**Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”
Universidade de São Paulo**

**O Impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso
para a rodovia Cuiabá-Santarém**

Rafael Rosolem

**Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ecologia de Agroecossistemas.**

**Piracicaba
2005**

**Rafael Rosolem
Meteorologista**

**O Impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a
rodovia Cuiabá-Santarém**

**Orientador:
Prof. Dr. HUMBERTO RIBEIRO DA ROCHA**

**Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ecologia de Agroecossistemas.**

**Piracicaba
2005**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP

Rosolem, Rafael

O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a rodovia
Cuiabá-Santarém / Rafael Rosolem. - - Piracicaba, 2005.
81 p. : il.

Dissertação (Mestrado) - - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2005.

1. Amazônia 2. Biosfera 3. Ciclo hidrológico 4. Desmatamento 5. Impacto ambiental
6. Precipitação atmosférica 7. Rodovia I. Título

CDD 634.9224

“Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor”

Aos meus pais, Antônio e Ivali Rosolem.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente aos meus pais pelo apoio, amizade e paciência em todos os momentos da minha vida.

Ao Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha por ter acreditado no meu potencial desde os tempos de graduação, e pela suas sugestões e orientação neste trabalho.

Aos professores Dr. Reynaldo Luiz Victoria e Dr^a. Maria Victoria Ramos Ballester pelo espaço concedido no Laboratório de Geoprocessamento, em Piracicaba, e também pela amizade e convivência.

Ao Prof. Dr. Britaldo Silveira Soares Filho, por disponibilizar o mapa de desmatamento, que foi fundamental para o trabalho.

Agradecimentos aos professores Dr. Pedro Leite da Silva Dias e Dr^a. Maria Assunção da Silva Dias do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, pelas sugestões propostas ao longo do trabalho.

Em especial, ao Prof. Dr. William James Shuttleworth pela sua amizade e por ter compartilhado seu vasto conhecimento hidrometeorológico da Amazônia comigo.

A todos os colegas de São Paulo, em especial à América, Carlos Raupp, Helber, Igor, Marcelo “Carioca”, Marcelo Schneider, Robinson e Santiago; e aos companheiros de laboratório em Piracicaba: André, Carol, Cátia, Erich, José Mauro, Santiago.

Aos funcionários, do IAG: Fagner, Luciana e Samuel (Computação), Marisa e Regina (Secretaria); e do Laboratório de Geoprocessamento: Neusa (Secretaria).

Aos amigos Demerval Soares Moreira, Marcos Longo e Rodrigo Gevaerd, pelo incansável apoio desde o início até o final do trabalho.

Em especial ao grande amigo Daniel de Castro Victoria, pela convivência, amizade, e pelo apoio.

À Flávia Eliane Rodrigues Rosolem, pela amizade e companheirismo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pelo auxílio concedido ao programa de Mestrado (processo número 02/11004-2).

Agradeço também à Secretaria do Programa de Ecologia de Agroecossistemas (Regina Telles) e aos funcionários da Biblioteca da ESALQ, pelo auxílio, apoio e sugestões às minhas dúvidas.

Este trabalho definitivamente não poderia ter sido elaborado por apenas uma pessoa. A convivência no IAG em São Paulo e no Laboratório de Geoprocessamento em Piracicaba, mostrou que o trabalho em grupo é, de certa forma, essencial para o desenvolvimento da pesquisa em qualquer área de estudo. Os agradecimentos são estendidos a todos os que participaram, compartilharam, criticaram positiva e negativamente; e que de certa forma puderam auxiliar na elaboração deste trabalho.

“Se depararmos com uma pessoa que levou uma flechada, não perdemos tempo nos perguntando de onde a flecha pode ter vindo, a que casta pertencia o indivíduo que a atirou; analisando de que tipo de madeira a flecha era feita, ou de que modo foi talhada a ponta da flecha. Em vez disso, deveríamos nos concentrar em arrancar a flecha imediatamente”.

- Shakyamuni, o Buda

SÚMARIO

LISTA DE FIGURAS	7
LISTA DE TABELAS	12
RESUMO.....	13
ABSTRACT	14
1 INTRODUÇÃO	15
2 DESENVOLVIMENTO	19
2.1 Metodologia.....	19
2.1.1 <i>Área de estudo</i>	19
2.1.2 <i>Cenários de controle e desmatamento</i>	22
2.1.3 <i>Configuração do modelo</i>	24
2.2 Resultados e Discussão.....	34
2.2.1 <i>Análise da variabilidade espacial</i>	34
Simulação de Controle (CTL).....	34
Cenário de desmatamento (DSM).....	39
2.2.2 <i>Circulações locais</i>	48
2.2.3 <i>Análise do ciclo diurno</i>	52
2.2.4 <i>Influência da topografia</i>	60
3 CONCLUSÕES	67
REFERÊNCIAS.....	70
APÊNDICES.....	76

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - (A) Domínio de estudo do trabalho: a área representativa da grade aninhada no modelo (área de estudo, com maior resolução) corresponde ao retângulo tracejado ao longo da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163) (veja item 2.1.3 Configuração do modelo). (B) Principais cidades e BR-163: aproximadamente 1.000 km serão pavimentados ligando a divisa dos estados do Mato Grosso e Pará, com o município de Santarém, PA (linha vermelha) (Fonte: adaptada de Alencar et al., 2004).....20
- Figura 2 - Climatologia da precipitação anual (A) e mensal (Novembro) (B), em mm. Climatologia da temperatura média anual (C) e mensal (Novembro) (D), em °C. Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia - INMET (2005).....21
- Figura 3 - Climatologia mensal da precipitação (mm) nos municípios de Belterra (PA) (preto) e Cuiabá (MT) (cinza). Fonte: Núcleo de Monitoramento Agroclimático – NURMA (2004)22
- Figura 4 - Cenários Controle (A) e Desmatamento (B) para o caso convencional no ano de 2026. As classes de cobertura de corpos d'água, floresta, e pastagem correspondem respectivamente aos pontos em preto, cinza, e branco.....23
- Figura 5 - (A) Topografia (m) e (B) distribuição dos pontos referentes às áreas chamadas Interna (pastagem) e Externa (floresta) ao domínio desmatado do cenário Desmatamento.....24
- Figura 6 – Média mensal da temperatura mínima (A) e máxima (B) (°C) para o mês de Novembro (adaptado de Climanálise, 2002). (C) Temperatura média mensal (°C) da reanálise. A área correspondente à grade externa (interna) é delimitada pelo retângulo de linhas sólidas (tracejadas)27
- Figura 7 – (A) Precipitação mensal de Novembro (mm) (adaptado de Climanálise, 2002), e (B) divergência horizontal do vento em 1.000 hPa, em s^{-1} , obtida a partir da reanálise. A área correspondente à grade externa (interna) é delimitada pelo retângulo de linhas sólidas (tracejadas)28
- Figura 8 - Localização da grade externa e interna da simulação29
- Figura 9 - Perfil vertical inicial do grau de saturação de água no solo (W).....30

