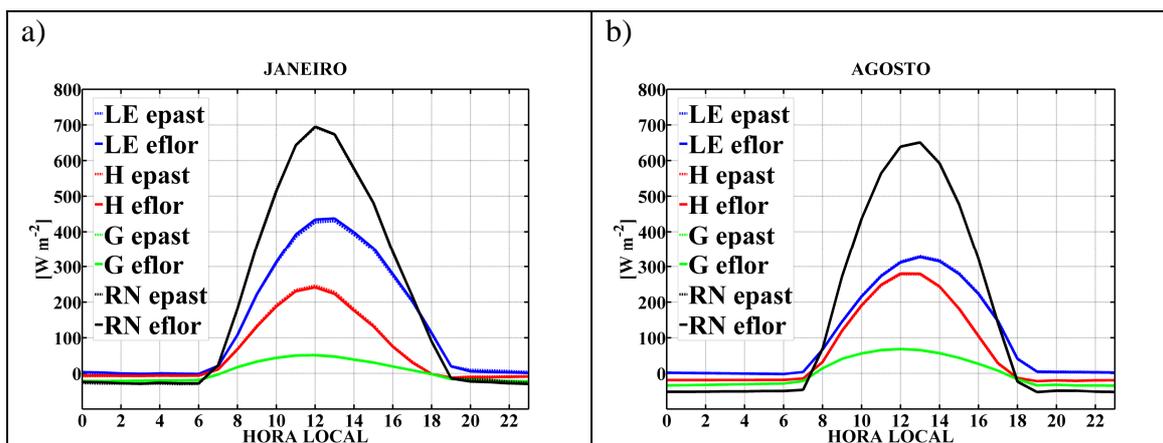


Figura 4.5: Ciclos diurnos de energia médios na bacia (Calor latente – LE, calor sensível – H, fluxo de calor no solo – G, e saldo de radiação – RN, em  $\text{W m}^{-2}$ ) nos meses de (a) janeiro e (b) agosto para os experimentos EFLOR (linha contínua) e EPAST (linha tracejada).

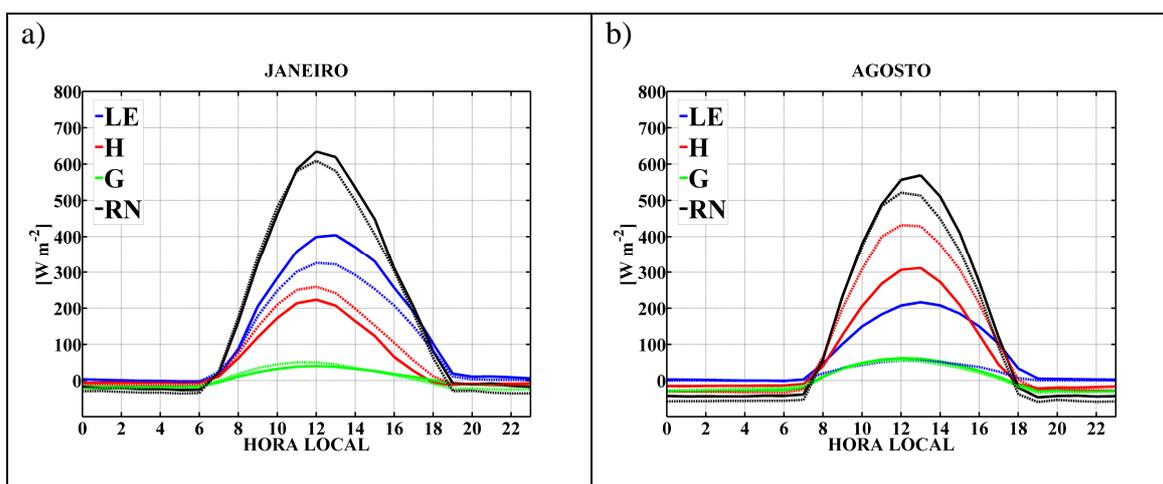


Figura 4.6: Ciclos diurnos de energia médios no ponto (-61,68W/-11,84S) (Calor latente – LE, calor sensível – H, fluxo de calor no solo – G, e saldo de radiação – RN, em  $\text{W m}^{-2}$ ) no mês de (a) janeiro (b) e agosto, para os experimentos EFLOR (linha contínua) e EPAST (linha tracejada).

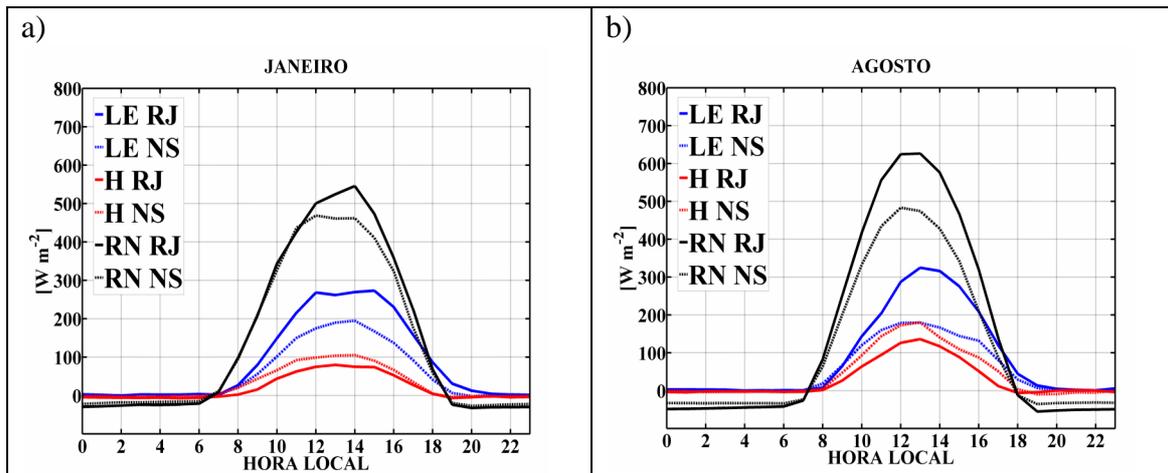


Figura 4.7: Ciclos diurnos de energia médios (Calor latente - LE, calor sensível - H e saldo de radiação - RN, em  $W m^{-2}$ ) observados nos sítios experimentais da Reserva Biológica Jarú (Linha contínua) e da Fazenda Nossa Senhora (Linha de traços) nos meses de (a) janeiro e (b) agosto.

O ciclo diurno de precipitações no mês de janeiro difere do observado nos sítios experimentais, tanto na pastagem quanto na floresta (Fig. 4.9 e 4.10). Na Reserva Biológica Jarú, área de floresta, os maiores volumes de chuva acontecem durante o início da manhã (Fig. 4.10a), enquanto que no modelo as chuvas estão localizadas à noite (Fig. 4.9a). As precipitações registradas na Fazenda Nossa Senhora antes do meio-dia local (Fig. 4.9a) também não são simuladas pelo modelo na área de pastagem (Fig. 4.10a). Durante o mês de agosto as precipitações são registradas à noite na Reserva Biológica Jarú e desde a tarde, após o meio-dia, na Fazenda Nossa Senhora (Fig. 4.10a). Nas simulações, as precipitações durante este mês são concentradas no final da tarde e na noite nas regiões de floresta e de pastagem (Fig. 4.9a).

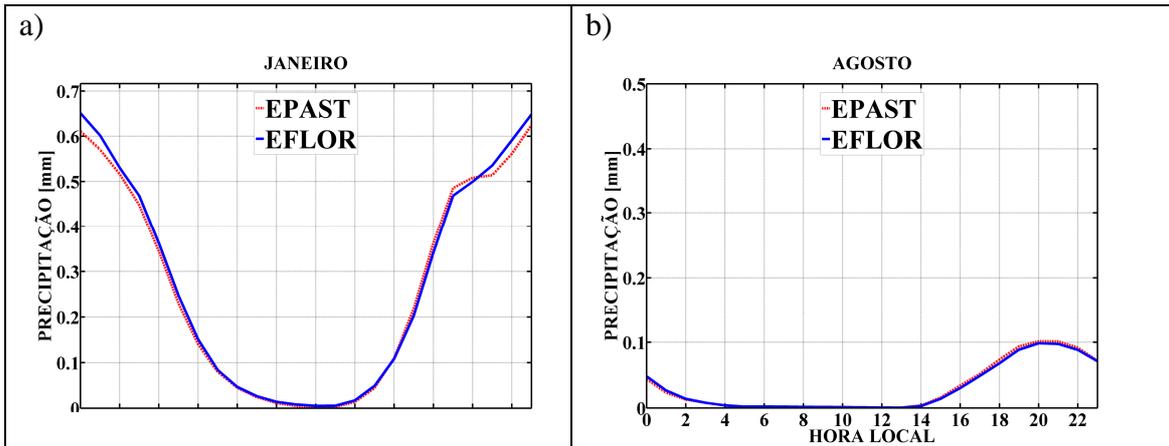


Figura 4.8: Ciclo diurno de precipitação médio na bacia inteira (SB7) nos meses de (a) janeiro e (b) agosto para os experimentos EFLOR e EPAST.

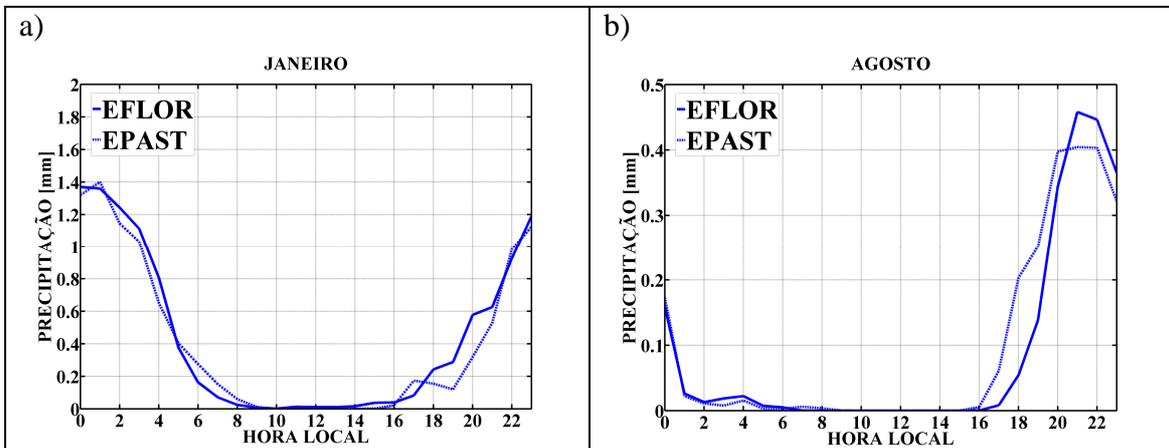


Figura 4.9: Ciclos diurno de precipitação, em  $\text{mm h}^{-1}$ , no ponto (-61,68W/-11,84S) no mês de (a) janeiro e (b) agosto, para os experimentos EFLOR (linha contínua) e EPAST (linha tracejada).

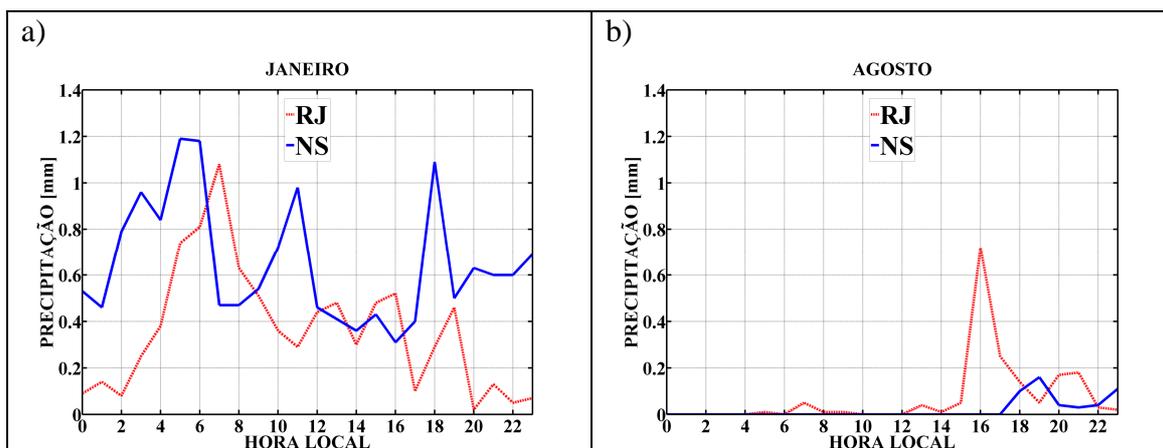


Figura 4.10: Ciclos diurno médios de precipitação nos sitios experimentais da Reserva Biológica Jarú (RJ) e da Fazenda Nossa Senhora (NS) nos meses de (a) janeiro e (b) agosto.

### 4.3.3. Precipitação e evaporação diárias

As precipitações diárias médias sobre a bacia simuladas pelo modelo Eta foram comparadas com as obtidas da interpolação dos dados de precipitação observados em pluviômetros, descritos no Capítulo 3. Os volumes de precipitações diárias médios sobre a bacia não são bem simulados pelo modelo. Nas simulações de janeiro, o modelo subestima em geral as precipitações diárias, enquanto que nas simulações de agosto o modelo superestima as precipitações diárias nos anos com baixos volumes acumulados e as subestima, em geral, nos anos com maiores volumes acumulados (Fig 4.11 e 4.12) (Tabela 4.2 e 4.3).

Tabla 4.2: BIAS (BIAS) (Erro médio) e raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) nas simulações de precipitações diárias dos meses de janeiro.

<b>JANEIRO</b>				
<b>ANO</b>	<b>EFLOR</b>		<b>EPAST</b>	
	<b>BIAS [mm/dia]</b>	<b>RMSE [mm/dia]</b>	<b>BIAS [mm/dia]</b>	<b>RMSE [mm/dia]</b>
1985	2.76	11.27	2.96	11.98
1987	-1.01	5.54	-0.75	6.16
1989	-2.26	6.45	-2.85	6.51
1992	-1.30	12.31	-1.47	11.88
1995	-5.00	7.08	-5.17	7.30
1997	-2.95	9.93	-3.16	9.98
2000	-2.94	11.56	-3.20	11.83
2001	-2.94	9.91	-3.75	10.23

Tabla 4.3: BIAS (BIAS) e raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) nas simulações de precipitações diárias nos meses de agosto.

<b>AGOSTO</b>				
<b>ANO</b>	<b>EFLOR</b>		<b>EPAST</b>	
	<b>BIAS [mm/14 dias]</b>	<b>RMSE [mm/14 dias]</b>	<b>BIAS [mm/14 dias]</b>	<b>RMSE [mm/14 dias]</b>
1985	0.09	0.38	0.09	0.39
1987	0.83	4.06	0.89	4.14
1989	0.39	0.72	0.39	0.77
1992	0.23	0.46	0.24	0.43
1995	-0.13	3.62	0.08	3.88
1997	-1.06	2.42	-1.09	2.42
2000	0.73	2.52	0.66	2.21
2001	-1.86	3.71	-1.86	3.70

As diferenças entre as precipitações nos experimentos EFLOR e EPAST não apresentam um comportamento uniforme para todos os anos simulados, chegando, inclusive, a deslocar o início de alguns eventos (Fig. 4.11 e 4.12). No entanto, as análises de semelhança de medianas, entre os resultados dos experimentos EFLOR e EPAST, realizadas com o teste de Wilcoxon *rank sum* para cada ano simulado, não mostram a existência de diferenças estatisticamente significativas considerando 95% de confiança.

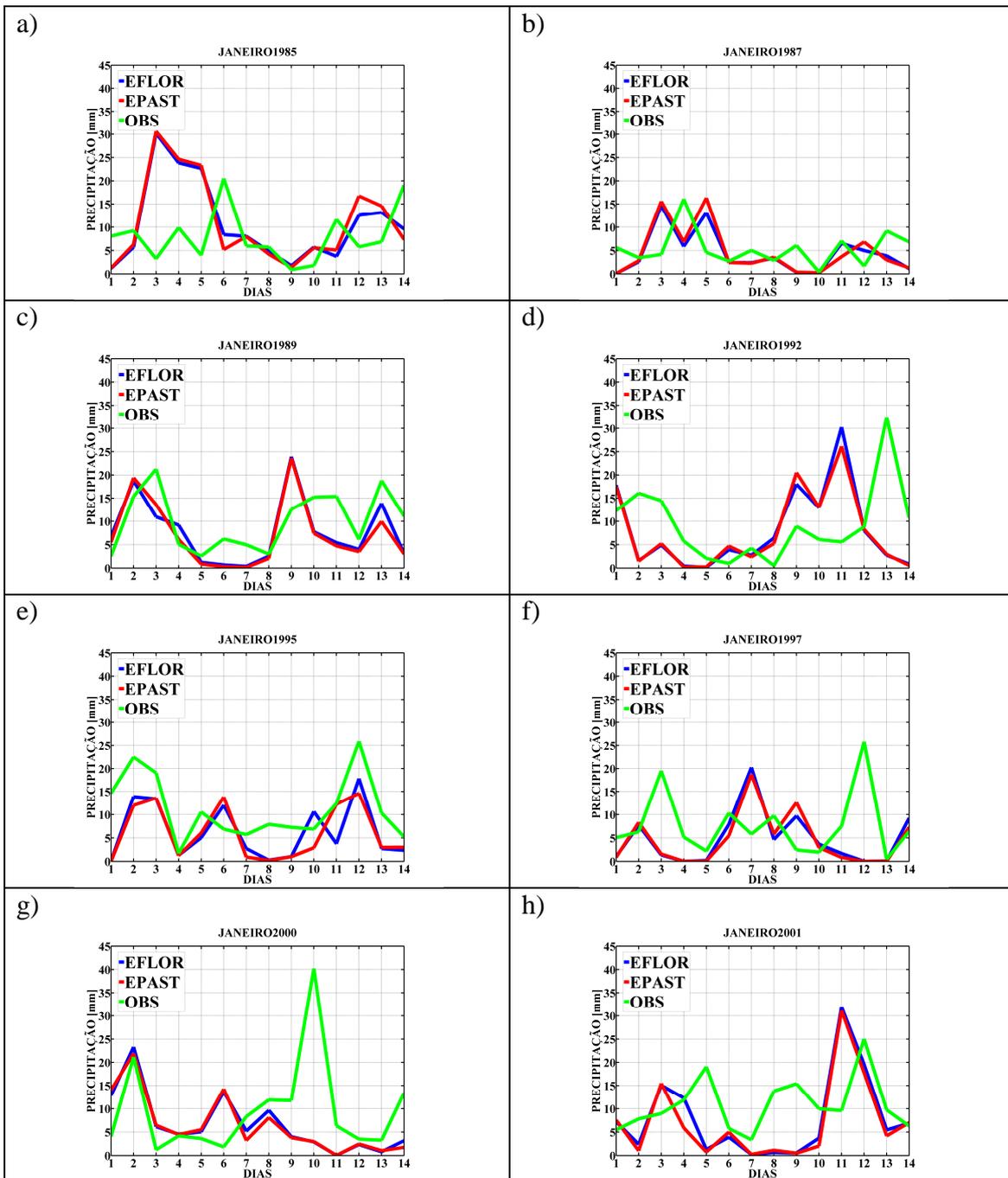


Figura 4.11: Precipitações diárias no mês de janeiro nos experimentos EFLOR, EPAST e nas observações (OBS).

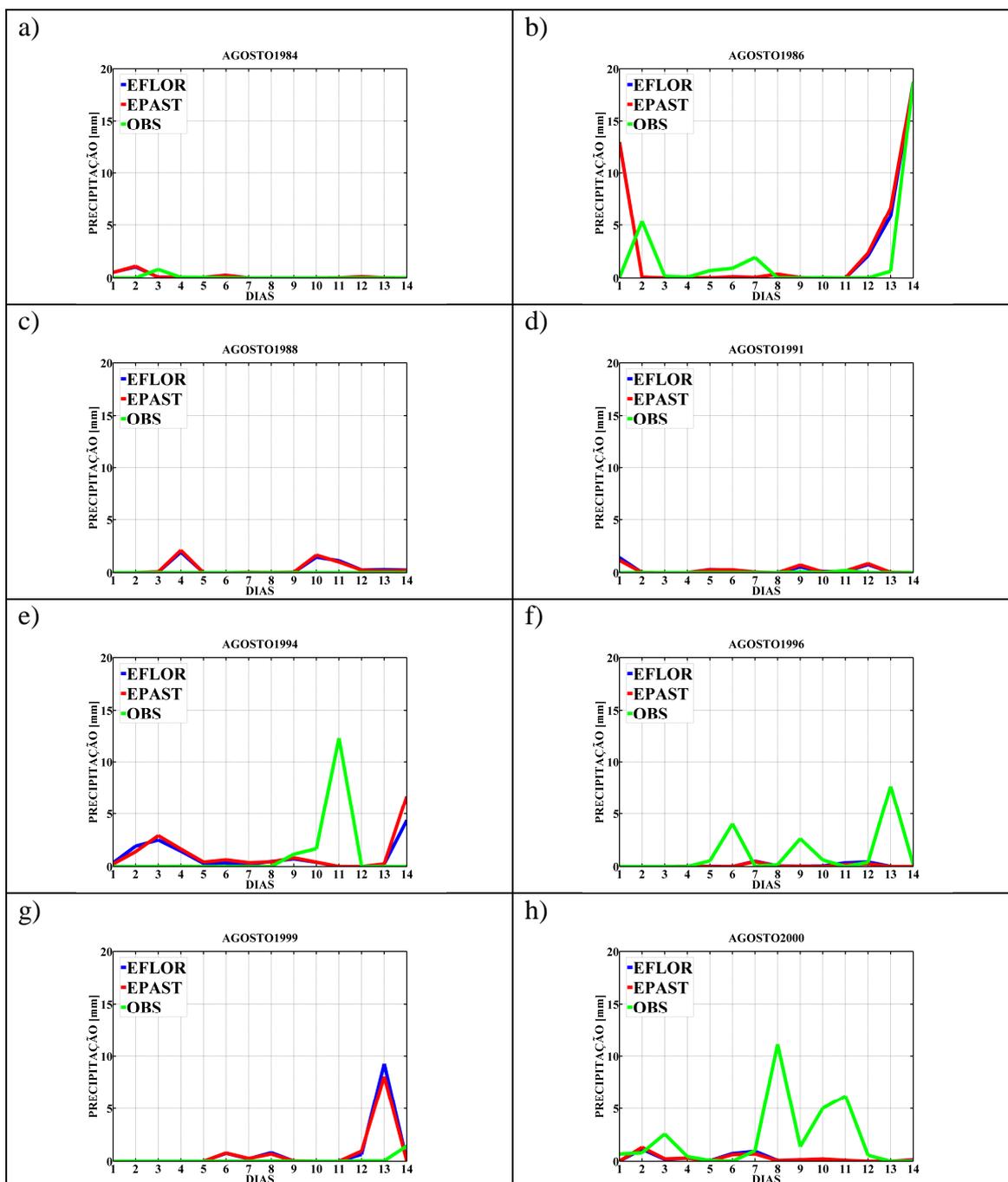


Figura 4.12: Precipitações diárias no mês de agosto nos experimentos EFLOR, EPAST e nas observações (OBS).

A evaporação diária média sobre a bacia apresenta, em geral, pequenas diferenças entre os experimentos (Fig 4.13). No mês de janeiro, as maiores diferenças aparecem associadas com diferenças nas precipitações (Fig. 4.13a). Durante o mês de agosto, a evapotranspiração é maior nos experimentos EPAST durante os primeiros dias, mas esta

situação se inverte na medida em que a umidade do solo diminui (Fig. 4.13b). A evapotranspiração nas simulações está controlada principalmente pelas condições de umidade do solo e a precipitação. Durante o mês de janeiro, o alto valor inicial do conteúdo de umidade do solo e a contínua renovação da mesma pela precipitação favorecem a manutenção da evaporação. Durante o mês de agosto as diferenças na transpiração da cobertura vegetal são mais perceptíveis, uma vez que as condições de umidade do solo não são favoráveis à manutenção da evaporação desde o mesmo.

O comportamento do modelo na simulação da evapotranspiração está principalmente limitado pela estrutura das simulações. As condições iniciais de umidade do solo são as mesmas para cada simulação nos experimentos EPAST e EFLOR, e o tempo de integração não resulta suficiente para conseguir uma condição de equilíbrio entre o armazenamento d'água no solo e a cobertura vegetal do mesmo. Ainda, as maiores taxas de evapotranspiração da floresta tropical e sua manutenção sazonal estão associadas com a capacidade da mesma de obter água do solo a grandes profundidades, onde a variação do conteúdo de umidade é menor. A representação deste efeito está limitada no modelo pela pouca profundidade de solos utilizada nas simulações.

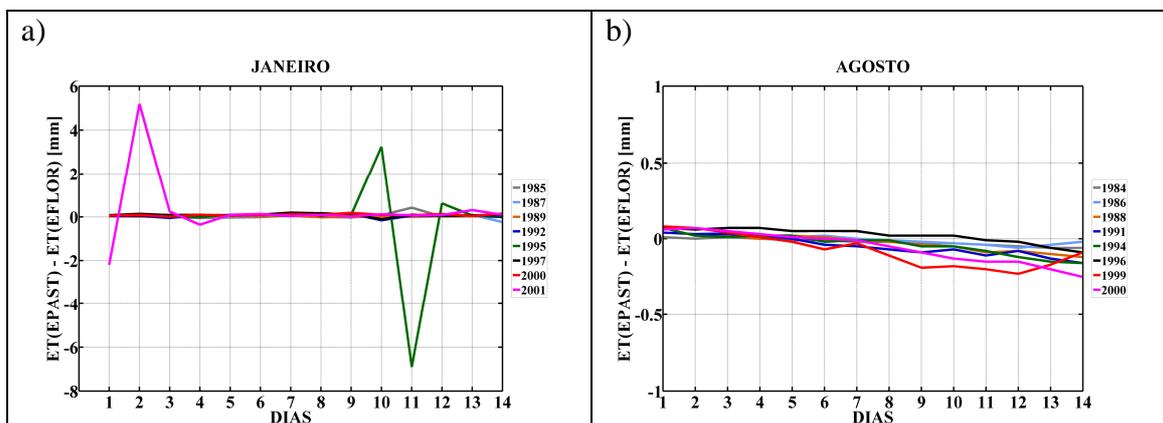


Figura 4.13: Diferenças na evaporação diária entre os experimentos EPAST e EFLOR nas simulações dos meses de (a) janeiro e (b) agosto.

#### 4.3.4. Valores acumulados de precipitação e evaporação

Os volumes acumulados de precipitação durante os 15 dias de integração foram, em geral subestimados pelo modelo nas simulações dos meses de janeiro (Tabela 4.4). Nas simulações dos meses de agosto, o modelo subestima, em geral, os volumes acumulados dos eventos observados, e superestima a precipitação nos períodos mais secos (Tabela 4.5).

Tabla 4.4: Volumes acumulados (ACUM) e diferenças no volume acumulado (EFLOR – OBS e EPAST – OBS) de precipitações nas simulações dos meses de janeiro

<b>JANEIRO</b>					
<b>ANO</b>	<b>OBS ACUM [mm/14 dias]</b>	<b>EFLOR</b>		<b>EPAST</b>	
		<b>ACUM [mm/14 dias]</b>	<b>EFLOR-OBS [mm/14 dias]</b>	<b>ACUM [mm/14 dias]</b>	<b>EPAST-OBS [mm/14 dias]</b>
1985	112.52	151.22	38.70	154.02	41.50
1987	75.56	61.39	-14.17	65.10	-10.46
1989	139.92	108.23	-31.69	100.03	-39.89
1992	128.81	110.61	-18.20	108.22	-20.59
1995	156.81	86.88	-69.93	84.40	-72.41
1997	108.53	67.28	-41.25	64.29	-44.24
2000	134.65	93.51	-41.14	89.83	-44.82
2001	152.02	110.86	-41.16	99.46	-52.56

Tabla 4.5: Volumes acumulados (ACUM) e diferenças no volume acumulado (EFLOR – OBS e EPAST – OBS) de precipitações nas simulações dos meses de agosto

<b>AGOSTO</b>					
<b>ANO</b>	<b>OBS ACUM [mm/14 dias]</b>	<b>EFLOR</b>		<b>EPAST</b>	
		<b>ACUM [mm/14 dias]</b>	<b>EFLOR-OBS [mm/14 dias]</b>	<b>ACUM [mm/14 dias]</b>	<b>EPAST-OBS [mm/14 dias]</b>
1984	0.91	2.14	1.23	2.17	1.26
1986	28.59	40.18	11.59	41.05	12.46
1988	0.00	5.42	5.42	5.52	5.52
1991	0.28	3.54	3.26	3.57	3.29
1994	15.12	13.25	-1.87	16.19	1.07
1996	16.23	1.41	-14.82	0.97	-15.26
1999	1.55	11.72	10.17	10.76	9.21
2000	29.83	3.86	-25.97	3.79	-26.04

Os volumes acumulados de precipitação apresentam pequenas diferenças entre as simulações EFLOR e EPAST sobre a bacia (Fig. 4.14a e 4.14b). No mês de janeiro, o volume acumulado é maior sob a consideração do desflorestamento nos dois primeiros anos, quando o desflorestamento é menor a 20%, mas esta situação se inverte nos anos subsequentes (Fig 4.14a), resultando na diminuição do excesso d'água na bacia pelo efeito do desflorestamento (Fig 4.14e). Nas simulações do mês de agosto, em apenas três dos oito anos simulados o volume de precipitação acumulado nos 15 dias de simulação supera 10 mm (Fig 4.14b). Também nas simulações deste mês, o volume acumulado nos experimentos que consideram o desflorestamento superou àquele da condição prístina nos primeiros anos do desflorestamento (Fig 4.14b), mas esta situação se estende até valores de desflorestamento próximos a 50%.

Por outro lado, a evaporação acumulada praticamente não apresenta mudanças entre os experimentos EFLOR e EPAST nas simulações em ambos os meses. Porém, os valores acumulados nos experimentos EFLOR são similares ou superiores aos dos experimentos EPAST (Fig 4.14c e 4.14d) em todas as simulações. As diferenças na precipitação e na evapotranspiração entre os experimentos não são suficientes para produzir mudanças no balanço hídrico de cada período, mantendo as condições de excesso ou déficit em cada ano (Fig. 4.14e e 4.14f).

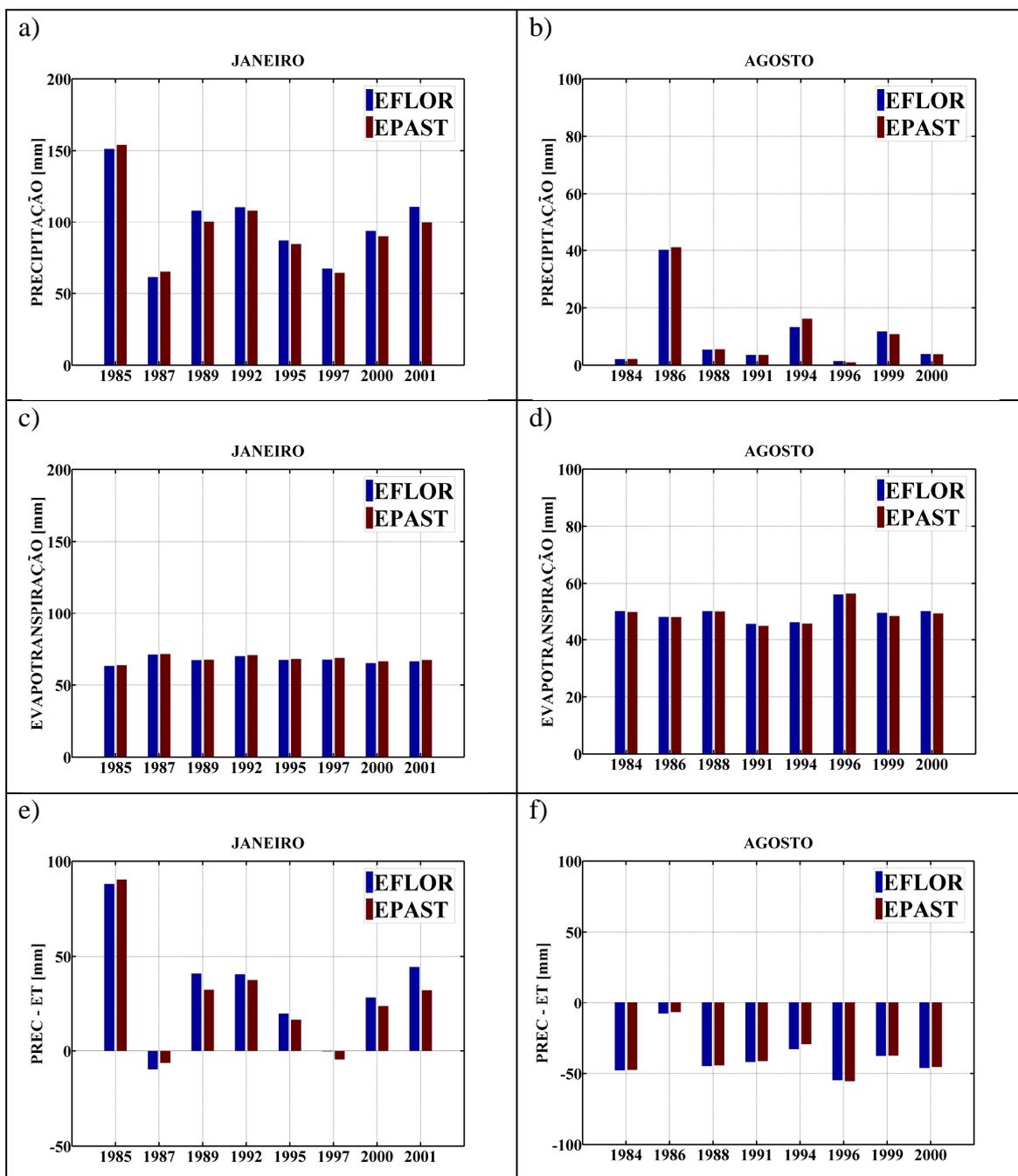


Figura 4.14: Precipitação ((a) e (b)) e Evapotranspiração ((c) e (d)) acumuladas no período (14 dias) e as diferenças PREC-ET ((e) e (f)) para os meses de janeiro e agosto sobre a bacia.

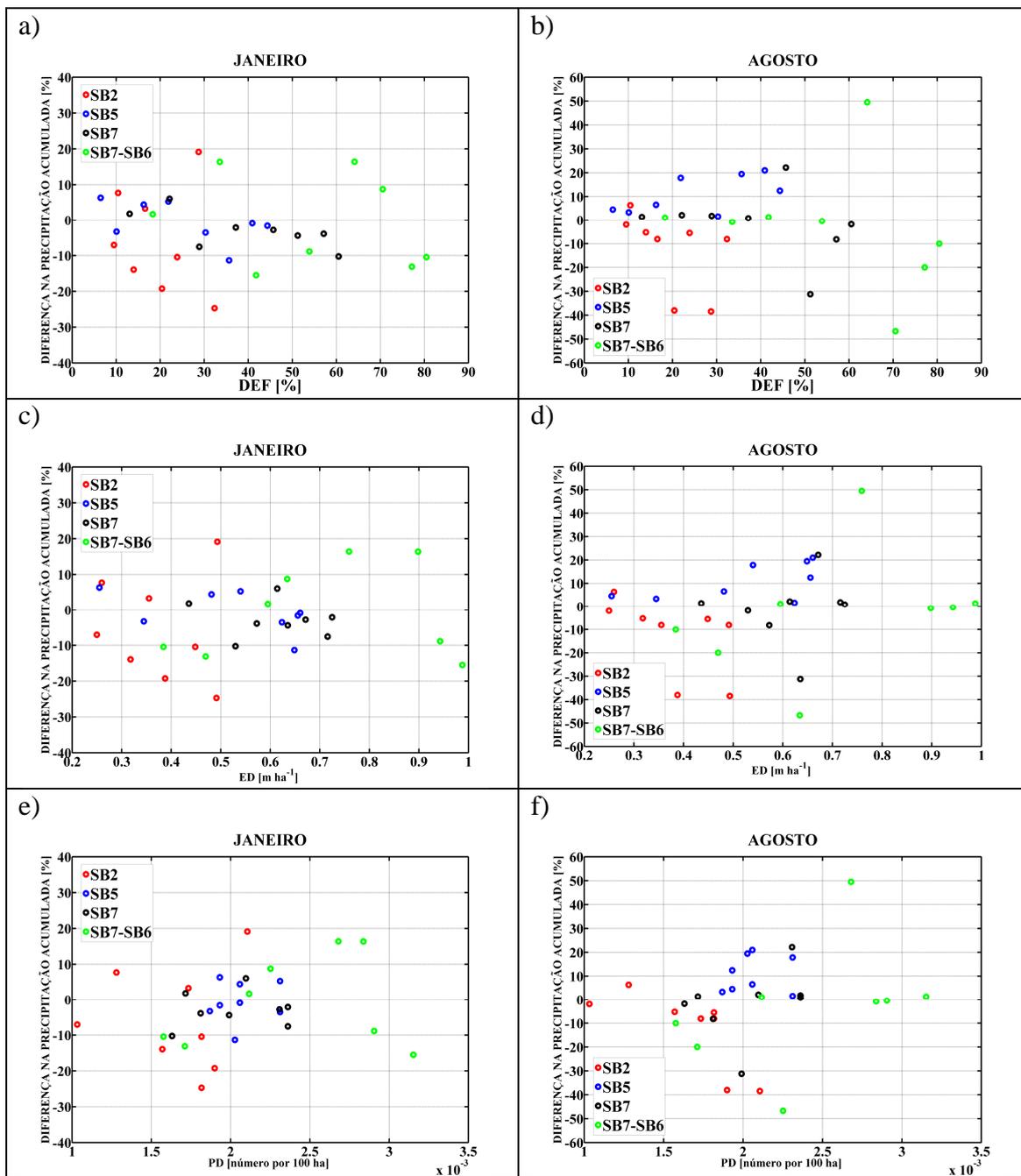


Figura 4.15: Relação entre as diferenças no volume acumulado de precipitação nos experimentos EPAST e EFLOR e os índices da paisagem: percentagem de desflorestamento (DEF), densidade de bordas (ED), e densidade de fragmentos (PD), nas simulações de janeiro e agosto para as sub-bacias SB2 (alta bacia leste), SB5 (alta bacia oeste), SB7 (bacia inteira) e SB7-SB6 (baixa bacia).

A figura 4.15 apresenta as diferenças no volume acumulado de precipitação em cada sub-bacia simulado pelo modelo nos experimentos EPAST e EFLOR, em porcentagens,

para cada ano junto com os valores correspondentes aos índices da paisagem do mesmo ano. Não é possível identificar qualquer padrão entre os índices da paisagem, incluindo a porcentagem desflorestada, e a variação da precipitação entre experimentos na bacia (Fig 4.15). De acordo com o teste de Mann-Kendall, apenas na sub-bacia SB2 se verifica a existência de uma correlação negativa significativa, no nível de 95%, entre os índices da paisagem e as diferenças na precipitação acumulada nas simulações de agosto. Neste caso os incrementos do desflorestamento e das densidades de borda e de fragmentos na paisagem resultam na diminuição da precipitação acumulada na sub-bacia.

De acordo com a metodologia do CRA (Eq. 4.4 até 4.9), as diferenças entre os campos de precipitação acumulada sobre todo o domínio no mês de janeiro devem-se principalmente a diferenças no padrão espacial de distribuição da chuva quando é considerado um limiar de 100 mm (Fig. 4.16a e Tabela 4.6). Quando são considerados núcleos de precipitação acumulada maiores que 200 mm na definição do CRA, as diferenças são explicadas, em média, pelas diferenças de padrão e as de volume, e em menor medida pelo deslocamento destes núcleos (Fig, 4.16b e Tabela 4.7). Cabe destacar que em alguns anos foram identificadas múltiplas unidades CRA para o maior limiar adotado. Também no mês de agosto, a diferença nos padrões de distribuição explica uma grande parte das diferenças entre os campos de precipitação acumulada superior a 20 mm (Fig 4.17a e Tabela 4.8). Quando são consideradas as precipitações acumuladas maiores que 50 mm, a percentagem da diferença associada com o padrão dos campos é menor, e as diferenças no volume e as diferenças devido ao deslocamento do campo adquirem uma maior relevância (Fig. 4.17b e Tabela 4.9).

Por outro lado, não existe um padrão constante de incremento ou diminuição nos volumes acumulados nem dos máximos em cada CRA definido para um limiar de 200 mm em Janeiro e de 50 mm em Agosto (Tabela 4.10 e 4.11). Além disso, o deslocamento destes núcleos de volumes acumulados não parece ter uma relação com o vento médio em baixos níveis durante o período de integração (Tabela 4.10 e 4.11).

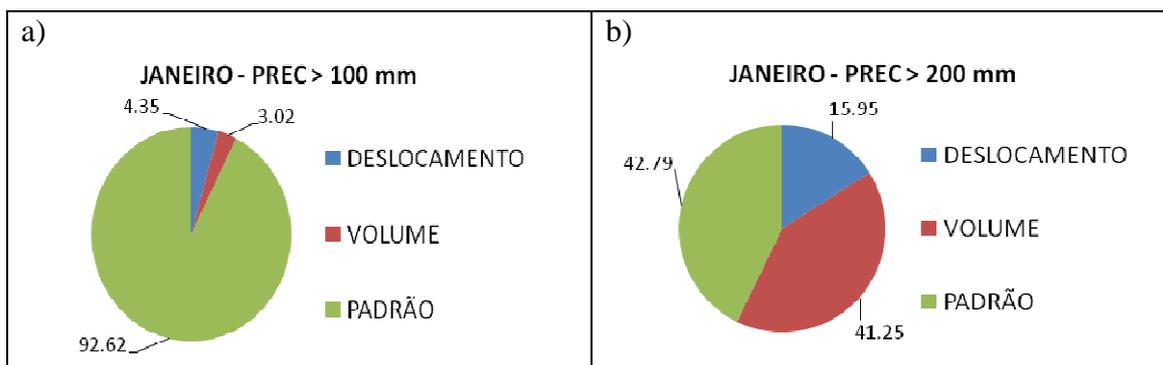


Figura 4.16: Percentagem das diferenças nos campos de precipitação acumulados acima de (a) 100 mm e (b) 200 mm, entre os experimentos EFLOR e EPAST, no mês de janeiro explicada pelas diferenças em deslocamento, volume e padrão do campo de precipitação.