- Figura 10 - Valores de umidade do solo (θ) e faixa de profundidade (Δz em mm) para cálculo da água armazenada (S).....31
- Figura 11 - (A) Campo de precipitação e (B) variação da água armazenada no solo (profundidade 1 metro) (ΔS) em mm, referentes à simulação Controle em Novembro. Note que a escala dos valores de precipitação acumulada não é linear.....35
- Figura 12 - Campos médios mensais de (A) irradiância solar incidente (K_i) e (B) saldo de radiação (R_n) em $W\ m^{-2}$, referentes à simulação Controle em Novembro.....36
- Figura 13 - Campos médios mensais de (A) fluxo de calor sensível (H) e (B) latente (LE) em $W\ m^{-2}$, referentes à simulação Controle em Novembro37
- Figura 14 - Campos médios mensais da temperatura acima do dossel (em $^{\circ}C$): (A) temperatura média, (B) temperatura mínima, e (C) temperatura máxima, referente à simulação Controle em Novembro38
- Figura 15 – Campo médio mensal da magnitude (sombreado) ($m\ s^{-1}$) e direção (linhas de corrente) do vento à superfície, referente à simulação Controle em Novembro38
- Figura 16 - Diferença (Desmatamento – Controle) de (A) precipitação acumulada, e (B) variação da água armazenada (1 metro profundidade) (ΔS) em mm, para o mês de Novembro. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B)40
- Figura 17 - Diferença (Desmatamento – Controle) de (A) irradiância solar incidente (K_i), e (B) saldo de radiação (R_n) em $W\ m^{-2}$, para o mês de Novembro. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B).....42
- Figura 18 - Diferença (Desmatamento – Controle) de (A) fluxo de calor sensível (H), e (B) latente (LE) em $W\ m^{-2}$, para o mês de Novembro. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B).....42
- Figura 19 - Diferença (Desmatamento – Controle) da temperatura média (A), mínima (B), e máxima (C) em $^{\circ}C$, para o mês de Novembro. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B).....44

- Figura 20 - Diferença (Desmatamento - Controle) da magnitude (sombreado) (m s^{-1}) e direção (linhas de corrente) da velocidade do vento média para o mês de Novembro. Apenas os valores acima de $0,02 \text{ m s}^{-1}$ são mostrados. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B).....44
- Figura 21 - Diferença (Desmatamento – Controle de (A) precipitação acumulada (mm), (B) água armazenada no solo (1 metro profundidade) (S) (mm), (C) fluxo de calor sensível (H) (W m^{-2}), (D) fluxo de calor latente (LE) (W m^{-2}), (E) temperatura média ($^{\circ}\text{C}$), (F) temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$), (G) temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$), e (H) vento (m s^{-1}). As escalas apresentam valores relativos à significância moderada ou superior do Teste *t-Student*.. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha cheia correspondente ao perímetro da Fig. 4A).46
- Figura 22 – Corte vertical na latitude 6,5 S: Campo médio mensal do horário de 17h (local), da temperatura potencial (sombreado) (θ) (K) para o caso Controle (CTL) (A), Desmatamento (DSM) (B), diferença DSM – CTL (C), e da razão de mistura do vapor d'água (sombreado) (rv) (g kg^{-1}) para o caso CTL (D), DSM (E), e diferença DSM – CTL (F). As setas indicam a velocidade vertical do vento (w) em cm s^{-1} . A região de desmatamento é destacada pelo retângulo preto no eixo x. Note que a escala de θ (K) não é linear em (A) e (B).....50
- Figura 23 – Corte vertical ,na latitude 6,5 S: Campo médio mensal, do horário de 17h (local), das linhas de corrente do vento ($u, w \cdot 100$) (m s^{-1}) para o caso Controle (CTL) (A), Desmatamento (DSM) (B), e diferença DSM – CTL (C). A região de desmatamento é destacada pelo retângulo preto no eixo x51
- Figura 24 – Esquema pictórico da formação de circulação local (célula térmica) em corte vertical Leste-Oeste sobre a rodovia BR-163. O vento predominante de Leste compõe com a formação de uma célula um pouco deslocada à oeste da bolha de calor (pastagem). Note como a velocidade do vento, acima do dossel, modifica conforme a cobertura do solo (floresta ou pastagem).52
- Figura 25 - Ciclo diurno da precipitação (mm): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões54

- Figura 26 – Ciclo diurno da irradiância solar incidente (K_i) ($W\ m^{-2}$): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões; saldo de radiação (R_n) ($W\ m^{-2}$): (D) Região interna ao desmatamento, (E) região externa ao desmatamento, e (F) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões55
- Figura 27 - Ciclo diurno do fluxo de calor sensível (H) ($W\ m^{-2}$): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões; fluxo de calor latente (LE) ($W\ m^{-2}$): (D) Região interna ao desmatamento, (E) região externa ao desmatamento, e (F) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões57
- Figura 28 - Ciclo diurno da temperatura (a 50 metros) ($^{\circ}C$): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões.....58
- Figura 29 - Ciclo diurno da velocidade do vento ($m\ s^{-1}$): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões.....59
- Figura 30 - (A) Distribuição da precipitação (mm) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (i) e externa (e). (B) Diferença DSM – CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento. (C) e (D) são respectivamente iguais a (A) e (B), apenas para água armazenada no solo (mm)61
- Figura 31 - (A) Distribuição da irradiância solar incidente (K_i) ($W\ m^{-2}$) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (i) e externa (e). (B) Diferença DSM – CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento. (C) e (D) são respectivamente iguais a (A) e (B), apenas para saldo de radiação (R_n) ($W\ m^{-2}$)63
- Figura 32 - (A) Distribuição do fluxo de calor sensível (H) ($W\ m^{-2}$) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (i) e externa (e). (B) Diferença DSM – CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento. (C) e (D) são respectivamente iguais a (A) e (B), apenas para fluxo de calor latente (LE) ($W\ m^{-2}$)64

Figura 33 - (A) Distribuição da temperatura média (a 50 metros) ($^{\circ}\text{C}$) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (*i*) e externa(*e*). (B) Diferença DSM – CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento. (C) e (D), e (E) e (F) são iguais a (A) e (B), apenas para temperatura mínima e máxima, respectivamente ($^{\circ}\text{C}$).....65

Figura 34 - (A) Distribuição da velocidade do vento (m s^{-1}) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (*i*) e externa(*e*). (B) Diferença DSM – CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento.....66

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais opções utilizadas no modelo RAMS	28
Tabela 2 – Parâmetros biofísicos de floresta tropical e pastagem, utilizados no experimento.	33
Tabela 3 - Valores médios mensais dos fluxos e variáveis de superfície da simulação Controle para o mês de Novembro de 2002	39
Tabela 4 - Valores médios, para a área desmatada e para a área não perturbada, calculados na simulação Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), a diferença (DSM – CTL) absoluta, e o percentual de aumento (+) ou diminuição (-) ocorrido no cenário DSM em relação ao cenário CTL	47

RESUMO

O Impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a rodovia Cuiabá-Santarém

Este trabalho buscou quantificar alguns impactos no ciclo hidrológico, especialmente o padrão de precipitação, decorrentes do desmatamento regional nas proximidades da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163), por meio de um experimento numérico de simulação da atmosfera com o modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), na versão brasileira (*Brazilian RAMS – BRAMS*), com alta resolução (célula de 16x16 km). Foi utilizado um cenário de desmatamento, provido por modelos empíricos de desmatamento, para o ano de 2026, numa situação sem governância, com um tempo de simulação de 40 dias entre 20 de Outubro a 30 de Novembro. Os dados de forçamento na fronteira utilizaram a reanálise do NCEP para o ano de 2002. Houve uma redução média de 7% do padrão de chuva na região após o desmatamento, na área perturbada, e não houve efeitos substanciais nas regiões além da fronteira de desmatamento como um todo. Porém, a distribuição heterogênea do uso da terra induziu à formação de uma célula térmica, sobre a região desmatada, que resultou em uma certa variabilidade espacial da chuva próxima ao setor de desmatamento. Uma célula térmica induziu o levantamento de massa (por convergência) aproximadamente acima da região desmatada, carregando vapor d'água proveniente das regiões de floresta nas adjacências, e promovendo a formação de chuva convectiva. A extensão da célula, entre os dois ramos descendentes, foi aproximadamente o dobro da extensão da faixa de desmatamento. Neste caso da BR-163, a célula foi levemente deslocada para oeste, onde ocorreu aumento da precipitação. A leste, e sobre o setor central do desmatamento, houve redução da precipitação. Notou-se uma pequena mudança na distribuição da chuva ao longo do dia no caso do desmatamento, que não mostrou um horário de máxima precipitação bem definido, e também sugeriu um pequeno aumento da chuva no período noturno. As respostas ao desmatamento ocorreram de forma diferenciada conforme a faixa de topografia analisada. Nas áreas além das fronteiras do desmatamento, houve um pequeno sinal de redução da chuva, nos setores de cota superior à 500 m.

Palavras-chave: Amazônia, biosfera, ciclo hidrológico, desmatamento, impacto ambiental, precipitação atmosférica, rodovia.

ABSTRACT

The impact of the ongoing deforestation on the hydrological cycle: a case study of the Cuiabá-Santarém highway.

This study aim was to evaluate some impacts on the hydrological cycle, specially the precipitation pattern, due to the regional deforestation along the corridor of the Cuiaba-Santarem highway (BR-163), using a high resolution (16x16 km grid) atmospheric model, the *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS), in its Brazilian version, the Brazilian RAMS or BRAMS. A deforestation scenario for 2026 has been provided by empirical models of deforestation, under no governance conditions (also known as the business-as-usual scenario) and it has been used in this study. The time length of simulation was 40 days, from October 10th to November 30th. The forcing data of 2002 were provided by the NCEP/NCAR Reanalysis Project. Mean rainfall decreased 7% in the region in which the forest was replaced by pasture. There were no substantial changes where the forest land cover was kept undisturbed. However, the rainfall showed spatial variability due to the local circulation (thermal) induced by land cover heterogeneity. Over the pasture area (deforestation), hot air rises by convergence carrying water vapor from the undisturbed forest located close to the pasture increasing the convective precipitation. This local cell is approximately twice as big as the deforestation length. In the BR-163 study case, the cell was located nearest to the west side of the land cover transition area (forest-pasture) where the rainfall rate increased. On the east side and over the deforestation area, the precipitation rate was reduced. The diurnal cycle of the precipitation has been slightly changed in the deforestation case. During the day, it was not possible to identify the rainfall maximum while at night it suggested a slightly increase of precipitation. The response of the fluxes and surface variables may be different depending on its topography level. A small rainfall reduction has been observed where the forest was kept undisturbed over 500 meters.

Keywords: Amazônia, biosphere, hydrological cycle, deforestation, environmental impact, atmospheric precipitation, highway.

1 INTRODUÇÃO

As florestas tropicais exercem uma significativa influência no clima local e global, devido aos fluxos de energia e água da superfície com a atmosfera. Correspondem a 13% da área continental global (excluindo-se a Antártida), com uma área aproximada de 17,6 milhões km². A maior fração de florestas tropicais (aproximadamente 50%) encontra-se na Amazônia, onde a precipitação geralmente acima de 2.000 mm suporta uma enorme diversidade de espécies de plantas e animais. Aproximadamente metade da precipitação sobre a Amazônia é originada através da evapotranspiração da própria floresta, enquanto que a outra metade provém do Oceano Atlântico Tropical (NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991). Nas últimas décadas, porém, o desmatamento na Amazônia avançou rapidamente, com a expansão da agricultura de soja e pastagem, principalmente nos estados do Mato Grosso e Pará (ALENCAR et al., 2004). As taxas de desmatamento desde 2002 mantiveram-se acima dos 25.000 km² (COORDENAÇÃO-GERAL DE OBSERVAÇÕES DA TERRA – OBT/INPE, 2005).