Tabela 4.6: Diferenças totais (MSDtotal), diferença quadrática média nos campos originais (RMSorig) e deslocados (RMSdes) e coeficiente de correlação originais (CORorig) e deslocada (CORdes), calculados ponto a ponto entre os campos de precipitação acumulada nos experimentos EPAST e EFLOR considerando um limiar de 100 mm nos meses de janeiro.

JANEIRO						
100 mm						
ANO	CRA N°	MSDtotal [mm <sup>-2</sup> ]	RMSorig [mm]	CORorig	RMSdes [mm]	CORdes
1985	1	2330.26	48.273	0.727	48.05	0.729
1987	1	1882.98	43.393	0.137	41.89	0.211
1989	1	1510.22	38.862	0.595	38.21	0.609
1992	1	2916.53	54.005	0.377	53.86	0.384
1995	1	5957.5	77.185	0.058	76.11	0.086
1997	1	2075.52	45.558	0.037	43.99	0.078
2000	1	1967.09	44.352	0.228	41.6	0.287
2001	1	2523.34	50.233	0.516	49.8	0.524

Tabela 4.7: Diferenças totais (MSDtotal), diferença quadrática média nos campos originais (RMSorig) e deslocados (RMSdes) e coeficiente de correlação originais (CORorig) e deslocada (CORdes), calculados ponto a ponto entre os campos de precipitação acumulada nos experimentos EPAST e EFLOR considerando um limiar de 200 mm nos meses de janeiro.

JANEIRO						
200 mm						
ANO	CRA N°	MSDtotal [mm <sup>2</sup> ]	RMSorig [mm]	CORorig	RMSdes [mm]	CORdes
1985	1	3503.38	59.19	0.38	58.28	0.40
1985	2	2465.36	49.65	0.11	38.41	0.84
1989	1	1182.11	34.38	0.21	29.23	0.51
1989	2	810.24	28.47	0.91	28.46	0.91
1989	3	1835.76	42.85	0.73	42.17	0.90
1989	4	353.84	18.81	0.89	18.81	0.89
1992	1	4790.71	69.22	0.50	60.55	0.53
1992	2	4086.92	63.93	0.76	63.93	0.76
1992	3	3885.41	62.33	0.44	54.23	0.49
1995	1	6290.54	79.31	0.09	67.44	0.84
2000	1	734.01	27.09	0.58	27.09	0.58
2001	1	1633.13	40.41	0.61	30.82	0.78

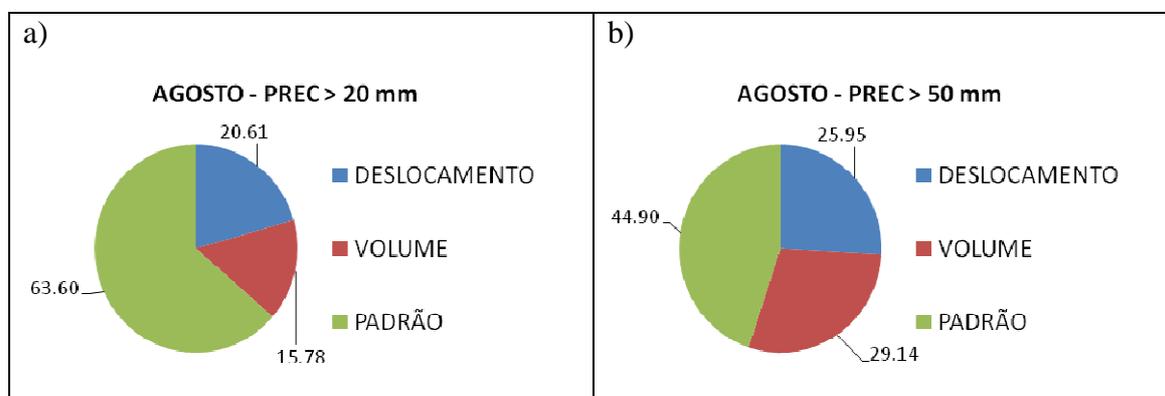


Figura 4.17: Percentagem das diferenças nos campos de precipitação acumulados acima de (a) 20 mm e (b) 50 mm, entre os experimentos EFLOR e EPAST, no mês de agosto explicada pelas diferenças em deslocamento, volume e padrão do campo de precipitação.

Tabela 4.8: Diferenças totais (MSDtotal), diferença quadrática média nos campos originais (RMSorig) e deslocados (RMSdeslocado) e coeficiente de correlação originais (CORorig) e deslocada (CORdeslocado), calculados ponto a ponto entre os campos de precipitação acumulada nos experimentos EPAST e EFLOR considerando um limiar de 20 mm nos meses de agosto.

<b>AGOSTO</b>						
<b>20 mm</b>						
<b>ANO</b>	<b>CRA N°</b>	<b>MSDtotal [mm<sup>-2</sup>]</b>	<b>RMSorig [mm]</b>	<b>CORorig</b>	<b>RMSdeslocado [mm]</b>	<b>CORdeslocado</b>
1984	1	13.35	3.65	0.96	3.65	0.96
1984	2	1.22	1.10	1.00	1.10	1.00
1986	1	70.87	8.42	0.98	8.42	0.98
1986	2	0.43	0.66	1.00	0.65	1.00
1986	3	41.13	6.41	0.83	4.92	0.91
1986	4	55.00	7.42	0.56	6.88	0.65
1988	1	116.35	10.79	0.20	10.38	0.27
1988	2	22.76	4.77	0.43	4.06	0.63
1988	3	10.07	3.17	0.95	3.17	0.95
1991	1	1.84	1.36	1.00	1.36	1.00
1994	1	854.58	29.23	0.59	19.98	0.83
1994	2	277.96	16.67	0.80	15.41	0.84
1994	3	400.59	20.02	0.46	19.12	0.52
1994	4	314.36	17.73	0.08	10.94	0.36
1999	1	445.84	21.12	0.15	20.24	0.23
1999	2	105.91	10.29	0.59	6.90	0.90
1999	3	11.53	3.40	0.92	2.70	0.96
2000	1	41.60	6.45	0.48	4.30	0.80
2000	2	25.32	5.03	0.78	4.71	0.82
2000	3	50.44	7.10	0.84	6.51	0.81

Tabela 4.9: Diferenças totais (MSDtotal), diferença quadrática média nos campos originais (RMSorig) e deslocados (RMSdeslocado) e coeficiente de correlação originais (CORorig) e deslocada (CORdeslocado), calculados ponto a ponto entre os campos de precipitação acumulada nos experimentos EPAST e EFLOR considerando um limiar de 50 mm nos meses de agosto.

<b>AGOSTO</b>						
<b>50 mm</b>						
<b>ANO</b>	<b>CRA N°</b>	<b>MSDtotal [mm<sup>2</sup>]</b>	<b>RMSorig [mm]</b>	<b>CORorig</b>	<b>RMSdes [mm]</b>	<b>CORdes</b>
1984	1	11.07	3.33	0.87	3.33	0.87
1986	1	130.06	11.40	0.96	11.40	0.96
1986	2	0.42	0.65	1.00	0.65	1.00
1986	3	148.59	12.19	0.53	8.35	0.91
1986	4	97.11	9.86	0.37	5.08	0.87
1991	1	2.91	1.71	0.98	1.71	0.98
1994	1	2041.18	45.18	0.31	24.87	0.86
1994	2	380.86	19.52	0.81	15.17	0.90
1994	3	829.32	28.80	0.47	26.78	0.60
1999	1	496.94	22.29	0.63	21.11	0.78

Tabela 4.10: Diferenças no volume acumulado (VOL) e no máximo (MAX) em cada CRA definidos para um limiar de 200 mm no mês de janeiro, sentido do deslocamento (DESLOC) do CRA nas simulações EPAST e direção do vento médio em 950 hPa (VENTO).

<b>JANEIRO</b>					
<b>200 mm</b>					
<b>ANO</b>	<b>CRA N°</b>	$\frac{VOL_{EPAST} - VOL_{EFLOR}}{VOL_{EFLOR}} * 100$	$\frac{MAX_{EPAST} - MAX_{EFLOR}}{MAX_{EFLOR}} * 100$	<b>DESLOC</b>	<b>VENTO em 950 hPa</b>
1985	1	2.36	-5.74	NE	NW
1985	2	18.36	30.31	NW	NW
1989	1	6.89	-3.23	NW	NW
1989	2	-5.07	4.38	NW	NW
1989	3	23.68	18.82	NE	NW
1989	4	-5.78	-8.54	SW	NW
1992	1	-22.31	-11.30	SE	N
1992	2	27.83	4.50	NW	N
1992	3	-20.89	-27.72	SE	N
1995	1	39.75	55.48	SE	NW
2000	1	1.76	-8.90	SE	N
2001	1	-6.03	-3.93	NW	NW

Tabela 4.11: Diferenças no volume acumulado (VOL) e no máximo (MAX) em cada CRA definidos para um limiar de 50 mm no mês de agosto, sentido do deslocamento (DESLOC) do CRA nas simulações EPAST e direção do vento médio em 950 hPa (VENTO).

<b>AGOSTO</b>					
<b>50 mm</b>					
<b>ANO</b>	<b>CRA N°</b>	$\frac{VOL_{EPAST} - VOL_{EFLOR}}{VOL_{EFLOR}} * 100$	$\frac{MAX_{EPAST} - MAX_{EFLOR}}{MAX_{EFLOR}} * 100$	<b>DESLOC</b>	<b>VENTO em 950 hPa</b>
1984	1	0.82	-2.84	NE	NE
1986	1	0.13	-0.42	W	NE
1986	2	-11.46	-8.46	NW	NE
1986	3	-1.51	5.25	SW	NE
1986	4	-5.52	-5.98	NW	NE
1991	1	0.46	2.96	NE	NE
1994	1	-19.36	-14.69		NE
1994	2	16.15	55.54	NE	NE
1994	3	-10.91	-4.23	NE	NE
1999	1	19.58	1.16	NW	E

#### **4.3.5 Impacto da fragmentação da paisagem nos campos de precipitação de Janeiro de 1985, Janeiro de 1987, Agosto de 1994 e Agosto de 1999.**

Os resultados anteriores sugerem que o impacto da fragmentação da paisagem na precipitação sobre a bacia está relacionado com as características do evento de precipitação, e é também modulado pelas condições de umidade antecedentes na bacia. As análises a seguir consideram períodos fixos de forçantes atmosféricas, com sua condição de umidade antecedente associadas, e estudam o impacto das diferentes condições de fragmentação da paisagem nos campos de precipitação. Os resultados mostram que o impacto nas precipitações acumuladas sobre cada sub-bacia sob as diferentes fragmentações da paisagem não só varia entre períodos bem como apresenta também relações não monótonas com a mudança do uso do solo.

Nas simulações de janeiro de 1985 e 1987, as condições da grande escala exibem diferenças na configuração (Fig. 4.18 e 4.19). Durante os primeiros dias da simulação de 1985, o escoamento em baixos níveis na grande escala mostra o escoamento ao sul da Amazônia em direção à região Sudeste do Brasil (Fig. 4.18a), associado com um

centro de baixa pressão sobre o Paraguai. As maiores precipitações aparecem sobre o Oceano Atlântico Equatorial e numa franja desde o Atlântico Sul até o sul da Amazônia. Sobre a bacia de Ji-Paraná, o escoamento em baixos níveis apresenta uma componente zonal de oeste significativa (Fig. 4.18a). A precipitação se acumula sobre quase toda a bacia, apresentando um volume máximo superior a 300 mm (Fig. 4.18a). No final do período, o escoamento em baixos níveis, na grande escala, dirige-se ao norte da Argentina (Fig. 4.18b). O vento de baixos níveis sobre a bacia possui uma maior componente meridional norte-sul e a precipitação é menor que no período anterior, se acumulando na parte central e no extremo sul da bacia (Fig. 4.18b). Na simulação de 1987, o escoamento em baixos níveis ao sul da Amazônia, na grande escala, apresenta um padrão mais meridional, dirigido para o norte de Argentina em ambos períodos (Fig. 4.19a e 4.19b). As maiores precipitações se localizam na região sul-sudeste do continente. Os ventos em baixos níveis sobre a bacia apresentam uma direção norte-sul, e as precipitações, menores que as simuladas em 1985, se acumulam na borda sudoeste da bacia (Fig. 4.19a e Fig. 4.19b). O volume de precipitação acumulado sobre a bacia durante a simulação de janeiro de 1985 supera em mais de 130% o acumulado na simulação de janeiro de 1987.

Nas simulações de janeiro de 1985, o impacto da mudança do uso do solo nos volumes acumulados de precipitação foi pequeno em todas as sub-bacias (Fig. 4.20a, 4.20c, 4.20e e 4.20g). Na parte alta da bacia, nas sub-bacias SB2 e SB5, os maiores impactos foram negativos, resultando na diminuição do volume acumulado, enquanto que na parte baixa existe um incremento nos mesmos. Por outro lado, em janeiro de 1987, os maiores impactos são positivos tanto na alta como na baixa bacia (Fig. 4.20b, 4.20d, 4.20f e 4.20h). No entanto, em ambos casos, as variações no impacto nos volumes precipitados não apresentam uma relação monótona com os índices da paisagem. Na bacia inteira, SB7, o volume acumulado parece diminuir com o incremento da área desflorestada em 1985 (Fig. 4.20a e 4.20c), enquanto que se incrementa em 1987 (Fig. 4.20b e 4.20d). Mas, em nenhum dos casos existe uma correlação significativa.

No escoamento de baixos níveis da grande escala, durante as simulações de 1994, o vento ingressa no continente vindo do leste atingindo a parte sul da Amazônia, onde adquire uma componente meridional, ao encontro dos Andes, se dirigindo para o noroeste de Argentina (Fig. 4.21a e 4.21b). A simulação apresenta escassas precipitações acumuladas no período, principalmente localizadas no extremo noroeste do continente. Os campos de ventos sobre a bacia apresentam uma componente de leste durante a simulação (Fig. 4.21a e 4.21b). Os maiores volumes de precipitação se localizam na parte central da borda noroeste da bacia (Fig. 4.21b).

Durante a primeira semana da simulação de 1999, o escoamento em baixos níveis na grande escala é similar ao observado nas simulações de 1994 (Fig. 4.22a). O campo de ventos sobre a bacia se apresenta também do nordeste e as precipitações são escassas (Fig. 4.22b). Na segunda semana da simulação o escoamento de grande escala adquire uma componente sul-norte sobre o continente (Fig. 4.22b). Os ventos sobre a bacia, durante este período, sopram de sudeste e os maiores volumes de precipitação estão localizados no sul e centro da bacia (Fig. 4.22b)

Nas simulações do mês de agosto, quando os volumes de precipitação são menores e mais localizados dentro da bacia, o impacto da mudança do uso do solo é mais claro (Fig. 4.23). Em 1994, na alta bacia, o volume precipitado diminui no início do desflorestamento, mas logo o impacto negativo diminui chegando a apresentar incremento da precipitação na sub-bacia SB5 (Fig. 4.23a, 4.23c, 4.23e e 4.23g). Na alta bacia, o incremento no desflorestamento resulta no incremento da precipitação (Fig. 4.23a e 4.23b) o que também é observado na bacia inteira. Por outro lado, em 1999 o volume precipitado se incrementa na parte oeste da alta bacia, sub-bacia SB5, enquanto que diminui na parte leste, sub-bacia SB2, na medida em que se incrementa a área desflorestada (Fig. 4.23b e 4.23d). Na baixa bacia os impactos são negativos e aparecem maiores para maiores valores de densidade de bordas e de fragmentos (Fig. 4.23f e 4.23g).

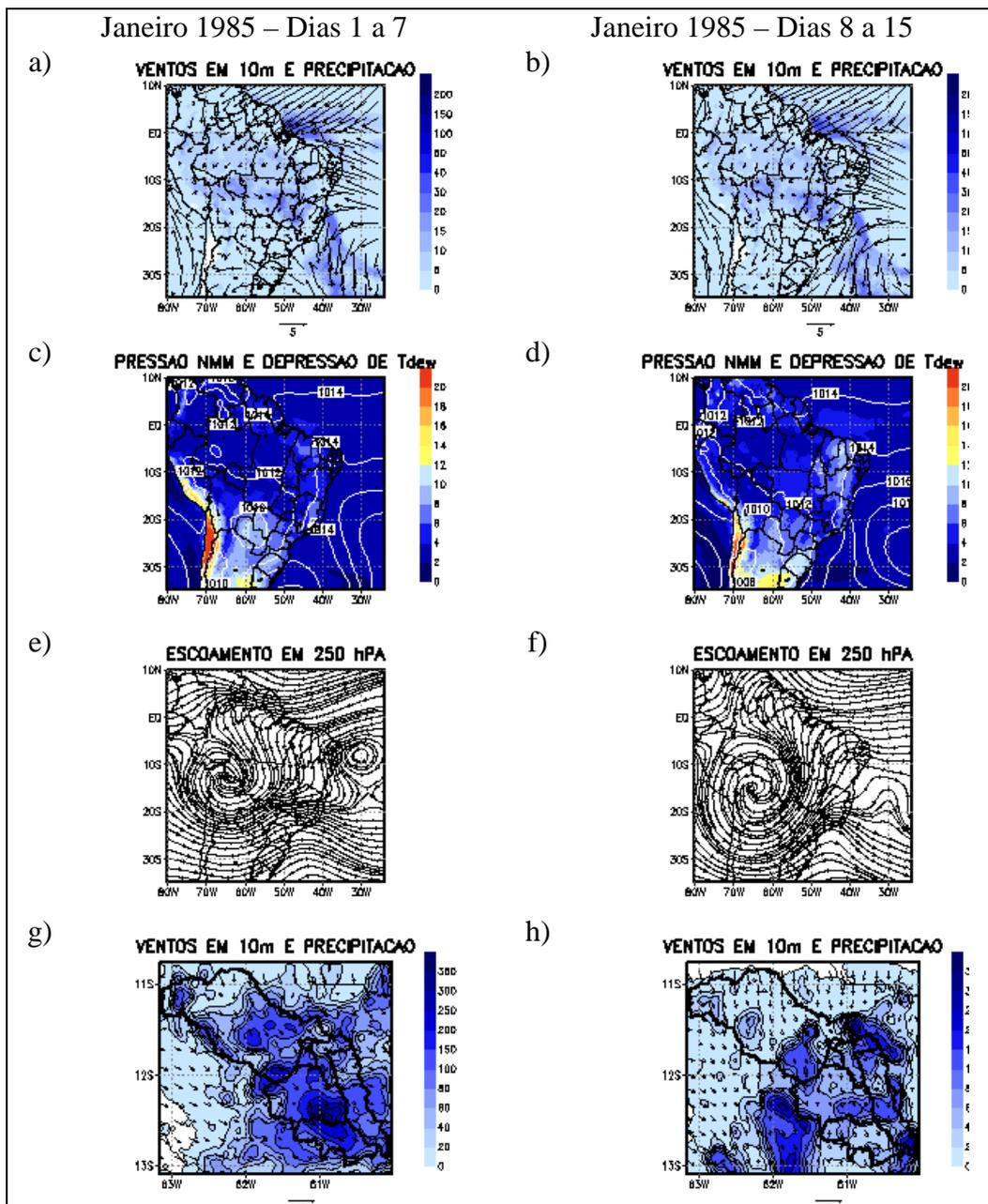


Figura 4.18: Campos de ventos em 10 metros (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e precipitações acumuladas (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] nas simulações de 40 km (a, b), pressão no nível médio do mar (sombreado) [hPa] e diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho ( $T_{\text{dew}}$ ) a 2 m (linhas) [ $^{\circ}\text{C}$ ] nas simulações de 40 km (c, d), escoamento em altos níveis nas simulações de 40 km (e, f), e padrão de ventos (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e de precipitação acumulada (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] sobre a bacia nas simulações de 2km (g, h) em janeiro de 1985. Valores médios e/ou acumulados em períodos de 7 dias.

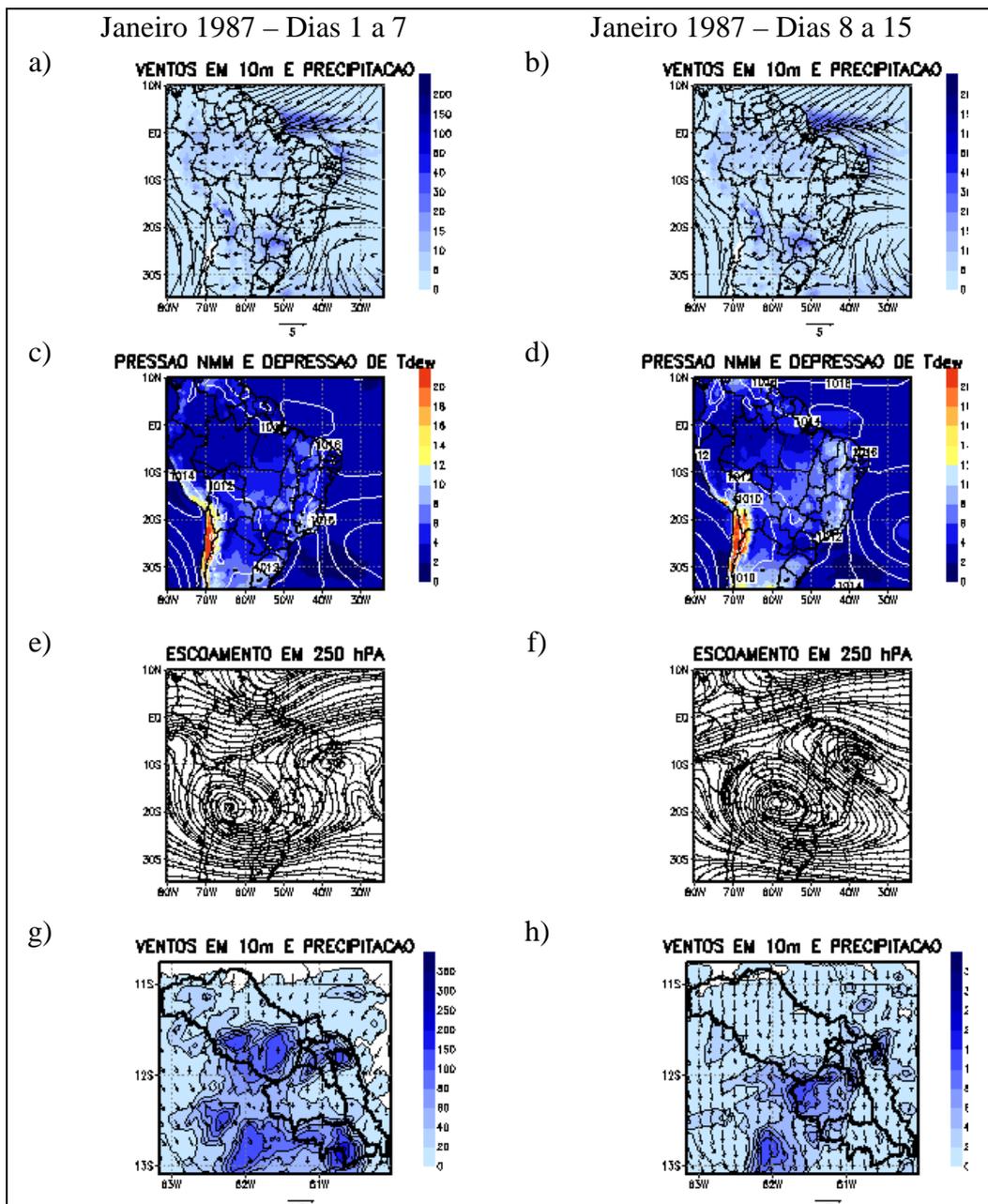


Figura 4.19: Campos de ventos em 10 metros (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e precipitações acumuladas (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] nas simulações de 40 km (a, b), pressão no nível médio do mar (sombreado) [hPa] e diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (Tdew) a 2 m (linhas) [ $^{\circ}\text{C}$ ] nas simulações de 40 km (c, d), escoamento em altos níveis nas simulações de 40 km (e, f), e padrão de ventos (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e de precipitação acumulada (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] sobre a bacia nas simulações de 2km (g, h) em janeiro de 1987. Valores médios e/ou acumulados em períodos de 7 dias.

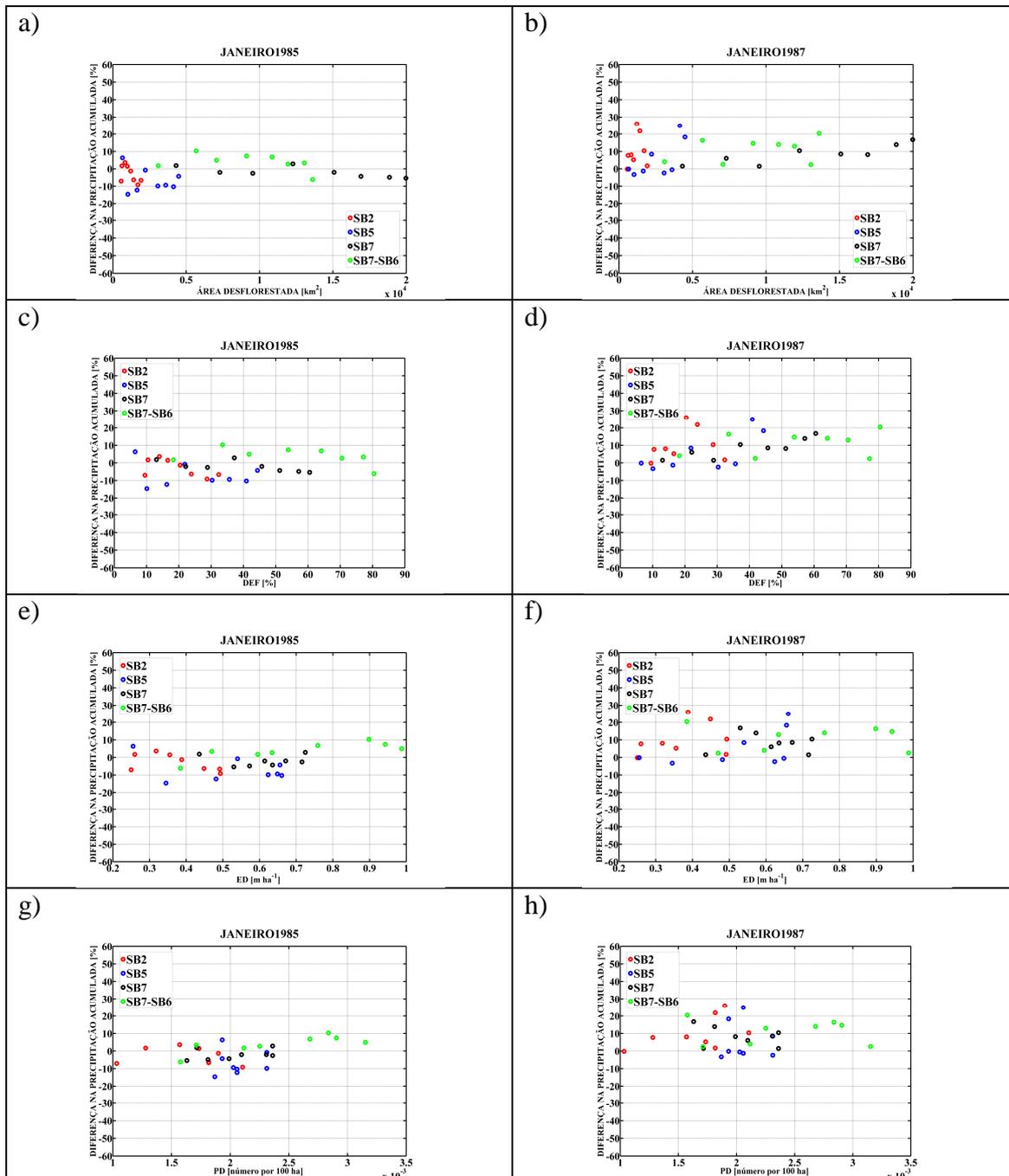


Figura 4.20: Relação entre a diferença na precipitação acumulada no período, a área desflorestada e os índices da paisagem, percentagem de desflorestamento (DEF), densidade de bordas (ED), e densidade de fragmentos (PD), nas simulações de janeiro de 1985 e 1987 para as sub-bacias SB2 (alta bacia leste), SB5 (alta bacia oeste), SB7 (bacia inteira) e SB7-SB6 (baixa bacia)

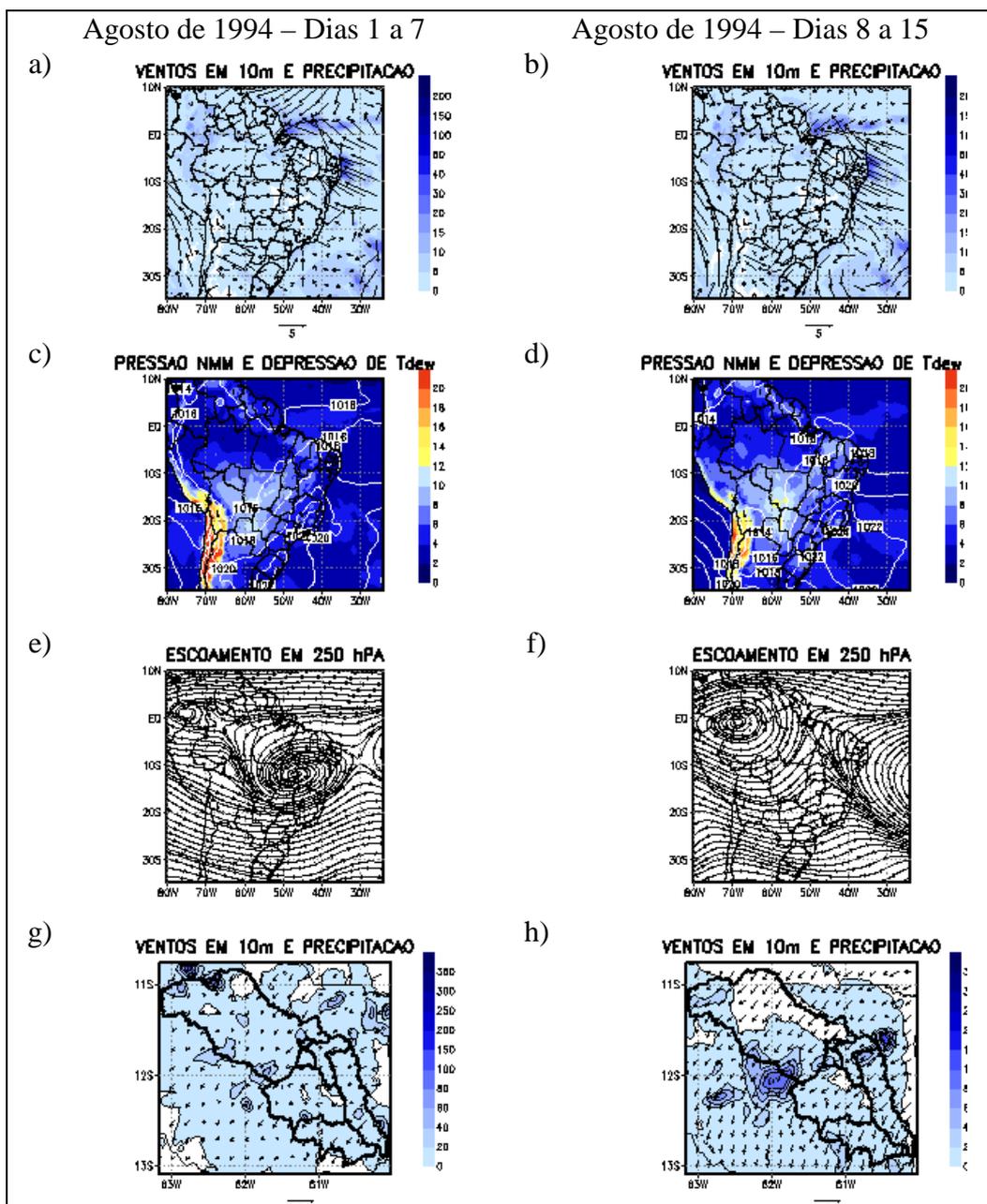


Figura 4.21: Campos de ventos em 10 metros (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e precipitações acumuladas (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] nas simulações de 40 km (a, b), pressão no nível médio do mar (sombreado) [hPa] e diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (Tdew) a 2 m (linhas) [ $^{\circ}\text{C}$ ] nas simulações de 40 km (c, d), escoamento em altos níveis nas simulações de 40 km (e, f), e padrão de ventos (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e de precipitação acumulada (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] sobre a bacia nas simulações de 2km (g, h) em agosto de 1994. Valores médios e/ou acumulados em períodos de 7 dias.

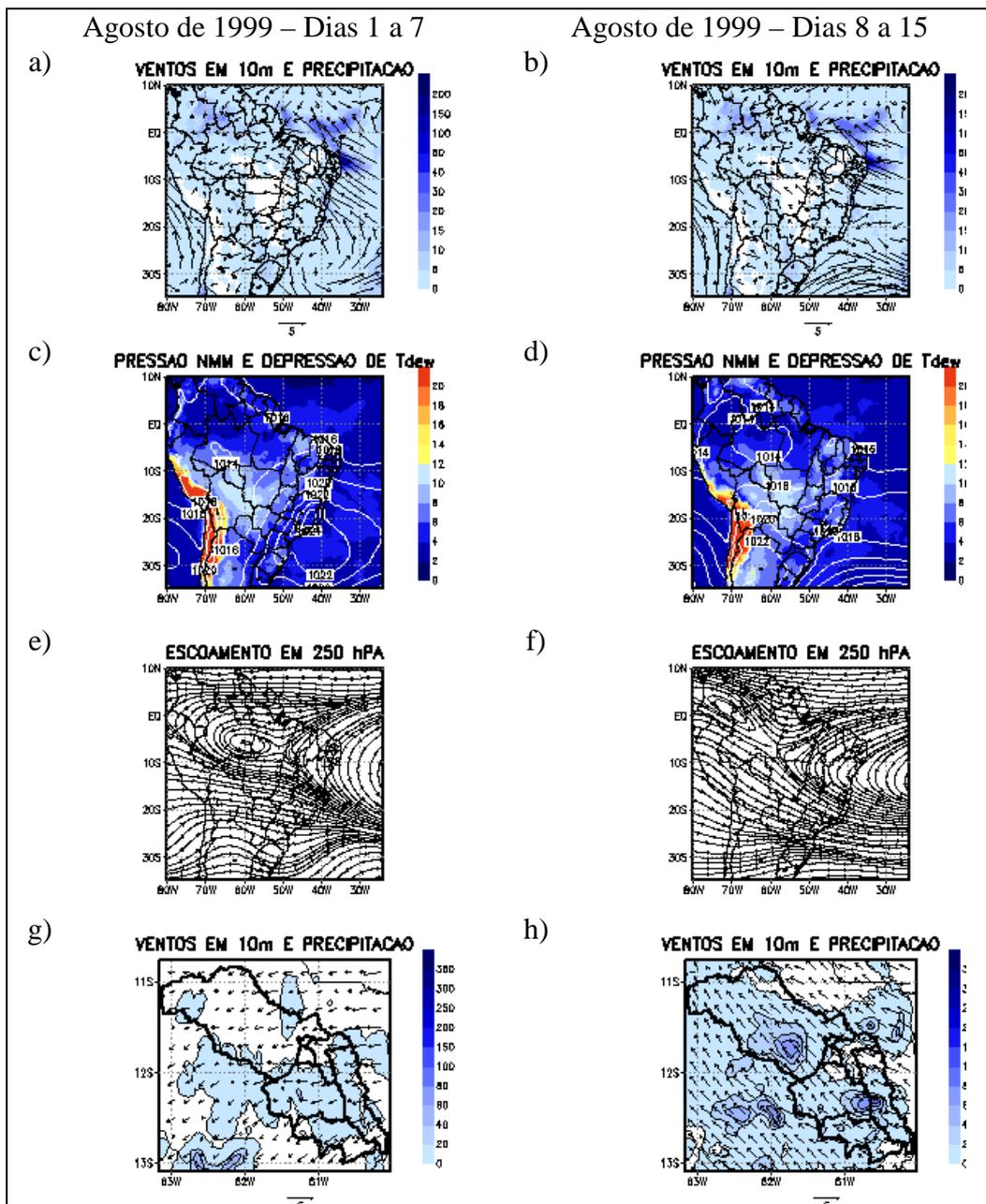


Figura 4.22: Campos de ventos em 10 metros (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e precipitações acumuladas (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] nas simulações de 40 km (a, b), pressão no nível médio do mar (sombreado) [hPa] e diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho ( $T_{\text{dew}}$ ) a 2 m (linhas) [ $^{\circ}\text{C}$ ] nas simulações de 40 km (c, d), escoamento em altos níveis nas simulações de 40 km (e, f), e padrão de ventos (vetores) [ $\text{m s}^{-1}$ ] e de precipitação acumulada (sombreado) [ $\text{mm}/7\text{dias}$ ] sobre a bacia nas simulações de 2km (g, h) em agosto de 1999. Valores médios e/ou acumulados em períodos de 7 dias.

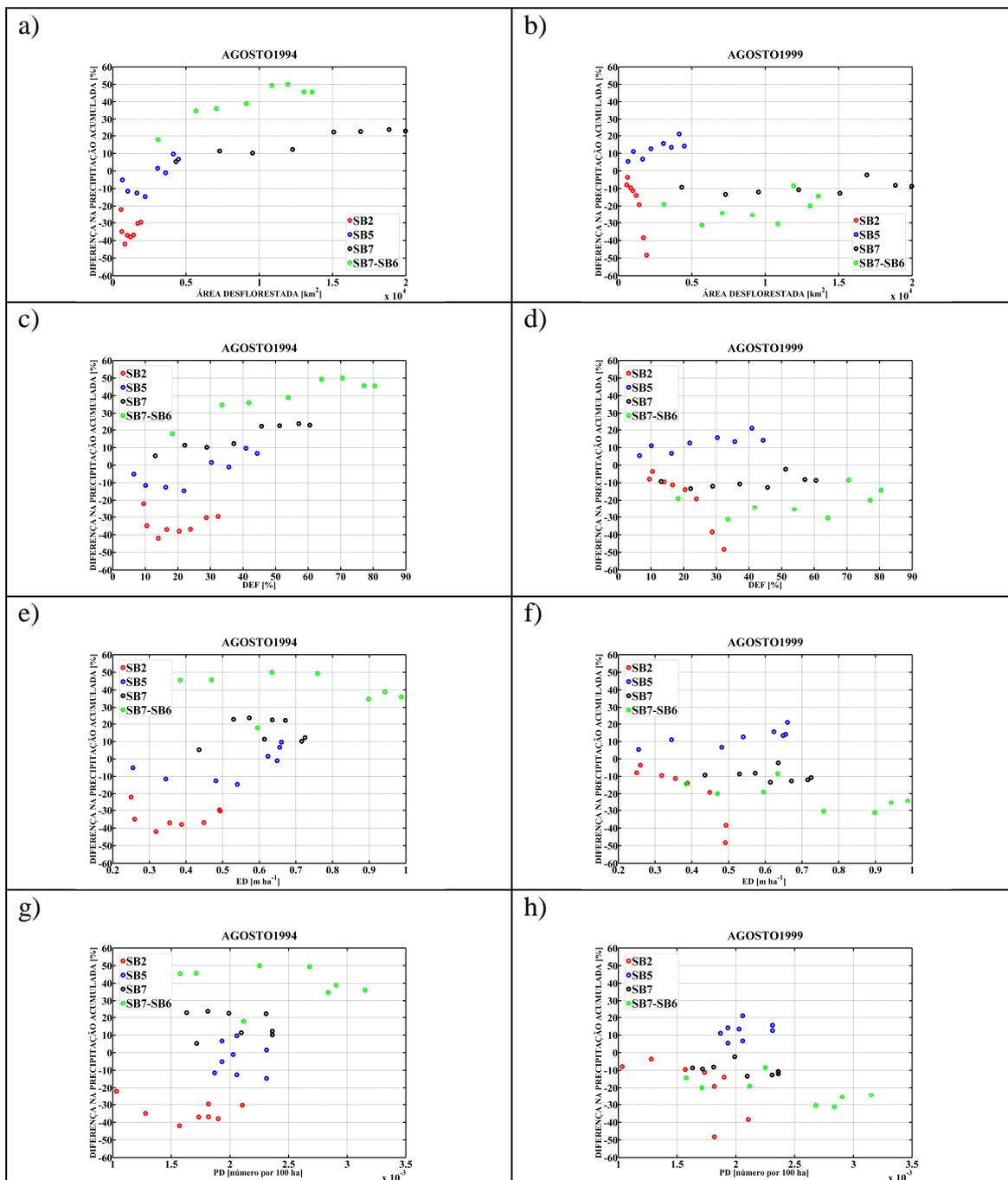


Figura 4.23: Relação entre a diferença na precipitação acumulada no período, a área desflorestada e os índices da paisagem, percentagem de desflorestamento (DEF), densidade de bordas (ED), e densidade de fragmentos (PD), nas simulações de agosto de 1994 e 1999 para as sub-bacias SB2 (alta bacia leste), SB5 (alta bacia oeste), SB7 (bacia inteira) e SB7-SB6 (baixa bacia)

#### 4.4. Discussões

O ciclo diurno dos fluxos de energia à superfície e sua variação sazonal são adequadamente representados pelo modelo, mas, como observado por Chou et al (2007), os valores são superestimados no modelo. Os valores médios dos fluxos de energia não apresentam diferenças significativas entre os experimentos sob consideração de mudança do uso do solo e sob condições prístinas, mas existem diferenças quando são analisados os fluxos pontualmente sob diferentes condições de cobertura do solo. No entanto, as diferenças no fluxo de calor latente são menores que as esperadas pela troca da vegetação. As taxas de evaporação são controladas principalmente pelo conteúdo de umidade do solo, que possui um grande efeito de memória, de forma que o curto período simulado não alcança para superar a dependência das condições iniciais e estabelecer uma condição de equilíbrio com a cobertura vegetal do solo. Resultados relatando diferenças não significativas no fluxo de calor latente quando da troca da floresta por pastagem (p.ex. SAAD, et al., 2010), e inclusive de fluxos superiores sob a cobertura de pastagem (p.ex. VAN DER MOLEN et al., 2006), são associados com condições de umidade do solo que favorecem a manutenção da transpiração da pastagem e ainda a evaporação direta do solo.