Nepstad et al. (2001) reportaram que mais de dois terços do desmatamento na Amazônia ocorre na faixa de 50 km ao redor das principais rodovias, e que a pavimentação destas estradas aumentaria o desmatamento por facilitar o acesso. Os autores ressaltam que, em circunstâncias de eventos severos de seca, a floresta pode tornar-se susceptível ao fogo, devido ao estresse hídrico no solo. Com a pavimentação, estas rodovias estariam localizadas em áreas de moderada a alta flamabilidade (NEPSTAD et al., 2004) onde os focos de incêndio poderiam ocorrer com maior frequência, e cujos efeitos poderiam até induzir a redução da precipitação (KOREN et al., 2004), retro-alimentando o estresse hídrico.

Segundo Nepstad et al. (2001) o governo brasileiro repetiu um modelo da década de 1970 ao incentivar, no Programa Avança Brasil, metas de ocupação das fronteiras de colonização, com a proposta de 40 bilhões de dólares em investimentos para projetos de infra-estrutura na Amazônia, até o ano de 2008 (LAURANCE et al. 2004). Esta iniciativa apresentou dois principais objetivos: (1) promover a melhoria da malha

rodoviária; e (2) estimular o crescimento do setor agrícola (principalmente soja e milho) e pecuária, através da construção de hidrelétricas, hidrovias, portos e um gasoduto (NEPSTAD et al., 2000, 2002). Com a implementação do programa, a taxa de desmatamento ao longo das rodovias estaria entre 120.000 a 270.000 km² para as próximas duas a três décadas. Utilizando um modelo empírico de dinâmica do desmatamento, Soares Filho et al. (2004) quantificaram como a conversão de floresta, para a pastagem ou agricultura, seria estimulada pela pavimentação das estradas. A pavimentação de aproximadamente 1.000 km da rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém) foi uma das metas governamentais, tendo sido justificada também pela redução dos custos do transporte de soja do estado do Mato Grosso para o porto em Santarém, PA.

Alguns estudos foram reportados sobre o balanço de energia à superfície na Amazônia, por meio de torres de observação, e sobre os efeitos do desmatamento, por meio de simulações numéricas com modelos atmosféricos, dentro da filosofia do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LARGE-SCALE BIOSPHERE ATMOSPHERE EXPERIMENT IN AMAZONIA - LBA, 1996).

Medidas recentes dos fluxos de energia sobre floresta tropical em Santarém, PA, indicaram uma evapotranspiração de 3,2 mm dia⁻¹ na estação chuvosa, e de 4,0 mm dia⁻¹ na estação seca, onde os padrões sazonais de evapotranspiração mostraram-se de forma dominante controlados pela radiação solar e não pelo estresse hídrico (ROCHA et al., 2004; GOULDEN et al., 2004). As florestas de terra firme têm raízes profundas que permitem a extração de água abaixo de 10 m, e cuja capacidade de extração radicular adapta-se espacialmente às profundidades onde a extração é mais disponível (BRUNO et al., 2005). A conversão de florestas em pastagens reduz a umidade do solo durante a estação seca (HODNETT et al., 1995), o que aumenta o fluxo de calor sensível e reduz a evapotranspiração (ROCHA et al., 1996a; RANDOW et al., 2004).

Os impactos da substituição da floresta amazônica por pastagens são complexos, ainda não totalmente entendidos, e foram abordados com modelos em meso-escala (DOLMAN et al., 1999; GANDU; COHEN; SOUZA, 2004; ROY; AVISSAR, 2002; SILVA DIAS; REGNIER, 1996) e modelos globais da atmosfera, em grande escala, estes

últimos geralmente representando a remoção completa da floresta na bacia amazônica (LEAN et al., 1996; MANZI; PLANTON, 1996; NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991; SUD; YANG; WALKER, 1996; WALKER; SUD; ATLAS, 1995; WERTH; AVISSAR, 2002). Os resultados de grande escala apontaram majoritariamente para uma redução na precipitação regional entre 10 e 20%. Os efeitos na escala regional podem trazer mecanismos intrínsecos que se diferenciam dos efeitos de grande escala. Gandu et al. (2004) e Silva Dias et al. (2002), por exemplo, sugerem que a topografia possa ter influência na distribuição da precipitação. Avissar e Liu (1996) e Avissar et al. (2002) discutem modelos teóricos de formação de circulações secundárias locais, semelhante às circulações de brisa vale-montanha e terra-oceano, dependendo da extensão do desmatamento, a qual poderia até mesmo favorecer o aumento da precipitação. Silva Dias et al. (2004) apresentaram evidências de circulação de brisa fluvial, em Santarém, sobre o Rio Tapajós: em condições de ventos alísios pouco intensos, o ramo ascendente da célula que promove a formação de nuvens localizou-se à leste do rio, enquanto que o ramo descendente, que inibe a formação de nuvens, foi observado no setor à oeste. No caso das áreas de desmatamento, o mecanismo de circulação atmosférica seria acionado pela partição de energia (fluxo de calor latente e sensível) diferente da floresta, em relação à pastagem, regulando o padrão de formação e crescimento de nuvens. A qualidade da simulação dos efeitos do desmatamento depende em grande parte da boa representação do balanço de energia à superfície dos modelos solo-plantas-atmosfera acoplados ao modelo atmosférico, caracterizando apropriadamente as respostas de cada tipo de superfície vegetal ao forçamento climático (ROCHA et al., 1996a,b; ROSOLEM et al., 2005).

O modelo de meso-escala RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) é construído com um conjunto de equações primitivas que governam o movimento da atmosfera, possuindo parametrizações de diversos processos físicos (COTTON et al., 2003; PIELKE et al., 1992). Beneficiando-se de estudos anteriores sobre o desmatamento na Amazônia com o modelo RAMS, notou-se que o aspecto da resolução da grade horizontal poderia ser ainda aprofundado, no sentido de melhorar o refinamento, o que poderia auxiliar no entendimento dos mecanismos de meso-escala resultantes do desmatamento regional.

O objetivo deste trabalho é avaliar os impactos do desmatamento na região da rodovia BR-163, no balanço de energia à superfície e particularmente na componente de precipitação do ciclo hidrológico, em escala regional, por meio de um estudo numérico com o modelo RAMS.