Também a pequena profundidade de solo representada pelo modelo influencia o comportamento da transpiração, e sua variação sazonal, nas áreas de floresta. Trabalhos de campo na Amazônia Central mostraram uma maior eficiência na captura d'água do solo por parte da floresta, que consegue atingir maiores profundidades que a pastagem com suas raízes (HODNETT et al., 1995). Ao considerar um aumento na profundidade de raízes de 2m para 8 m. para a floresta, mantendo a da pastagem em 1 m, resulta na diminuição do fluxo de calor latente em uma maior parte da área desflorestada durante a época seca (Fig. 23), mas não produz efeitos significativos na época úmida (Fig. 24). Associadas às diferenças no calor latente, a área desflorestada apresenta também incrementos no fluxo de calor sensível (Fig. 4.24 e Fig. 4.25). No entanto, esta

modificação por si só não é suficiente para produzir diferenças significativas nos ciclos diurnos médios dos fluxos de energia sobre a bacia (Fig. 4.26).

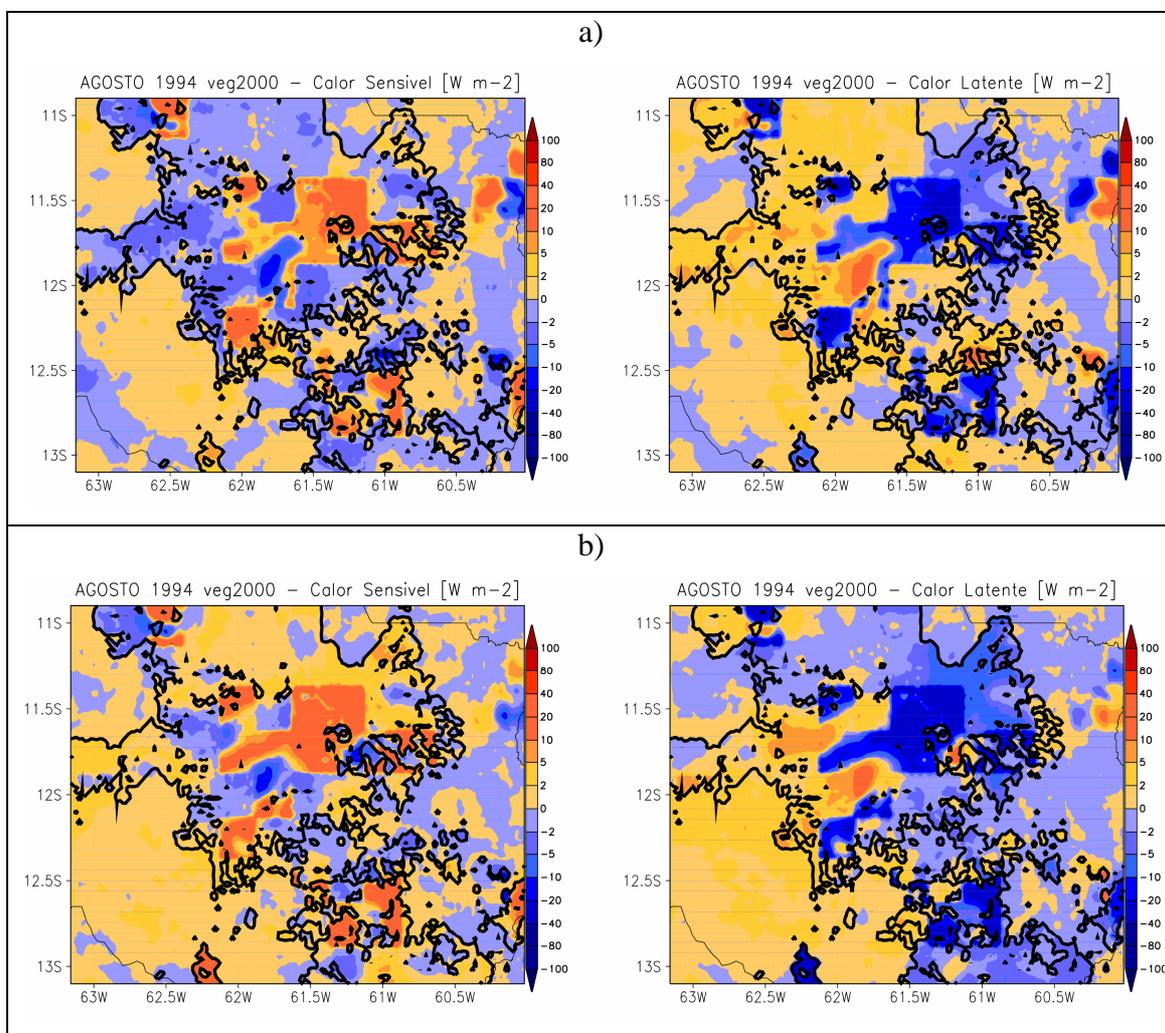


Figura 4.24: Diferenças entre os fluxos de calor sensível e latente médios das simulações EPAST, com a vegetação do ano 2000, e EFLOR, do mês de agosto de 1994, considerando, (a), 2 m. de profundidade de raízes e, (b), 8 m. de profundidade de raízes na floresta. O contorno do desflorestamento está indicado pela linha preta contínua.

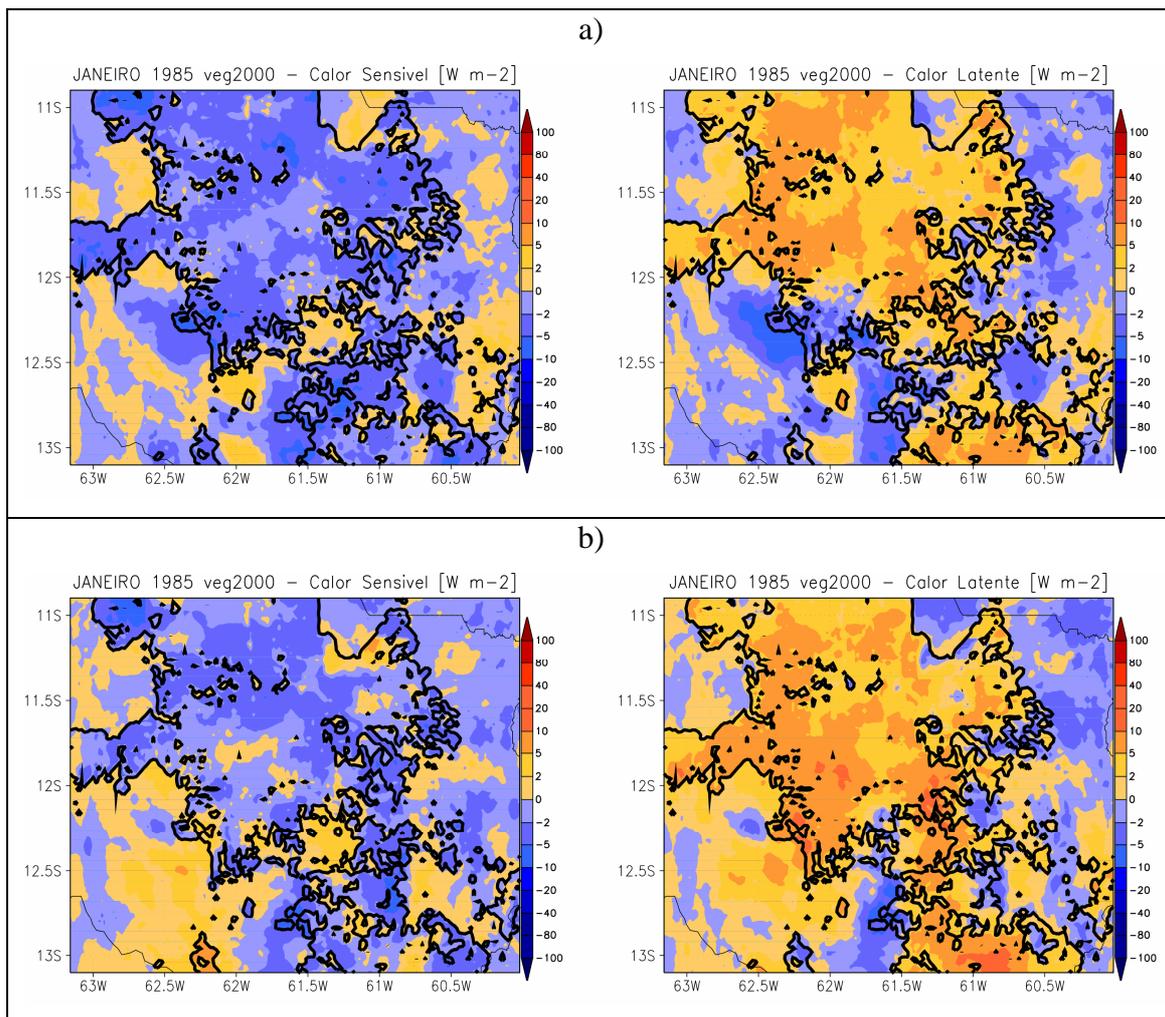


Figura 4.25: Diferenças entre os fluxos de calor sensível e latente médios das simulações EPAST, com a vegetação do ano 2000, e EFLOR, do mês de janeiro de 1985, considerando, (a), 2 m. de profundidade de raízes e, (b), 8 m. de profundidade de raízes na floresta. O contorno do desflorestamento está indicado pela linha preta contínua.

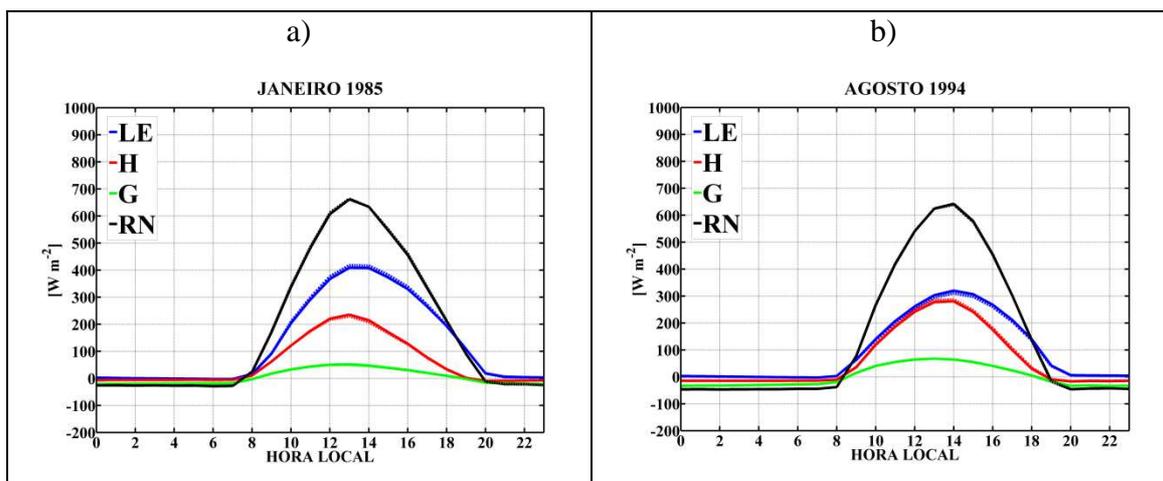


Figura 4.26: Ciclos diurnos médios de energia do mês de, (a), janeiro e, (b), agosto nas simulações EFLOR (linha contínua) e EPAST, considerando a vegetação do ano 2000 (linha tracejada). Simulações com 8 metros de profundidade de raízes na floresta.

A precipitação simulada não representa o ciclo diurno da precipitação observada cujo máximo secundário ocorre antes do meio-dia local na estação úmida, e que está associada com processos convectivos locais (SILVA DIAS et al, 2002; RICKENBACH et al, 2002, BETTS et al, 2002). A ausência da simulação da precipitação pela manhã representa uma limitação no estudo dos impactos das mudanças do uso do solo uma vez que a fragmentação da paisagem exerce os maiores impactos através da geração de circulações de meso-escala. Este comportamento do modelo pode estar associado com o enfraquecimento do esquema de parametrização da convecção, para o qual seriam necessários novos testes de sensibilidade deste esquema na região. A modulação da convecção na região Amazônica ainda é, reconhecidamente um desafio para a modelagem atmosférica (SILVA DIAS et al, 2002).

O impacto da fragmentação da paisagem nas simulações dos volumes precipitados sobre as sub-bacias varia de evento para evento, mostrando a predominância do controle das forçantes de grande escala no processo. Ainda, sob uma mesma condição de grande escala, o impacto na precipitação não apresenta uma relação monótona com a forma da fragmentação nem com a percentagem de desflorestamento. Os resultados sugerem que apenas a dimensão da área desflorestada, a densidade de bordas e o número de

fragmentos não são suficientes para explicar as variações no impacto da mudança do uso do solo na precipitação acumulada na bacia.

De acordo com Saad et al (2010), o impacto no campo de precipitação ocasionado pela presença de um fragmento de pastagem dentro da floresta está relacionado com o sentido do escoamento médio em baixos níveis e com a forma e localização do fragmento. Simulando a presença de fragmentos de pastagem dentro de um área de floresta, de forma regular e com áreas entre 4500 km<sup>2</sup> e 60000 km<sup>2</sup>, Saad et al (2010) verificam que a precipitação diminui na borda do fragmento escoamento acima enquanto que se incrementa na borda oposta. No entanto, no caso da Bacia do Ji-Paraná, a existência de diferentes fragmentos, com formas diferentes e irregulares, próximos uns dos outros, e afetados pelo mesmo evento, pode resultar na sobreposição de efeitos e em padrões de impacto muito diferentes dos apresentados no exercício teórico de Saad et al. (2010).

O impacto da heterogeneidade da superfície na circulação atmosférica aparece mais marcado nos horários da noite na época úmida (Fig. 4.27). Às 24 HLT existe um movimento ascendente sobre a borda oeste da região desflorestada, enquanto que na borda leste há subsidência (Fig. 4.27). Considerando que o escoamento nos baixos níveis tem uma direção de Noroeste, esta configuração aparece contrária a apresentada por Saad et al (2010). Já a configuração na época seca, quando o escoamento em baixos níveis é de Nordeste, concorda mais com a configuração apresentada por Saad et al (2010), com movimento ascendente na borda oeste da região desflorestada, corrente abaixo do escoamento (Fig. 4.28).

Sob as diferentes condições da superfície a área desflorestada apresenta maiores temperaturas nos baixos níveis, enquanto que existe um transporte de umidade para fora da região desflorestada e para médios e altos níveis, principalmente na época úmida (Fig. 4.27). No entanto, há uma alta variabilidade na estrutura dos perfis verticais de temperatura, umidade e movimento vertical sob as diferentes condições da superfície que não parecem responder apenas ao incremento da região desflorestada. Por exemplo,

o movimento vertical ascendente às 24 HLT, em janeiro de 1985, é enfraquecido sob a configuração da superfície do ano 1988 e aparece novamente quando consideradas as configurações da superfície dos anos 1991 e 2000 (Fig. 4.27). Já no mês de agosto (Fig. 4.28), o incremento do desflorestamento parece intensificar a formação da célula convectiva na borda oeste.

A interação dos impactos gerados pela presença dos fragmentos, e por suas bordas, resulta numa alta variabilidade espacial das variações da precipitação induzidas pela mudança do uso do solo (Fig. 4.29). Esta variabilidade é maior na época úmida, quando os eventos de precipitação apresentam maiores extensões (Fig. 4.29). Ainda, as configurações do impacto na precipitação não apresentam um padrão relacionado com a direção do escoamento médio na forma apresentada por Saad et al (2010).

A fragmentação da paisagem impacta principalmente a distribuição espacial da precipitação acumulada na área, apresentando pouco efeito sobre o volume total precipitado na região. Além disso, a localização e o volume dos núcleos de máxima precipitação são afetados, principalmente na época seca, quando os eventos de precipitação são mais localizados. Estas diferenças podem afetar a resposta hidrológica da bacia, tanto pela diferença em volumes acumulados sobre uma região, que podem ser associados com inundações e processos erosivos, como pelo posicionamento destes núcleos sobre regiões com diferentes tempos de resposta, alterando a forma do hidrograma. No entanto, não existe nas simulações um sinal unívoco de incremento ou diminuição dos volumes acumulados na área, nem de seus máximos pontuais, com o processo de desflorestamento. Também não é possível determinar um padrão claro que relacione o deslocamento dos núcleos de altos volumes acumulados com o escoamento médio nos baixos níveis.

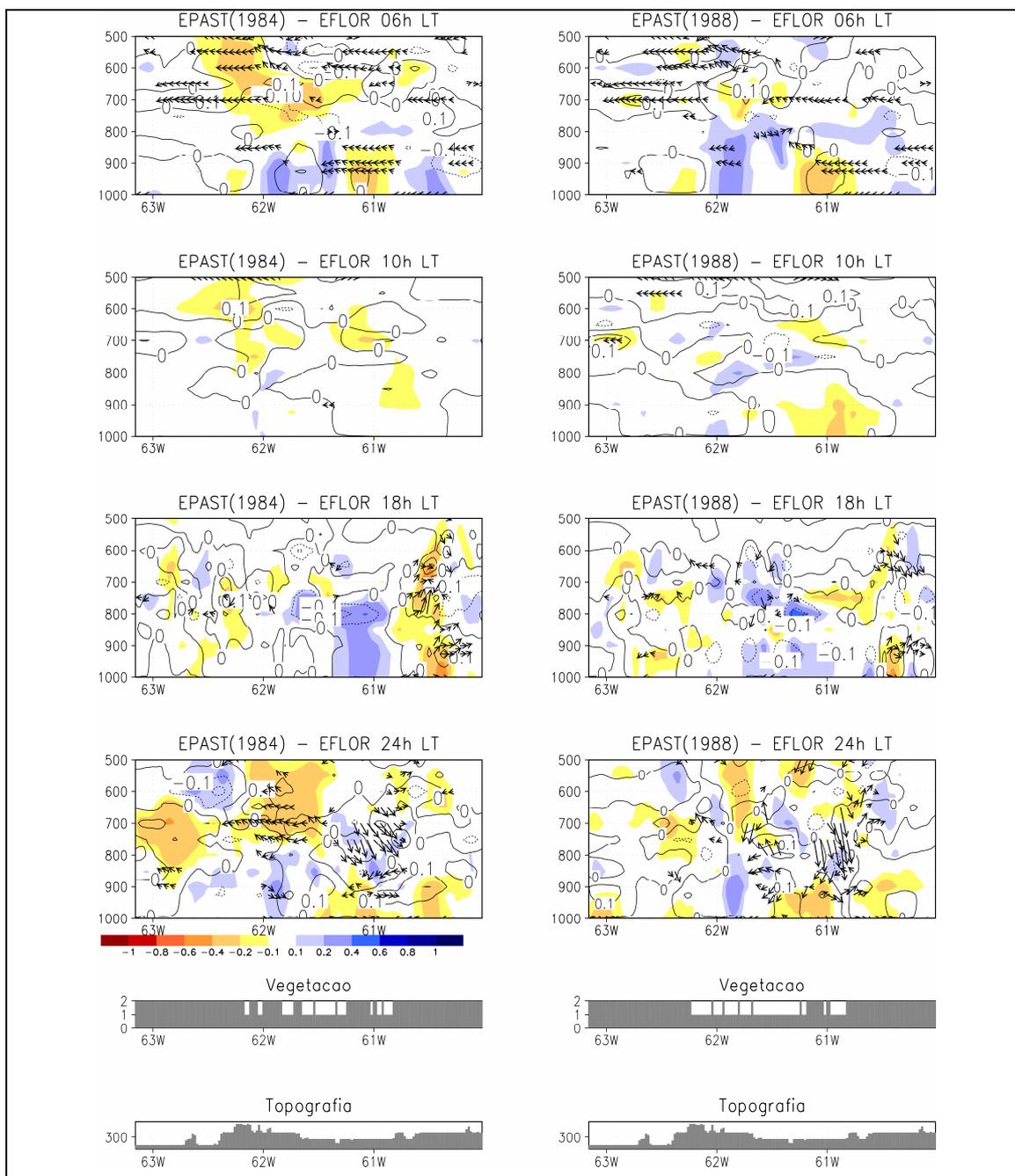


Figura 4.27 continua: Diferenças na Temperatura virtual em  $^{\circ}\text{C}$  (linhas contínuas), umidade específica em  $\text{g kg}^{-1}$  (sombreado) e no vento ( $u$  [ $\text{m s}^{-1}$ ],  $w$  [ $\text{Pa s}^{-1}$ ]) no perfil vertical em  $12^{\circ}\text{S}$  das simulações de janeiro de 1985, entre o experimento EFLOR, considerando o uso do solo do ano 1978, e os experimentos EPAST, considerando o uso do solo dos anos 1984, 1988, 1991 2000. Diferenças na magnitude do vento menores que  $0,3 \text{ m s}^{-1}$  não são consideradas. A magnitude do movimento vertical ( $w$  [ $\text{Pa s}^{-1}$ ]) está amplificada 20 vezes.

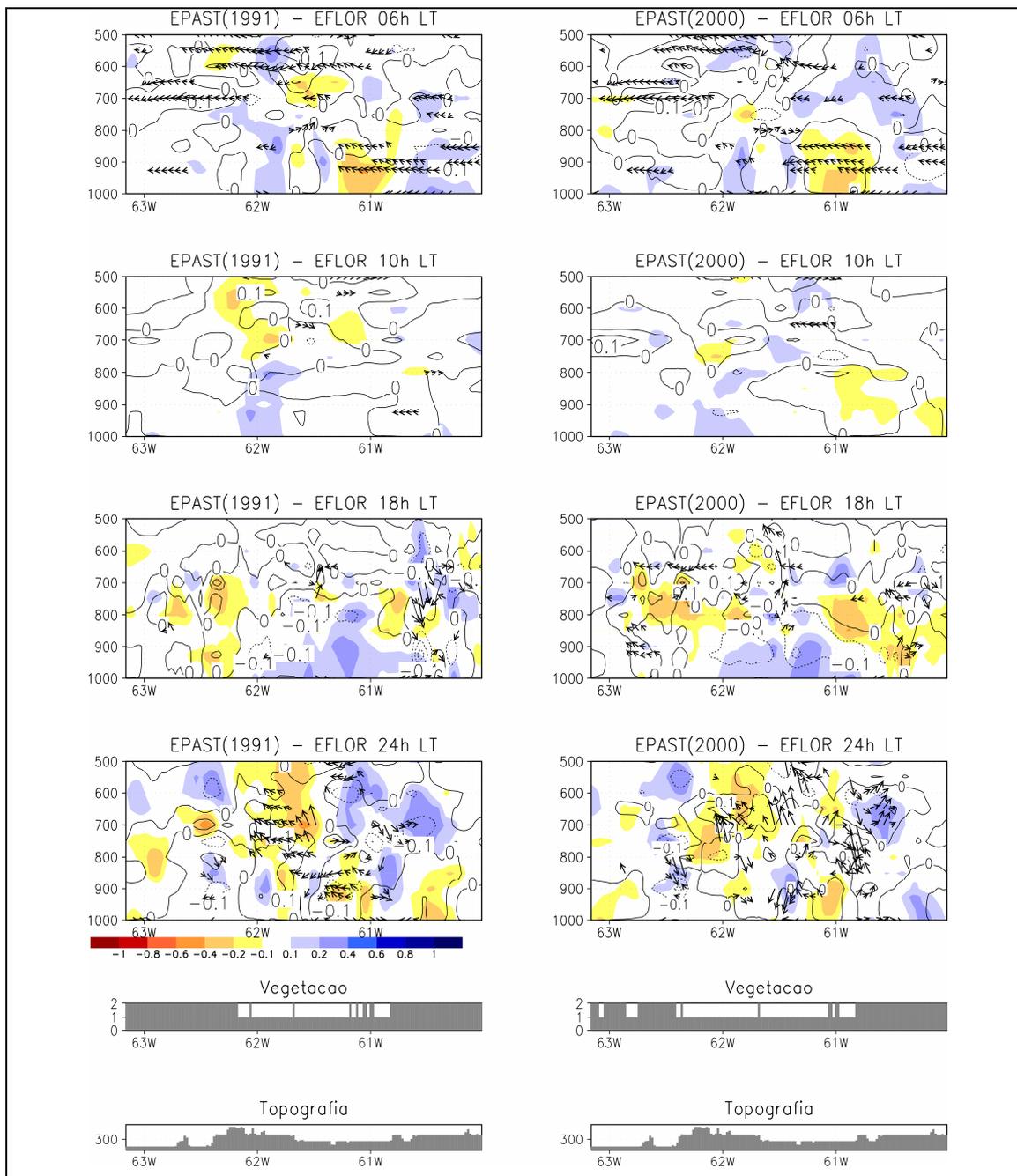


Figura 4.27 conclusão: Diferenças na Temperatura virtual em  $^{\circ}\text{C}$  (linhas contínuas), umidade específica em  $\text{g kg}^{-1}$  (sombreado) e no vento ( $u$  [ $\text{m s}^{-1}$ ],  $w$  [ $\text{Pa s}^{-1}$ ]) no perfil vertical em  $12^{\circ}\text{S}$  das simulações de janeiro de 1985, entre o experimento EFLOR, considerando o uso do solo do ano 1978, e os experimentos EPAST, considerando o uso do solo dos anos 1984, 1988, 1991 2000. Diferenças na magnitude do vento menores que  $0,3 \text{ m s}^{-1}$  não são consideradas. A magnitude do movimento vertical ( $w$  [ $\text{Pa s}^{-1}$ ]) está amplificada 20 vezes.

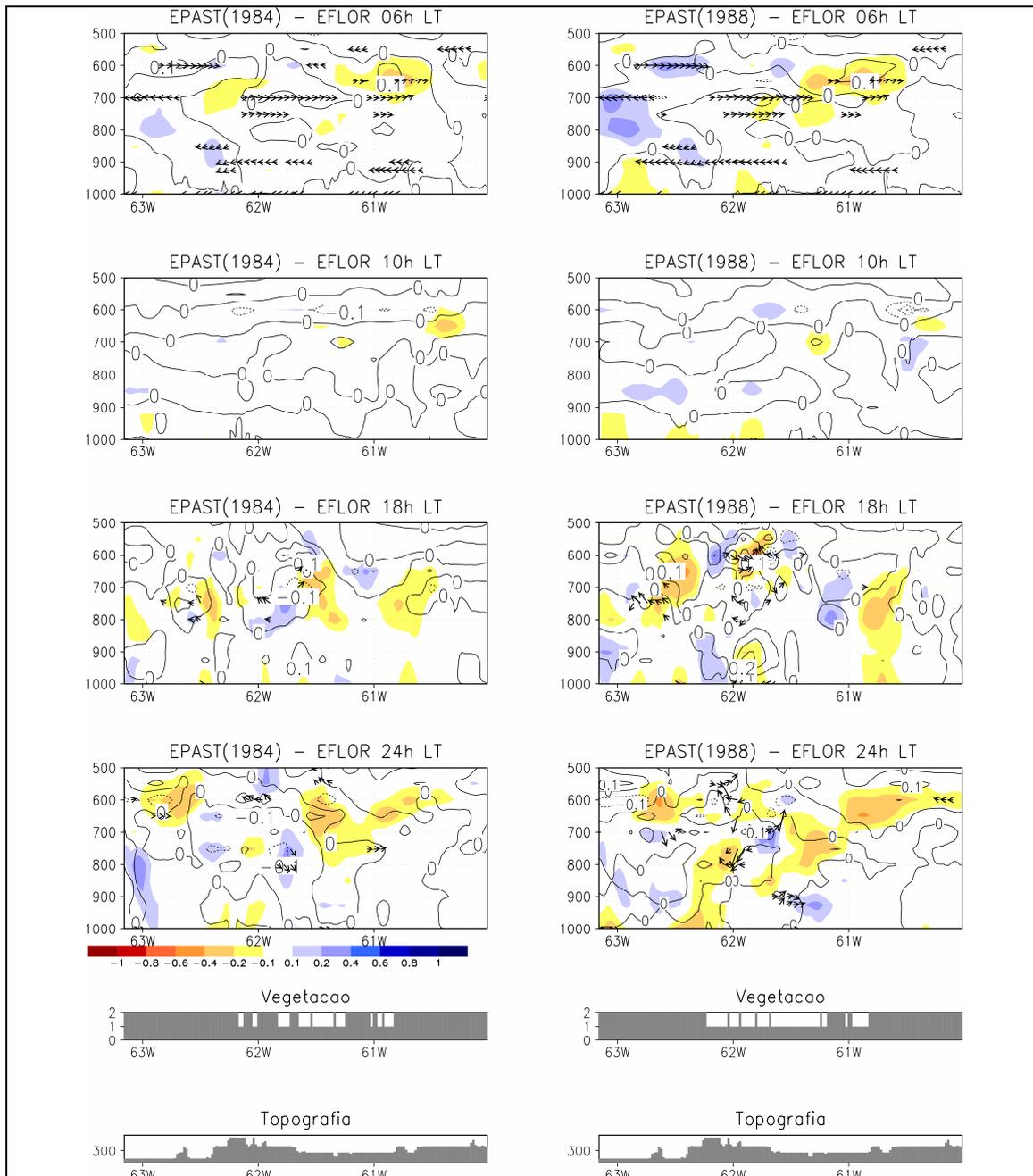


Figura 4.28 continua: Diferenças na Temperatura virtual em  $^{\circ}\text{C}$  (linhas contínuas), umidade específica em  $\text{g kg}^{-1}$  (sombreado) e no vento ( $u$  [ $\text{m s}^{-1}$ ],  $w$  [ $\text{Pa s}^{-1}$ ]) no perfil vertical em  $12^{\circ}\text{S}$  das simulações de agosto de 1994, entre o experimento EFLOR, considerando o uso do solo do ano 1978, e os experimentos EPAST, considerando o uso do solo dos anos 1984, 1988, 1991 2000. Diferenças na magnitude do vento menores que  $0,3 \text{ m s}^{-1}$  não são consideradas. A magnitude do movimento vertical ( $w$  [ $\text{Pa s}^{-1}$ ]) está amplificada 20 vezes.

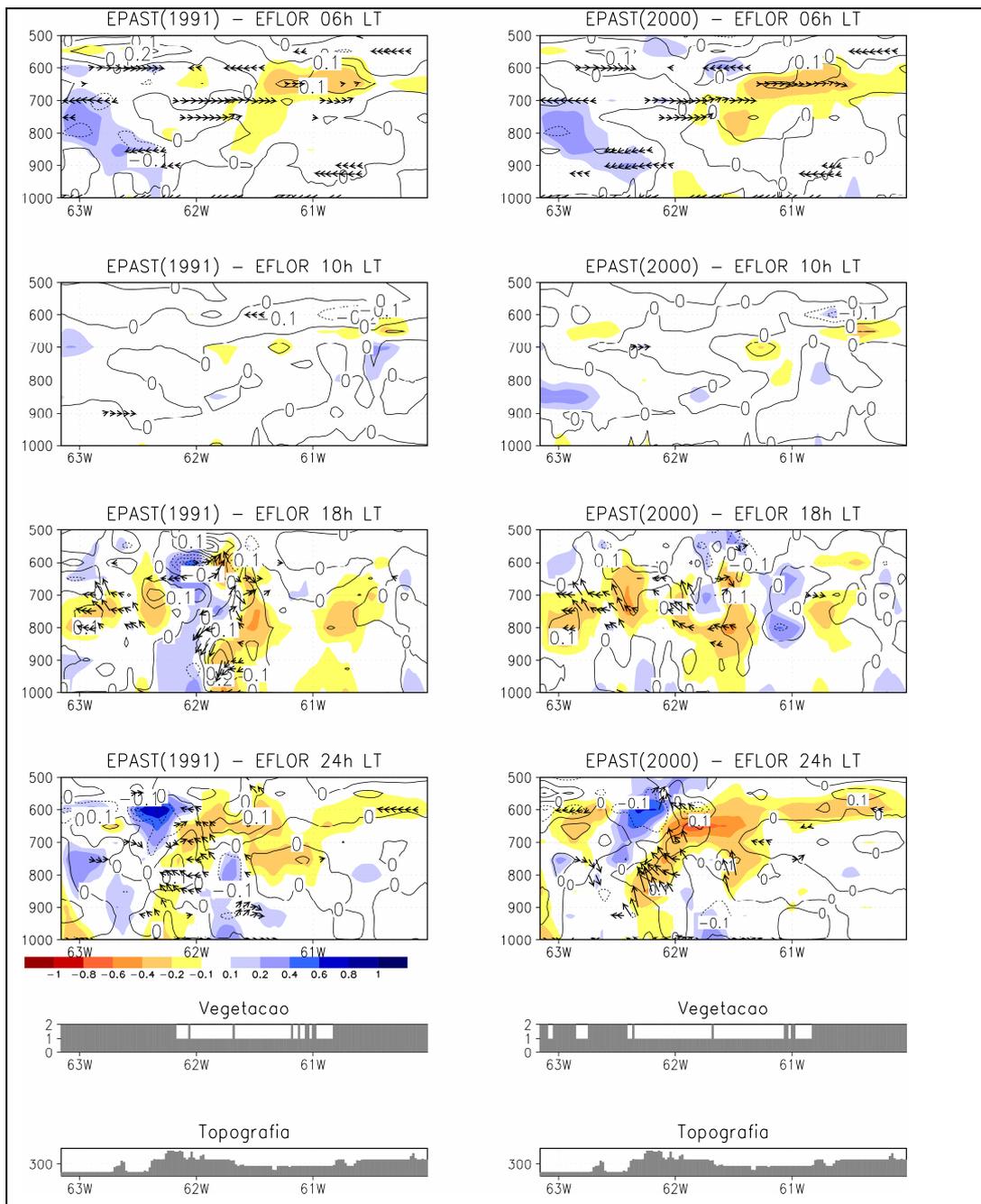


Figura 4.28 conclusão: Diferenças na Temperatura virtual em °C (linhas contínuas), umidade específica em  $\text{g kg}^{-1}$  (sombreado) e no vento ( $u$  [ $\text{m s}^{-1}$ ],  $w$  [ $\text{Pa s}^{-1}$ ]) (setas), no perfil vertical em  $12^\circ\text{S}$  das simulações de agosto de 1994, entre o experimento EFLOR, considerando o uso do solo do ano 1978, e os experimentos EPAST, considerando o uso do solo dos anos 1984, 1988, 1991 2000. Diferenças na magnitude do vento menores que  $0,3 \text{ m s}^{-1}$  não são consideradas. A magnitude do movimento vertical ( $w$  [ $\text{Pa s}^{-1}$ ]) está amplificada 20 vezes.

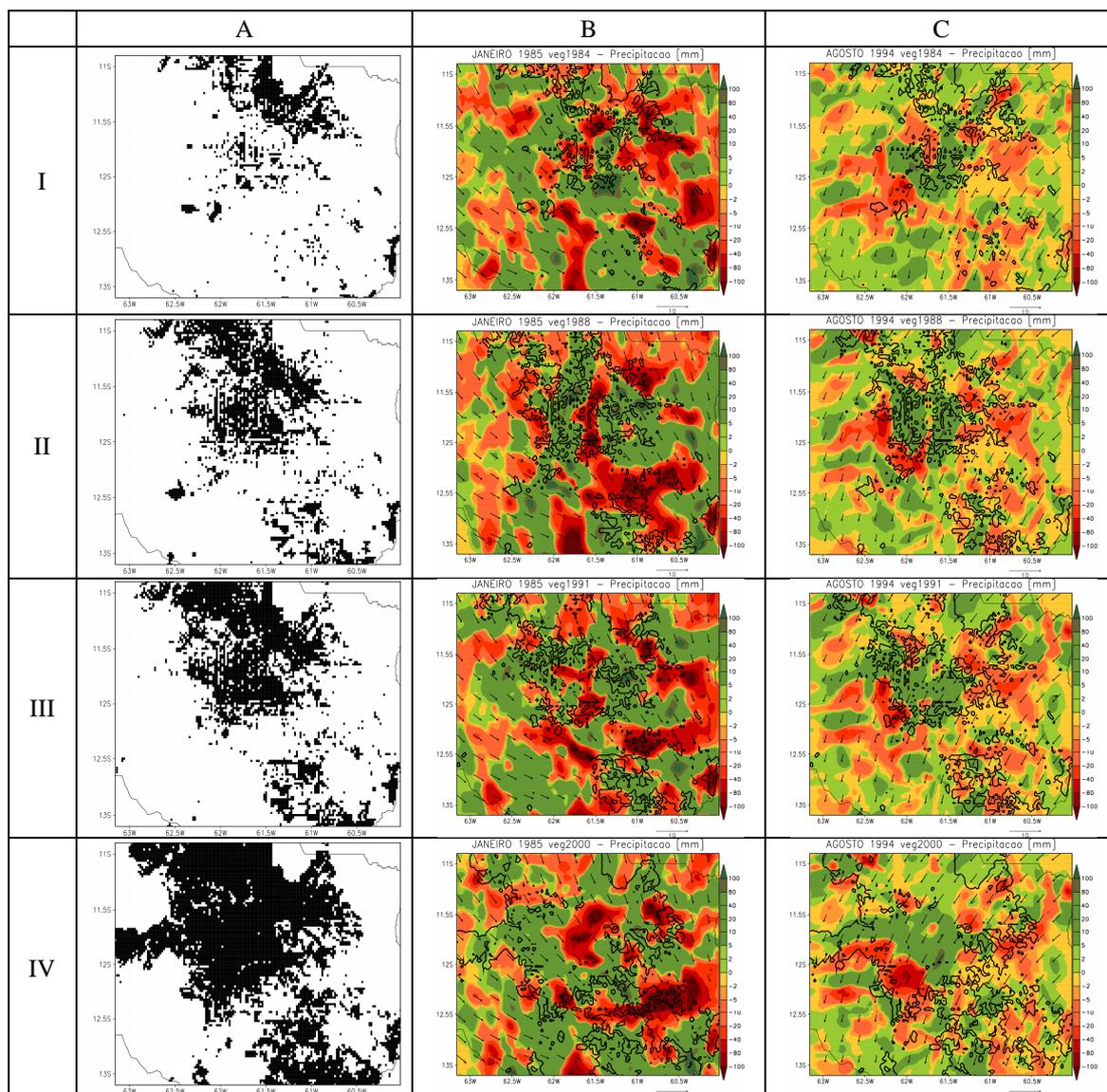


Figura 4.29: (A) Mapas de uso do solo apresentando áreas de floresta (branco) e pastagem (preto), nos anos (I) 1984, (II) 1988, (III) 1991 e (IV) 2000. Diferenças nos campos de precipitação entre os experimentos EFLOR, considerando o uso do solo de 1978, e os experimentos EPAST, e campos de vento médio em 950 hPa., em (B) janeiro de 1985 e (C) agosto de 1994. A linha contínua preta indica a borda floresta-pastagem

Desta forma, as relações identificadas por Saad et al (2010) entre a variação na precipitação, resultante da mudança do uso da terra, e o tamanho da área desflorestada, assim como a relação com o escoamento médio em baixos níveis, não parecem se manter quando condições mais realistas da fragmentação da paisagem são consideradas. O grau de heterogeneidade da paisagem é um fator importante na formação das circulações de mesoescala (PIELKE et al., 1998), determinando quando estas serão desenvolvidas (BAIDYA ROY et al., 2003). Na medida em que a ocupação do solo avança, novos fragmentos são criados e a forma dos já existentes é modificada, de forma que diferentes interações acontecem a cada novo cenário. Estas modificações, não captadas pelos índices empregados, podem ter gerado a variabilidade do impacto nos campos de precipitação. Diferentes extensões de desflorestamento podem apresentar diferentes distribuições espaciais, resultando em diferentes tipos de fragmentação, que podem determinar se o ciclo hidrológico na bacia será, ou não, intensificado (D'ALMEIDA et al., 2006; 2007). No mês de janeiro os eventos são mais intensos e atingem extensas áreas da paisagem, enquanto que no mês de agosto os eventos, mais localizados, afetam áreas menores. Isto explicaria a identificação de relações mais consistentes entre os índices da paisagem nas simulações de agosto.

Finalmente, as séries de precipitações diárias, assim como as séries dos volumes acumulados durante o período simulado, não apresentam diferenças estatisticamente significativas como efeito das mudanças do uso do solo. Este resultado coincide com a ausência de impactos na precipitação, devido ao desflorestamento, observada por Espinoza Villar et al. (2009b) no sul da bacia do Amazonas, utilizando dados observados em estações.



## CAPITULO 5

### SIMULAÇÕES HIDROLÓGICAS DO IMPACTO DA MUDANÇA DO USO E COBERTURA DA TERRA

#### 5.1. Introdução

Os efeitos das mudanças do uso e cobertura da terra (LUCC) e da variabilidade climática na hidrologia de uma bacia são amplamente controlados pelos caminhos do fluxo, os que diferem em escala (espaço-tempo) e no seu grau de conectividade. Como todo sistema, uma bacia possui numerosos processos que interatuam em diferentes graus e escalas. Conhecer a forma que as mudanças do uso do solo e a variabilidade climática modificam estes processos e suas interações, é fundamental neste tipo de estudos.

Em bacias de pequena ordem (até 10-15 km<sup>2</sup>), a conectividade dos caminhos do fluxo dentro das vertentes que formam a área de drenagem, bem como as características geomorfológicas da própria rede, controla a forma em que os impactos afetam a resposta hidrológica da bacia e como esses impactos se propagam para as bacias de maior ordem. Em bacia de larga escala (milhares de km<sup>2</sup>), entretanto, os impactos e sua propagação também são controlados pela heterogeneidade espacial de atributos bio-geofísicos, tais como clima, vegetação, geologia, geomorfologia, somado à fragmentação da paisagem decorrentes da ação humana. Além disso, os efeitos das mudanças do uso do solo podem aparecer tardiamente na resposta hidrológica como resultado da memória de longo prazo associada principalmente com o armazenamento de água no solo e no aquífero. Muitas vezes os impactos das mudanças do uso do solo não atingem uma estabilidade no tempo, dificultando a determinação de relações estáveis entre precipitação e vazão (BRUIJNZEEL, 2004).

A mudança do uso do solo afeta a estrutura dos solos da bacia, e estes efeitos mudam de acordo com o ambiente. O diferente grau de estabilidade nas características hidráulicas nos solos modifica o impacto destas mudanças. Em solos da Amazônia, a mudança nas

características hidráulicas do solo em decorrência do desmatamento não afeta significativamente os tipos de mecanismos de geração de fluxo superficial (TOMASELLA; HODNETT, 1996; ELSENBEER et al., 1999; ZIMMERMANN et al., 2006), mas afetam a frequência e o volume do fluxo ao incrementar as áreas de contribuição na bacia (GERMER et al, 2010).

A fragmentação da paisagem em grandes bacias, que resulta da dinâmica de desflorestamento, afeta as taxas de transpiração em escala local a regional. Medições de fluxo de seiva em árvores em fragmentos de floresta mostram que as taxas de transpiração são influenciadas pelas clareiras circundantes (GIAMBELLUCA et al., 2003). A difusão de calor das áreas desmatadas para dentro dos fragmentos de floresta cria um efeito de borda que resulta no incremento da evapotranspiração nas fronteiras entre fragmentos (GIAMBELLUCA et al., 2003). Ainda, em regiões desmatadas e abandonadas se desenvolve vegetação secundária, que pode constituir o tipo dominante de vegetação em áreas desflorestadas da Amazônia (UHL et al., 1998, MORAN et al., 1994). As características hidrológicas que a floresta secundária apresenta possuem uma alta variabilidade temporal (GIAMBELLUCA et al., 1997; BROWN; LUGO, 1990; MALMER, 1992). O albedo é inicialmente alto, mas decresce até valores similares aos da floresta primária após 30 anos, e a eficiência radiativa se incrementa com o tempo de abandono (GIAMBELLUCA et al., 1997; GIAMBELLUCA et al., 1999). Ainda, a fração de radiação líquida utilizada para evapotranspiração na floresta secundária é inicialmente baixa, mas aumenta com o tempo (HÖLSCHER et al., 1997; GIAMBELLUCA, 2002). Após alguns anos a evapotranspiração da floresta secundária pode exceder aquela da floresta tropical (SHUTTLEWORTH, 1988; GIAMBELLUCA, 2002). Em uma escala regional, estes efeitos provocariam um aumento de evaporação naquelas regiões com alto grau de fragmentação, o que faria com que a evaporação regional seja maior (GIAMBELLUCA et al, 2003), contrabalançando o efeito da mudança de floresta para pastagem.

Sobre os efeitos da mudança do uso do solo em grandes bacias existem vários trabalhos publicados na literatura científica que apresentam resultados contraditórios. Muitos

destes trabalhos concluem que não existem mudanças significativas na resposta hidrológica de grandes bacias sujeitas à mudança na sua cobertura de vegetação (BUTTLE; METCALFE, 2000; WILK et al., 2001; ROBINSON et al., 2003), enquanto que outros assinalam importantes efeitos nas vazões e no volume de produção d'água nas bacias (MATHEUSSEN et al., 2000; SIRIWARDENA et al., 2006; COSTA et al., 2003, LIN E WEI, 2008). Em todo caso, os resultados mostram que os impactos da mudança do uso do solo sobre a resposta hidrológica são inerentes a cada bacia em particular, e que ainda não é possível estabelecer uma generalização para sua ocorrência, nem sobre a forma em que afetam os diferentes caminhos do fluxo.

Diferentes modelos hidrológicos têm sido utilizados no estudo dos impactos das mudanças do uso do solo procurando conhecer os mecanismos que intervêm neste processo (LI et al., 2007; MUELLER et al., 2009; COE et al., 2009; BATHURST et al., 2004; VANSHAAR et al., 2002; LORUP et al., 1998). Os estudos em geral utilizam diferentes cenários de uso do solo para alimentar os modelos hidrológicos e inferir os impactos que as mudanças entre cenários geram nas simulações. Tais cenários podem ser situações reais de ocupação de solo ou cenários hipotéticos futuros como a troca completa do tipo de cobertura. Em geral, os resultados das simulações têm mostrado mudanças significativas na resposta hidrológica da bacia, as quais apresentam um comportamento não linear e controlado por limiares definidos pelo grau de desflorestamento na bacia (COE et al., 2009).

A resposta dos modelos às mudanças do uso do solo também dependem da estrutura do modelo utilizado e das parametrizações envolvidas. Na definição da estrutura de um modelo hidrológico há duas filosofias (KLEMES, 1983; DOOGE, 1986): a abordagem *downward* e a abordagem *upward*. A abordagem *upward* permite a identificação de relações causais, mas os resultados são amplamente afetados pelas suposições e simplificações adotadas. Inter-relações e efeitos de escala podem ser difíceis de capturar, dificultando a identificação da estrutura dos modelos e a obtenção de parâmetros. Através da abordagem *downward* é possível capturar os efeitos das mudanças, mas resulta difícil definir as relações causais. Por outro lado, a suposição de

que as relações observadas na pequena escala são mantidas na grande escala, ou mesmo que processos observados numa região particular podem ser aplicados em outras, podem levar a conclusões errôneas uma vez que diferentes processos são dominantes em diferentes escalas e regiões (DOOGE, 1997; SIVAPALAN, 2007).

Na abordagem *upward*, o modelo de meso ou macro escala é construído através da incorporação de módulos individuais que representam os diferentes processos, e pela interação destes módulos. Na medida em que a escala de análise se incrementa, a falta de homogeneidade no sistema dificulta a aplicação das equações físicas da hidrologia, o que leva a uma representação dos processos individuais por meio de modelos de caixa preta, onde dados observados de entradas e saídas são utilizados para estimar as funções de transferência e seus parâmetros. Um dos principais problemas desta abordagem reside no fato que muitas das teorias tradicionais dos processos não explicam em forma satisfatória esses processos e suas interações na escala da bacia, que ocorrem devido à presença das heterogeneidades naturais e da auto-organização dos sistemas. Por exemplo, as equações de Richards, baseadas na lei de Darcy, não conseguem explicar os processos de fluxo não-Darciano observado em condições de campo, devido à existência de caminhos preferências do fluxo como macro poros (DOOGE, 1997) que ainda não possuem uma formulação matemática adequada. Também o paradoxo da “água pré-evento” na resposta da bacia: o fato da bacia armazenar água durante consideráveis períodos de tempos e liberá-la rapidamente durante um evento de precipitação, não é explicada pelas teorias mais tradicionais de geração de escoamento (DOOGE, 1997; SIVAPALAN, 2007). Em geral o comportamento não linear e regido pela existência de limiares dos processos geradores de fluxo, os quais não são completamente capturados pelos modelos.

A abordagem *downward* tenta determinar um modelo conceptual em função da escala de interesse, para depois analisar os processos que podem explicar os padrões observados em escalas menores. Nesta abordagem é determinada e caracterizada a variabilidade hidrológica na escala da bacia e então são explorados os processos subjacentes que a controlam, relacionados com a heterogeneidade da paisagem, solos,

vegetação, topografia, morfologia da rede de drenagem e as variáveis climáticas, entre outros. A metodologia inclui a identificação de um padrão de comportamento ou de um aspecto do processo observável na escala da bacia, a partir do qual são elaboradas hipóteses alternativas como potenciais explicações ou princípios de organização para esta característica.

Esta filosofia tem sido abordada por alguns autores no desenvolvimento de modelos hidrológicos, como o trabalho desenvolvido sobre o índice de topografia por Beven e Kirkby (1979), onde os efeitos da convergência topográfica são relacionados com a área drenada e a declividade, caracterizando as interações entre as partes altas e baixas da vertente. Outro exemplo da utilização da organização do sistema no desenvolvimento de uma conceitualização de processos é o modelo de capacidade de infiltração variável de Zhao (1992) e Zhao e Liu (1995), onde a auto-organização é expressa em forma de uma distribuição estatística da capacidade de infiltração ou da profundidade dos solos. Também o hidrograma unitário geomorfológico de Rodriguez-Iturbe e Valdes (1979), onde a dispersão da precipitação na bacia ocasionada pela rede de drenagem é quantificada em termos de índices morfométricos da estrutura desta rede, utiliza este tipo de abordagem.

## **5.2. Dados e Metodologia**

### **5.2.1. O Modelo Hidrológico de Grandes Bacias MGB-INPE**

O Modelo Hidrológico utilizado neste trabalho é uma versão desenvolvida a partir do Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (MGB-IPH) (COLLISCHONN, 2007) que modificou as rotinas de estimativa de evaporação e de separação de fluxos (TOMASELLA et al, em fase de elaboração), aqui denominada MGB-INPE. A parametrização do MGB-IPH original utiliza a formulação probabilística de distribuição de colunas de água nos pontos de grade como no modelo Xinanjiang (ZHAO, 1992; ZHAO; LIU, 1995). Já o MGB-INPE combina a formulação probabilística com os princípios utilizados no TOPMODEL (BEVEN; KIRKBY, 1979)

para simular a resposta hidrológica. Ambas metodologias correlacionam a resposta hidrológica da bacia com padrões de auto-organização observados na grande escala, seguindo uma abordagem *downward*. A resposta hidrológica é representada dentro de cada célula utilizando uma distribuição probabilística de reservatórios de diferentes capacidades. A posição do nível freático é calculada no modelo como uma proporção da quantidade d'água em excesso sobre a capacidade de campo em cada reservatório, seguindo a formulação do modelo DHSVM (WIGMOSTA et al, 2002).

A parametrização da geração de escoamento considerando a distribuição do índice topográfico de Beven e Kirkby (1979) resulta adequada à representação de processos em bacias onde o escoamento resulta principalmente do aporte superficial por excesso de saturação e do aporte sub-superficial. Na parametrização proposta, o fluxo de base é obtido considerando a existência de uma relação entre a profundidade do solo e o índice topográfico. Em modelos hidrológicos de macro escala, com células que incluem uma grande heterogeneidade do terreno, parece razoável assumir que a variação na profundidade do solo não está determinada apenas pela topografia. A necessidade de parâmetros adicionais está justificada não somente pelo efeito dos solos poucos profundos com impedimentos horizontais dentro da célula, mas também pelas limitações dos supostos do TOPMODEL para modelar terrenos com aquíferos profundos, onde os gradientes da zona saturada podem ser diferentes aos da superfície.

O modelo está subdividido em módulos que resolvem o balanço d'água no solo, a evaporação de superfície livre, a transpiração da vegetação, os escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo em cada célula e o escoamento na rede de drenagem. A bacia é sub-dividida em uma grade de células regulares que, no caso desta aplicação, possuem uma dimensão de 5 km x 5 km. Em cada célula podem ser considerados diversos tipos de uso e de tipos de solos, conformando os denominados “blocos de uso do solo”. O modelo utiliza como informação as percentagens de cada tipo de bloco dentro da célula, compondo os fluxos totais na célula através de uma média ponderada por estas percentagens. Para a resolução da evapotranspiração e dos fluxos d'água na célula, o modelo considera duas camadas de solo. Uma primeira camada superficial, de

pouca profundidade, responsável pela geração do fluxo superficial e da resposta imediata às demandas atmosféricas, e uma camada inferior, responsável pela geração dos fluxos sub-superficial e subterrâneo e que colabora na manutenção da taxa de transpiração da vegetação.

A perda d'água por interceptação é simulada no modelo através da metodologia proposta por Gash et al. (1995). A captura d'água da vegetação desde o solo é resolvida considerando o modelo de distribuição de raízes de Jarvis (1989). Cada célula do modelo possui um canal ao qual são entregues os excedentes do balanço d'água através de reservatórios lineares simples. O transporte d'água entre células é realizado exclusivamente através da rede de canais, considerando a metodologia de Muskingum-Cunge para o traslado da onda (TUCCI, 1998). A descrição completa da estrutura do modelo MGB-INPE está detalhada no APÊNDICE A.

### **5.2.2. Obtenção da rede de drenagem e dados topográficos**

O MGB-INPE utiliza informações da topografia da bacia e da configuração da rede de drenagem para realizar as simulações. As informações topográficas foram obtidas utilizando as ferramentas computacionais desenvolvidas por Paz e Collischonn (2007, 2008). O Modelo Numérico do Terreno (MNT) para a bacia de Ji-Parana foi inferido a partir da informação do Modelo de Elevação Digital (DEM) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (WERNER, 2001). Os dados SRTM utilizados possuem uma resolução de 90 metros, cobrindo toda a região de interesse. A partir desta informação foi gerado o MNT da bacia, realizando a correção de falhas (depressões) no DEM e obtendo o sentido de escoamento em cada pixel. Esta informação é necessária tanto para a obtenção da rede de drenagem e suas características, como para a obtenção da distribuição do índice topográfico em cada célula.

Durante o processo de geração das informações topográficas e da rede de drenagem são utilizadas duas resoluções diferentes. Uma alta resolução é utilizada para resolver o MNT e obter informações sobre o sentido do escoamento e sobre o índice topográfico,

enquanto que uma resolução menor é utilizada para gerar a rede de drenagem e definir as sub-bacias hidrográficas. Esta última resolução equivale à resolução na qual são realizadas as simulações. Neste estudo a baixa resolução adotada para as simulações hidrológicas foi de 5 km, enquanto que, a alta resolução foi de 100 m.

A metodologia para correção de falhas no MNT e geração das direções de fluxo na alta resolução (DFA) utilizada por Paz e Collischonn (2007, 2008), é uma variação do algoritmo D8 de Jensen e Domingue (1988). O algoritmo D8 atribui uma direção de fluxo a cada pixel conforme a maior declividade observada com os 8 pixels vizinhos. Pela sua vez, o algoritmo de Paz e Collischonn (2007, 2008) incorpora um fator de aleatoriedade para definir a direção do fluxo em regiões planas. As depressões são corrigidas elevando a cota dos pixels nelas situados, procurando encontrar uma saída para o fluxo. A rede de drenagem obtida através do algoritmo de Paz e Collischonn (2007, 2008) é coerente com a topografia da bacia e similar com a rede de drenagem fornecida pela Agencia Nacional de Águas (Figura 5.1).

Ainda, para as simulações com o modelo MGB-INPE é necessário conhecer a distribuição do índice topográfico em cada célula em que a bacia foi dividida. O índice topográfico foi calculado de acordo com o proposto por Quinn et al (1991). Geralmente as metodologias de cálculo do índice topográfico consideram apenas uma direção de fluxo por célula para determinar a área de aporte por unidade de contorno, assumindo que a longitude do contorno é igual ao quadrado da dimensão da célula e que o ângulo de inclinação é o maior ângulo das vertentes. No algoritmo de Quinn et al (1991) distribui-se a área de aporte acumulada para qualquer célula entre todas as direções das vertentes. São consideradas 8 potenciais direções nas quais a área pode contribuir, uma para cada uma das células vizinhas, sendo cada direção normal ao fluxo e o aporte nelas ponderado por uma longitude de contorno. No APÊNDICE B é apresentada a metodologia de cálculo deste índice.

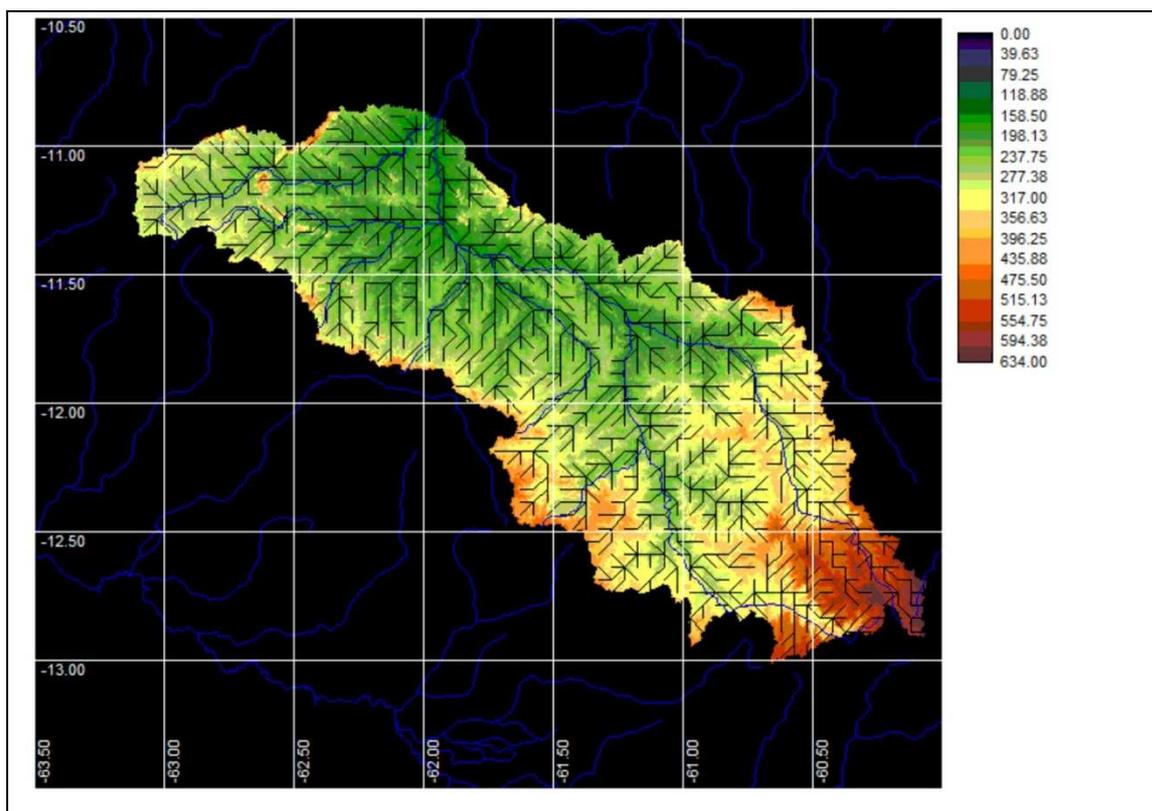


Figura 5.1: Topografia em metros, rede de drenagem (linhas pretas) e hidrografia da Agência Nacional de Águas (linhas azuis)

A distribuição do índice topográfico foi calculada para cada célula da discretização da bacia em baixa resolução (5 km x 5 km) utilizando a informação topográfica do MNT corrigido em alta resolução (100 m x 100 m). O cálculo do índice topográfico para cada uma das células separadamente, pode resultar no truncamento de algumas vertentes. Mas, considerando a escala da resolução do modelo hidrológico (5 km) e a escala das vertentes (100 m), o efeito deste truncamento sobre a área total de aporte da célula, pode ser considerado desprezível (HUANG; LIANG, 2006).

### 5.2.3. Dados hidrológicos e delimitação das sub-bacias

As informações de vazões diárias foram obtidas da Agência Nacional de Águas (ANA, 2010). Além da serie de vazões correspondente à estação exútorio da bacia em Ji-Paraná, foram escolhidas outras 6 estações dentro da bacia com o intuito de dividir a mesma em sub-bacias (Fig. 5.2 e Tabela 5.1). Estes dados de vazões são submetidos a

um controle de qualidade pela própria agência, que realiza a consistência dos dados utilizando uma análise regional dos mesmos (ANEEL, 1982).

Com base nas informações de localização e área de drenagem de cada estação, fornecidos pela ANA, e na rede de drenagem calculada, foram delimitadas as bacias hidrográficas correspondentes às sete estações de medição de vazões utilizadas neste estudo. Para cada estação foi preciso verificar que a área de aporte calculada a partir da rede de drenagem seja similar com a área de aporte informada pela Agência Nacional de Águas. Em alguns casos foi necessário realizar correções na rede de drenagem e/ou na localização das estações, procurando não afetar a estrutura da bacia simulada em forma significativa, a fim de conseguir um ajuste destas áreas (Tabela 5.1).

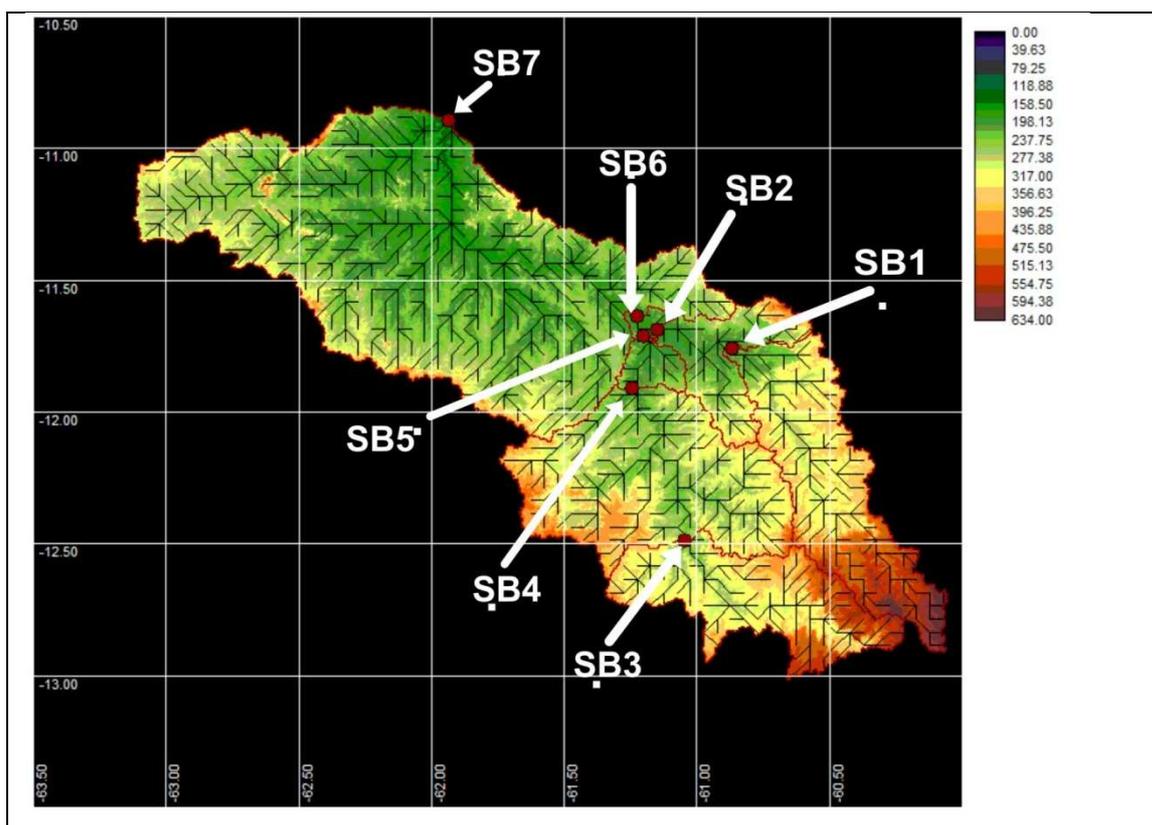


Figura 5.2: Delimitação das sub-bacias e localização dos postos fluviométricos

Tabela 5.1: Estações fluviométricas e áreas de aporte

Sub-bacia	Nome	Código ANA	Lat	Lon	Área ANA [km <sup>2</sup> ]	Área modelo [km <sup>2</sup> ]
SB1	Fazenda Flor do Campo	15552600	-11.74	-60.86	4230	4420
SB2	Ponte Comemoração	15552700	-11.67	-61.18	5940	6119
SB3	Fazenda Expansão	15553500	-12.48	-61.05	3686	3597
SB4	PCH Primavera	15556110	-11.90	-61.24	9705	9714
SB5	Pimenta Bueno	15558000	-11.68	-61.19	10114	10079
SB6	Sítio Bela Vista	15559000	-11.62	-61.22	16092	16350
SB7	Ji-Parana	15560000	-10.87	-61.94	33012	32965

#### 5.2.4. Preparação dos dados hidrometeorológicos

O modelo utiliza informações diárias de precipitação, temperatura, umidade do ar, velocidade do vento, radiação solar e pressão atmosférica. Os dados são subministrados ao modelo em forma de grade, a qual coincide com a discretização da bacia. Foram utilizadas as informações existentes no banco de dados do Grupo Proclima do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O grupo coleta informações hidrometeorológicas provenientes de diferentes centros estaduais, federais e da iniciativa privada no Brasil. Os dados diários foram interpolados sobre a bacia na grade de resolução de simulação do modelo hidrológico (5 km x 5 km), desde 1982 até 2005.

Particularmente, os dados de irradiância para todo o período foram estimados a partir de informação de nebulosidade, utilizando uma relação empírica entre a nebulosidade e o cociente entre a radiação no topo da atmosfera ( $R_a$ ) e Irradiância ( $R_s$ ). A metodologia utilizada e a relação estimada são apresentadas no APÊNDICE C. Os resultados desta estimativa apresentaram uma baixa correlação com dados observados em escala diária, o que pode afetar o desempenho do modelo hidrológico.

### 5.2.5. Mapas de classificação de solos e de uso e cobertura do solo

A classificação de solos foi obtida com base nas informações pedológicas de perfis de solos brasileiros que constam na base de dados de solos do CPTEC e no mapa de classificação de solos da EMBRAPA (1980). Com o objetivo de diminuir o número de blocos de uso de solo e assim o número de parâmetros necessários para o modelo, os diferentes solos na bacia foram agregados em 4 tipos de acordo com similaridades nas suas características sob o ponto de vistas da resposta hidrológica (Tabela 5.2 e Figura 5.3).

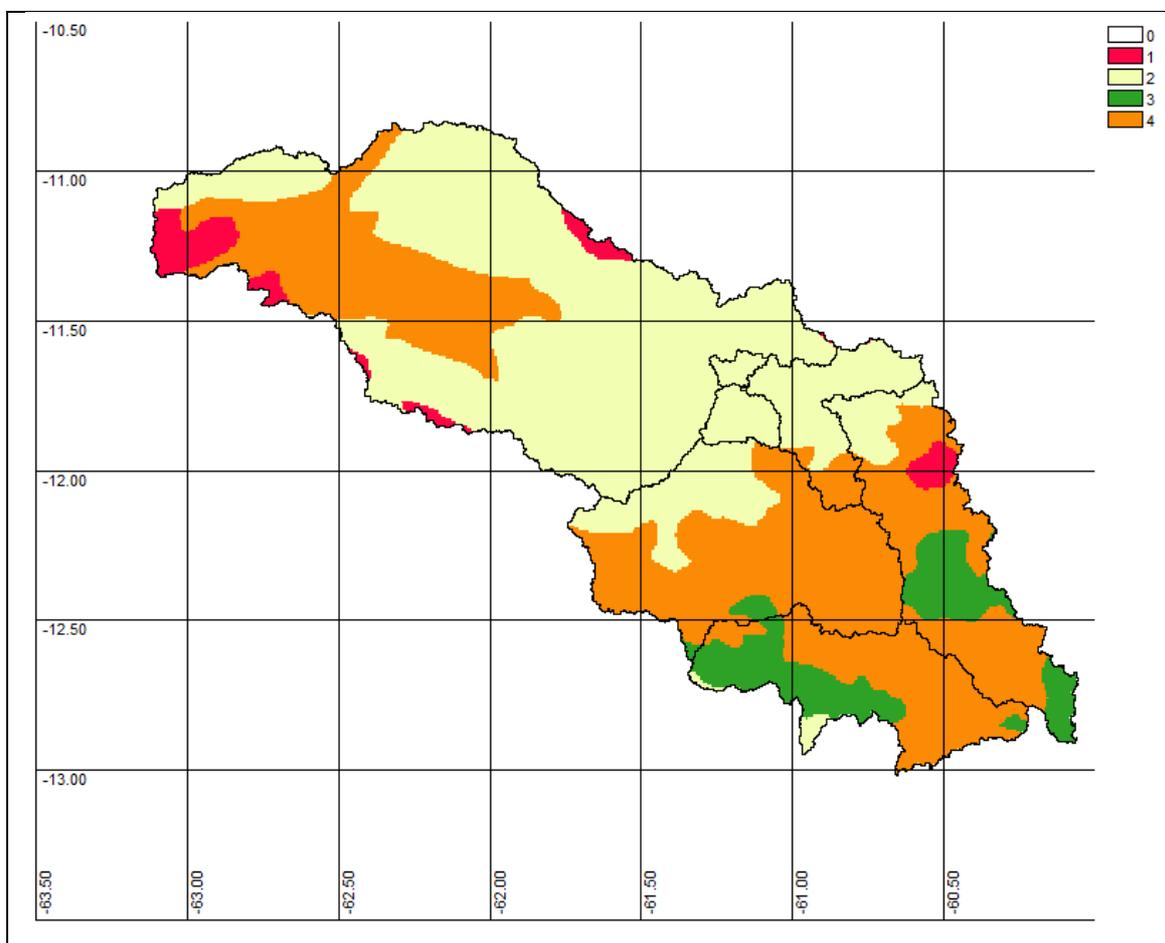


Figura 5.3: Agrupamento de solos na bacia

Tabela 5.2: Agrupamento dos tipos de solos. Classificação Embrapa 1980. (Ta e Tb indicam argilas de atividade alta e baixa respectivamente)

Grupo	Código	Descrição
1	Rde4	Solos Litólicos Distróficos e Eutróficos + Podzólico Vermelho - Amarelo DistróficoTb + Podzólico Vermelho - Amarelo Eutrófico Tb
	Rd5	Solos Litólicos Eutróficos + Bruno não Cálcico + Solonets – Solodizado
	Rd1	Solos Litólicos Distróficos e Eutróficos + Podzólico Vermelho - Amarelo DistróficoTb + Podzólico Vermelho - amarelo Eutrófico Tb
2	Tve4	Terra Roxa Estruturada Similar Eutrófica + Podzólico Vermelho - Amarelo Eutrófico Tb + Brunizem Avermelhado
	Pd1	Podzólico Vermelho - Amarelo Distrófico Tb
	Pe4	Podzólico Vermelho - Amarelo Eutrófico Tb + Podzólico Vermelho - Amarelo Distrófico Tb
	Pe8	Podzólico Vermelho - Amarelo Eutrófico Tb + Terra Roxa Estruturada Similar Eutrófica + Podzólico Vermelho - Amarelo Distrófico Tb
	Pe15	Podzólico Vermelho - Amarelo Eutrófico Ta + Podzólico Plíntico Distrófico Tb + Cambissolo Distrófico e Eutrófico
3	LLd10	Latossolo Vermelho - Amarelo Distrófico + Areias Quartzosas Distróficas
	Lld11	Lotossolo Vermelho-Amarelo Distrófico + Areias Quartzosas Distróficas+ Solos Concrecionarios ;indivisos Distróficos
	Lld8	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico + Podzólico Vermelho-Amarelo Eutrófico Tb
	Lld1	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico
4	Q3	Areias Quartzosas Distróficas + Solos Concrecionarios Indivisos Distróficos
	Q4	Areias Quartzosas Distróficas + Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico
	Q7	Areias Quartzosas Distróficas + Podzólico Vermelho-Amarelo Distrófico Tb + Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico
	Q1	Areias Quartzosas Distróficas
	Rde4	Solos Litólicos Distróficos e Eutróficos + Podzólico Vermelho - Amarelo DistróficoTb + Podzólico Vermelho - amarelo Eutrófico Tb

A classificação da vegetação dentro da bacia foi obtida dos mapas de Linhares (2005) e do PRODES (INPE, 2002), como descrito no Capítulo 2. Esta classificação consta de dois tipos, vegetação alterada e não alterada. Para estas análises, a vegetação alterada foi

associada com pastagem, enquanto que a vegetação não alterada com floresta prístina. Do cruzamento das informações de tipos de solos e vegetação foram obtidos 8 tipos de blocos de uso do solo. Um nono tipo foi incluído para representar às superfícies de água livre na bacia. Foram considerados os mapas de vegetação dos anos 1978, 1980 e desde 1983 até 2005, com o que se obteve uma distribuição dos blocos de uso da terra para cada ano.

Com base na informação de percentagens de pastagem e de floresta remanescente em cada célula do modelo, foram estimados percentagens de floresta secundária em cada célula através da metodologia proposta por Neef et al (2006). Neef et al. (2006) desenvolveram um modelo estatístico simples de estimativa da distribuição e idade da floresta secundária na Amazônia Brasileira, baseado em informações sobre a fração de floresta primária remanescente. Com base em trabalhos anteriores, os autores ajustaram uma função parabólica inversa (Eq. 5.1) em 1432 observações sobre a Amazônia para determinar a porcentagem de floresta secundária ( $P(SF)$ ) a partir de informações de percentagens de floresta primária remanescente ( $P(PF)$ ) (Eq. 5.1). A idade média da floresta secundária ( $t_{SF}$ ) foi estimada ajustando uma função exponencial negativa (Eq. 5.2), utilizando 353 observações. Apesar do grau de incerteza do modelo, identificado pelos autores, o mesmo apresenta uma metodologia simples (NEEF et al., 2006), permitindo sua aplicação na geração de cenários hipotéticos para o estudo dos impactos.

$$P(SF) = 0.687 (P(PF) - P(PF)^2) \quad (5.1)$$

$$t_{SF} = 0.5 \log(46.5 P(PF)) \quad (5.2)$$

Três estágios no desenvolvimento da floresta secundária foram considerados: Floresta secundária com menos de 5 anos de idade, floresta secundária com idades entre 5 e 15 anos, e floresta secundária com mais de 15 anos. Conhecidas as porcentagens de florestas secundárias em cada célula do modelo, foram modificados os blocos de uso de solo para incluir esta informação. Em cada célula foram agregadas as percentagens de

floresta secundária, subtraindo da área ocupada pela pastagem ( $P(PS)$ ). A floresta secundária foi associada a cada tipo de solo proporcionalmente com a ocupação da pastagem em cada bloco ( $b$ ). Este procedimento foi aplicado para cada range de idade da floresta secundária ( $t$ ). Com esta modificação o número de blocos de uso do solo foi incrementado em 12 novos tipos, totalizando 21 tipos.

$$P(SF)_t^b = P(PS)^b P(SF)_t \quad (5.3)$$

### 5.2.6. Parâmetros do modelo

A estrutura do modelo precisa da definição de valores para uma série de parâmetros relacionados com a vegetação, o solo, e o escoamento em canais. Dependendo do grau de incerteza e da sensibilidade do modelo, muitos destes parâmetros foram considerados fixos, enquanto que outros foram considerados na calibração do modelo.

#### 5.2.6.1. Parâmetros do solo

O armazenamento d'água no solo é definido em função da capacidade máxima de armazenamento do solo ( $C_{max}$ ), capacidade mínima de armazenamento no solo ( $C_{min}$ ) e do parâmetro de forma da distribuição da capacidade de armazenamento dentro da célula ( $B$ ). A determinação da profundidade da zona de saturação no solo, através da metodologia TOPMODEL, utiliza a Transmissividade do solo quando o lençol freático se encontra na superfície ( $T_{sub}$ ) e o fator de forma da relação transmissividade-profundidade ( $\mu$ ). O movimento d'água no solo está parametrizado em função da condutividade hidráulica saturada ( $KSS$ ), o parâmetro de Brooks-Corey ( $\eta$ ), e a porcentagem de umidade no solo que limita o movimento de água livre no solo ( $CSI$ ). O modelo também incorpora um parâmetro que considera a anisotropia na condutividade hidráulica do solo ( $\alpha$ ). Por último, a capacidade de armazenamento na camada superior do solo é definida através do parâmetro  $SSMAX$ .

Análises de sensibilidade do modelo mostraram que é sensível aos valores de  $C_{max}$ ,  $C_{min}$ ,  $B$ ,  $SSMAX$ ,  $T_{sub}$ , e  $\mu$ . Os valores de  $C_{max}$ ,  $C_{min}$ ,  $SSMAX$  estão relacionados com a profundidade das camadas de solo, afetando a produção d'água na bacia. O parâmetro  $SSMAX$ , associado com a camada superficial que responde rapidamente às forçantes atmosféricas, afeta a produção de escoamento superficial e a evaporação da área saturada da célula.  $T_{sub}$ , e  $\mu$  afetam principalmente a recessão e o período de estiagem no hidrograma. O parâmetro  $B$ , junto com  $SSMAX$ , afeta a produção de picos de descarga no hidrograma.

Todos estes parâmetros são incorporados na calibração do modelo. Os valores iniciais de  $SSMAX$ ,  $C_{max}$ ,  $C_{min}$ ,  $T_{sub}$ ,  $KSS$ ,  $\eta$  e  $CSI$  foram obtidas das informações do banco de dados de solos do CPTEC. Neste banco de dados, os parâmetros hidráulicos dos solos são obtidos com base nas informações pedológicas de perfis de solos, utilizando funções de pedotransferência (TOMASELLA et al., 2003). O valor inicial do parâmetro  $B$  foi fixado de acordo com a literatura existente, enquanto que os valores de  $\mu$  e  $\alpha$  foram fixados arbitrariamente na unidade para serem utilizados na calibração. No APÊNDICE C são apresentados os valores iniciais destes parâmetros.

#### **5.2.6.2. Parâmetros da vegetação**

Para cada tipo de vegetação foram definidos os valores de albedo ( $alb$ ), índice de área foliar ( $IAF$ ), altura da vegetação ( $Z_{VEG}$ ), resistência mínima do dossel ( $Rmin$ ), cobertura da vegetação ( $cover$ ), capacidade de armazenamento máximo do dossel ( $SCM$ ) e profundidade das raízes ( $PRAIZES$ ). Estes parâmetros foram considerados fixos no modelo e obtidos a partir da literatura publicada sobre observações sob diferentes tipos de vegetação. O APÊNDICE D apresenta os valores destes parâmetros.

No caso dos parâmetros relacionados com a vegetação secundária, existem poucas informações na literatura que permitam definir valores em todos eles. O albedo foi definido em acordo com o identificado por Giambelluca (2002) e o índice de área foliar seguindo o apresentado por Aragão et al. (2005). Os valores de altura da vegetação e

cobertura da mesma foram definidos como valores intermediários entre pastagem e floresta. Os valores de armazenamento máximo no dossel e de profundidade das raízes foram mantidos como na floresta. Finalmente os valores de resistência superficial mínima foram utilizados para ajustar o comportamento evaporativo deste tipo de vegetação como definido por Giambelluca (2002).

### 5.2.6.3. Parâmetros de escoamento nas células

Os parâmetros que definem o tempo de retardo nos reservatórios lineares foram obtidos em acordo com o especificado por Collischonn (2001) para o modelo MGB-IPH. O valor inicial do parâmetro do reservatório subterrâneo no modelo ( $T_{sub}$ ) foi obtido a partir da análise dos períodos de recessão do hidrograma em cada sub-bacia, considerando o número de dias do período de recessão ( $ND$ ), a vazão no início do período ( $Q_{IR}$ ), e a vazão no final do mesmo ( $Q_{FR}$ ) (Eq. 5.4 e 5.5 ). O parâmetro  $CB$  foi utilizado na calibração do modelo.

$$T_{sub} = C_B 86400 \quad (5.4)$$

$$C_B = - \frac{ND}{\ln\left(\frac{Q_{IR}}{Q_{FR}}\right)} \quad (5.5)$$

Os tempos de retardo dos reservatórios superficial ( $T_{sup}$ ) e sub-superficial ( $T_{ss}$ ) foram determinados em função das características do relevo no interior da célula. Estes valores estão relacionados com o tempo de retardo característico ( $T_{ind}$ ) da célula (Equações 5.6 e 5.7), obtido através da formulação de Kirpich. Esta formulação utiliza a diferença de altura entre o ponto mais alto e o mais baixo ( $\Delta H$ ), e a largura da célula ( $L$ ) (Equação 5.8). Da mesma forma que  $CB$ ,  $CS$  e  $CI$  também foram utilizados na calibração do modelo. No entanto, as análises de sensibilidade do modelo sugerem uma alta sensibilidade do mesmo à definição do valor de  $CB$  e em menor grau aos valores de  $CS$  e  $CI$ .

$$T_{sup} = C_S T_{ind} \quad (5.6)$$

$$T_{ss} = C_I T_{ind} \quad (5.7)$$

$$T_{ind} = 3600 \left( 0.868 \frac{L^3}{\Delta H} \right)^{0.385} \quad (5.8)$$

### 5.2.7. Condições iniciais de água no solo

A condição inicial de água no solo foi obtida do próprio modelo, realizando uma primeira integração e escolhendo um ano de características similares ao inicial, após certo tempo de integração. Esta condição inicial foi obtida do mês de agosto de 1996 como o valor médio das condições de umidade no solo durante este mês. A utilização desta metodologia permite diminuir o tempo de integração necessário para que o modelo entre em regime estacionário. Neste experimento, assim como nos seguintes, foram desconsiderados os dois primeiros anos hidrológicos (Outubro-Setembro), i.e. desde 1982 até 1984 por conta do *spin-up* no modelo.