A análise será feita para um período do ano característico de transição da estação seca para a chuvosa. São discutidos os impactos na escala do ciclo diurno e a influência da topografia na interpretação dos resultados.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Metodologia

2.1.1 Área de estudo

O domínio de estudo é compreendido ao longo do eixo da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163) (retângulo pontilhado, Figura 1A). Inaugurada em 1974, somente 5% da floresta foi desmatada dentro da faixa de 50 km nas vizinhanças da rodovia. Este percentual é considerado inferior em relação às outras rodovias amazônicas (entre 26 a 58%) (NEPSTAD et al., 2001). A região apresenta vocação de agricultura de média e baixa qualidade, exceto nas áreas do Mato Grosso. Aproximadamente 1.000 km de estrada poderão ser pavimentadas no estado do Pará nos próximos anos, para o estabelecimento do corredor de exportação de soja na região (Figura 1B).

A região apresenta precipitação média superior a $2.000 \text{ mm ano}^{-1}$ (Figura 2A). As maiores taxas de precipitação anual estão localizadas à sudoeste e nordeste do Pará. A precipitação mensal de Novembro no Brasil define um padrão de máximos ao longo de uma região orientada na direção noroeste-sudeste, desde os Andes, até o litoral do Rio de Janeiro e Espírito Santo (Figura 2B). Esta banda de precipitação passa sobre os estados do Pará (mais ao sul) e Mato Grosso. A média de precipitação em Novembro está na faixa entre 160 e 240 mm. Porém, a porção mais ao norte da rodovia BR-163 situa-se em regiões com precipitação inferior a 80 mm, em Novembro. A temperatura média anual e em Novembro situam-se entre 24 e 27 °C para toda área de estudo (Figura 2C e D).

Figura 1 - (A) Domínio de estudo do trabalho: a área representativa da grade aninhada no modelo (área de estudo, com maior resolução) corresponde ao retângulo tracejado ao longo da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163) (veja item 2.1.3 Configuração do modelo). (B) Principais cidades e BR-163: aproximadamente 1.000 km serão pavimentados ligando a divisa dos estados do Mato Grosso e Pará, com o município de Santarém, PA (linha vermelha) (Fonte: adaptada de Alencar et al., 2004)

Figura 2 - Climatologia da precipitação anual (A) e mensal (Novembro) (B), em mm. Climatologia da temperatura média anual (C) e mensal (Novembro) (D), em °C. Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia - INMET (2005)

A região de estudo apresenta uma forte variação latitudinal da precipitação. Com base nessas informações, Cuiabá (MT) representa o extremo sul da rodovia, e Belterra (PA), município próximo à Santarém, representa o norte. A estação seca de Cuiabá é definida entre os meses de Maio a Setembro, enquanto que em Belterra, isto ocorre entre Julho a Novembro (Figura 3). O mês de Novembro é um período do ano que representa, de forma simples, a transição seca-chuvosa. Mais especificamente, para a área de estudo, trata-se do final da estação seca ao norte, e do início da chuvosa ao sul.

Figura 3 - Climatologia mensal da precipitação (mm) nos municípios de Belterra (PA) (preto) e Cuiabá (MT) (cinza). Fonte: Núcleo de Monitoramento Agroclimático – NURMA (2004)

2.1.2 Cenários de controle e desmatamento

Baseado em mapas do uso do solo na região, Soares Filho et al. (2004) utilizaram um modelo empírico de dinâmica de desmatamento para simular os impactos da pavimentação no avanço do desmatamento ao longo da Amazônia. Os mapas de classes de vegetação dos autores foram produzidos para dois casos distintos. No primeiro caso, chamado de convencional (ou *"business as usual"*), as taxas de desmatamento são calculadas segundo os resultados dos esforços do governo no cumprimento de leis ambientais estabelecidos com base nos dados históricos. O segundo caso, chamado de governância (*"governance"*), caracterizou-se pela atuação forte do governo em conter os avanços do desmatamento. Para cada sub-região (Figura 1B) os autores calcularam as taxas de conversão da cobertura vegetal pelos colonos, pecuaristas e grandes agricultores. As taxas de abandono e de mudança do uso da terra também foram calculadas. Outros fatores como o crescimento da população rural e urbana, a participação de movimentos sociais, as políticas governamentais e a ação de agências do governo, além de investimentos na área

social e em infra-estrutura influenciaram na dinâmica das mudanças da cobertura vegetal produzidas pelos autores.

Este trabalho utilizou dois cenários, chamados de Desmatamento (DSM) e Controle (CTL), respectivamente (Figura 4). A resolução da informação de Soares Filho et al. (2004) é de 1 km², e as classes de vegetação discriminadas em corpos d'água, floresta, desmatamento e regeneração. Neste estudo, as classes de floresta e corpos d'água foram reproduzidas, nos cenários Controle e Desmatamento, e, por simplicidade, a classe de floresta englobou também a classe de regeneração daqueles autores. Com isso, com exceção dos corpos d'água, todo o domínio de estudo foi coberto por floresta tropical no cenário Controle (Figura 4A). No cenário Desmatamento, prescreveu-se um cenário baseado no ano de 2026 para o caso convencional, último ano disponível em Soares Filho et al. (2004) (Figura 4B). As células de desmatamento foram prescritas com cobertura de pastagem. A área desmatada correspondeu a aproximadamente 110.000 km² (ou 6,1% da região de estudo).

Figura 4 - Cenários Controle (A) e Desmatamento (B) para o caso convencional no ano de 2026. As classes de cobertura de corpos d'água, floresta, e pastagem correspondem respectivamente aos pontos em preto, cinza, e branco

Para a análise da influência do relevo, o campo de topografia foi dividido em 5 faixas de 100 metros de espaçamento (0 a 100 metros, 100 a 200 metros,..., 500 a 600 metros). Em cada faixa de topografia, os dados foram separados em classes, nomeadas de Interna e Externa, respectivamente. A Figura 5 apresenta a topografia da região e a quantidade de pontos de simulação em cada faixa de topografia, sobre a área Interna (pastagem) e Externa (floresta) à região de desmatamento. Embora a simulação Controle não apresente áreas desmatadas, as médias foram calculadas na mesma área (Interna) correspondente do caso Desmatamento, para fins de comparação. A região ao longo dos rios apresenta baixo relevo, com valores inferiores a 100 m. Relevos superiores a 400 metros são encontrados ao sul do Pará e divisa com Mato Grosso (Serra do Cachimbo), e no extremo noroeste da região de estudo.

Figura 5 - (A) Topografia (m) e (B) distribuição dos pontos referentes às áreas chamadas Interna (pastagem) e Externa (floresta) ao domínio desmatado do cenário Desmatamento

2.1.3 Configuração do modelo

O modelo RAMS apropriado para a meso-escala, simula preferencialmente sobre uma área limitada, onde os processos atmosféricos desde escalas hemisféricas até os

turbilhões na camada limite planetária podem ser simulados. O modelo numérico tem variáveis prognósticas de temperatura, vapor d'água, água líquida (para nuvens e chuva), três componentes do vento, e cinco espécies de forma de cristais de gelo (COTTON et al., 2003). Uma das vantagens do modelo é poder configurar grades aninhadas, aumentando a resolução do fenômeno atmosférico conforme a necessidade do estudo. A versão 5.04 do RAMS, adaptada no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto de Pesquisas Espaciais – CPTEC/INPE e no laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas de TEmpo Regionais do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – MASTER/IAG, chamada de *Brazilian RAMS* (BRAMS), foi utilizada neste estudo.

As reanálises contendo as variáveis de temperatura do ar (K), altura geopotencial (m), umidade relativa (%), velocidade vertical do vento (Pa s^{-1}), e velocidade horizontal do vento (zonal e meridional) (m s^{-1}), em 17 níveis de pressão, foram utilizadas como dados de entrada no modelo (CLIMATE DIAGNOSTICS CENTER - CDC, 2004) para o forçamento das fronteiras. A resolução dos dados no forçamento é de $2,5^\circ$ de latitude por $2,5^\circ$ de longitude, delimitando a região da grade externa. O período utilizado foi de 20 de Outubro a 30 de Novembro de 2002. O passo de tempo do forçamento correspondeu aos horários sinóticos (00UTC, 06UTC, 12UTC, e 18UTC), enquanto que o passo de tempo da simulação foi de três horas, a partir das 00UTC. O período simulado foi de 40 dias, e o mês de Novembro foi utilizado para discussão e cálculo das médias. Os primeiros dias (de 20 a 31/10/2002) foram descartados para prover um período de equilíbrio para a umidade do solo (discutido posteriormente).

A temperatura média dos dados da reanálise apresentou certa semelhança com os campos de temperatura mínima e máxima reportados em Climanálise (2002) (Figura 6). Uma região de temperatura mais alta, superior a 27°C , ocorreu no eixo sudoeste-nordeste da grade de simulação (delimitada pelo retângulo sólido na Figura 6), desde Mato Grosso até Piauí. Outro setor que apresenta temperaturas da reanálise ligeiramente mais elevadas ocorreu na divisa entre os estados do Amazonas e Pará, com valores superiores a 25°C .

Com base nos dados de Climanálise (análogo à Figura 6), o setor mais ao sul da grade externa (entre Mato Grosso e Pará) experimentou maiores taxas de precipitação mensal, superior à 150 mm mês^{-1} , enquanto que a região ao norte do Pará apresentou menores taxas (inferiores a 50 mm mês^{-1}) (Figura 7A). O campo de divergência do vento em baixos níveis (1.000 hPa) (Figura 7B) apresentou uma região de divergência nas divisas entre os estados do Mato Grosso, Pará e Tocantins, e convergência em toda região da costa norte do Brasil. Isto mostra que, no período de simulação, a distribuição de chuva teve um padrão não totalmente comparável com a climatologia, onde o início das chuvas preferencialmente ocorre no setor sul, e posteriormente no setor norte.

Para as grades de alta resolução é importante utilizar a parametrização dos processos microfísicos da nuvem. A parametrização da microfísica de nuvens no RAMS pode ser aplicada a qualquer fase da água (líquida, sólida e gasosa), incluindo o processo de precipitação. O modelo simula todas as mudanças de fase para a substância água, ou seja, condensação-evaporação e congelamento-derretimento, incluindo a liberação ou absorção de calor latente resultante desses processos.

A descrição completa de todos os parâmetros de entrada do modelo RAMS é encontrada em Walko e Tremback (2002). As principais opções utilizadas na configuração deste estudo são apresentadas na Tabela 1. Em alguns casos, a opção utilizada na grade aninhada (fina) é mostrada entre parênteses. A localização das grades externa e interna é apresentada na Figura 8.

Figura 6 – Média mensal da temperatura mínima (A) e máxima (B) (°C) para o mês de Novembro (adaptado de Climanalise, 2002). (C) Temperatura média mensal (°C) da reanálise. A área correspondente à grade externa (interna) é delimitada pelo retângulo de linhas sólidas (tracejadas)

Precipitação mensal (mm) (Climanálise)

(A)

Divergencia do vento (1000 hPa) (10^6 s^{-1}) (Reanalise)

(B)

Figura 7 – (A) Precipitação mensal de Novembro (mm) (adaptado de Climanalise, 2002), e (B) divergência horizontal do vento em 1.000 hPa, em s^{-1} , obtida a partir da reanálise. A área correspondente à grade externa (interna) é delimitada pelo retângulo de linhas sólidas (tracejadas)

Tabela 1 - Principais opções utilizadas no modelo RAMS

Número de grades	2
Pontos de grade em x	40 (70)
Pontos de grade em y	50 (106)
Centro da grade (lat/lon)	7,0S / 53,0W (6,0S / 55,0W)
Pontos de grade em z (altura)	32
Número de camadas de solo	10
Resolução (km por km)	64 (16)
Esquema de topografia	<i>Adaptive Aperture (ADAP)</i>
Parametrização Radiação (onda curta e longa)	<i>Chen e Cotton</i>
Parametrização de nuvens cúmulos	<i>Grell</i>
Iniciação do solo	<i>Homogênea</i>
Nível microfísica	3

Figura 8 - Localização da grade externa e interna da simulação

O solo foi definido com 10 camadas, onde os valores iniciais de umidade do solo foram distribuídos horizontalmente de forma homogênea, na região de estudo. A Figura 9 apresenta o perfil vertical do grau de saturação da água no solo no instante inicial, e as profundidades do centro das camadas de solo utilizadas na simulação. Silva Dias et al. (2002) afirmam que o perfil de umidade do solo como o utilizado neste estudo, isto é, seco na superfície e com aumento da umidade à medida que a profundidade do solo aumenta, induz uma variabilidade horizontal da partição de energia mais pronunciada devido principalmente à diferença da extração radicular na floresta (profunda) e pastagem (rasa). O perfil da umidade de solo foi baseado em valores médios representativos da estação de transição seca-chuvosa, segundo Bruno (2004) e Bruno et al. (2005). Os valores iniciais da umidade do solo foram forçados sob uma condição de equilíbrio vertical do potencial total de água no solo (H) no instante inicial, ou seja $[(\partial H / \partial z)_{t=0} = 0]$, como descrito em Rocha (1998), para reduzir os efeitos de “*spin-up*” do ciclo hidrológico do experimento e reduzir o tempo de equilíbrio. O critério exige a prescrição da umidade do solo na camada superficial do modelo, onde foram utilizadas informações de Rocha et al. (2004). Esta simplificação aparentemente não provocou

impactos substanciais nos fluxos de superfície devido ao re-equilíbrio da umidade do solo.