### 5.2.8. Calibração e verificação do modelo

Uma vez que a densidade de estações meteorológicas é maior no período 1996-2005, foi este o período utilizado para a calibração de parâmetros do modelo, deixando o período 1984-1995 para verificação. O processo de calibração foi realizado em forma manual, verificando a adequação das simulações de vazões em cada sub-bacia através de gráficos, das séries temporais e de dispersão e através de medidas estatísticas de ajuste. Também foram utilizadas as características das curvas de permanência de vazões (FDC), como descrito em Yilmaz et al (2008).

Como medidas do ajuste foram utilizadas o Coeficiente de Nash-Sutcliffe (*NSE*), o Coeficiente de determinação (*R2*) e o Coeficiente de determinação do logaritmo das vazões (*logR2*). O coeficiente de determinação (*R2*) oferece informação sobre o grau de correlação entre as simulações e os valores observados, e diagnostica a habilidade do modelo em reproduzir a forma e a distribuição do hidrograma (GUPTA et al, 2009) (Eq.

5.9). Como o coeficiente de determinação é sensível aos máximos valores de vazões, é utilizada uma transformação logarítmica dos mesmos com o intuito de dar maior peso aos valores mínimos no cálculo do coeficiente (logR2) (Eq. 5.10). O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) diagnostica a habilidade do modelo em reproduzir a série de vazões observadas (Eq. 5.11) (GUPTA et al, 2009). A precisão do modelo é comparada com um modelo base, neste caso os valores médios das observações. Desta forma, valores do  $NSE \leq 0$  indicam que a utilização do modelo para a simulação não resulta melhor que o uso dos valores médios das observações. O NSE mede a precisão do modelo em reproduzir a forma e distribuição do hidrograma e os momentos de primeira e segunda ordem das séries observadas (GUPTA et al, 2009).

$$R2 = \left[ \frac{N \sum_i (Q_{s_i} Q_{o_i}) - (\sum_i Q_{s_i})(\sum_i Q_{o_i})}{\sqrt{[N \sum_i (Q_{s_i})^2 - (\sum_i Q_{s_i})^2][N \sum_i (Q_{o_i})^2 - (\sum_i Q_{o_i})^2]}} \right]^2 \quad (5.9)$$

$$\log R2 = \left[ \frac{N \sum_i (\ln(Q_{s_i}) \ln(Q_{o_i})) - (\sum_i \ln(Q_{s_i}))(\sum_i \ln(Q_{o_i}))}{\sqrt{[N \sum_i (\ln(Q_{s_i}))^2 - (\sum_i \ln(Q_{s_i}))^2][N \sum_i (\ln(Q_{o_i}))^2 - (\sum_i \ln(Q_{o_i}))^2]}} \right]^2 \quad (5.10)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_i (Q_{s_i} - Q_{o_i})^2}{\sum_i (Q_{s_i} - \bar{Q}_o)^2} \quad (5.11)$$

De acordo com Yilmaz et al (2008) foram definidas outras medidas de ajuste baseadas nas características das curvas de duração de vazões simuladas ( $Q_{sim}$ ) e observadas ( $Q_{obs}$ ). A avaliação e diagnóstico da simulação do balance de água geral no modelo foi realizada através do bias na razão de escoamento ( $Q/P$ ) (relação entre vazão e precipitação),  $biasRR$  (Eq. 5.12). A redistribuição vertical de umidade no perfil de solo foi avaliada através do bias na inclinação do segmento médio da curva de duração de vazões,  $biasSLP$  (Eq. 5.13). Este segmento foi definido como o segmento da curva entre as vazões que se mantêm entre 20% ( $Q_{sim20}$  e  $Q_{obs20}$ ) e 70% ( $Q_{sim70}$  e  $Q_{obs70}$ ) do tempo. Também o bias no volume sob o segmento da curva associado com as maiores vazões ( $biasVMX$ ), definido entre 0% ( $Q_{sim00}$  e  $Q_{obs00}$ ) e 2% ( $Q_{sim02}$  e  $Q_{obs02}$ ) de permanência, foi utilizado para diagnosticar a redistribuição vertical (Equação 5.14). O comportamento do modelo em respeito à sustentação de longo termo nas vazões foi

avaliado através do bias no volume sob o segmento da curva associado com as vazões mínimas (*biasVMN*), definido entre 70% ( $Qsim_{t0}$  e  $Qobs_{t0}$ ) e 100% ( $Qsim_{100}$  e  $Qobs_{100}$ ) de permanência (Equação 5.15).

A calibração e verificação foram realizadas em cada sub-bacia, com exceção da sub-bacia SB3, utilizando as séries de vazões observadas nos postos fluviométricos correspondentes. Na sub-bacia SB3 a quantidade de informação na série de vazões após 1996 resulta insuficiente para o processo de calibração, pelo que os parâmetros da sub-bacia foram calibrados conjuntamente com os da sub-bacia SB4, imediatamente água abaixo.

$$biasRR = \frac{\sum_{t=1}^N (Qsim_t Qobs_t)}{\sum_{t=1}^N Qobs_t} \quad (4.12)$$

$$biasSLP = \frac{[\log(Qsim_{20}) - \log(Qsim_{70})] - [\log(Qobs_{20}) - \log(Qobs_{70})]}{[\log(Qobs_{20}) - \log(Qobs_{70})]} \quad (4.13)$$

$$biasVMX = \frac{\sum_{h=1}^H (Qsim_h - Qobs_h)}{\sum_{h=1}^H Qobs_h} \quad (4.14)$$

$h = 1, 2, \dots, H$  vazões com probabilidade de serem excedidas menor que 2%

$$biasVMN = \frac{\sum_{l=1}^L [\log(Qsim_l) - \log(Qsim_L)] - \sum_{l=1}^L [\log(Qobs_l) - \log(Qobs_L)]}{\sum_{l=1}^L [\log(Qobs_l) - \log(Qobs_L)]} \quad (4.15)$$

$L$ : índice da vazão mínima

$l = 1, 2, \dots, L$  vazões com probabilidade de serem excedidas entre 70% e 100%

### 5.2.9. Experimentos

Foram desenvolvidos três experimentos de simulação com o Modelo Hidrológico de Grandes Bacias, considerando variações no uso do solo. No primeiro deles, denominado EPAST, foi considerada a variação no uso do solo entre 1982 e 2005 utilizando os mapas de uso do solo descritos. A estrutura deste experimento foi utilizada para a calibração e verificação do modelo. No segundo experimento, denominado EFLOR, o

uso do solo foi mantido constante durante toda a integração, na condição observada no ano de 1978. Finalmente no último experimento, denominado ECAPO, foi considerada a existência de vegetação secundária dentro da bacia. Nos três experimentos, as características hidráulicas dos solos foram mantidas inalteradas, pelo que os resultados representam apenas o efeito da vegetação.

#### **5.2.9.1. Experimento EPAST: Floresta e Pastagem**

Na integração deste experimento foram utilizados os blocos de usos de solos obtidos a partir dos mapas de vegetação floresta–não floresta dos anos 1980, 1983 e de 1984 até 2005. O modelo foi integrado desde agosto de 1982 até dezembro de 2005 inclusive. Como estas são consideradas as condições reais de variação da cobertura da terra na bacia, a estrutura deste experimento foi utilizada para a calibração e verificação do modelo. Também a condição inicial de umidade do solo foi obtida a partir desta integração.

#### **5.2.9.2. Experimento EFLOR: Floresta Prístina**

Neste experimento, as integrações foram realizadas utilizando os blocos de uso de solos obtidos considerando a cobertura do solo congelada na condição observada em 1978. Os valores dos parâmetros utilizados, assim como a condição inicial de umidade no solo, foram os mesmos utilizados no experimento EPAST, realizando o mesmo período de integração (1982-2005). Este experimento foi utilizado como linha base para o estudo dos impactos de LUCC na bacia.

#### **5.2.9.3. Experimento ECAPO: Floresta Prístina, Pastagem e Floresta Secundária**

Finalmente, com o intuito de verificar o impacto da existência de vegetação secundária na bacia, foi realizado um experimento considerando os blocos de uso obtidos a partir da incorporação das três classes de capoeira mencionadas. Da mesma forma que no

experimento anterior, os valores dos parâmetros e da condição de umidade do solo para a integração foram mantidos iguais ao do experimento EPAST.

Neste experimento, a evapotranspiração da vegetação secundária foi ajustada para mostrar um comportamento semelhante ao descrito por Giambelluca (2005). Giambelluca (2005) mostra que florestas secundárias apresentam valores de fração evaporativa maiores que os mostrados pela floresta prístina. O albedo desta vegetação, por sua vez, atinge altos valores no início, e que vão diminuindo com a idade da vegetação secundária até se aproximar aos da floresta prístina. Para simular este comportamento foi ajustado o parâmetro Resistência superficial mínima ( $RS_{min}$ ), enquanto o albedo ( $alb$ ) segue a variação proposta por Giambelluca (2005).

### **5.2.10. Comparações entre experimentos**

Os resultados de cada experimento foram comparados entre si em termos de produção d'água, com o intuito de identificar o efeito que a mudança na cobertura da terra produz na simulação de descargas do modelo. Também foram comparadas as curvas de duração de descargas em cada experimento através de parâmetros hidrológicos característicos e a determinação de tendências nos mesmos.

A produção d'água anual em cada sub-bacia foi calculada a partir das séries de descargas diárias. As mesmas foram transformadas em valores de lâmina d'água em milímetros utilizando a área de cada sub-bacia e os valores diários acumulados durante cada ano hidrológico (Outubro-Setembro).

Para cada experimento foram obtidas as curvas de permanência de descargas (FDC) correspondentes a cada ano hidrológico na simulação, desde 1984 até 2004. A partir destas FDCs foram obtidos os valores da média (AVG), mediana (MDN), variância (VAR), assimetria (SKW), kurtosis (KUR), quartis superior (UPQ) e inferior (LWQ), e percentis 90 (P90), 10 (P10) e 2 (P02), de cada ano hidrológico. Também foram obtidos os valores característicos descritos por Yilmaz et al (2008), e definidos no Capítulo 3: a

inclinação do segmento médio da curva de duração de vazões, *SLP*, definido como o segmento da curva entre as vazões que se mantêm entre 20% e 70% do tempo (Equação 3.1), o volume sob o segmento da curva associado com as maiores vazões (*VMX*), definido entre 0 e 2% de permanência (Equação 3.2), e o volume sob o segmento da curva associado com as vazões mínimas (*VMN*), definido entre 70% e 100% de permanência (Equação 3.3).

De esta forma obtiveram-se séries temporais para cada um dos parâmetros hidrológicos que descrevem as curvas de permanência, os quais foram analisados na procura de tendências, utilizando o teste não paramétrico de Mann-Kendall. As medianas das séries de parâmetros hidrológicos dos experimentos EPAST e ECAPO foram comparadas com aquelas do experimento EFLOR utilizando o teste não paramétrico Wilcoxon *rank-sum* com o intuito de identificar diferenças significativas entre estas distribuições.

### **5.3. Resultados**

#### **5.3.1. Calibração e verificação do modelo**

Os valores dos parâmetros calibrados são apresentados no APÊNDICE E. Em geral os parâmetros de solos correspondem a valores de profundidade do solo de até 8 metros, com uma espessura da camada superficial entre 0.30 e 1.00 metros dependendo da sub-bacia. As séries de vazões simuladas pelo modelo apresentam um bom ajuste com as séries observadas (Figura 5.4). O modelo consegue capturar adequadamente a recessão das descargas durante a época de estiagem na bacia. A variabilidade diária das descargas durante este período foi melhor capturada pelo modelo nas sub-bacias da parte oeste (SB3, SB4, SB5) (Figura 5.4c, 5.4d, 5.4e) do que nas da parte leste (SB1 e SB2) (Figura 5.4a, 5.4b). Em geral o modelo apresenta dificuldades para representar os picos extremos das séries de descargas nas sub-bacias menores (SB1 a SB5) (Figura 5.4a, 5.4b, 5.4c, 5.4d, 5.4e).

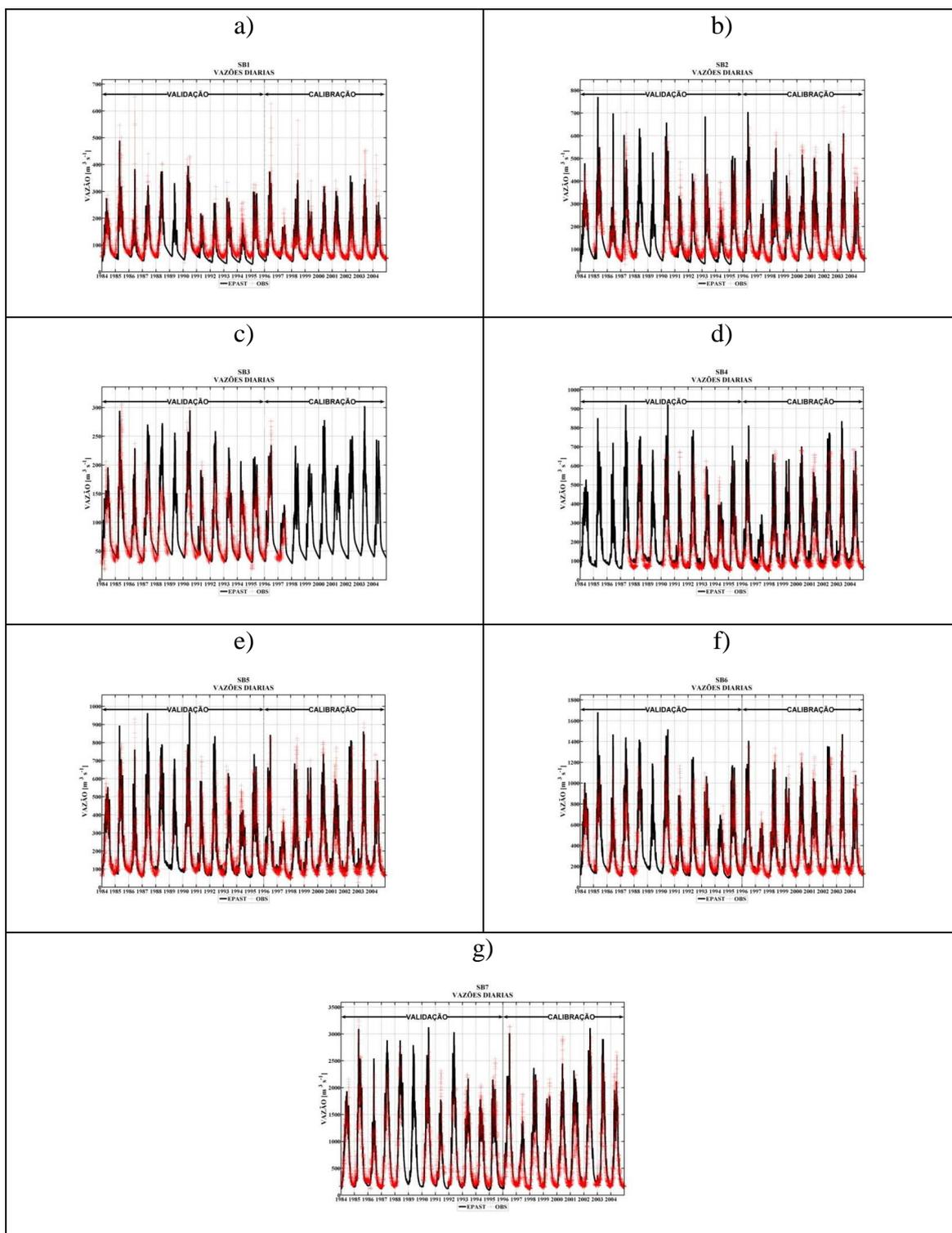


Figura 5.4: Calibração e Validação do modelo hidrológico

As medidas de ajuste  $R2$ ,  $\log R2$  e  $NSE$  mostram uma adequada precisão do modelo na representação das vazões no período de calibração (Tabela 5.4). Também as medidas

relacionadas às características das FDCs apresentaram, em geral, um bom desempenho do modelo durante a calibração (Tabela 5.3). Ainda, o modelo apresenta menor eficiência na representação do volume sob a parte de vazões mínimas da curva de duração, representado pelo parâmetro *biasVMN*, nas sub-bacias SB1, SB5 e SB7. Em SB1 e SB7 o parâmetro aponta a uma subestimativa do valor mínimo da série de vazões enquanto que em SB5 este valor foi superestimado. Também em SB1 a inclinação do segmento médio da FDC foi superestimado no modelo, resultado do salto nos valores de descarga com permanência inferior a 40%.

Tabela 5.3: Indicadores de ajuste – Calibração

	CALIBRAÇÃO							
	<i>NSE</i>	<i>R2</i>	<i>logR2</i>	<i>biasRR</i>	<i>biasSLP</i>	<i>biasVMX</i>	<i>biasVMN</i>	<i>biasFMM</i>
<b>SB1</b>	0.66	0.73	0.80	3.06	42.83	-11.22	50.37	-1.90
<b>SB2</b>	0.80	0.81	0.83	-3.96	13.15	-10.03	-9.21	-2.60
<b>SB4</b>	0.61	0.74	0.84	22.58	14.52	1.91	5.31	4.71
<b>SB5</b>	0.85	0.85	0.88	1.69	-3.95	-6.79	-59.70	-0.50
<b>SB6</b>	0.84	0.84	0.90	0.74	-2.12	-6.08	11.34	-0.46
<b>SB7</b>	0.84	0.87	0.93	11.34	10.28	-3.42	23.29	3.19

Nas simulações do período de avaliação, o modelo apresenta um desempenho inferior ao mostrado no período de calibração (Tabela 5.4). Enquanto R2 e logR2 apresentam valores aceitáveis para uma simulação de vazões diárias, o NSE apresenta valores baixos, porém maiores que zero, nas sub-bacias SB3 e SB4. Nas sub-bacias SB1 e SB2 as FDC simuladas apresentam importantes diferenças com as observadas nos segmentos médios e finais, superestimando a inclinação do segmento médio (*biasSLP*) e subestimando o volume sob a parte de mínimos da curva (*biasVMN*).

Tabela 5.4: Indicadores de ajuste – Validação

	VALIDAÇÃO							
	<i>NSE</i>	<i>R2</i>	<i>logR2</i>	<i>biasRR</i>	<i>biasSLP</i>	<i>biasVMX</i>	<i>biasVMN</i>	<i>biasFMM</i>
<b>SB1</b>	0.60	0.73	0.75	-13.37	40.31	-10.96	-36.06	-6.56
<b>SB2</b>	0.66	0.74	0.76	-11.87	23.01	-1.97	-41.42	-4.89
<b>SB3</b>	0.49	0.66	0.73	5.14	10.13	9.99	-67.23	-1.96
<b>SB4</b>	0.35	0.64	0.78	19.54	16.42	15.97	0.36	1.37
<b>SB5</b>	0.71	0.77	0.85	-5.51	9.44	9.67	0.84	-5.01
<b>SB6</b>	0.76	0.82	0.86	-5.25	10.55	12.29	49.22	-3.83
<b>SB7</b>	0.83	0.86	0.92	-4.24	19.82	5.12	-4.61	-3.45

As tendências observadas nos parâmetros hidrológicos obtidos das FDC observadas em cada sub-bacia, apresentadas no Capítulo 3, não foram capturadas nas simulações do modelo (Tabela 5.5). A aplicação do teste de Mann-Kendall nas séries de parâmetros hidrológicos obtidos das FDC anuais do experimento EPAST não mostrou, em geral, existência de tendências nos períodos em que foram identificadas nas séries observadas. Apenas as tendências na média na sub-bacia SB4 e na assimetria na sub-bacia SB3 foram capturadas nas séries simuladas, enquanto que a tendência no P90, na SB1, aparece com sinal contrário.

Os resultados da simulação assinalam tendências positivas significativas em parâmetros associados com valores de vazões médias e mínimas principalmente. Na sub-bacia SB1, além da tendência positiva no P90, foi identificada uma tendência positiva no quartil superior. Na sub-bacia SB3, o teste sinalizou uma tendência negativa na assimetria. Na sub-bacia SB4, tendências positivas na mediana, no quartil inferior e no P90 foram identificadas. Na sub-bacia SB5, há tendência positiva na mediana. Finalmente, na sub-bacia SB7 foram encontradas tendências positivas no quartil superior e no P90.

Tabela 5.5: Comparações das tendências estatisticamente significativas nas observações e no experimento EPAST. (+) Indica tendências positivas e (-) tendências negativas

	OBSERVAÇÕES							EPAST						
	SB1	SB2	SB3	SB4	SB5	SB6	SB7	SB1	SB2	SB3	SB4	SB5	SB6	SB7
	91-04	90-99	91-95	91-04	90-04	95-04	93-01	91-04	90-99	91-95	91-04	90-04	95-04	93-01
AVG				+							+			
MDN	-										+	+		
UPQ								+						
LWQ	-	-									+			+
P90	-	-						+			+			+
P10				+										
VAR				+										
SKW	+		-											
KUR	+													
P02														
SLP														
VMX	+													
VMN	-													

### 5.3.2. Impactos das mudanças na cobertura da terra nas simulações de vazões

#### 5.3.2.1. Impactos da transformação da floresta em pastagem

A descarga líquida anual simulada sob a consideração de mudança do uso da terra de floresta para pastagem (Experimento EPAST) foi superior à simulada sob condições de cobertura florestal inalterada (Experimento EFLOR) em todos os anos (Figura 5.5). A mudança do uso do solo de floresta para pastagem afeta a produção d'água da bacia através de uma diminuição na evapotranspiração (Tabela 5.6). Como a evapotranspiração na pastagem é menor que na floresta, na medida em que o desmatamento se incrementa a evaporação na bacia diminui, afetando a produção d'água superficial e subterrânea. Em todas as sub-bacias, ambos os fluxos são incrementados pela diminuição da evaporação. O efeito da mudança de floresta para

pastagem afeta o fluxo subterrâneo numa proporção maior que o fluxo superficial nas sub-bacias SB1, SB2 e SB7 (Figura 5.6). Nas sub-bacias SB4, SB5 e SB6, o efeito da mudança floresta-pastagem foi superior sobre o fluxo superficial.

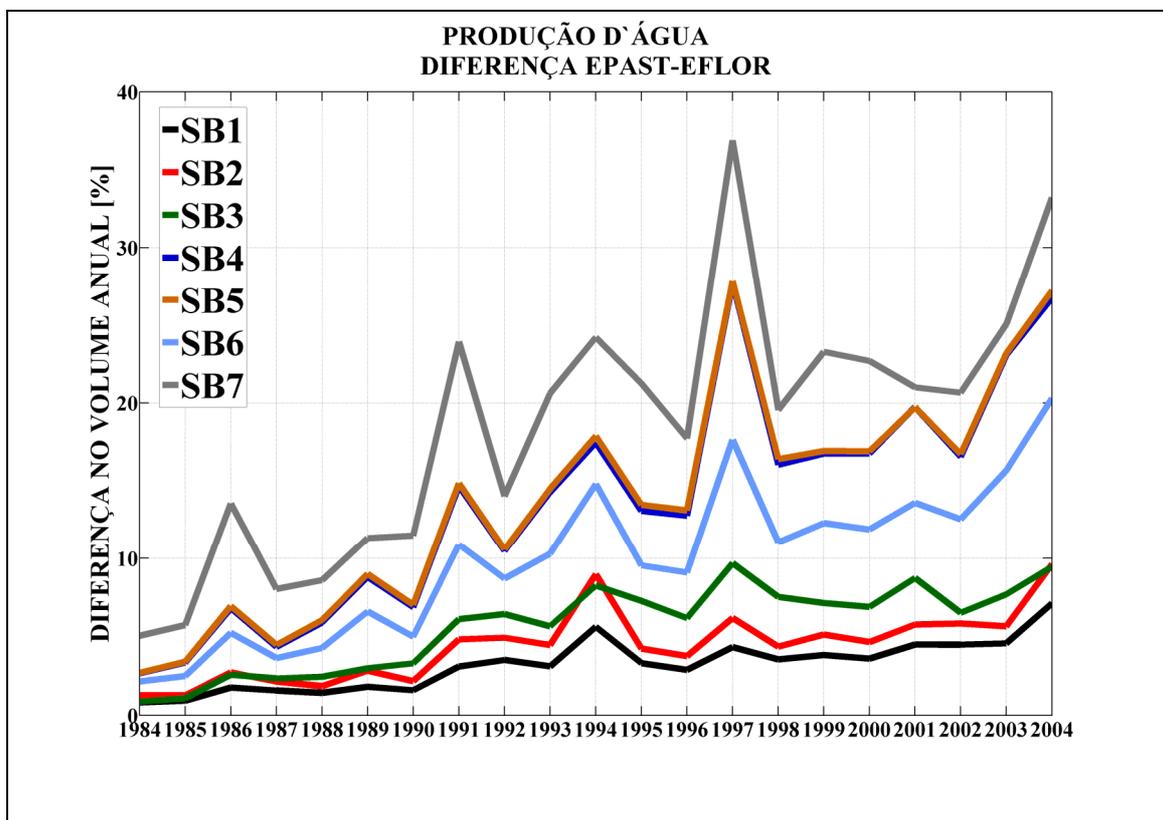


Figura 5.5: Diferenças na produção d'água anual entre os experimentos EPAST e EFLOR em cada sub-bacia.

Tabela 5.6: Evapotranspiração média anual

TIPO	ET [ $\frac{mm}{dia}$ ]
Pastagem	2.70
Floresta	3.39

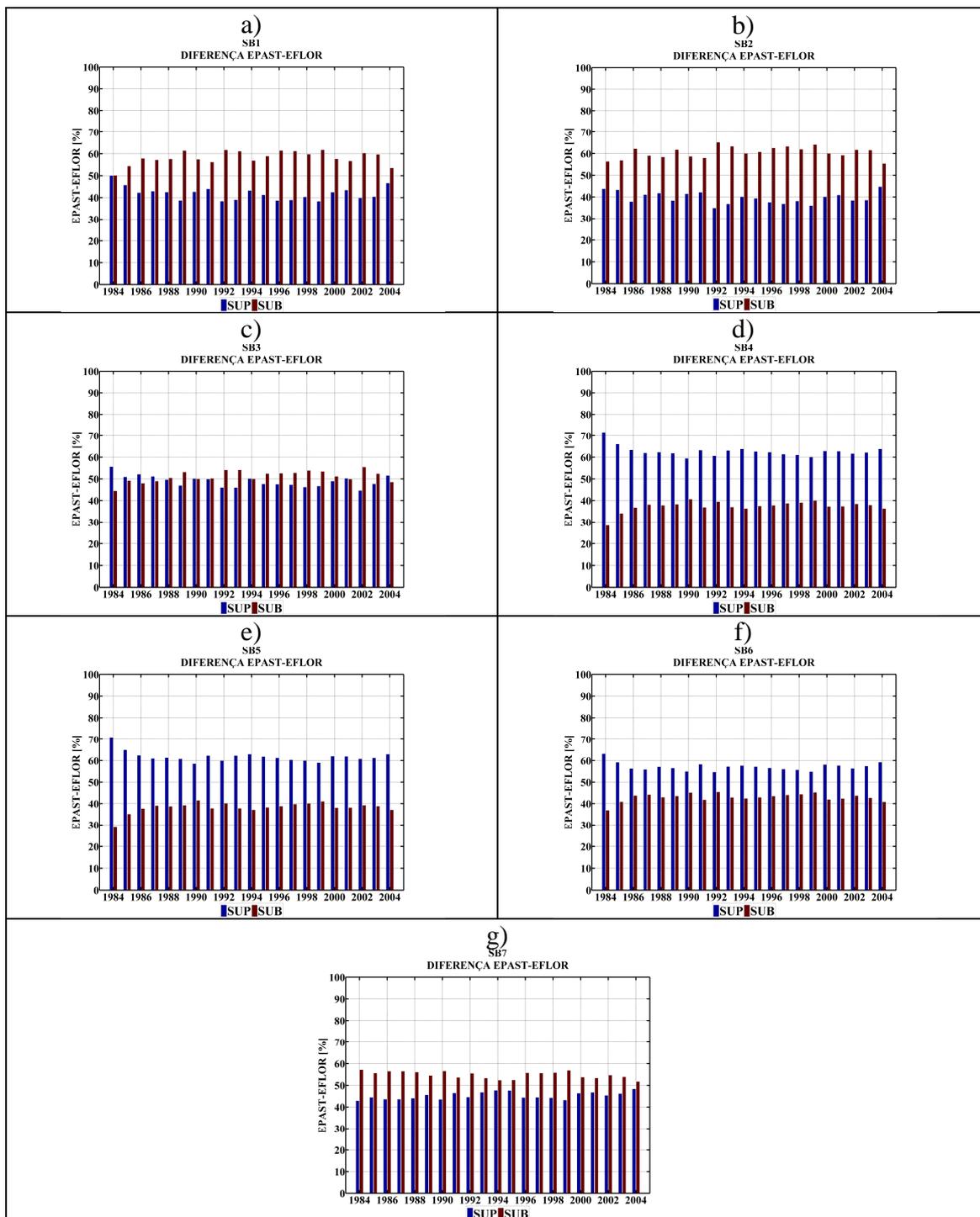


Figure 5.6: Percentagem do impacto na produção d'água, devido à mudança floresta-pastagem, nos fluxo superficial e subterrâneo.

As diferenças anuais na produção d'água se incrementam com a percentagem de desmatamento na bacia (Figura 5.7). De acordo com o teste de Mann-Kendall, as diferenças na produção anual d'água nas bacias, entre EPAST e EFLOR apresentam tendências positivas significativas em todas as sub-bacias, considerando um 95% de confiança. As mesmas também possuem correlações significativas, com 95% de confiança, com a taxa de desmatamento de acordo com os testes não paramétricos de Spearman, Gamma e Kendall.

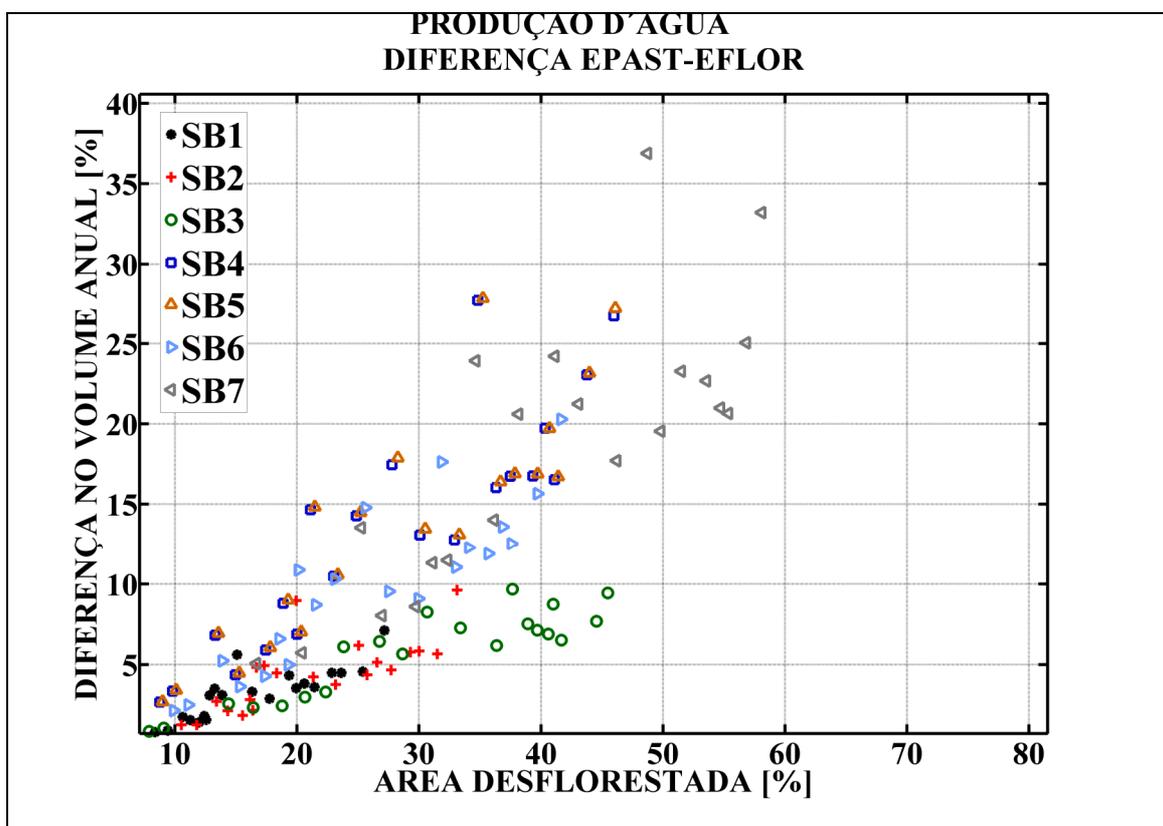


Figura 5.7: Relação entre as diferenças na produção d'água e a percentagem de desmatamento na bacia

O teste de Wilcoxon *rank sum* aplicado as vazões diárias em cada ano hidrológico mostra que as diferenças nas medianas entre ambos os experimentos são significativas, considerando um nível de 95%, apenas nas sub-bacias SB4, SB5, SB6 e SB7 para valores de desmatamento que superam 20% (Figura 5.8). As diferenças nas medianas se incrementam na medida em que se incrementa a percentagem de área desflorestada.

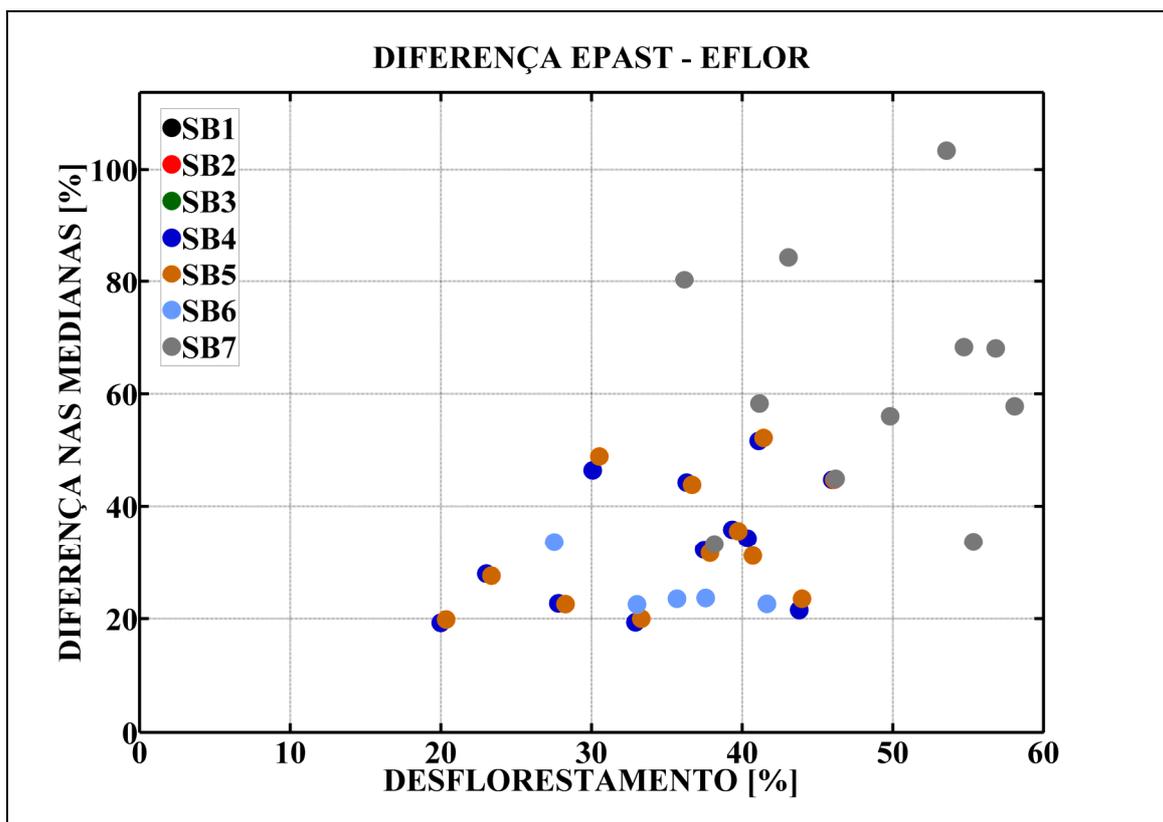


Figura 5.8: Diferenças significativas nas medianas versus a percentagem de desflorestamento na bacia.

De acordo com o teste não paramétrico de Mann-Kendall, aplicado às séries de parâmetros que descrevem as curvas de permanência - FDC das séries de vazões simuladas entre 1984 e 2004, não existem tendências significativas em nenhuma das sub-bacias. Por outro lado, quando considerada a série entre 1996 e 2004, apenas a inclinação do segmento médio da curva de duração (SLP) e o volume associado com as vazões mínimas (VMN) apresentam tendências significativas no experimento EFLOR (Tabela 5.7) As tendências em SLP são positivas nas sub-bacias SB1, SB2, SB3, e SB6, enquanto que as tendências em VMN são negativas nas sub-bacias SB1, SB3, SB6 e SB7. Estas tendências podem ser associadas com a variação na precipitação e nas forçantes meteorológicas no modelo. Sob a incorporação do efeito do desmatamento, no experimento EPAST (Tabela 5.8), as tendências em SLP, na sub-bacia SB6, e em VMN, nas sub-bacias SB1 e SB6, não são detectadas.

Tabela 5.7: Tendências nos parâmetros hidrológicos nos experimentos EPAST e EFLOR

	SB1 96-04	SB2 96-04	SB3 96-04	SB4 96-04	SB5 96-04	SB6 96-04	SB7 96-04
<b>EFLOR</b>							
<b>SLP</b>	+	+	+			+	
<b>VMN</b>	-		-			-	-
<b>EPAST</b>							
<b>SLP</b>	+	+	+				
<b>VMN</b>			-				

O teste não paramétrico Wilcoxon *rank-sum*, aplicado às séries dos parâmetros hidrológicos obtidos nos experimentos EFLOR e EPAST, indica diferenças em alguns parâmetros nas sub-bacias SB4, SB5, SB6 e SB7 (Tabela 5.8). As medianas de AVG, MDN, LWQ e P90 são significativamente maiores no experimento EPAST. O parâmetro SLP, pela sua vez, apresenta uma diminuição no valor da mediana sob condições de mudança floresta-pastagem.

Tabela 5.8: Valores das medianas dos parâmetros hidrológicos da curva de duração (AVG: média, MDN: mediana, LWQ: quartil inferior, P90: percentil 90) nos experimentos EFLOR e EPAST, e valores p significativos ( $p < 0.05$ ) no teste de diferenças de Wilcoxon *rank-sum* entre as séries em ambos os experimentos (Os signos (+) e (-) indicam incremento ou diminuição na mediana do parâmetro no experimento EPAST)

			AVG	MDN	LWQ	P90	FMS	FLV
SB4	MEDIANA	EFLOR	175.9	95.63	72.33	59.08	1.44	38.9
		EPAST	204.55	126.33	89.85	75.11	1.29	35.1
	P	EPAST VS EFLOR	(+)0.042	(+)0.002	(+)0.001	(+)0.001	(-)0.006	
SB5	MEDIANA	EFLOR	185.38	101.07	76.51	62.48	1.42	39.68
		EPAST	216.56	132.53	95.76	79.6	1.28	35.48
	P	EPAST VS EFLOR	(+)0.044	(+)0.002	(+)0.001	(+)0.601	(-)0.006	
SB6	MEDIANA	EFLOR	321.53	186.94	137.26	111.7	1.31	46.83
		EPAST	352.21	229.06	174.49	141.72	1.21	39.69
	P	EPAST VS EFLOR			(+)0.010	(+)0.001		
SB7	MEDIANA	EFLOR	646.14	323.65	145.36	117.49	2.06	45.62
		EPAST	770.99	458.04	213.83	162.71	1.77	58.46
	P	EPAST VS EFLOR	(+)0.029	(+)0.002	(+)0.190	(+)0.151	(-)0.000	(+)0.002

### 5.3.2.2. Impactos da vegetação secundária

As percentagens de vegetação secundária totais, isto é, a soma dos três grupos de idade considerados no modelo, estimados a partir do modelo proposto por Neef et al (2006) foram pequenos em toda a bacia, não superando 8% da área total (Figura 5.9a). Os parâmetros da vegetação, correspondentes à vegetação secundária foram calibrados de tal forma a representar um incremento da fração evaporativa, a relação entre a evapotranspiração e a radiação líquida, com a idade desta vegetação (Figura 5.9b). A adequação da fração evaporativa da vegetação secundária ao comportamento descrito por Giambelluca (2002) resultou em valores de evapotranspiração superiores aos da floresta, o que coincide com observações realizadas em áreas de fragmentos de floresta (Von RANDOW, 2010) (Tabela 5.9).