Figura 9 - Perfil vertical inicial do grau de saturação de água no solo (W)

A umidade volumétrica do solo (θ) é definida a partir do grau de saturação de água no solo (W):

$$\theta = W \cdot \theta_s \quad (1)$$

onde, θ é a umidade volumétrica do solo em m^3 de água por m^3 total de solo, W é o grau de saturação de água no solo, e θ_s é a umidade volumétrica do solo de saturação (associada à porosidade) também descrita em m^3 de água por m^3 total de solo. A fração de água no solo pode variar de um solo completamente seco ($W = 0$) para um solo saturado ($W = 1$). Nas análises dos resultados foi utilizada a água armazenada no primeiro metro de profundidade (S em mm). Embora as florestas tropicais apresentem

profundidade de raízes, em média, superior a 4 metros (BRUNO et al., 2005; NEPSTAD et al., 1994), a profundidade de 1 metro é, de maneira geral, conveniente nas pastagens, e foi adotada com o intuito de uma comparação simples da retenção de água entre os dois biomas. A água armazenada (S) é calculada com base no perfil da umidade volumétrica do solo (θ), conforme a equação 2:

$$S = \sum_{i=1}^N \theta_i \cdot \Delta z_i \quad (2)$$

onde S é a água armazenada (mm), θ_i é a umidade volumétrica do solo na camada i em m^3 de água por m^3 total de solo, e Δz_i é a faixa de profundidade correspondente à camada i em mm. A Figura 10 exemplifica o cálculo de S .

Figura 10 - Valores de umidade do solo (θ) e faixa de profundidade (Δz em mm) para cálculo da água armazenada (S)

O sub-modelo LEAF (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback*) do modelo BRAMS, em sua terceira geração, é um modelo de superfície que inclui equações prognósticas

da temperatura e umidade do solo para camadas múltiplas, temperatura da vegetação, água na superfície (incluindo orvalho), interceptação da chuva, temperatura e razão de mistura do ar acima do dossel (WALKO et al., 2000). Uma característica importante do sub-modelo é que a capacidade de representação de diferentes classes de uso da terra na mesma célula é permitida através de “*patches*”. Dessa maneira, cada classe de uso da terra interage com a coluna da atmosfera logo acima, proporcionalmente à extensão ocupada por essa classe em cada célula, ou seja, a contribuição de cada classe é ponderada pela fração de cobertura de cada uma das classes na célula. Neste trabalho, o número de “*patches*” utilizado foi três, representando as classes de uso de floresta, pastagem (desmatamento) e corpos d’água. As classes de vegetação foram as mesmas prescritas no modelo de superfície BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*) (DICKINSON et al., 1986).

O ajuste dos parâmetros do tipo de vegetação utilizados no sub-modelo de superfície é importante para a reprodução adequada do ciclo diurno e sazonal da temperatura, umidade e vento em superfície, e dos fluxos de *momentum*, água e energia. De maneira geral, os trabalhos científicos decorrentes dos projetos internacionais ABRACOS (Anglo-BRazilian Amazonian Climate Observation Study) (GASH et al., 1996) e LBA (LBA, 1996) apresentaram contribuições para a determinação destes parâmetros, para a floresta tropical amazônica e para o ecossistema de pastagem. Com base nestas informações, foram prescritos valores médios representativos dos parâmetros dos biomas neste estudo, substituindo os valores prescritos na versão corrente (Tabela 2).

Tabela 2 – Parâmetros biofísicos de floresta tropical e pastagem, utilizados no experimento.

Parâmetro	Descrição	Floresta	Pastagem
albedo	<i>Albedo</i>	0,135 ^{1,2}	0,177 ²
emisv	<i>Emissividade</i> ^{3,4,5}	0,95	0,95
vegfrac	<i>Cobertura de vegetação</i>	0,96 ^{2,3,4,5,6,7,8,9,10}	0,83 ^{2,3,4,5,6,7,9,10}
veg_ht	<i>Altura do dossel (m)</i>	32 ^{2,3,7,8,9,10,11}	0,50 ^{2,3,7,9,10}
rootd	<i>Profundidade de raízes (m)</i>	4 ^{2,3,4,9}	1,1 ^{2,3,4,7,}
rcmin	<i>Resistência estomática mínima ($m s^{-1}$)</i> ^{3,5,7,10}	205	141
veg_lai	<i>Índice de Área Foliar da vegetação ($m^2 m^{-2}$)</i>	5,4 ^{4,5,6,7,9,10,12}	2,6 ¹³
green_frac	<i>Cobertura de vegetação (verde)</i>	0,98 ¹³	0,69 ¹³
veg_rough	<i>Comprimento de rugosidade (m)</i> ^{2,4,5,6,7,9,10}	2,30	0,04

Os valores foram estimados como uma média de várias fontes:

- ⁽¹⁾ Malhi et al. (2002)
- ⁽²⁾ Wright et al. (1996)
- ⁽³⁾ Juárez (comunicação pessoal)¹
- ⁽⁴⁾ Gandu; Cohen e Souza (2004)
- ⁽⁵⁾ Dolman et al. (1999)
- ⁽⁶⁾ Silva Dias e Regnier (1996)
- ⁽⁷⁾ Goddard Space Flight Center - GFSC (2004)
- ⁽⁸⁾ Rosolem et al. (2005)
- ⁽⁹⁾ Gash e Nobre (1997)
- ⁽¹⁰⁾ Manzi e Planton (1996)
- ⁽¹¹⁾ Miller et al. (2004)
- ⁽¹²⁾ Roberts et al. (1996)
- ⁽¹³⁾ Rocha (comunicação pessoal)²

¹ JUÁREZ, R. N. I. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo (DCA/IAG/USP).