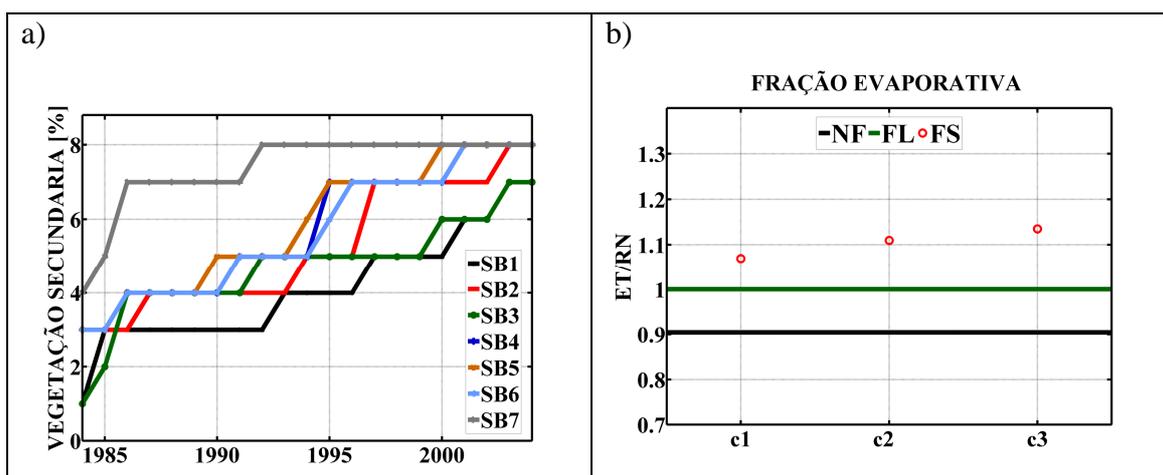


Figura 5.9: (a) Porcentagens de vegetação secundária em cada bacia e (b) Fração evaporativa (Razão entre a energia utilizada para evapotranspiração – ET – e a radiação líquida- RN) da floresta (FL), pastagem (NF) e da vegetação secundária (FS) menor de 5 anos (c1), entre 5 e 15 anos (c2) e maior de 15 anos (c3) .

Tabela 5.9: Evapotranspiração e Fração Evaporativa média anual

TIPO	ET [ $\frac{mm}{dia}$ ]	FE
Floresta	3.39	0.99
Vegetação Secundária < 5 anos	3.56	1.06
Vegetação Secundária entre 5 e 15 anos	3.74	1.10
Vegetação Secundária > 15 anos	3.86	1.12

Em geral, a produção d'água sob a consideração da vegetação secundária ainda supera àquela da floresta prístina, mas as diferenças anuais são menores às mostradas quando é considerada apenas a transformação floresta-pastagem (Figura 5.10 e 5.11). Apenas no início das simulações nas sub-bacias SB1, SB2, SB3 e SB6, quando a percentagem de pastagens é pequena, a diminuição na produção d'água, conduzida pelo incremento na evapotranspiração da vegetação secundária, supera o efeito da maior produção d'água nas áreas de pastagem (Figuras 5.10, e 5.12).

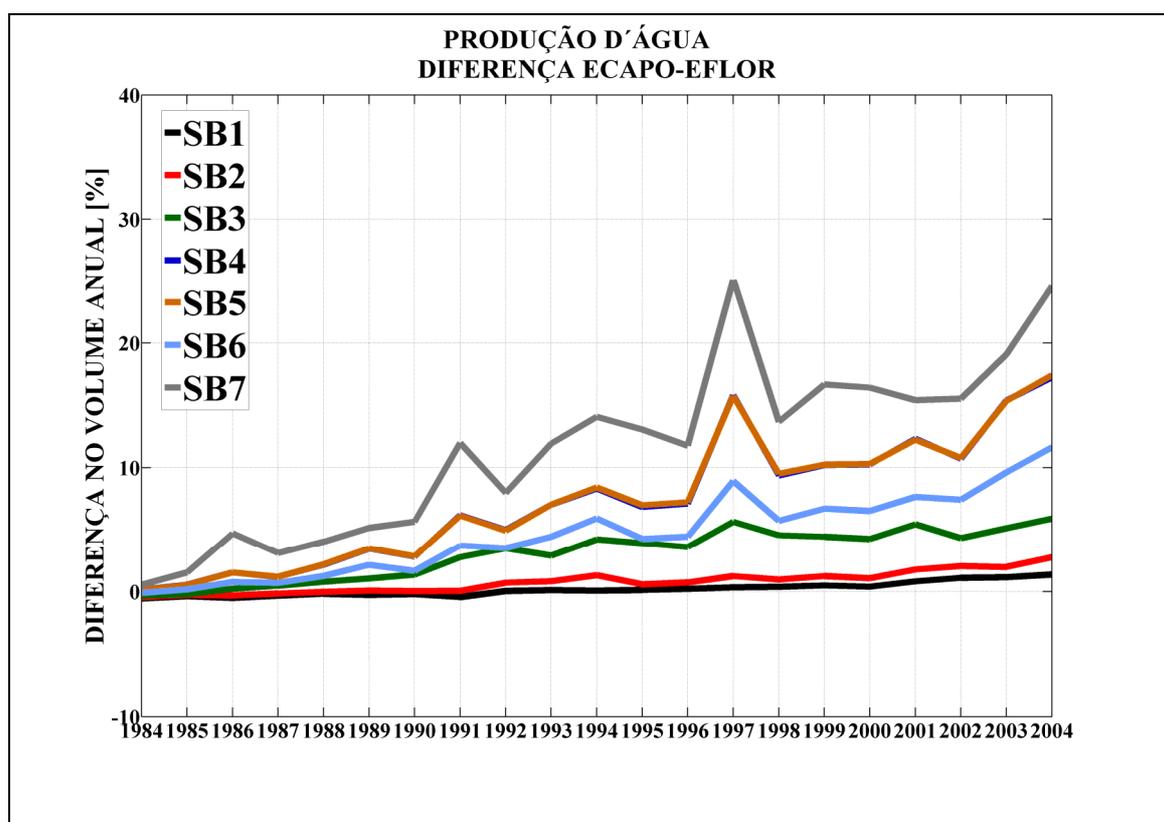


Figura 5.10: Diferenças na produção d'água anual entre os experimentos ECAPO e EFLOR

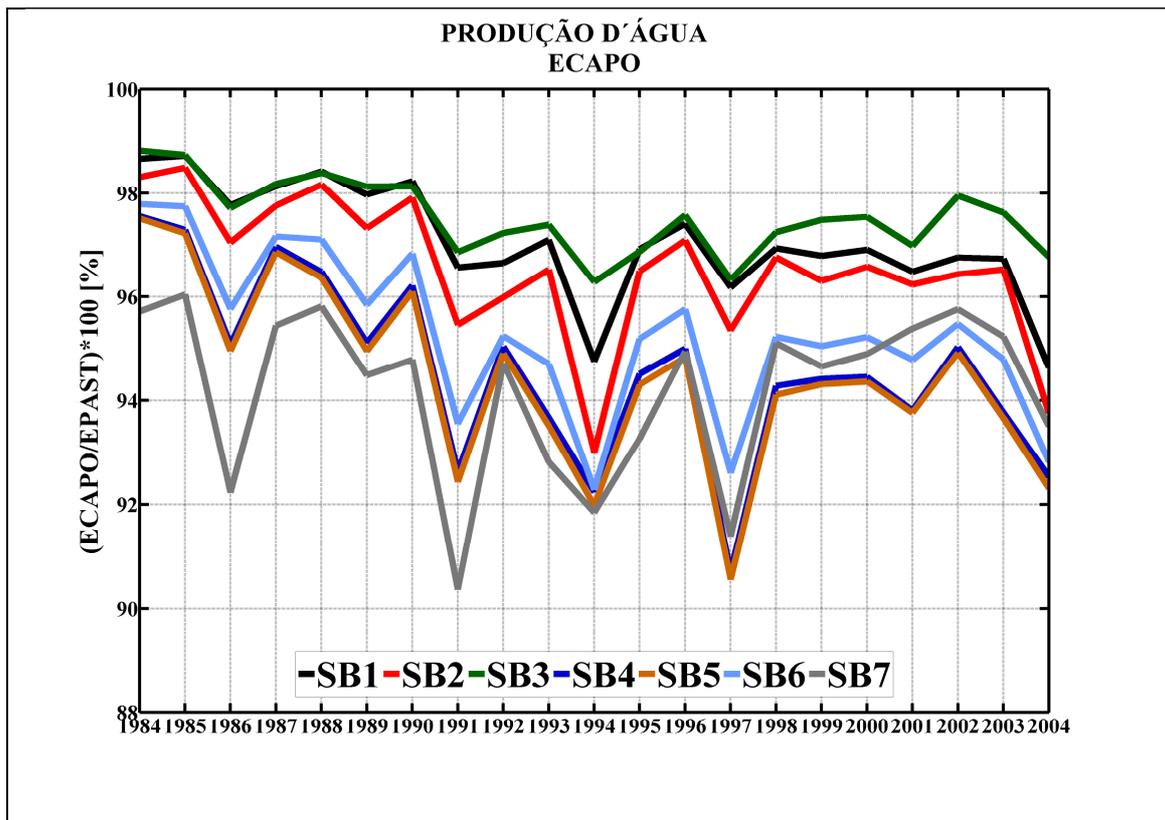


Figura 5.11: Relação entre os volumes de produção d'água anual nos experimentos ECAPO e EPAST.

O efeito da vegetação secundária diminui com o tempo, como um resultado do mais rápido incremento do desflorestamento nas bacias que do crescimento de vegetação secundária (Figura 5.12). Apesar da pequena expressividade da vegetação secundária em cada sub-bacia, sob o suposto de um comportamento mais eficiente e com maior evapotranspiração da mesma, a redução no impacto da mudança floresta-pastagem supera 20% no final da simulação (Figura 5.12), quando o desflorestamento é máximo. Nas simulações, a redução no impacto da mudança floresta-pastagem diminui linearmente com o incremento na porcentagem de desflorestamento nas bacias (Figura 5.12). No entanto, as simulações considerando a vegetação secundária ainda não capturam as tendências observadas nos parâmetros hidrológicas que descrevem às FDCs nas series de vazões observadas (Tabela 5.10).

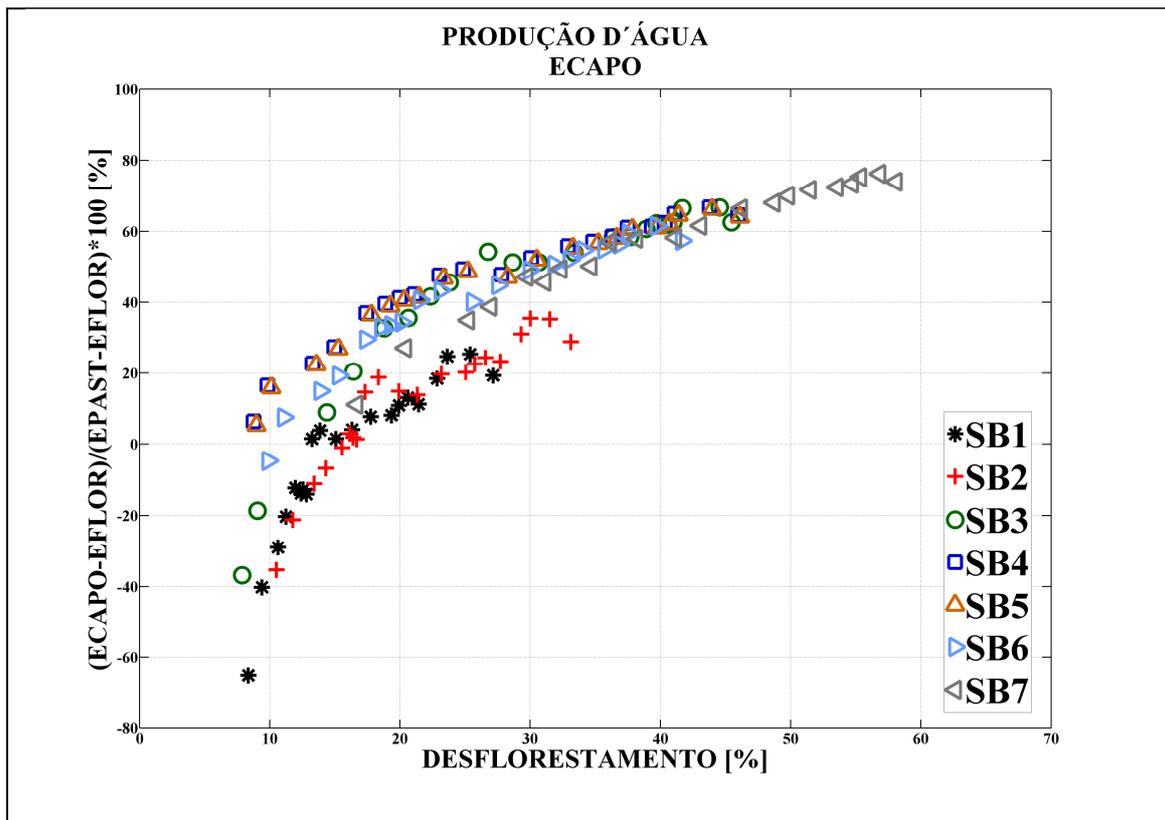


Figura 5.12: Redução no impacto da mudança floresta-pastagem pela incorporação da vegetação secundária versus percentagem desflorestada na sub-bacia

Tabela 5.10: Comparações das tendências estatisticamente significativas nas observações e no experimento ECAPO. (+) Indica tendências positivas e (-) tendências negativas

	OBSERVAÇÕES							ECAPO						
	SB1	SB2	SB3	SB4	SB5	SB6	SB7	SB1	SB2	SB3	SB4	SB5	SB6	SB7
	91-04	90-99	91-95	91-04	90-04	95-04	93-01	91-04	90-99	91-95	91-04	90-04	95-04	93-01
AVG				+							+			
MDN	-										+			
UPQ								+						
LWQ	-	-				-					+			+
P90	-	-						+			+	+		+
P10				+										
VAR				+										
SKW	+		-							-				
KUR	+									-				
P02														
SLP														
VMX	+													
VMN	-												-	

O teste de Wilcoxon *rank sum*, aplicado às series das descargas simuladas pelos experimentos EFLOR e EPAST indica que, quando é considerada a vegetação secundária as diferenças significativas aparecem para valores de desmatamento superiores a 35% nas sub-bacias SB4, SB5, SB6 e SB7 (Figura 5.13). No caso das diferenças entre as medianas nos experimentos EFLOR e EPAST, este limiar é de 20%. Esta diferença sugere a atenuação do impacto nas descargas pela presença da vegetação secundária.

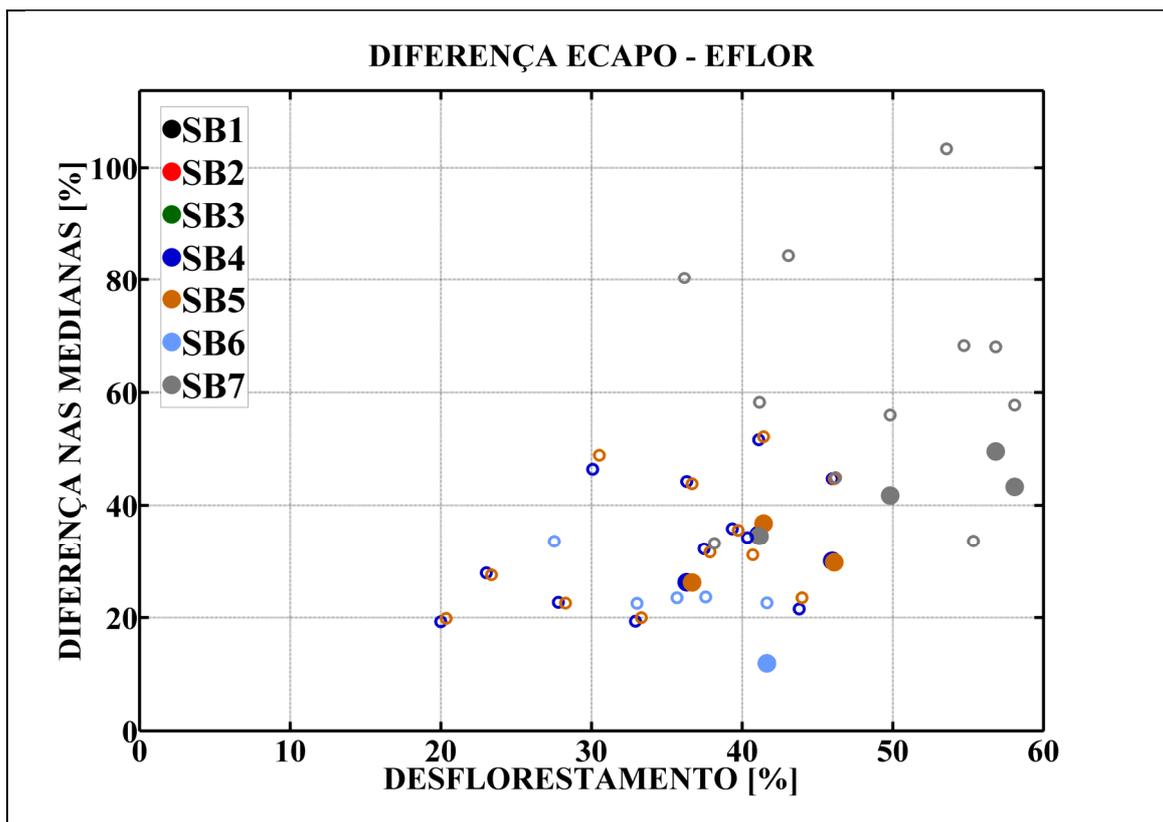


Figura 5.13: Diferenças significativas nas medianas ECAPO-EFLOR (círculos preenchidos) e EPAST-EFLOR (círculos vazios), versus a percentagem de desflorestamento na bacia.

As tendências significativas nos parâmetros hidrológicos, detectadas pelo teste de Mann-Kendall, nas séries do experimento ECAPO (Tabela 5.11), permanecem iguais às detectadas nas séries do experimento EPAST nas sub-bacias SB1, SB2 e SB3, e que foram semelhantes às encontradas no experimento EFLOR (Tabela 5.8). Na sub-bacia SB7, o parâmetro VMN apresenta uma tendência negativa, também detectada no experimento EFLOR e que não estava presente em EPAST

Tabela 5.11: Tendências nos parâmetros hidrológicos no experimento ECAPO

	SB1	SB2	SB3	SB4	SB5	SB6	SB7
	96-04	96-04	96-04	96-04	96-04	96-04	96-04
<b>ECAPO</b>							
<b>SLP</b>	+	+	+				
<b>VMN</b>			-				-

O teste Wilcoxon *rank-sum*, aplicado às séries de parâmetros hidrológicos que descrevem as curvas de permanência das descargas dos experimentos ECAPO e EFLOR apresenta diferenças significativas, com 95 % de confiança nas medianas em um número menor de parâmetros que na comparação entre EPAST e EFLOR (Tabela 5.12). AVG não apresenta diferenças significativas em nenhuma das sub-bacias, enquanto que diferenças significativas em MDN e SLP são mantidas apenas na sub-bacia SB7. Por outro lado, as diferenças em LWQ e P90, identificadas anteriormente no experimento EPAST, ainda persistem em quase todas as sub-bacias.

A mudança do uso da terra também promove diferenças na dinâmica da área saturada no modelo. Sob a consideração da mudança floresta-pastagem, no experimento EPAST, as sub-bacias apresentam alguma porcentagem de saturação durante um tempo maior que sob a consideração da vegetação prístina (Figura 5.14). Esta variação na área saturada incrementa a produção de escoamento por saturação e a evaporação desde o solo no experimento EPAST, que possuem efeitos contrários na produção d'água na bacia. Quando é incorporada a vegetação secundária nas simulações existe uma diminuição da área saturada nas sub-bacias com respeito ao experimento EPAST.

Tabela 5.12: Valores das medianas dos parâmetros hidrológicos da curva de duração (AVG: média, MDN: mediana, LWQ: quartil inferior, P90: percentil 90) nos experimentos EFLOR e ECAPO, e valores p significativos ( $p < 0.05$ ) no teste de diferenças de Wilcoxon *rank-sum* entre as séries em ambos os experimentos (Os signos (+) e (-) indicam incremento ou diminuição na mediana do parâmetro no experimento ECAPO, e as células sombreadas indicam mudanças significativas entre os experimentos EFLOR e ECAPO).

			AVG	MDN	LWQ	P90	FMS	FLV
SB4	MEDIA	EFLOR	175.9	95.63	72.33	59.08	1.44	38.9
	NA	ECAPO	193.88	111.43	83.09	68.92	1.34	34.92
	p	ECAPO VS EFLOR			(+)0.027	(+)0.008		
SB5	MEDIA	EFLOR	185.38	101.07	76.51	62.48	1.42	39.68
	NA	ECAPO	204.38	117.45	88.33	73.14	1.33	35.6
	p	ECAPO VS EFLOR			(+)0.031	(+)0.008		
SB6	MEDIA	EFLOR	321.53	186.94	137.26	111.7	1.31	46.83
	NA	ECAPO	335.26	209.62	163.14	132.42	1.22	39.7
	p	ECAPO VS EFLOR				(+)0.022		
SB7	MEDIA	EFLOR	646.14	323.65	145.36	117.49	2.06	45.62
	NA	ECAPO	734.22	411.95	191.72	149.33	1.86	56.06
	p	ECAPO VS EFLOR		(+)0.013	(+)0.001	(+)0.001	(-)0.003	(+)0.017

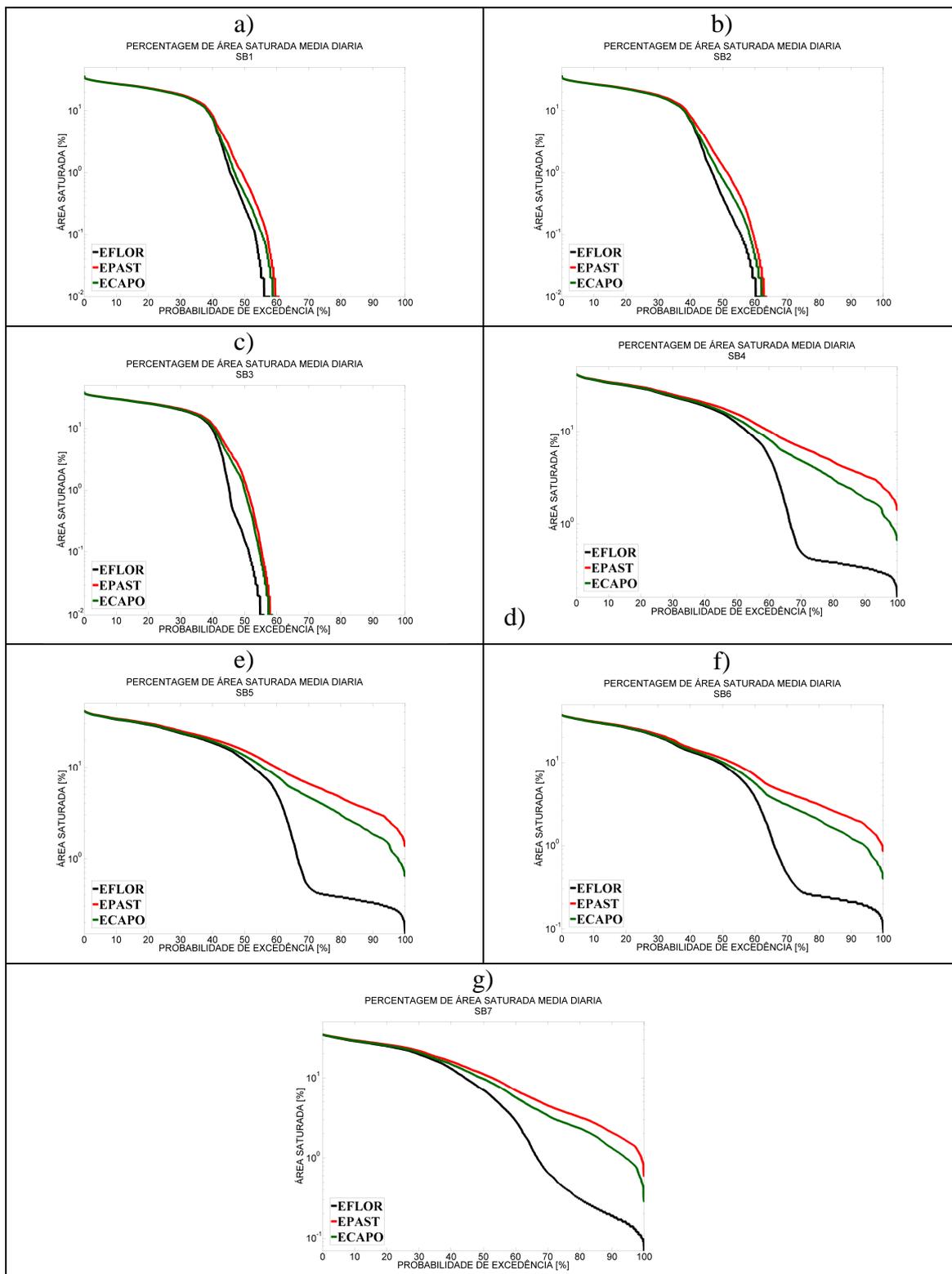


Figure 5.14: Distribuição de freqüência acumulada da percentagem de área saturada em cada sub-bacia.

#### 5.4. Discussão

O modelo mostra um bom desempenho na simulação das vazões durante o período de calibração. A qualidade da informação meteorológica afeta o desempenho do modelo durante o período de validação. Apesar do bom desempenho dos coeficientes de ajuste, não é possível verificar as tendências encontradas nas séries observadas em cada sub-bacia. Como os períodos de observações utilizados na análise de tendências nos parâmetros hidrológicos incluem parte do período de dados meteorológicos com menor qualidade, isto possivelmente afeta o desempenho do modelo em capturar tais tendências.

A incorporação da metodologia TOPMODEL dentro do modelo permite uma adequada representação dos períodos de recessão e estiagem nos hidrogramas, mas ainda preserva algumas dificuldades na estimativa de valores máximos, possivelmente relacionado com a imposição de uma recarga constante na bacia e com a necessidade do lençol se manter localmente paralelo à superfície. Esta recarga da zona saturada pode variar com a profundidade do lençol freático, fazendo com que, em regiões onde o lençol se encontra mais perto da superfície, a recarga acontece mais rapidamente que em regiões com o lençol freático mais profundo. O modelo também resulta sensível à definição do índice topográfico, principalmente em regiões planas, onde o baixo valor de inclinação pode resultar na indeterminação deste índice.

A mudança do uso do solo, de floresta para pastagem, resulta, no modelo, no incremento da produção d'água, associada com a diminuição da evapotranspiração. As diferenças na média da produção de água anual são explicadas pelas diferenças nas médias climatológicas da evapotranspiração anual (Tabela 5.13). Esta diminuição na evapotranspiração resulta na manutenção de áreas saturadas maiores por mais tempo nas sub-bacias, favorecendo a geração de escoamento.

Tabela 5.13: Diferenças na produção d'água e na evapotranspiração climatológica entre EPAST e EFLOR

	<b>SB1</b>	<b>SB2</b>	<b>SB3</b>	<b>SB4</b>	<b>SB5</b>	<b>SB6</b>	<b>SB7</b>
<b>ET<sub>EPAST</sub>-ET<sub>EFLOR</sub></b> <b>[mm]</b>	21.13	28.71	39.82	73.79	74.88	58.07	101.81
<b>VOL<sub>EPAST</sub> – VOL<sub>EFLOR</sub></b> <b>[mm]</b>	-21.61	-28.93	-40.71	-75.80	-76.91	-59.42	-103.09

As diferenças na produção d'água se incrementam na medida em que o desmatamento na bacia se incrementa, mas apresentam variabilidade inter-anual. Estas mudanças são imediatamente detectadas pelo modelo, mas apresentam valores significativos apenas nas sub-bacias maiores e para desflorestamentos maiores que 20%. Todavia, as distribuições dos parâmetros hidrológicos que descrevem às FDCs são significativamente diferentes apenas nas sub-bacias maiores. Este comportamento do modelo também contrasta com os resultados obtidos a partir das observações, onde os sinais de mudanças mais significativas foram encontrados nas bacias menores. Isto pode estar associado com os efeitos da heterogeneidade espacial dos usos da terra que afetam as respostas hidrológicas e não são explicitamente incorporados pelo modelo: a parametrização em bloco, que define apenas a percentagem de uso em cada bloco sem consideração explícita de suas interações pode estar afetando a capacidade de simulação. Ainda, as diferenças na distribuição espacial da chuva que resulta da fragmentação da paisagem, como mostrado pelas simulações do modelo regional Eta no Capítulo 4, não são incorporadas nos experimentos, o que pode também ter afetado seu desempenho.

A incorporação da vegetação secundária nas simulações diminui o impacto da transformação floresta-pastagem. Uma vez que a vegetação secundária em cada sub-bacia se incrementa muito mais lentamente que a pastagem, o efeito da vegetação secundária diminui com o incremento do desmatamento. De acordo com o modelo de estimativa de floresta secundária, a mesma atinge uma cobertura máxima de 8% da área na bacia, o que resulta suficiente para diminuir em mais de 20% o incremento na

produção d'água gerado pela mudança de uso do solo de floresta para pastagem. Por outro lado, a diminuição das áreas saturadas na célula reduz o efeito da vegetação secundária sobre a evapotranspiração total da célula.

Em sub-bacias onde a topografia é mais plana e o desmatamento atingiu porcentagens mais baixas, a troca de floresta por pastagem gera poucas diferenças na quantidade de área saturada. Desta forma, o impacto na geração de escoamento superficial é menor e o incremento na produção d'água está dado principalmente pelo incremento no fluxo subterrâneo, ocasionado pela maior perda d'água do solo através da transpiração. Nas sub-bacias com topografia mais acentuada, a mudança do uso do solo afeta principalmente o fluxo superficial. Esta diferença na propagação do impacto da mudança do uso da terra, associada com a topografia, fora também mostrada nas análises dos parâmetros hidrológicos nas séries observadas, onde os sinais do impacto aparecem preferencialmente nos parâmetros associados com as vazões máximas nas sub-bacias do oeste e nas vazões mínimas nas sub-bacias do leste (RODRIGUEZ, et al., 2010), mostrado no Capítulo 3.

As simulações sob diferentes condições de uso do solo não apresentaram nenhuma tendência significativa nos parâmetros hidrológicos analisados durante o período 1984-2004, em nenhum dos experimentos. Quando a análise de tendências é restrita ao período 1996-2004, são encontradas tendências que indicam a diminuição das vazões mínimas e o incremento da resposta rápida em algumas sub-bacias. No entanto, a maioria destas tendências já está presente na simulação considerando condições inalteradas no uso do solo, pelo que podem ser associadas com a variabilidade das variáveis meteorológicas (climatológica) utilizadas na simulação. A mudança do uso do solo de floresta para pastagem resulta, em algumas destas sub-bacias, na compensação destas tendências, em sentido contrário ao esperado, seguindo o incremento nas descargas menores mostrado pela análise dos parâmetros hidrológicos das curvas de duração das descargas.

A vegetação secundária reduz a magnitude do impacto da transformação floresta-pastagem, mas afeta principalmente ao fluxo subterrâneo. Ainda, a incorporação da vegetação secundária atua diminuindo o impacto do crescimento das descargas médias. A simulação considerando a vegetação secundária sugere que uma explicação para a ausência de tendências nas series de descargas observadas relaciona-se com a presença da vegetação secundária. Por outro lado, o incremento na evapotranspiração nas bordas dos fragmentos, processo que não foi incorporado nestas simulações, pode contribuir à resposta hidrológica no mesmo sentido da vegetação secundária, mas com um impacto potencialmente maior, uma vez que há um incremento na densidade de bordas durante grande parte do período simulado na bacia.

## CAPITULO 6

### CONCLUSÕES

O presente trabalho explora as relações potenciais entre a resposta hidrológica de uma bacia de mesoescala e a organização da paisagem resultante das mudanças do uso e cobertura da terra. As mudanças na paisagem são descritas através de índices que quantificam a percentagem de desflorestamento, a densidade de fragmentos presentes na região e a densidade de bordas associada com estes fragmentos. Apesar de que os índices apresentam variações conforme a escala espacial utilizada para o cálculo, tanto a percentagem de desflorestamento como a densidade de bordas mantêm a mesma variação interanual em diferentes escalas espaciais. As maiores diferenças são encontradas na densidade de fragmentos na resolução mais grosseira.

O comportamento dos índices captura as diferenças nos processos de ocupação da terra, principalmente entre a alta e a baixa bacia, apesar da extensão das áreas consideradas para o cálculo. As diferenças nas dinâmicas da ocupação do solo nas áreas dominadas por assentamentos rurais de agricultura de subsistência e nas áreas ocupadas por grandes produtores, relatadas na literatura (p. ex. DE SOUZA SOLER; VERBURG, 2009, ESCADA, 2003, LINHARES, 2005), são refletidas nos índices utilizados neste trabalho. A informação inerente à construção destes índices, associada com características da superfície que sabidamente impactam diferentes processos físicos (AVISSAR; PIELKE, 1989 ; AVISSAR,1992 ; DURIEUX et al., 2003 ; NEGRI et al., 2004 ; CHAGNON E BRAS, 2005 ; WANG et al., 2009, GIAMBELLUCA et al., 1997; GIAMBELLUCA et al., 1999; GIAMBELLUCA et al., 2003; ZIEGLER et al., 2004 GIAMBELLUCA, 2002; ZIEGLER et al., 2007; TOMASELLA; HODNETT, 1996; ZIMMERMANN et al., 2006; GERMER et al., 2010), e a contida na sua variabilidade histórica, associada com os processos de ocupação do solo possibilita, portanto, sua utilização no estudo de relações entre a mudança do uso do solo ocorrida na bacia e a sua resposta hidrológica.

As séries históricas dos parâmetros hidrológicos que descrevem as curvas de permanência das descargas em algumas das sub-bacias apresentam sinais de tendências no período analisado. Uma vez que as análises da precipitação média não indicam a presença de tendências significativas que possam estar associadas com o desflorestamento, o que coincide com os resultados de Espinoza Villar et al (2009b) e Marengo, (2009), esta variabilidade deve estar associada com as mudanças do uso da terra. Isto é corroborado pelas correlações entre os índices da paisagem e os parâmetros hidrológicos, que sugerem que a mudança do uso da terra é a causa mais provável pelas variações observadas na resposta hidrológica.

Nas sub-bacias menores são detectadas tendências significativas em alguns parâmetros que descrevem a resposta hidrológica das mesmas, apesar de terem sofrido uma mudança menos expressiva no uso do solo. Nestas sub-bacias é observada a diminuição das menores descargas, o incremento das descargas mais altas, e a diminuição do tempo de resposta, o que vai ao encontro dos resultados apresentados por estudos em pequenas bacias (BRUIJNZEEL, 2004; ANDRÉASSIAN, 2004, TRANCOSO, 2006). Esta mudança na resposta hidrológica pode ser o resultado da redução na permeabilidade dos solos após a conversão da floresta em pastagem ou em outros cultivos (ZIMMERMAN et al., 2006; GERMER et al., 2010); ou com o incremento da evapotranspiração associado com o efeito de bordas (GIAMBELLUCA et al., 2003), ou com o surgimento de uma vegetação secundária em áreas abandonadas (GIAMBELLUCA et al., 2002; Von RANDOW et al., 2010).

O impacto da mudança do uso do solo nas descargas observadas na bacia depende da escala. Apenas nas bacias menores as mudanças na resposta hidrológica estão relacionadas com a mudança do uso do solo, enquanto que a resposta hidrológica da bacia inteira depende principalmente da variabilidade na precipitação. Isto mostra que o impacto das mudanças do uso do solo nas descargas diminui com o tamanho da bacia, o que coincide com o sugerido por Hamilton (1990) e Wilk et al. (2001). A diluição do sinal de impacto com a área pode ser ocasionada pela integração não linear dos processos hidrológicos entre escalas, incluindo retroalimentações com o clima, e

também pela variabilidade na heterogeneidade da paisagem com a escala como sugerido por D'almeida et al. (2007).

Juntamente com a variabilidade da heterogeneidade ocasionada pela mudança do uso do solo, outras características das sub-bacias afetam a forma em que o sinal se transfere entre escalas. Na alta bacia existem diferenças na forma em que o sinal do impacto se translada nas subbacias ao leste e oeste. Na parte oeste, que apresenta inclinações mais íngremes, tendências e correlações indicam uma preferência de translado do sinal através das descargas médias e altas. Já na parte leste, com topografia menos acentuada, o sinal é encontrado nas descargas médias e baixas.

Sinais “imediatos”, ou seja, no mesmo ano hidrológico do impacto da mudança do uso do solo são detectados na descarga na alta bacia, mas desaparecem quando é considerada a bacia inteira, apesar do alto grau de degradação da floresta prístina na parte baixa da bacia. No entanto, a existência de correlações defasadas significativas entre os índices da paisagem e as descargas sugere que o impacto nas mudanças do uso do solo é temporalmente retardado pela integração de processos na grande escala, ou seja, seus efeitos podem ser detectados em anos hidrológicos subsequentes ao da mudança, o que representa um desafio para a modelagem hidrológica.

As simulações com o modelo regional Eta mostram que a heterogeneidade da superfície produz modificações na distribuição espacial da precipitação acumulada. Esta heterogeneidade também ocasiona o deslocamento dos núcleos de volumes acumulados máximos dentro da bacia. Por outro lado, as precipitações diárias e os valores acumulados em cada sub-bacia não apresentam diferenças estatisticamente significativas. A inexistência de impactos significativos nos volumes precipitados na bacia, associados com o desflorestamento, é também identificada nas séries de precipitações observadas (ESPINOZA VILLAR et al., 2009B; MARENGO, 2009). A magnitude e o sinal do impacto estão controlados fortemente pela configuração das forçantes de grande escala e pela variabilidade temporal da heterogeneidade da paisagem. A variabilidade na configuração da paisagem resulta na criação de novos fragmentos, geralmente irregulares, na vizinhança dos já existentes; a expansão destes últimos e ainda na fusão de fragmentos próximos. As diferentes configurações da superfície fazem com que os processos locais sejam integrados em diferentes formas sobre a região, o que explica os diferentes graus e sinais do impacto observados nas simulações com o modelo atmosférico. Isto sugere que, além da dependência com a escala, relatada por Saad et al (2010) existe uma dependência com a forma da heterogeneidade, como apresentado por D'almeida et al (2007). As interações locais fazem com que áreas de incremento ou diminuição da precipitação se distribuam em forma diferente dentro da região. Ainda, incrementos e diminuições da precipitação parecem se compensar na escala da bacia.

Apesar da mudança na cobertura da vegetação, a evapotranspiração acumulada no período de integração das simulações com o modelo atmosférico não apresentam diferenças significativas. O alto conteúdo de umidade no solo inicial na época úmida faz com que as taxas de evapotranspiração sejam controladas principalmente pelas condições de umidade do solo e as diferenças na evapotranspiração estão associadas às diferenças na ocorrência de eventos de precipitação. Na época seca, quando o conteúdo inicial de água no solo é menor, e a alimentação do reservatório de umidade do solo pelas precipitações é escassa, as diferenças na evapotranspiração se incrementam na medida em que o solo seca de forma diferenciada sob ambas as condições de cobertura

vegetal. O curto período de integração, insuficiente para atingir uma condição estacionária na variação d'água no solo, pode estar controlando este resultado, o que constitui uma forte limitação das simulações.

A mudança do uso do solo, de floresta para pastagem, nas simulações hidrológicas, se traduz no incremento da produção d'água. Este incremento responde principalmente às diferenças na evapotranspiração dos diferentes tipos de vegetação. O impacto da mudança do uso do solo apresenta uma variabilidade interanual, mas com uma marcada tendência de incremento nas diferenças na medida em que a perda da floresta avança. Estes resultados estão em acordo com os relatados em diferentes estudos de simulação numérica do impacto da perda da cobertura florestal em bacias (MISHRA, et al., 2010; LI et al., 2007; LEGESSE, et al., 2003; VANSHAAR et al., 2002; MATHEUSSEN et al., 2000).

Apesar do bom desempenho do modelo hidrológico no ajuste das séries de descargas, as simulações hidrológicas não foram capazes de capturar as tendências observadas nos parâmetros hidrológicos que definem as curvas de permanência de descargas nas bacias menores. Esta limitação pode estar relacionada com a qualidade da informação meteorológica, principalmente durante os primeiros anos de simulação. Por outro lado, a estrutura do modelo incorpora apenas a percentagens de cada tipo de uso do solo e não sua distribuição espacial na sub-grade (interior da grade), e também não representa processos ocasionados pela presença de fragmentos, e suas bordas, nem a interação entre os diferentes usos da terra na sub-grade, o que resulta numa limitação nas simulações. Ainda, a consideração de uma recarga constante de água no solo afeta a simulação das descargas de pico, e pode ter influenciado a simulação da variabilidade nas maiores descargas.

O modelo representa adequadamente o impacto das mudanças do uso do solo nos processos de geração do escoamento através da simulação da extensão da área saturada na bacia e de sua variação sob diferentes condições de uso do solo e de topografia, apesar de não considerar diferenças nas propriedades hidráulicas dos solos. Nas bacias

em que existe uma menor variação na extensão da área saturada, os impactos das mudanças do uso do solo se transladam principalmente através do fluxo subterrâneo, enquanto que nas sub-bacias que apresentam importantes variações na extensão de área saturada o impacto é maior no fluxo superficial. Isto coincide com as análises da variabilidade das descargas observadas. Na parte oeste da alta bacia, onde a mudança do relevo é mais brusca nas cabeceiras e existem inclinações do terreno maiores, variações significativas são encontradas nas descargas mais altas, enquanto que na parte leste, com menores inclinações do terreno e as cabeceiras dominadas por um planalto, são verificadas variações nas descargas menores.

Por outro lado, as diferenças na produção d'água nas simulações são significativas nas bacias maiores, contrariamente ao observado, e se incrementam com a percentagem desflorestada. Este comportamento é decorrente da estrutura do modelo que, apesar de incorporar uma representação não linear de processos em cada célula, a integração destes processos na escala da bacia é linear.

Nas simulações considerando a substituição da floresta por pastagem, existe um incremento significativo nas medianas de parâmetros associados com as descargas médias e mais baixas sob a consideração de mudança do uso do solo. Ainda, a substituição da floresta por pastagem resulta na diminuição da mediana da inclinação da curva de duração de descargas, o que contraria os resultados de observações em pequenas bacias. Esta contradição é superada quando é considerada a existência de floresta secundária na bacia.

A consideração de existência de floresta secundária na bacia, sob o suposto de uma taxa de transpiração maior neste tipo de vegetação que a existente na floresta prístina, como sugerido na literatura (SHUTTLEWORTH, 1998; GIAMBELLUCA, 2002), resulta na diminuição do impacto da mudança do uso do solo nas descargas. Apesar da pequena extensão de áreas de floresta secundária, de acordo com as estimativas do modelo de Neef et al (2006), a mesma responde por uma alta percentagem de compensação das perdas de evaporação pela transformação de floresta em pastagem. A magnitude deste

impacto da floresta secundária diminui na medida em que o desflorestamento se incrementa, pois este processo apresenta taxas maiores que as de abandono de áreas e conseqüente regeneração da vegetação. No entanto, este pode ser um potencial mecanismo para explicar a defasagem, e a ausência dos sinais nas séries de descargas na grande escala.

Resumindo, o impacto da mudança do uso do solo na resposta hidrológica apresenta uma dependência com a escala e com a heterogeneidade da superfície, e apresenta, ainda, uma defasagem temporal. Este é um ponto chave para a simulação hidrológica, na qual a integração linear de processos na escala da bacia dificulta a simulação deste comportamento. Ainda, a existência de um processo que incremente regionalmente a perda d'água dentro da bacia, como o comportamento fisiológico associada a uma rebrota da vegetação, pode compensar os efeitos da transformação da floresta prístina em pastagens ou cultivos. As modificações no padrão da superfície afetam a distribuição da precipitação acumulada na região e produz o deslocamento de núcleos de máximos volumes nas simulações atmosféricas. No entanto, na escala da bacia, a integração das alterações na distribuição da precipitação são compensadas, o que resulta em que o volume médio sobre a mesma não apresente impactos significativos. Ainda, a magnitude e o sinal do impacto na distribuição da precipitação e no volume precipitado dependem da interação entre a organização da superfície e a configuração do padrão de grande escala atmosférico que domina sobre a região.

Futuras pesquisas deverão focalizar em estudar de que forma os processos hidrológicos se integram entre a alta e a baixa bacia, procurando metodologias que lidem com as limitações decorrentes da falta de informações hidrológicas espacialmente detalhadas. Estes estudos devem ser conduzidos de forma a complementar uma visão de macro-escala na bacia, visando identificar os padrões de organização e de comportamento e interpretando-os em forma simples e com a parcimônia necessária para serem incorporados nos modelos hidrológicos. Outros processos, tais como os relacionados com os efeitos de bordas gerados nas fronteiras de fragmentos devem ser incorporados na simulação, uma vez que podem afetar o balanço regional d'água e controlar a ocorrência e magnitude dos impactos na resposta hidrológica. Na modelagem atmosférica, por outro lado, resulta imprescindível o desenvolvimento de simulações com alta resolução e com um tempo de integração suficiente para permitir a entrada em regime das condições hidrológicas na bacia, o que implica na utilização de maiores recursos computacionais. A representação adequada dos processos convectivos na Amazônia, e daqueles associados com a fragmentação da paisagem, também representam um desafio científico para a modelagem atmosférica de mesoescala.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANGSTROM, A. Solar and terrestrial radiation. Report to the international commission for solar research on actinometric investigations of solar and atmospheric radiation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 50, p. 121–126, 1924.

ALVALÁ, R.C.S.; GIELOW, R.; DA ROCHA, H.R.; FREITAS, H.C.; LOPES, J.M.; MANZI, O.A.; VON RANDOW, C.; 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, n. D20, 10.1029/2001JD000599, 2002.

ALVES, D.S. Characterizing landscape changes in central Rondonia using Landsat TM imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 20, p. 2877–2882, 1999.

ALVES, D.S. O processo de desflorestamento na Amazônia. **Parcerias Estratégicas**, v. 12, p. 259-275, 2001.

ALVES, D.S. An analysis of the geographical patterns of deforestation in Brazilian Amazonia in the 1991-1996 period. In: WOOD, C.H.; PORRO, R. (Ed.) **Deforestation and land use in the Amazon**. Gainesville. University Press of Florida, , 2002a, cap.3, p. 95-106.

ALVES, D.S. Space-time dynamics of deforestation in Brazilian Amazonia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, p. 2903–2908, 2002b.

ALVES, D.S.; ESCADA, M.I.S.; PEREIRA, J.L.G.; LINHARES, C.A. Land use intensification and abandonment in Rondônia, Brazilian Amazônia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, p. 899-903, 2003.

ALVES, D.S.; SKOLE, D.L. Characterizing land cover dynamics using multitemporal imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, p. 835-839, 1996.

AGENCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Nota Técnica n.º 100/2006/GEREG/SOF-ANA**. 2006. Disponível em: <[http://www.aneel.gov.br/arquivos/PDF/NT\\_DHMadeira.pdf](http://www.aneel.gov.br/arquivos/PDF/NT_DHMadeira.pdf)>. Acesso em 07 mar. 2006.

AGENCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Hidroweb**. 2006. Disponível em <[www.ana.br](http://www.ana.br)> Acesso em 07 mar. 2006.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA. SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS E INFORMAÇÕES HIDROLÓGICAS (ANEEL.SIH). **Sistemática para análise de consistência de dados fluviométrico**. Brasília, 1982. 97p. Relatório Técnico.

- ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, v. 291, p. 1-27, 2004.
- ANTHES, R.A. Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, p. 541-554. 1984.
- ARAGAO, L.E.O.C.; SHIMABUKURO, Y.E.; ESPÍRITO SANTO, F.D.B.; WILLIAMS, M. Landscape pattern and spatial variability of leaf area index in Eastern Amazonia. **Forest Ecology and Management**, v. 211, p. 240-256, 2005.
- AVISSAR, R.; PIELKE, R. A. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 2113-2136, 1989.
- AVISSAR, R.; LIU, Y. A three dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 7499-7518, 1996.
- AVISSAR, R. Conceptual aspects of a statistical-dynamical approach to represent landscape subgrid-scale heterogeneities in atmospheric models. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 2729-2742, 1992.
- BAIDYA ROY, S. Mesoscale vegetation-atmosphere feedbacks in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D20111, 2009.
- BAIDYA ROY, S.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, 8037, 2002.
- Baidya Roy S.; Weaver, C.P.; Nolan D.; Avissar, R. A preferred scale for landscape forced mesoscale circulations? **Journal of Geophysical Resources**, v. 108, doi:[10.1029/2002JD003097](https://doi.org/10.1029/2002JD003097), 2003.
- BAILEY, T. C.; GATRELL, A. C. **Interactive spatial data analysis**. Essex: Longman, 1995, 413p.
- BATHURST, J. C.; EWEN, J.; PARKIN, G.; O'CONNELL, P. E.; COOPER, J. D. Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts, 3. Blind validation for internal and outlet responses. **Journal of Hydrology**, v. 287, p. 74-94, 2004.
- BECKER, B. **Amazônia**. São Paulo: Ática, 1990. 96p. (Série Princípios, no. 192).
- BERLING-WOLFF, S.; WU, J. Modeling urban landscape dynamics: a case study in Phoenix, USA. **Urban Ecosystems**, v. 7, p. 215-240, 2004.

- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically based variable contributing area model of basin hydrology, **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 24, p. 43-69, 1979.
- BETTS, A.K.; FUENTES, J.D.; GARSTANG, M.; BALL, J.H. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rainy season. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 10.1029/2001JD000356, 2002.
- BIERREGAARD, R.O. Avian communities in the understory of Amazonian forest fragments. In: KEAST, A. **Biogeography and ecology of forest bird communities**. The Hague: SPB Academic Publishing, 1990. cap. 22, p. 333-343.
- BLÖSCHL, G.; ARDOIN-BARDIN, S.; BONELL, M.; DORNINGER, M.; GOODRICH, D.; GUTKNETCH, D.; MATAMOROS, D.; MERZ, B.; SHAND, P.; SZOLGAY, J. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows? **Hydrological Process**, v. 21, p. 1241-1247, 2007.
- BLÖSCHL, G.; GRAYSON, R. B.; SIVAPALAN, M. On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modeling. **Hydrological Processes**, v. 9, p. 313–330, 1995.
- BOSCH, J.M.; HEWLETT, J.D. A Review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapo-transpiration. **Journal Of Hydrology**, v. 55, p. 3-23, 1982.
- BRISTOW, K.L.; CAMPBELL, G.S. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 31, p. 159-166, 1984.
- BROADBENT, E.N.; ASNER G.P.; OLIVEIRA P.J.C.; KNAPP D.E.; KELLER M.; SILVA J.N. Forest fragmentation from deforestation and selective logging in the Brazilian Amazon. **Biological Conservation**, v. 141, p. 1745–1757, 2008.
- BROWN, S.; LUGO, A.E. Tropical secondary forests. **Journal of Tropical Ecology**, v. 6, p. 1-32, 1990.
- BRUIJNZEEL, L.A. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? **Agriculture Ecosystems and Environment**, v. 104, p. 185-228. 2004.
- BRUTSAERT, W. A theory for local evaporation (or heat transfer) from rough to smooth surfces at ground level. **Water Resources Research**, v. 11, p. 543-550, 1975.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. Dordrecht: Kluwer Academic, 1982. 299 p.

- BURTON, I. Vulnerability and adaptative response in the context of climate and climate change. **Climatic Change**, v. 36, p. 185-196, 1997.
- BUTTLE, J.M.; METCALFE, R.A. Boreal forest disturbance and streamflow response, northeastern Ontario. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, v. 57, p. 5–18, 2000.
- CEBALLOS, J.C. A simplified physical model for assessing solar radiation over Brazil using GOES 8 visible imagery. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, p. D02211, 2004.
- CHAGNON F.J.F.; BRAS R.L. Contemporary climate change in the Amazon. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. L13703, 2005.
- CHEN, F.; JANJIC, Z.I.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parameterization in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. **Boundary Layer Meteorology**, v. 85, p. 391-421, 1997.
- CHEN T.C.; YOON J.H.; ST. CROIX K.; TAKLE E. Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by the global circulation change. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, p. 2210–2216, 2001.
- 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.
- COE, M.T.; COSTA M.H.; SOARES-FILHO B.S. The Influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River - Land surface processes and atmospheric feedbacks. **Journal of Hydrology**, v. 369, p. 165-174, 2009.
- COLLINS, D.; AVISSAR, R. An evaluation with the Fourier amplitude sensitivity test (FAST) of which land-surface parameters are of greatest importance for atmospheric modeling. **Journal of Climate**, v. 7, p. 681-703, 1994.
- COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.G.; SILVA, B.C.; TUCCI, C.E.M. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, p. 878-895, 2007.
- COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. Simulação hidrológica de grandes bacias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 6, p. 95-118, 2001.
- COPPEDGE, B. R.; ENGLE, D. M.; FUHLENDORF, S. D.; MASTERS, R. E.; GREGORY, M. S. Landscape cover type and pattern dynamics in fragmented southern Great Plains grasslands, USA. **Landscape Ecology**, v.16, p. 677-690, 2001.

CORREIA, F.W.S.; ALVALÁ, R.C.S.; MANZI, A.O.; GIELOW, R.; KUBOTA, P.Y. Calibração do “Simplified Simple Biosphere Model – SSIB” para áreas de pastagem e floresta na Amazônia com dados do LBA. **Acta Amazônica**, v. 35, p. 283-297, 2005.

CORREIA, F.W.S.; ALVALÁ, R.C.S.; MANZI, A.O. Modeling the impacts of land cover change in Amazonian: A Regional Climate Model (RCM) simulation study. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, p. 225-244, 2007.

COTTON, W.R.; PIELKE, R.A.; WALKO, R.L.; LISTON G.E.; TREMBACK, C.J.; JIANG, H.; MCANELLY, R.L.; HARRINGTON, J.Y.; NICHOLLS, M.E.; CARRIO, G.G.; MCFADDEN, J.P. Rams 2001: current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, p. 5–29, 2003.

COSTA, M.H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J.A.; Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 283, p. 206-217, 2003.

COSTA, M.H.; FOLEY, J.A. Combined effect of deforestation and double atmospheric CO<sub>2</sub> concentration on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v. 12, p. 18-35, 2000.

COSTA, M.H.; YANAGI, S.N.M.; SOUZA, P.J.O.P.; RIBEIRO, A.; ROCHA, E.J.P.. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L07706, 2007.

CROLEY, T.E. Verifiable evaporation modeling on the Laurentian Great Lakes. **Water Resources Resources**, v. 25, p. 781-792, 1989.

CUSHMAN, S.A.; WALLIN, D.O. Rates and patterns of landscape change in the central Sikhote-alin Mountains, Russian Far East. **Landscape Ecology**, v. 15, p. 643–659, 2000.

D’Almeida, C.; Vorosmarty, C.J.; Marengo, J.A.; Hurtt, G.C., Dingman, S.L.; Keim, B.D. A water balance model to study the hydrological response to different scenarios of deforestation in Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 331, p. 125–136, 2006.

D’Almeida, C.; Vorosmarty, C.J.; Hurtt, G.C.; Marengo, J.A.; Dingman, S.L.; Keim, B.D. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 633–647, 2007.

DAVIES, H.C. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 102, p. 405–418, 1976.

DE SOUZA SOLER, L.; VERBURGD, P.H. Combining remote sensing and household level data for regional scale analysis of land cover change in the Brazilian Amazon. **Regional Environmental Change**, v. 10, p. 371-386, 2010.

DOOGE, J.C.I. Scale problems in hydrology, In: **Reflections on hydrology-** science and practice. Nathan Buras (Ed), Washington: American Geophysical Union, 1997, p. 85-145.

DOOGE, J.C.I. Looking for hydrologic laws. **Water Resources Research**, v. 22, p. 46S-58S, 1986.

DONATELLI, M.; CAMPBELL, G.A. A simple model to estimate global solar radiation. In: EUROPEAN SOCIETY FOR AGRONOMY CONGRESS,5., 1998, Nitra, Slovakia. **Proceedings...** Nitra: ESA, 1998. p. 133-134. ZIMA, M.; BARTOŠOVÁ, M.L.(Eds.)

DOYLE, M. E.; TOMASELLA, J. Experiments Using New Initial Soil Moisture Conditions and Soil Map in the Eta Model Over La Plata Basin. In: THE MEETING OF AMERICAS, 2010, Foz do Iguaçu, BR. **Proceedings...** 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3892P38>>. Acesso em: 25 fev. 2011.

DURIEUX, L.; MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H. The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. **Remote Sensing of Environment**, v. 86, p. 132-140, 2003.

EBERT, E. E.; MCBRIDE, J.L. Verification of precipitation in weather systems: Determination of systematic errors. **Journal of Hydrology**, v. 239, p. 179–202, 2000.

EK, M.B; MITCHELL, K.E; LIN, Y; ROGERS, E; GRUNMANN, P; KOREN, V; GAYNO, G; TARPLEY, J.D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 108, n.D22, Art. No. 8851, 2003.

ELSENBEER H.; NEWTON B.E. ; DUNNE, T ; DE MORAES, J.M. Soil hydraulic conductivities of latosols under pasture, forest, and teak in Rondonia, Brazil. **Hydrological Processes**, v. 13, p. 1417–1422, 1999.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Estudo expedito de solos do Território Federal de Rondônia para fins de classificação, correlação e legenda preliminar**. Rio de Janeiro: Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos - EMBRAPA, 1980. 145p. (EMBRAPA-SNLCS. Boletim Técnico n. 73).

ESCADA, M.I.S. **Evolução de padrões da terra na região centro-norte de Rondônia**. 2003.166p. (INPE-10209-TDI/899). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2003. Disponível em <http://iris.sid.inpe.br:1912/rep-/sid.inpe.br/jeferson/2003/06.30.13.3> Acesso em: 20 Abril de 2006.

ESPINOZA VILLAR, J.C.; GUYOT, J.L.; RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; FILIZOLA, N.; FRAIZY, P.; LABAT, D.; DE OLIVEIRA, E. ORDONEZ, J.J.; VAUCHEL, P. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004), **Journal of Hydrology**, v. 375, p. 297-311, 2009a.

ESPINOZA VILLAR, J.C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J.L.; COCHONNEAU, G.; NAZIANO, F.; LAVADO, W.; DE OLIVEIRA, E.; POMBOSA, R.; VAUCHEL, P. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 1574–1594, 2009b.

FEARNSIDE, P.M. Deforestation in Brazilian Amazonia: the effect of population and land tenure. **Ambio**, v. 22, p. 537–545, 1993.

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

FEDERAÇÃO DAS INDÚSTRIAS DO ESTADO DE RONDÔNIA (FIERO). **Rondônia**: perfil socioeconômico industrial. Porto Velho: FIERO;SEBRAE/RO, 2003, 422p.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M.A.F.; LYRA, R.F. DA F.; NOBRE, C.A.; DOLMAN, A.J.; GASH, J.H.C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 47-59, 2004.

FORMAN, R.T.T. **Land mosaics**: the ecology of landscapes and regions. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 656 p.

FORTIN, M.J.; BOOTS, B.; CSILLAG, F.; REMMEL, T.K. On the role of spatial stochastic models in understanding landscape indices in ecology. **Oikos**, v. 102, p. 203–212, 2003.

FROHN, R. C.; HAO, Y. Landscape metric performance in analyzing two decades of deforestation in the Amazon Basin of Rondonia, Brazil. **Remote Sensing of Environment**, v. 100, p. 237-251, 2006.

GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. **Journal of Hydrology**, v. 170, p. 79-86, 1995.

GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A. Climatic effects of Amazonian deforestation: Some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, p. 823-830, 1997.

GENTRY, A. H.; LOPES-PARODI, J. Deforestation and increased flooding of the Upper Amazon. **Science**, v. 210, p. 1354-1356, 1980.

GERMER, S.; ELSENBEEER H.; MORAES, J.M. Throughfall and temporal trends of rainfall redistribution in an open tropical rainforest, south-western Amazonia (Rondônia, Brazil), **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 10, p. 383–393, 2006.

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

GIAMBELLUCA, T.W. Hydrology of altered tropical forest. **Hydrological Processes**, v. 16, p. 1665-1669, 2002.

GIAMBELLUCA, T.W.; HÖLSCHER D.; BASTOS T.X.; FRAZÃO R.R.; NULLET, M.A.; ZIEGLER, A.D. Observations of Albedo and radiation balance over post-forest land surfaces in eastern Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 10, p. 919-928, 1997.

GIAMBELLUCA, T.W.; FOX, J.; YARNASARN, S.; ONIBUTR, P.; NULLET, M.A. Dry-season radiation balance of lands covers replacing forest in northern Thailand. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 95, p. 53-65, 1999.

GIAMBELLUCA, T.W.; NULLET, M.; ZIEGLER, A.D.; TRAN, L. Latent and sensible energy flux over deforested land surfaces in the eastern Amazon and northern Thailand. **Singapore Journal of Tropical Geography**, v. 21, p. 107-130, 2000.

GIAMBELLUCA, T.W.; ZIEGLER, A.D.; NULLET, M.A.; TRUONG, D.M.; TRAN, L.T. Transpiration in a small tropical forest patch. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 117, p. 1-22, 2003.

GUPTA, H.V.; KLING, H.; YILMAZ, K.K.; MARTINEZ, G.; Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: implications for improving hydrological modeling. **Journal of hydrology**, v. 377, p. 80-91, 2009.

HAMILTON, L.S. Tropical forests: identifying and clarifying issues. an overview paper. In: TROPICAL FORESTS TASK FORCE OF THE PACIFIC ECONOMIC COOPERATION COUNCIL, 1990, Kuala Lumpur. **Proceedings...** Kuala Lumpur: Issues for the Tropical Forests Task Force of the Pacific Economic Cooperation Council, 1990. p. 25–29.

HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R.E.; DURBIDGE, T.E.; KENNEDY, P.J.; MCGUFFIE, A.J.; PITMAN, A.J. Tropical deforestation: modeling local to regional scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 7289-7315, 1993.

HENDERSON-SELLERS, A.; GORNITZ, V. Possible climatic impacts of land cover transformation, with particular emphasis on tropical deforestation. **Climatic Change**, v. 6, p. 231-257, 1984.

HODNETT, M.G.; DA SILVA, L.P.; DA ROCHA, H.R.; CRUZ SENNA, R. Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. **Journal of Hydrology**, v. 170, p.233–254, 1995.

HÖLSCHER D.; SÁ T.D.D.A.; BASTOS, T.X.; DENICH, M.; FÖLSTER, H. Evaporation from young secondary vegetation in eastern Amazônia. **Journal of Hydrology**, v. 193, p. 293-305, 1997.

HUANG, M.; LIANG, X. On the assessment of the impact of reducing parameters and identification of parameter uncertainties for a hydrologic model with applications to ungauged basins. **Journal of Hydrology**, v. 320, p. 37-61, 2006.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Normais climatológicas (1961-1990)**. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia, 1992. 84p.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **PRODES**. São José dos Campos, SP: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002. Disponível em <<http://www.obt.inpe.br/prodes/index.html>> .

JANJIC, Z. I. 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.

IORGULESCU, I.; MUSY, A. Generalization of TOPMODEL for a power law transmissivity profile. **Hydrological Processes**, v. 11, p. 1353–1355, 1997.

Janjic, Z. I. 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.

JARVIS, N.J. A simple empirical model of root water uptake. **Journal of Hydrology**, v. 107, p. 57-72, 1989.

JENSEN, S.K.; DOMINGUE, J.O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, p. 1593–1600, 1988.

KALMA, J.D.; BATES, B.C.; WOODS, R.A. Predicting catchment-scale soil moisture status with limited field measurements. In: KALMA, J.D.; SIVAPALAN, M. (Ed.). **Scale Issues in Hydrological Modelling**. Chichester: Wiley, 1995, pp. 203–225.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.

KAPOS, V. Effects of isolation on the water status of forest patches in the Brazilian Amazon. **Journal of Tropical Ecology**, v. 5, p. 173-185, 1989.

KEARNS, F.R.; KELLY, N.M.; CARTER, J.L.; RESH, V.H. A method for the use of landscape metrics in freshwater research and management. **Landscape Ecology**, v. 20, p. 113–125, 2005.

KENDALL, M.G. **Rank correlation methods**. London, UK: Charles Griffin and Company, 1975. 196 p.

KIMBALL, H. H. Variations in the total and luminous solar radiation with geographical position in the United States. **Monthly Weather Review**, v. 47, p. 769–793, 1919.

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

LAURANCE, W. F. Do edge effects occur over large spatial scales? **Trends in Ecology and Evolution**, v. 15, p.134–135, 2000.

LAURANCE, W.F.; BIERREGAARD R.O. Jr. Preface: a crisis in the making. In: \_\_\_\_\_. **Tropical forest remnants: ecology, management and conservation of fragmented communities**. Chicago, USA: University of Chicago Press, 1997. 632 p.

LAVABRE, J.; TORRES, D.S.; CERNESSON, F. Changes in the hydrological response of a small Mediterranean basin a year after wildfire. **Journal of Hydrology**, v. 142, p. 273-299, 1993.

LEAN, J.; ROWNTREE, P.R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 119, p. 509–530, 1993.

LEGESSE, D.; VALLET-COULOMB, C.; GASSE, F. Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. **Journal of Hydrology**, v. 275, p.67-85, 2003.

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

LI, K.Y.; COE, M.T.; RAMANKUTTY, N.; DE JONG, R. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. **Journal of Hydrology**, v. 337, p. 258-268, 2007.

LIANG, X.; XIE, Z. A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models, **Advances in Water Resources**, v. 24, p. 1173–1193, 2001.

LIN, J.P.; HONG, N.M.; WU, P.J.; WU, C.F.; VERBURG, P.H. Impacts of land use change scenarios on hydrology and land use patterns in the Wu-Tu watershed in Northern Taiwan. **Landscape and Urban Planning**, v. 80, p. 111-126, 2007.

LIN, Y.P.; TENG, T.P.; CHANG, T.K. Multivariate analysis of soil heavy metal pollution and landscape patterns analysis in Changhua County in Taiwan. **Landscape and Urban Planning**, v. 62, p. 19–35, 2002.

LIN, Y.; WEI, X.H. The impact of large-scale forest harvesting on hydrology in the Willow watershed of Central British Columbia. **Journal of Hydrology**, v. 359, p. 141-149, 2008.

LINHARES, C.A. **Influência do desflorestamento na dinâmica da resposta hidrológica na Bacia do Rio Ji-paraná/RO**. 2005. 217 p. (INPE-13778-TDI/1052). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em < <http://mtc-m12.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/09.06.13.50/doc/publicacao.pdf> >. Acesso em 17 março 2006.

LORUP, J.K.; REFSGAARD, J.C.; MAZVIMAVI, D. Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: Case studies from Zimbabwe. **Journal of Hydrology**, v. 205, p. 147-163, 1998.

LUCAS, R.M.; HONZÁK, M.; DO AMARAL, I.; CURRANK, P.J.; FOODY, G.M. Forest regeneration on abandoned clearances in central Amazônia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, p. 965-988, 2002.

MACHADO, L.A. Fronteira agrícola na Amazônia. In: Becker, B. K.; CHRISTOFOLETTI, A.; DAVIDOCH, F. R.; GEIGER, R.P. P. (eds.). **Geografia e meio ambiente no Brasil**. São Paulo: Hucitec, 1998. p.181-217.

MAHFOUF, J.F.; RICHARD, E.; MASCART, P. The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. **Journal of Climatology and Applied Meteorology**, v. 26, p. 1483-1485, 1987.

MALMER, A. Water yield changes after clear-felling tropical rainforest and establishment of forest plantation in Sabah, Malaysia. **Journal of Hydrology**, v. 134, p. 77-94, 1992.

MARENGO, J.A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 79-96, 2004.

MARENGO J.A. Long term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920's. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 3236-3244, 2009.

MATHEUSSEN, B.; KIRSCHBAUM, R. L.; GOODMAN, I. A.; O'DONNELL, G. M.; LETTENMAIER, D. P. Effects of land cover change on streamflow in the interior Columbia River Basin (USA and Canada). **Hydrological Processes**, v. 14 p. 867-885, 2000.

MCGARIGAL, K.; MARKS, B.J. **FRAGSTATS**: spatial pattern analysis program for quantifying landscape structure. Portland, OR: Oregon State University - Forest Science Department, 1994. 122 p.

MELLO A.J.H.; ALVES D.S. Padrões de desflorestamento no regime fundiário de fronteira da Amazônia brasileira In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12, 2005, Goiânia, Brasil. **Anais...** São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2005, p. 3053-3060. Disponível em < <http://marte.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbsr/2005/02.12.16.31/doc/@sumario.htm>>. Acesso em 15 de set. 2008.

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

MESINGER, F. Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. **Contribution to Atmospheric Physics**, v. 50, p. 200-210, 1977.

MESINGER, F.; JANJIC, Z.I.; NICKOVIC, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D.G. The step-mountain coordinate: Model description description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 1493-1518, 1988.

MISHRA, V.; CHERKAUER, K.A.; NIYOGI, D.; LEI, M.; PIJANOWSKI, B.C.; RAY, D.K.; BOWLING, L.C.; YANG, G.X. A regional scale assessment of land use/land cover and climatic changes on water and energy cycle in the upper Midwest United States. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 2025-2044, 2010.

- MONTEITH, J.L. Evaporation and surface temperature. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 107, p. 1–27, 1981.
- MORAN, E.F.; BRONDIZIO, E.; MAUSEL, P.; WU, Y. Integrating Amazonian vegetation, land use, and satellite data. **Bioscience**, v. 44, p. 329-338, 1994.
- MOORE, R.J.; CLARKE, R.T. A distribution function approach to rainfall runoff modeling. **Water Resources Research**, v. 17, p. 1367–1382, 1981.
- MUELLER, E.N.; FRANCKE, T.; BATALLA, R. J.; BRONSTERT, A. Modeling the effects of land-use change on runoff and sediment yield for a meso-scale catchment in the Southern Pyrenees. **Catena**, v. 79, p. 288–296, 2009.
- NEEF, T.; LUCAS, R.M.; DOS SANTOS, J.R.; BRONDIZIO, E.S.; FREITAS, C.C. Area and age of secondary forests in Brazilian Amazonia 1978-2002: An empirical estimate. **Ecosystems**, v. 9, p. 609-623, 2006.
- NEGRI, A.J.; ADLER, R.F.; XU, L.; SURRATT, J. The impact of Amazonian Deforestation on Dry Season Rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1306-1319, 2004.
- NOBRE, C.; SELLERS, P.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and the regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, p. 957-988, 1991.
- OOKOUCHI, Y.; SEGAL, M.; KESSLER, R.C.; PIELKE, R.A. Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 2281-2292, 1984.
- PAN, H.L.; MAHRT, L. Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 38, p. 185-202, 1987.
- PAZ, A.R.; COLLISCHONN, W. River reach length and slope estimates for large-scale hydrological models based on a relatively high-resolution digital elevation model. **Journal of Hydrology**, v. 343, p. 127-139, 2007.
- PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Derivação de rede de drenagem a partir de dados do SRTM. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 2, p. 84-95, 2008.
- PIELKE, R.A. Land use and climate change. **Science**, v. 310, p. 1625-1626, 2005.
- PIELKE, R.A.; AVISSAR, R.; RAPAUCH, M.; DOLMAN, A.J.; ZENG, X.; DENNING, S. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. **Global Change Biology**, v. 4, p. 461-475, 1998.

PIELKE R.A.; COTTON W.R.; WALKO R.L.; TREMBACK C.J.; LYONS W.A.; GRASSO L.D.; NICHOLLS M.E.; MORAN M.D.; WESLEY D.A.; LEE T.J.; COPELAND J.H. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, p. 69–91, 1992.

PRESCOTT, J.A. Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. **Transactions Royal Society of South Australia**, v. 64, p. 114-118, 1940.

QUINN, P.; BEVEN, K.; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. **Hydrological Processes**, v. 5, p. 59–79, 1991.

RAMOS DA SILVA, R.; AVISSAR, R. The hydrometeorology of a deforested region of the Amazon basin. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, p. 1028–1042, 2006.

RANDLES, R.H. **Introduction to the theory of nonparametric statistics**. Pacific Grove, Ca : Thomson Learning, 2004. 366 p.

RICKENBACH, T.M.; FERREIRA NIETO, R.; SILVA DIAS, M. A. F.; HALVERSON, J. Modulation of convection in the western Amazon basin by extratropical baroclinical waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 107 (D20), p. 7.1-7.13, 2002.

ROBERTS, D.A.; KELLER, M.; SOARES, J.V. Studies of land-cover, land-use, and biophysical properties of vegetation in the Large Scale Biosphere Atmosphere experiment in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, p. 377-388, 2003.

ROBINSON, M.; COGNARD-PLANCQ, A.L.; COSANDEY, C.; DAVID, J.; DURAND, P.; FUHRER, H.W.; HALL, R.; HENDRIQUES, M. O.; MARC, V.; MCCARTHY, R.; MCDONNELL, M.; MARTIN, C.; NISBET, T.; O'DEA, P.; RODGERS, M.; ZOLLNER, A. Studies of the impact of forests on peak flows and baseflows: a European perspective. **Forest Ecology and Management**, v. 186, p. 85-97, 2003.

RODRIGUEZ, D.A.; TOMASELLA, J.; LINHARES, C. Is the Forest conversion to pasture affecting the hydrological response of Amazonian catchments? Signals in the Ji-Paraná Basin. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 1254-1269, 2010.

RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J. Uma melhora física no modelo de balanço hídrico operacional do CPTEC/INPE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004.

RODRÍGUES-ITURBE, I.; VALDÉS, J.B. The geomorphologic structure of hydrologic response. **Water Resources Research**, v. 15, p. 1409-1420, 1979.

ROSSATO, L.; ALVALA, R.C.S.; TOMASELLA, J. Variação espaço temporal da umidade do solo no Brasil: análise das condições médias para o período de 1971-1990. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, 113-122, 2004.

SAAD, S.I.; DA ROCHA, H.R.; DIAS, M.A.F.S.; ROSOLEM, R. Can the Deforestation Breeze Change the Rainfall in Amazonia? A Case Study for the BR-163 Highway Region. **Earth Interactions**, v. 14, 18, 2010.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M.H.; SATYAMURTY, P.; SOARES, B.S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L17709, 2007.

SAUNDERS, D.A.; HOBBS, R.J.; MARGULES, C.R. Biological Consequences of Ecosystem Fragmentation: A Review. **Conservation Biology**, v. 5, p. 18–32, 1991.

SAURA, S. Effects of remote sensor spatial resolution and data aggregation on selected fragmentation indices. **Landscape Ecology**, v. 19, p. 197-209, 2004.

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

SHUTTLEWORTH, W.J: Evaporation from Amazonian rainforest. **Proceedings of the Royal Society of London. Series B**, v. 233, p. 321-346, 1988.

SILVA DIAS, M.A.F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H. R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; ALVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and rain processes in biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, 8072, 2002.

SIRIWARDENA, L.; FINLAYSON, B.L.; MCMAHON, T.A. The impact of land use change on catchment hydrology in large catchments: The Comet River, Central Queensland, Australia. **Journal of Hydrology**, v. 326, p. 199-214, 2006.

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.; WOODS, R.A. Evaluation of the effects of general circulation models' 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 modelling**, Chichester: Wiley, 1995, pp. 453–473.

SKOLE, D; TUCKER, C. Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon - satellite data from 1978 to 1988. **Science**, v. 261, p. 1104-1104, 1993.

STERNBERG, H. O. Aggravation of floods in the Amazon River as a consequence of deforestation? **Geografiska Annaler**, v.69, p.201-220, 1987.

SWANK, W. T. Stream chemistry responses to disturbance. In: SWANK W.T.; CROSSLEY, D.A. (Eds.), **Forest Ecology and Hydrology at Coweeta** New York: Springer-Verlag, 1988. p. 339-357.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M.G. Soil hydraulic properties and van Genuchten parameters for an oxisol under pasture in central Amazonia. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. (Eds.) **Amazonian deforestation and climate**. England: John Wiley and Sons, 1996, cap. 5, p. 101-124.

TOMASELLA, J.; PACHEPSKY, Y.A.; CRESTANA, S.; RAWLS, W.J. Comparison of Two Techniques to Develop Pedotransfer Functions for Water Retention. **Soil Science Society of America Journal**, v. 67, n. 4, p. 1085, 2003.

TRANCOSO, R. **Mudanças no uso da terra e alterações na resposta hidrológica de bacias na Amazônia**. 2006. 131 p. Dissertação (Mestrado em Biologia Tropical e Recursos Naturais) – Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – Universidade Nacional do Amazonas. Manaus, 2006

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1998. 669 p.

UHL, C.; BUSCHBACHER, R.; SERRÃO, E.A.S. Abandoned pastures in eastern Amazonia. 1. Patterns of plant succession. **Journal of Ecology**, v. 76, p. 663-681, 1988.

U.S. ARMY, CORPS OF ENGINEERS. **Snow hydrology**. summary report of the snow investigations. Portland: U.S. Army, Corps of Engineers, North Pacific Division, 1956. 437 p.

VAN DER MOLEN, M.K.; DOLMAN, A.J.; WATERLOO, M.J.; BRUIJNZEEL, L.A. Climate is affected more by maritime than by continental land use change: a multiple scale analysis. **Global Planet Change**, v. 54, p.128–149, 2006.

VAN DER WEERT, R. **Hydrological conditions in Indonesia**. Jakarta, Indonesia: Delft Hydraulics, 1994. 110 p.

VANSHAAR, J. R.; HADDELAND, I.; LETTENMAIER, D. P. Effects of land-cover changes on the hydrological response of interior Columbia River basin forested catchments. **Hydrological Processes**, v. 16, p. 2499–2520, 2002.

VELJOVIC, K.; RAJKOVIC, B.; FENNESSY, M.J.; ALTSHULER, E.L.; MESINGER, F. Regional climate modeling: Should one attempt improving on the large

scales? Lateral boundary condition scheme: Any impact? **Meteorologische Zeitschrift, Fast Track**, DOI 10.1127/0941-2948/2010/0460, 2010.

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; DE OLIVEIRA, P. J.; 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. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 5-26, 2004.

VON RANDOW, RCS ; ARAÚJO, A. C.; VON RANDOW, C. V. ; TOMASELLA, J. ; HUTJES R.W. ; MAGINA, FLAVIO DE CARVALHO ; MANZI, A. O. Does secondary forest compensate the low evapotranspiration caused by conversion of forest to pasture? In: AMERICAN GEOPHYSICAL UNION -2010 MEETING OF THE AMERICAS, 2010, Foz do Iguaçu. **Abstracts...** 2010 .

WANG, J.; CHAGNON, F.J.F.; WILLIAMS, E.R.; BETTS, A.K.; RENNO, N.O.; MACHADO, L.A.T.; BISHT, G.; KNOX, R.; BRAS, R.L. Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology. **Proceeding of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 106, p. 3670–3674, 2009.

WEINSTOERFFER, J., GIRARDIN, P. Assessment of the contribution of land use pattern and intensity to landscape quality: use of a landscape indicator. **Ecological Modelling**, v. 130, p. 95–109, 2000.

WERNER, M.. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): mission overview. **Frequenz**, v. 55, p. 75–79, 2001.

WIGMOSTA, M.S.; NIJSSEN, B.; STORCK, P.; LETTENMAIER, D.P. The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model, In: Singh, V.P.; Frevert, D.K. (Ed.) **Mathematical models of small watershed hydrology and applications**. Littleton, CO: Water Resource Publications, 2002, p. 7-42.

WILCOXON, F. Individual comparisons by ranking methods. **Biometrics Bulletin**, v. 1, p. 80-83, 1945.

WILK, J.; ANDERSSON, L.; PLERMKAMON, V. Hydrological impacts of forest conversion to agriculture in large river basin in Thailand. **Hydrological Processes**. v. 15, p. 2729-2748, 2001.

WOOLDRIDGE, S.; KALMA, J.; KUCZERA, G. Parameterisation of a simple semi-distributed model for assessing the impact of land-use on hydrologic response. **Journal of Hydrology**, v. 254, p. 16-32, 2001.

WU, J. Effects of changing scale on landscape pattern analysis: Scaling relations. **Landscape Ecology**, v. 19, p. 125-138, 2004.

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

YILMAZ, K. K.; GUPTA, H. V.; WAGENER T. A process-based diagnostic approach to model evaluation: application to the NWS distributed hydrologic model, **Water Resources Research**, v. 44, W09417, 2008.

ZAR, J.H. Significance testing of the spearman rank correlation coefficient. **Journal of the American Statistical Association**. v. 67, pp. 578-580, 1972.

ZHANG, H.; HENDERSON-SELLERS, A.H.; MCGUFFIE, K. The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on climate. **Climatic Change**, v. 49, p. 309–338, 2001.

ZHAO, R.J. The Xinanjiang model applied in China. **Journal of Hydrology**, v. 135, p. 371–381, 1992.

ZHAO, R.J. AND LIU, X.R. The Xinanjiang model. In: SINGH, V.P. (Ed.) **Computer Models of Watershed Hydrology**. Highlands Ranch: Water Resources Publication, 1995. p. 215–232.

ZIEGLER, A.D.; GIAMBELLUCA, T.W.; PLONDKE, D.; LEISZ, S.; TRAN, L.T.; FOX, J.; NULLET, M.A.; VOGLER, J.B.; TROUNG, D.M.; VIEN. T.D. Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern Vietnam: Buffering of hortonian flow. **Journal of Hydrology**, v. 337, p. 52-67, 2007.

ZIEGLER, A.D.; GIAMBELLUCA, T.W.; TRAN, L.T.; VANA, T.T.; NULLET, M.A.; FOX, J.; VIEN, T.D.; PINTHONG, J.; MAXWELL, J.F.; EVETT, S. Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern Vietnam: evidence of accelerated overland flow generation. **Journal of Hydrology**, v. 287, p. 124-146, 2004.

ZIMMERMANN, B.; ELSENBEER, H.; DE MORAES, J.M. The influence of land-use changes on soil hydraulic properties: Implications for runoff generation. **Forest Ecology and Management**, v. 222, p. 29-38, 2006.

## APÊNDICE A

### O MODELO HIDROLÓGICO DE GRANDES BACIAS MGB-INPE

#### A.1. Distribuição da capacidade de armazenamento do solo dentro da célula

Seguindo a metodologia proposta por Zhao (1992) e Zhao e Liu (1995) para o modelo Xinanjiang, o MGB-INPE utiliza uma distribuição estatística da capacidade de armazenamento em cada célula (Equação A.1). A fração da área ( $f$ ) em que o valor da capacidade máxima de armazenamento ( $c$ ) é menor que um determinado valor, é definida em função das capacidades máximas ( $c_{max}$ ) e mínimas ( $c_{min}$ ), e de um parâmetro ( $b$ ) que define a forma da distribuição (Equação A.2) (Figura 1). O significado físico destes parâmetros ainda é motivo de pesquisa, mas diferentes autores têm mostrado que os parâmetros  $c_{max}$  e  $b$  estão relacionados com a profundidade do solo (SIVAPALAN; WOODS, 1995; KALMA et al., 1995; WOOLDRIGE et al., 2001). A existência desta relação sustenta a relação desta conceitualização com a geração de escoamento por excesso de saturação (LIANG; XIE, 2001). A capacidade máxima de armazenamento na camada hidrológicamente ativa ( $S_{max}$ ) corresponde ao valor médio da função de distribuição, ou seja, a área sob a curva da função de distribuição (Equação A.2) (Figura A.1).

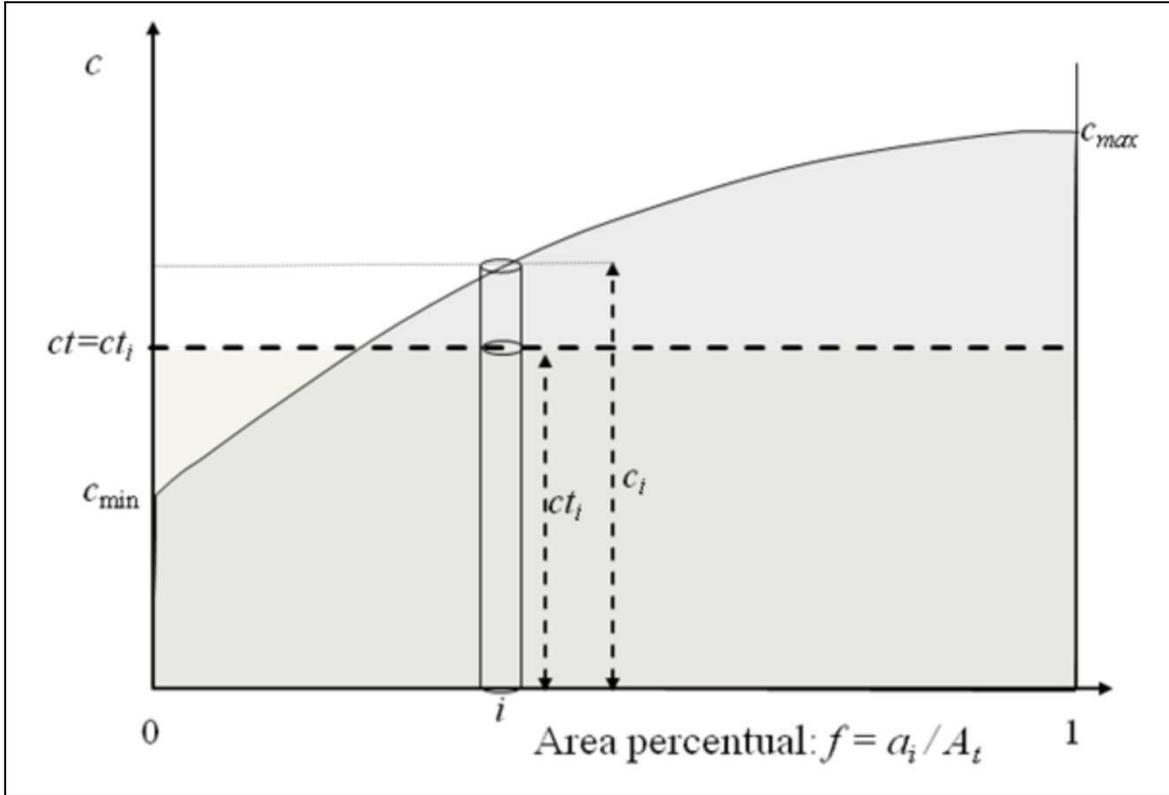


Figura A.1: Distribuição da capacidade de armazenamento na célula

$$F(c) = 1 - \left(1 - \frac{c}{c_{max} - c_{min}}\right)^{\frac{1}{b}} \quad (A.1)$$

$$c = c_{max} - c_{min}(1 - f)^b \quad (A.2)$$

$$f = \frac{a_i}{A_t} \quad (A.3)$$

$$S_{max} = \int_0^1 c \, df = c_{max} - \frac{c_{max} - c_{min}}{1 + b} \quad (A.4)$$

$$St = \int_0^1 ct \, df = ct \quad (A.5)$$

## A.2. Representação da profundidade da zona saturada e Fluxo d'água subterrâneo

Sob a consideração proposta da representação estatística do armazenamento dentro da célula, a existência de um mesmo volume armazenado em todos os pontos pressupõe que qualquer adição d'água dentro da célula será imediatamente redistribuída, levando o armazenamento em todos os pontos para um valor  $ct$  (MOORE E CLARK, 1981). Em uma bacia hidrográfica, as respostas na zona saturada e não saturada possuem uma defasagem, que depende da distância percorrida pelo fluxo (BLÖSCHL et al, 1995). Desta forma, a distribuição d'água em cada ponto estará relacionada como a profundidade da zona saturada dentro da célula, fazendo com que ambas as distribuições estejam relacionadas.

A formulação do modelo assume que a superfície do lençol freático acompanha a superfície da topografia local e que a transmissividade varia em forma não linear com a profundidade (BEVEN E KIRKBY, 1979; IORGULESCU E MUSY, 1997). Sob este suposto, o fluxo de água subterrâneo por unidade de contorno em qualquer ponto da célula ( $dsub_i$ ) pode ser definido em função do valor da transmissividade quando o lençol freático se encontra à superfície ( $Tsub$ ), o déficit de armazenamento no solo em respeito à saturação ( $Def$ ), a inclinação local da topografia ( $\tan \beta_i$ ), e de dois parâmetros:  $m$ , um parâmetro de escala, e  $\mu$ , que define a forma da relação entre transmissividade e profundidade (Equação A.6)

$$dsub_i = Tsub \tan \beta_i \left(1 - \frac{Def}{m}\right)^\mu \quad (A.6)$$

O déficit em cada ponto depende da coluna de água ( $ct$ ) armazenada no ponto, incluindo o armazenamento na região saturada e na região não saturada. A quantidade de água armazenada em um ponto na região saturada define a posição do lençol freático nesse ponto. A altura do lençol freático em cada ponto ( $z_i$ ) pode ser estimada como a

proporção da quantidade de água armazenada ( $ct_i$ ) que excede a capacidade de campo ( $cf c_i$ )

$$z_i = c_i \left( \frac{ct_i - cf c_i}{c_i - cf c_i} \right) \quad (\text{A.7})$$

Esta expressão pode ser simplificada considerando que o armazenamento correspondente à capacidade de campo no ponto ( $cf c_i$ ) é proporcional à coluna d'água armazenada máxima no ponto ( $c_i$ ), e que o coeficiente de proporcionalidade ( $\xi$ ) é espacialmente constante em toda a célula.

$$cf c_i = \xi c_i \Rightarrow z_i = \left( \frac{ct_i - \xi c_i}{1 - \xi} \right) \quad (\text{A.8})$$

Sob estas considerações o déficit no solo pode ser estimado como:

$$Def = c_i - z = \frac{c_i - ct_i}{1 - \xi} \quad (\text{A.9})$$

O fluxo de água subterrânea por unidade de contorno estará dado por:

$$d_{sub_i} = \frac{T_{sub}}{m} \tan \beta_i \left( m - \frac{c_i - ct_i}{1 - \xi} \right)^\mu \quad (\text{A.10})$$

E o déficit total d'água no solo por:

$$c_i - ct_i = m(1 - \xi) \left[ 1 - \left( \frac{d_{sub_i}}{T_{sub} \tan \beta_i} \right)^{\frac{1}{\mu}} \right] \quad (\text{A.11})$$

De acordo com o princípio do TOPMODEL (BEVEN E KIRKBY, 1979), o fluxo subterrâneo por unidade de contorno na célula será igual à recarga na área da célula

águas acima do ponto, por unidade de contorno ( $ac_i$ ). Considerando esta recarga como uma constante no espaço ( $R$ ), o fluxo subterrâneo, de acordo com os princípios do TOPMODEL, estará dado por:

$$dsub_i = R ac_i \quad (A.12)$$

E a coluna de água no solo pode ser estimada como:

$$c_i - ct_i = m(1 - \xi) \left[ 1 - \left( \frac{R}{Tsub} \lambda_i \right)^{\frac{1}{\mu}} \right] \quad (A.13)$$

$$\lambda_i = \frac{ac_i}{\tan \beta_i}$$

A relação entre  $ac_i$  e  $\tan \beta_i$  é o denominado Índice Topográfico ( $\lambda_i$ ). Calculando a média espacial sobre toda a célula chega-se a:

$$Smax - St = m(1 - \xi) \left[ 1 - \left( \frac{R}{Tsub} \right)^{\frac{1}{\mu}} \lambda_\mu \right] \quad (A.14)$$

Onde:

$$\lambda_\mu = \frac{1}{At} \int_0^{At} \lambda_i^\mu da_c \quad (A.15)$$

Eliminando a recarga ( $R$ ) ao combinar as equações da coluna de água local e da coluna d'água média na célula (Eq. A.10 e A.11) se obtêm a expressão para o fluxo subterrâneo por unidade de contorno:

$$\left(\frac{R}{Tsub}\right)^{\frac{1}{\mu}} = \frac{1}{\lambda_i^{\frac{1}{\mu}}} \left(1 - \frac{c_i - ct_i}{m(1 - \xi)}\right) = \frac{1}{\lambda_\mu} \left(1 - \frac{Smax - St}{m(1 - \xi)}\right) \quad (A.16)$$

$$dsub_i = Tsub \tan \beta_i \frac{\lambda_i}{\lambda_\mu} \left(1 - \frac{Smax - St}{m(1 - \xi)}\right)^\mu \quad (A.17)$$

O fluxo d'água subterrâneo total da célula ( $Dsub^T$ ) resulta de integrar todos os fluxos produzidos em cada ponto dentro da célula:

$$Dsub^T = \sum_i qsub_i l_i = \sum_i \frac{Tsub}{\lambda_\mu^\mu} \left(1 - \frac{Smax - St}{m(1 - \xi)}\right)^\mu \tan \beta_i \lambda_i l_i \quad (A.18)$$

Onde:

$$\sum_i \tan \beta_i \lambda_i l_i = At \quad (A.19)$$

Resultando que o fluxo subterrâneo por unidade de área na célula ( $Dsub$ ) será:

$$Dsub = \frac{Tsub}{\lambda_\mu^\mu} \left(1 - \frac{Smax - St}{m(1 - \xi)}\right)^\mu \quad (A.20)$$

Assumindo que o fluxo de água subterrâneo atinge seu máximo valor quando o armazenamento atinge a capacidade máxima, então, na equação anterior, o parâmetro  $m$  deverá ser igual à  $Smax$ . Com isto, o fluxo subterrâneo na célula resulta:

$$Dsub = \frac{Tsub}{\lambda_\mu^\mu} \left(\frac{Smax - \xi Smax}{Smax (1 - \xi)}\right)^\mu \quad (A.21)$$

### A.3. Estimativa da área saturada dentro da célula e do fluxo superficial

A parte da área da célula que se encontra saturada ( $Asat$ ) pode ser determinada a partir de:

$$\begin{aligned} ct_i > c_i - Smax (1 - \xi) \left( 1 - \lambda\mu_i \left( \frac{Dsub}{Tsub} \right)^{\frac{1}{\mu}} \right) \\ = c_i - Smax (1 - \xi) + (St - \xi Smax) \frac{\lambda_i^{\frac{1}{\mu}}}{\lambda_\mu} \end{aligned} \quad (A.22)$$

E o fluxo superficial ( $Dsup$ ) gerado na área saturada esta dado pela parte da precipitação ( $P$ ) que cai sobre a área saturada:

$$Dsup = Asat P \quad (A.23)$$

### A.4. Fluxo sub-superficial e Drenagem Profunda

A formulação do modelo hidrológico utiliza uma camada de solo superior, de espessura uniforme ( $D$ ), responsável pelo retardo entre a infiltração e a recarga profunda. O fluxo lateral por unidade de contorno ( $dss_i$ ) nesta camada é estimado como:

$$dss_i = \alpha D Kss \tan \beta_i \left( \frac{css_i}{SSmax} \right)^\eta \quad (A.24)$$

Onde  $Kss$  é a condutividade hidráulica saturada da camada superior,  $D$  é sua espessura,  $SSmax$  seu armazenamento máximo,  $css_i$  é a coluna d'água no ponto  $i$  desta camada,  $\eta$  é o parâmetro de Brooks-Corey, e  $\alpha$  é um parâmetro que considera a anisotropia do solo.

O fluxo total por unidade de área através da camada superior para um ponto determinado ( $dsst_i$ ) é calculado considerando uma condição de drenagem livre:

$$dsst_i = Kss \left( \frac{css_i}{SSmax} \right)^\eta \quad (A.25)$$

A qual, combinada com a equação 21, resulta em:

$$dss_i = \alpha D \tan \beta_i dsst_i \quad (A.26)$$

E sob a condição quase estacionária considerada no TOPMODEL aplicada ao fluxo sub-superficial:

$$dss_i = R ac_i \quad (A.27)$$

$$\frac{R ac_i}{\tan \beta_i} = \alpha D dsst_i \Rightarrow dsst_i = \frac{R}{\alpha D} \lambda_i \quad (A.28)$$

O fluxo médio por unidade de área através da camada superior é obtido através da integração da relação anterior sobre toda a área da célula:

$$Dsst = \frac{R}{\alpha D} \lambda \Rightarrow dsst_i = Dsst \frac{\lambda_i}{\lambda} \quad (A.29)$$

E a coluna d'água na camada superior do solo pode ser então expressa como:

$$css_i = SSmax \left( \frac{Dsst}{\lambda Kss} \right)^{\frac{1}{\eta}} \lambda_i \quad (A.30)$$

Onde:

$$\lambda_i = \left( \frac{ac_i}{\tan \beta_i} \right)^{\frac{1}{\eta}} \quad (A.31)$$

A partir desta, é possível obter o armazenamento médio na camada superior da célula ( $SSt$ ), e então a expressão para o cálculo do fluxo através da camada superior ( $Dsst$ ), realizando integração da equação 26 sobre toda a célula:

$$SSt = SSmax \left( \frac{Qt}{\lambda Kss} \right)^{\frac{1}{\eta}} \lambda_{\eta} \quad (A.32)$$

$$Dsst = \frac{Kss \lambda}{\lambda_{\eta}^{\eta}} \left( \frac{SSt}{SSmax} \right)^{\eta} \quad (A.33)$$

Por outro lado, combinando as equações 22 e 25, a expressão para estimar o fluxo sub-superficial num dado ponto fica:

$$dss_i = \alpha D \tan \beta_i Dsst \frac{\lambda_i}{\lambda} \quad (A.34)$$

O qual, integrado sobre toda a área da célula, resulta no fluxo sub-superficial por unidade de área em toda a célula:

$$Dss = \frac{\alpha D Dsst}{\lambda} = \frac{\alpha D Kss}{\lambda_{\eta}^{\eta}} \left( \frac{SSt}{SSmax} \right)^{\eta} \quad (A.35)$$

A diferença entre  $Dsst$  (equação 28) e  $Dss$  (equação 30) será a drenagem profunda ( $Dv$ ) que contribui desde a camada superior para a inferior e alimenta o fluxo subterrâneo:

$$Dv = \frac{Kss \lambda}{\lambda_{\eta}^{\eta}} \left( \frac{SSt}{SSmax} \right)^{\eta} \left( 1 - \frac{\alpha D}{\lambda} \right) \quad (A.36)$$

## A.5. Evaporação e Transpiração

A evaporação de superfície livre é calculada através da metodologia de Penman:

$$E_0 = \frac{1}{L_v} \frac{\delta(R_n - G) + \frac{\rho c_p (e_a - e_d)}{r_a}}{\delta + \gamma} \quad (\text{A.37})$$

Onde  $L_v$  é o calor latente de vaporização,  $\delta$  é a inclinação da curva de pressão de vapor,  $\gamma$  é a constante psicrométrica,  $R_n$  é o saldo de radiação líquida,  $G$  é fluxo de calor no solo,  $\rho$  a densidade atmosférica,  $c_p$  o calor específico do ar úmido,  $e_a$  a pressão de vapor de saturação,  $e_d$  a pressão de vapor, e  $r_a$  a resistência aerodinâmica.  $r_a$  é calculada de acordo com a teoria de Monin-Obukhov, considerando uma atmosfera estável e um perfil de vento logarítmico. As alturas de rugosidade e de deslocamento do perfil vertical são calculadas em função da altura da vegetação de acordo com Monteith (1981), Brutsaert (1982) e Brutsaert (1975).

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{Z_m - D_0}{Z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{Z_h - D_0}{Z_{0v}}\right)}{k^2 u} \quad (\text{A.38})$$

$$D_0 = \frac{2}{3} Z_{veg} \quad (\text{A.39})$$

$$Z_{0m} = 0.123 Z_{veg} \quad (\text{A.40})$$

$$Z_{0h} = 0.0123 Z_{veg} \quad (\text{A.41})$$

Onde  $Z_{veg}$  é a altura da vegetação,  $Z_m$  e  $Z_h$  são as alturas de medição do vento e da temperatura e umidade, respectivamente,  $D_0$  é o deslocamento do perfil logarítmico de vento,  $Z_{0m}$  e  $Z_{0v}$  são os comprimentos de rugosidade para o transporte de momento e de calor sensível respectivamente,  $u$  a velocidade do vento e  $k$  a constante de Von Karman. A taxa de evaporação potencial é aplicada para os armazenamentos no dossel da vegetação, as áreas de solo saturadas e as superfícies de água livre como rios, lagos, etc. A interceptação da precipitação pelo dossel é simulada através do método de Gash revisado (GASH et al., 1995). O modelo considera que a precipitação acontece como uma série de eventos discretos, cada um dos quais pode ser dividido em um período de molhamento, outro de saturação e um período de secado do reservatório. A capacidade de armazenamento do reservatório no dossel ( $PL$ ) é calculada em função da capacidade

máxima do mesmo ( $S$ ), da taxa média de evaporação desde o mesmo ( $E_0$ ) e a taxa de precipitação sobre o dossel ( $PR$ ). A capacidade máxima e a taxa de evaporação são escaladas em proporção à cobertura do dossel ( $cover$ ):

$$PL = -\frac{PR}{Ec} Sc \ln \left( 1 - \frac{Ec}{R} \right) \quad (A.42)$$

$$Sc = \frac{S}{cover} \quad (A.43)$$

$$Ec = \frac{E_0}{cover} \quad (A.44)$$

A evaporação desde o armazenamento do dossel ( $E_v$ ) é então calculada em função da relação entre o volume precipitado ( $P$ ) e o volume do armazenamento ( $PL$ ):

$$E_v = \begin{cases} PL & \Leftrightarrow P > PL \\ P & \Leftrightarrow P < PL \end{cases} \quad (A.45)$$

A evaporação desde a parte saturada da célula ( $E_{asat}$ ) é considerada ocorrer a taxa potencial, uma vez satisfeita a evaporação desde o dossel

$$E_{asat} = (E_0 - E_v) Asat \quad (A.46)$$

A energia disponível para transpiração da vegetação ( $E_{disp}$ ) é obtida subtraindo da evaporação potencial a parte já satisfeita pela evaporação desde o armazenamento no dossel e desde a região saturada do solo.

$$E_{disp} = E_0 - E_v - E_{asat} \quad (A.47)$$

A evapotranspiração potencial para cada tipo de vegetação ( $ETP$ ) é então calculada a partir deste valor considerando as resistências aerodinâmicas ( $r_a$ ) e do dossel ( $r_c$ ) correspondentes.

$$ETP = E_{disp} \frac{\delta + \gamma}{\delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (A.48)$$

Onde a resistência do dossel é calculada considerando a resistência mínima ( $r_{cmin}$ ) e o índice de área foliar ( $IAF$ )

$$r_c = \frac{r_{cmin}}{IAF} \quad (A.49)$$

O cálculo da taxa de transpiração real da vegetação no modelo considera a resistência do solo, resultante da condição de umidade no mesmo, e a distribuição de raízes da vegetação. A distribuição de raízes e a captura d'água desde o perfil do solo são resolvidas de acordo com o modelo proposto por Jarvis (1989). O modelo utiliza uma função exponencial para representar a distribuição de raízes no perfil de solo ( $FR_l$ ) como uma função da profundidade das raízes ( $DZ$ ), da profundidade da camada ( $D_l$ ) e de um parâmetro de distribuição ( $\epsilon$ )

$$FR_l = 1 - e^{-\epsilon \frac{D_l}{\Delta Z}} \quad (A.50)$$

O índice de stress em cada camada ( $\tau_l$ ) é definido como uma função do conteúdo de umidade ( $\theta_l$ ) da camada e um valor crítico ( $\theta_c$ )

$$\begin{cases} \tau_l = \frac{\theta_l}{\theta_c} \Leftrightarrow \theta_l < \theta_c \\ \tau_l = 1 \Leftrightarrow \theta_l \geq \theta_c \end{cases} \quad (A.51)$$

O stress médio no solo é definido como um índice de stress ponderado ( $\bar{\tau}$ ):

$$\bar{\tau} = \sum_l FR_l \tau_l \quad (A.52)$$

A transpiração real ( $ETR$ ) é calculada em função da relação entre o índice de stress ponderado e um índice de stress crítico ( $\tau_c$ ):

$$\begin{cases} ETR_{total} = ETP \frac{\bar{\tau}}{\tau_c} \Leftrightarrow \bar{\tau} < \tau_c \\ ETR_{total} = ETP \Leftrightarrow \bar{\tau} \geq \tau_c \end{cases} \quad (A.53)$$

Finalmente, esta transpiração é distribuída nas camadas de solo, considerando apenas a área não saturada

$$ETR_l = (1 - Asat) \frac{FR_l \tau_l}{\bar{\tau}} \quad (A.54)$$

#### A.6. Translado dos fluxos nas células

Os fluxos superficial ( $Dsup$ ), sub-superficial ( $Dss$ ) e subterrâneo ( $Dsub$ ) sofrem um retardo e amortecimento no seu caminho dentro da célula até atingir o canal. Este efeito é representado no modelo através de reservatórios lineares simples. O volume d'água em cada um dos reservatórios da célula, em um determinado momento, é calculado agregando ao volume de água do reservatório no início do passo de tempo o volume produzido por cada um dos blocos de uso do solo.

$$Vsup^t = Vsup^{t-1} + \Delta t \sum_{j=1}^{nb} Dsup_j^t \quad (A.55)$$

$$Vss^t = Vss^{t-1} + \Delta t \sum_{j=1}^{nb} Dss_j^t \quad (A.56)$$

$$Vsub^t = Vsub^{t-1} + \Delta t \sum_{j=1}^{nb} Dsub_j^t \quad (A.57)$$

Onde  $Vsup$ ,  $Vss$  e  $Vsub$  são os volumes dos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo. Os índices  $t$  e  $t-1$  indicam o final e o início do passo de tempo atual,

enquanto que  $j$  integra a produção de cada bloco de uso do solo até o número total de tipos de blocos definidos ( $nb$ ). O volume d'água gerado por cada escoamento é afetado por um tempo de retardamento antes de atingir o canal

$$Q_{sup} = \frac{1}{T_{sup}} V_{sup} \quad (\text{A.58})$$

$$Q_{ss} = \frac{1}{T_{ss}} V_{ss} \quad (\text{A.59})$$

$$Q_{sub} = \frac{1}{T_{sub}} V_{sub} \quad (\text{A.60})$$

Desta forma,  $Q_{sup}$ ,  $Q_{ss}$ , e  $Q_{sub}$  são as vazões de saída dos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente, e  $T_{sup}$ ,  $T_{ss}$  e  $T_{sub}$  representam os tempos de retardo de cada um destes reservatórios. A vazão aportada pela célula ao canal ( $Q_{cel}$ ) é igual a soma das saídas dos três reservatórios

$$Q_{cel} = Q_{sup} + Q_{ss} + Q_{sub} \quad (\text{A.61})$$

#### A.7. Translado na rede de drenagem

A representação do translado da onda na rede de drenagem do modelo é similar a proposta no modelo MGB-IPH (COLLISCHONN et al., 2007). O modelo diferencia entre células de cabeceira, que não possuem nenhum canal e nas quais o translado é apenas aquele dos reservatórios lineares e os restantes das células que possuem um canal conformando a rede de drenagem. Nestas células o translado de onda é realizado seguindo a metodologia de Muskingam-Cunge, como proposto por Tucci (1998). O método relaciona a vazão de saída de um trecho de canal ( $QR_s^t$ ), num determinado intervalo de tempo, com as vazões de entrada ( $QR_e^{t-1}$ ) e saída ( $QR_s^{t-1}$ ) no canal no tempo anterior e a vazão de entrada no mesmo tempo ( $QR_e^t$ ):

$$QR_s^t = C_1 QR_e^{t-1} + C_2 QR_e^t + C_3 QR_s^{t-1} \quad (\text{A.62})$$

Os coeficientes  $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  são obtidos de acordo com:

$$C_1 = \frac{2 K X + \Delta t}{2 K (1 - X) + \Delta t} \quad (\text{A.63})$$

$$C_2 = \frac{\Delta t - 2 K X}{2 K (1 - X) + \Delta t} \quad (\text{A.64})$$

$$C_3 = \frac{2 K (1 - X) - \Delta t}{2 K (1 - X) + \Delta t} \quad (\text{A.65})$$

Onde  $X$  é um parâmetro de espaço,  $K$  um parâmetro de tempo e  $\Delta t$  o intervalo de tempo de cálculo. De acordo com Tucci (1998), os parâmetros  $X$  e  $K$  do modelo podem ser relacionados com as características físicas do trecho de canal através de

$$X = \frac{1}{2} - \frac{Q_0}{B_0 S_0 c_0 \Delta x} \quad (\text{A.66})$$

$$K = \frac{\Delta x}{c_0} \quad (\text{A.67})$$

Onde  $\Delta x$  é o comprimento do trecho de canal,  $Q_0$  é a vazão de referência,  $S_0$  a declividade do trecho de canal,  $B_0$  a largura do mesmo e  $c_0$  a celeridade cinemática de onda obtida como

$$c_0 = \frac{5 Q_0^{0.4} S_0^{0.3}}{3 n^{0.6} B_0^{0.4}} \quad (\text{A.68})$$

Onde  $n$  é o coeficiente de rugosidade de Manning.

De acordo com Tucci (1998), a precisão da metodologia de Muskingum-Cunge depende da escolha dos valores de  $\Delta t$  e  $\Delta x$ , de forma que seja satisfeita a relação:

$$\frac{Q_0}{B_0 S_0 c_0} + 0.8(c_0 \Delta t)^{0.8} \Delta x^{0.2} - \Delta x = 0 \quad (\text{A.69})$$

O modelo utiliza o método de Newton-Rhapson para determinar os valores de  $\Delta t$  e  $\Delta x$  que satisfazem esta solução.

## APÊNDICE B

### CÁLCULO DO ÍNDICE TOPOGRÁFICO

A área relativa da célula que aporta para uma determinada vertente ( $\Delta A$ ) é calculada como:

$$\Delta A_i = \frac{AL_i \tan \beta_i}{\sum_{j=1}^n (L_j \tan \beta_j)} \quad (\text{B.1})$$

Sendo  $n$  o número total de direções,  $A$  é a área total acumulada para a célula,  $\tan \beta_i$  é a inclinação na direção da vertente  $i$ , e  $L_i$  é a longitude de contorno na mesma direção. O termo comum a todas as vertentes pode ser separado como:

$$C = \frac{A}{\sum_{j=1}^n (L_j \tan \beta_j)} \Rightarrow \Delta A_i = CL_i \tan \beta_i \quad (\text{B.2})$$

A inclinação representativa das vertentes numa célula ( $\tan \beta$ ) é definida como a média ponderada das inclinações de cada vertente:

$$\tan \beta = \frac{\sum_{j=1}^n (L_j \tan \beta_j)}{\sum_{j=1}^n L_j} \quad (\text{B.3})$$

O índice topográfico na célula é calculado em função da área de aporte por unidade de contorno e da inclinação representativa na célula, o que resulta em:

$$\ln \left( \frac{a_c}{\tan \beta} \right) = \ln \left( \frac{1}{\tan \beta} \frac{A}{\sum_{j=1}^n L_j} \right) = \ln \left( \frac{A}{\sum_{j=1}^n (L_j \tan \beta_j)} \right) = \ln C \quad (\text{B.4})$$

Quinn et al (1991) consideraram duas longitudes de contorno para a ponderação do aporte nas diferentes direções. Os valores das mesmas foram definidos em função do tamanho da grade ( $Res$ ).

$$L1 = 0.5 Res \quad (B.5)$$

$$L2 = 0.354 * Res \quad (B.6)$$

## APÊNDICE C

### ESTIMATIVA DE DADOS DE RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE À SUPERFÍCIE

Devido à escassa disponibilidade de observações de radiação solar incidente à superfície é necessário utilizar métodos empíricos de estimativa desta variável. Kimball (1919) sugeriu que a fração de horas de sol está relacionada com a radiação solar global e Angstrom (1924) propôs uma das primeiras formulações empíricas para esta relação. A formulação de Angstrom relaciona a razão de insolação com a razão entre radiação solar global e radiação solar total sob céu claro. No mesmo sentido, Prescott (1940) propôs uma formulação empírica que relaciona a razão de insolação com a razão entre radiação solar global e a radiação solar no topo da atmosfera. Por outro lado, Croley (1989) e o Corpo de Engenheiros dos Estados Unidos (U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS – 1956) propuseram relações empíricas entre a radiação solar incidente e a nebulosidade. Formulações mais recentes utilizam informações de temperaturas do ar máxima e mínima, em geral com maior disponibilidade de observações, para a estimativa da radiação solar global (BRISTOW; CAMPBELL, 1984; DONATELLI; CAMPBELL, 1998).

Durante o período considerado neste estudo, a informação meteorológica disponível na região da bacia de Ji-Paraná é escassa. De todas as variáveis que poderiam ser relacionadas para o cálculo da radiação solar incidente à superfície, apenas a cobertura de nuvens, em octas, apresenta um registro contínuo em algumas estações durante o período de análises. Os dados de radiação solar global para todo o período foram, então, estimados a partir de informação de nebulosidade existente no banco de dados do CPTEC.

Uma função de estimativa foi ajustada para o período 1998-2008, considerando dados de radiação solar global diária obtidos de satélites e dados de nebulosidade em estações climatológicas. Os dados de nebulosidade observados foram correlacionados com os valores da relação entre Radiação no topo da atmosfera ( $R_a$ ) e radiação solar global ( $R_s$ )

à superfície obtidas a partir de informações de satélite (CEBALLOS et al., 2004). Foram identificadas seis estações com informações de nebulosidade (Tabela C.1) durante o período 1998-2008. Para cada uma das octas de nebulosidade foi calculado o valor médio da relação  $R_s/R_a$ , e ajustada uma função hiperbólica (Eq. C.1 e Fig. C.1) entre estes valores e os de nebulosidade. A relação ajustada foi aplicada aos dados de nebulosidade do período completo, obtendo os valores de radiação solar global para alimentar o modelo. As séries diárias de radiação solar global calculadas para o período 1998-2008 apresentam uma correlação razoável com as observações ( $R^2 = 0.51 - 0.64$ ).

$$\frac{R_s}{R_a} = a - \frac{b \sinh\left(c \left[\frac{n}{8} - 1\right]\right)}{\sinh(c)} \quad (\text{C.1})$$

Tabela C.1: Estações Climatológicas

<b>Estação</b>	<b>Código</b>	<b>Lat</b>	<b>Lon</b>
Porto Velho	82824	-8.76	-63.88
Porto Velho	82825	-8.76	-63.91
São Joaquim	85104	-13.06	-64.08
Trinidad	85154	-13.75	-64.80
San Ramón	85109	-13.0	-64.0
Magdalena	85114	-13.0	-64.0

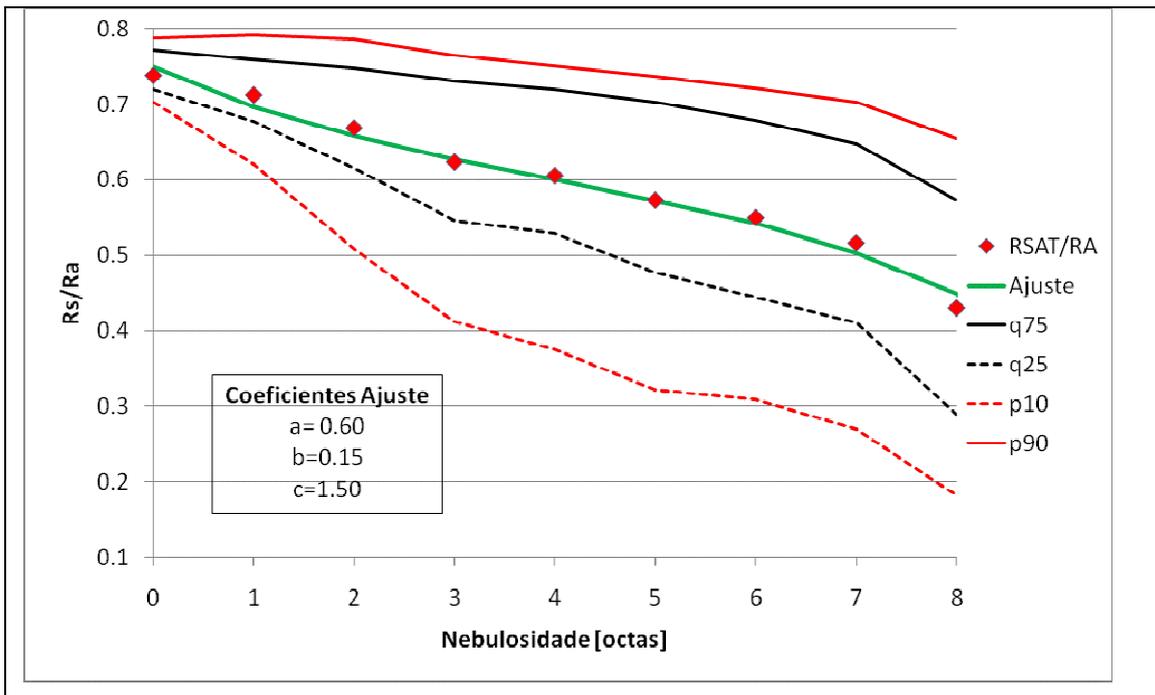


Figura C.1: Ajuste da relação  $R_s/R_a$  versus nebulosidade. Os pontos vermelhos representam valores médios estimados para cada octa de nebulosidade. As linhas vermelhas representam os percentiis 10 (traço) e 90 (contínuo), e as linhas pretas os quartiis inferior (traço) e superior (contínuo).



## APÊNDICE D

### VALORES DOS PARÂMETROS UTILIZADOS NO MODELO HIDROLÓGICO

Tabela D.1: Valores dos parâmetros do solo para 1 m de profundidade

GRUPO	$C_{max}$ [mm]	$C_{min}$ [mm]	$B$	$T_{sub}$ [ $\frac{mm^2}{dia}$ ]	$KSS$ [ $\frac{mm}{dia}$ ]	$\eta$	$SSMAX$ [mm]	$CSI$
1	241.6	5.3	0.20	184.8	1.6	7.05	241.6	0.35
2	256.8	19.9	0.20	508.4	2.4	7.24	256.8	0.35
3	292.9	9.4	0.20	251.6	3.5	7.16	292.9	0.35
4	309.0	11.0	0.20	267.0	3.5	6.78	309.0	0.35

Tabela D.2: Valores de albedo mensais

TIPO	MES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		PASTAGEM	0.190	0.200	0.250	0.200	0.210	0.220	0.215	0.210	0.195	0.190	0.185
FLORESTA PRISTINA		0.125	0.115	0.110	0.120	0.125	0.130	0.135	0.138	0.138	0.138	0.130	0.125
FLORESTA SECUNDARIA < 5 ANOS		0.140	0.140	0.140	0.140	0.140	0.140	0.140	0.140	0.140	0.140	0.140	0.140
FLORESTA SECUNDARIA 5 A 15 ANOS		0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130
FLORESTA SECUNDARIA > 15 ANOS		0.125	0.125	0.125	0.125	0.125	0.125	0.125	0.125	0.125	0.125	0.125	0.125

Tabela D.3: Valores de índice de área foliar mensais

TIPO	MES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		PASTAGEM	2.94	3.26	3.58	3.9	3.31	2.55	2.13	1.55	1.66	1.98	2.3
FLORESTA PRISTINA	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97
FLORESTA SECUNDARIA < 5 ANOS	3.46	3.46	3.46	3.46	3.46	3.46	3.46	3.46	3.46	3.46	3.46	3.46	3.46
FLORESTA SECUNDARIA 5 A 15 ANOS	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50
FLORESTA SECUNDARIA > 15 ANOS	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97

Tabela D.4: Valores de altura da vegetação mensais

TIPO	MES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		PASTAGEM	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60
FLORESTA PRISTINA		30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
FLORESTA SECUNDARIA < 5 ANOS		20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
FLORESTA SECUNDARIA 5 A 15 ANOS		30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
FLORESTA SECUNDARIA > 15 ANOS		30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30

Tabela D.5: Valores de altura da vegetação mensais

TIPO	MES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		PASTAGEM	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60
FLORESTA PRISTINA		30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
FLORESTA SECUNDARIA < 5 ANOS		20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
FLORESTA SECUNDARIA 5 A 15 ANOS		30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
FLORESTA SECUNDARIA > 15 ANOS		30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30

Tabela D.6: Valores de cobertura da vegetação mensais

TIPO	MES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		PASTAGEM	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85
FLORESTA PRISTINA		0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
FLORESTA SECUNDARIA < 5 ANOS		0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90
FLORESTA SECUNDARIA 5 A 15 ANOS		0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92
FLORESTA SECUNDARIA > 15 ANOS		0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95

Tabela D.7: Valores de capacidade máxima do dossel

TIPO	MES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		PASTAGEM	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
FLORESTA PRISTINA		1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03
FLORESTA SECUNDARIA < 5 ANOS		1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03
FLORESTA SECUNDARIA 5 A 15 ANOS		1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03
FLORESTA SECUNDARIA > 15 ANOS		1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03

Tabela D.8: Valores de profundidade das raízes

TIPO	MES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		PASTAGEM	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
FLORESTA PRISTINA	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
FLORESTA SECUNDARIA < 5 ANOS	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
FLORESTA SECUNDARIA 5 A 15 ANOS	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
FLORESTA SECUNDARIA > 15 ANOS	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00



**APÊNDICE E**  
**VALORES DOS PARÂMETROS CALIBRADOS NO MODELO**  
**HIDROLÓGICO**

Tabela E.1: Valores calibrados dos parâmetros do solo

	GRUPO	$C_{max}$ [mm]	$C_{min}$ [mm]	$B$	$T_{sub}$ [ $\frac{mm^2}{dia}$ ]	$\mu$	$KSS$ [ $\frac{mm}{dia}$ ]	$\eta$	$\alpha$	$SSMAX$ [mm]	$CSI$
SB1	1	1932.80	5.30	0.10	129.36	1.00	1.60	7.05	1.00	72.48	0.35
	2	2054.40	19.90	0.10	355.88	1.00	2.40	7.24	1.00	77.04	0.35
	3	2343.20	9.40	0.10	176.12	1.00	3.50	7.16	1.00	87.87	0.35
	4	2472.00	11.00	0.10	186.90	1.00	3.50	6.78	1.00	92.70	0.35
SB2	1	1932.80	5.30	0.10	92.40	1.00	1.60	0.00	1.00	72.48	0.35
	2	2054.40	19.90	0.10	254.20	1.00	2.40	0.00	1.00	77.04	0.35
	3	2343.20	9.40	0.10	125.80	1.00	3.50	0.00	1.00	87.87	0.35
	4	2472.00	11.00	0.10	133.50	1.00	3.50	0.00	1.00	92.70	0.35
SB3	1	966.40	5.30	0.10	92.40	1.00	1.60	7.05	1.00	72.48	0.35
	2	1027.20	19.90	0.10	254.20	1.00	2.40	7.24	1.00	77.04	0.35
	3	1171.60	9.40	0.10	125.80	1.00	3.50	7.16	1.00	87.87	0.35
	4	1236.00	11.00	0.10	133.50	1.00	3.50	6.78	1.00	92.70	0.35
SB4	1	1932.80	5.30	0.20	12.94	1.30	1.60	7.05	1.00	120.80	0.35
	2	2054.40	19.90	0.20	35.59	1.30	2.40	7.24	1.00	128.40	0.35
	3	2343.20	9.40	0.20	17.61	1.30	3.50	7.16	1.00	146.45	0.35
	4	2472.00	11.00	0.20	18.69	1.30	3.50	6.78	1.00	154.50	0.35
SB5	1	1932.80	5.30	0.20	36.96	1.00	1.60	7.05	1.00	241.60	0.35
	2	2054.40	19.90	0.20	101.68	1.00	2.40	7.24	1.00	256.80	0.35
	3	2343.20	9.40	0.20	50.32	1.00	3.50	7.16	1.00	292.90	0.35
	4	2472.00	11.00	0.20	53.40	1.00	3.50	6.78	1.00	309.00	0.35
SB6	1	1932.80	5.30	0.20	55.44	1.00	1.60	7.05	1.00	241.60	0.35
	2	2054.40	19.90	0.20	152.52	1.00	2.40	7.24	1.00	256.80	0.35
	3	2343.20	9.40	0.20	75.48	1.00	3.50	7.16	1.00	292.90	0.35
	4	2472.00	11.00	0.20	80.10	1.00	3.50	6.78	1.00	309.00	0.35
SB7	1	1932.80	5.30	0.20	55.44	1.00	1.60	7.05	1.00	241.60	0.35
	2	2054.40	19.90	0.20	152.52	1.00	2.40	7.24	1.00	256.80	0.35
	3	2343.20	9.40	0.20	75.48	1.00	3.50	7.16	1.00	292.90	0.35
	4	2472.00	11.00	0.20	80.10	1.00	3.50	6.78	1.00	309.00	0.35

Tabela E.2: Parâmetros do escoamento em células.

	<b>CS</b>	<b>CB [dias]</b>
<b>SB1</b>	10	80
<b>SB2</b>	10	80
<b>SB3</b>	20	80
<b>SB4</b>	10	80
<b>SB5</b>	10	60
<b>SB6</b>	10	30
<b>SB7</b>	10	30