² ROCHA, H. R. da. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo (DCA/IAG/USP).

2.2 Resultados e Discussão

2.2.1 Análise da variabilidade espacial

Simulação de Controle (CTL)

A Figura 11 apresenta os campos de precipitação e a variação de água armazenada no primeiro metro de solo, ambos em mm, para o mês de Novembro. As maiores taxas de precipitação encontram-se distribuídas principalmente no setor central e norte do Estado do Pará. Por outro lado, a região do estado do Mato Grosso e sul do Pará apresenta taxas menores que 50 mm. Da mesma maneira, a variação de água armazenada no solo (ΔS) apresenta padrões consistentes com os da precipitação, ou seja, a variação positiva de água no solo (umedecimento) foi diretamente relacionada com altas taxas de chuva, e a variação negativa (secamento), com menor precipitação. Durante o mês de Novembro, o esperado seria que os setores mais ao Sul umedecessem (devido ao início da estação chuvosa climatológica), e os setores ao norte continuassem deplecionando a umidade (devido ao avanço da estação seca). Entretanto, como foi verificado na Figura 7, o estado da atmosfera em Novembro de 2002 favoreceu maior predominância de chuva no setor norte do domínio de estudo. A chuva simulada foi quase que totalmente produzida por processos convectivos, onde apenas uma parcela pequena da chuva originou-se de processos de microfísica de nuvens. Os valores médios em toda a área da precipitação e água armazenada no solo para o mês de Novembro foram de 176 mm e 192 mm, respectivamente. A Tabela 3 apresenta os valores médios mensais dos fluxos e variáveis de superfície na simulação Controle e encontra-se localizada no final desta seção.

Figura 11 - (A) Campo de precipitação e (B) variação da água armazenada no solo (profundidade 1 metro) (ΔS) em mm, referentes à simulação Controle em Novembro. Note que a escala dos valores de precipitação acumulada não é linear

Os padrões da irradiância solar incidente (Figura 12A), saldo de radiação (Figura 12B), dos fluxos de calor sensível (Figura 13A) e latente (Figura 13B), e do vento (Figura 15) mostraram-se consistentes com os padrões de chuva e água armazenada no solo. A presença de nuvens diminui a energia solar que incide à superfície. Este fato acontece devido ao alto albedo das nuvens, refletindo parte da irradiância solar. Portanto, a irradiância solar incidente apresenta padrão inverso ao observado na precipitação, onde os valores máximos são localizados em regiões onde taxas menores de precipitação foram observadas (Figura 12A). A irradiância solar incidente média para o mês de Novembro foi de $292 \pm 368 \text{ W m}^{-2}$ (Tabela 3).

No caso de cobertura do solo homogênea, como é aproximadamente o cenário Controle, se uma quantidade menor de energia incide à superfície, há diminuição da energia disponível (saldo de radiação). Portanto, foi observada a relação direta dos padrões de irradiância solar incidente e saldo de radiação (Figura 12). O saldo de radiação apresentou valor médio mensal de $242 \pm 312 \text{ W m}^{-2}$, correspondendo à 83% da irradiância solar incidente (Tabela 3).

Figura 12 - Campos médios mensais de (A) irradiância solar incidente (K_i) e (B) saldo de radiação (R_n) em W m^{-2} , referentes à simulação Controle em Novembro

O fluxo de calor latente representa a energia envolvida na evaporação da água, enquanto que o fluxo de calor sensível está diretamente ligado ao aquecimento da superfície, ou em outras palavras, ao aumento da temperatura do ar acima da copa da vegetação. A distribuição espacial do fluxo de calor latente geralmente foi superior a aproximadamente 180 W m^{-2} em toda a região, exceto nos locais onde são localizados rios e demais corpos d'água (Figura 13). A fração evaporativa (LE/R_n), que mede a fração da energia disponível para os processos de evaporação, foi de 0,87, apenas 4% superior ao resultado observacional de campo, reportado por Rocha et al. (2004) na Floresta Nacional do Tapajós, próxima ao município de Santarém, no Pará. O fluxo de calor sensível calculado apresentou maior correlação espacial com o saldo de radiação. As regiões ao sul do domínio, onde a precipitação foi menor e o saldo de radiação maior, favoreceram o fluxo de calor sensível. Por outro lado, o fluxo de calor sensível diminuiu nas regiões de maior precipitação, juntamente com a diminuição do saldo de radiação. Os valores médios correspondentes ao mês de Novembro foram de 211 ± 237 ($7,4 \pm 8,3 \text{ mm dia}^{-1}$) e $59 \pm 101 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente para os fluxos de calor latente e sensível (Tabela 3).

Figura 13 - Campos médios mensais de (A) fluxo de calor sensível (H) e (B) latente (LE) em $W\ m^{-2}$, referentes à simulação Controle em Novembro

Seguindo o mesmo padrão do fluxo de calor sensível, as temperaturas (acima do dossel) média, mínima e máxima correspondentes ao mês de Novembro foram, respectivamente, $26,4 \pm 1,9$, $24,03 \pm 0,67$, e $29,1 \pm 1,1$ (em $^{\circ}C$) (Figura 14 e Tabela 3).

Finalmente, a Figura 15A mostra a direção predominante do vento (linhas de corrente) à superfície (acima do dossel) no mês de Novembro, de Leste a Norte em quase toda a região. Os ventos de Leste-Nordeste ao norte do estado do Pará transportam umidade do oceano favorecendo assim a formação de nuvens e chuvas. No entanto, no estado do Mato Grosso, os ventos transportam massas de ar mais secas, provenientes de estados vizinhos (Maranhão e Tocantins), ajudando a desfavorecer a formação de nuvens e conseqüente chuva. A média da velocidade do vento horizontal³ foi de $1,58 \pm 0,80\ m\ s^{-1}$ (Tabela 3).

³ A velocidade do vento horizontal é calculada como sendo, $V = \sqrt{u^2 + v^2}$, onde u e v são respectivamente o vento zonal e meridional calculados acima do dossel.

Figura 14 - Campos médios mensais da temperatura acima do dossel (em °C): (A) temperatura média, (B) temperatura mínima, e (C) temperatura máxima, referente à simulação Controle em Novembro

Figura 15 – Campo médio mensal da magnitude (sombreado) (m s^{-1}) e direção (linhas de corrente) do vento à superfície, referente à simulação Controle em Novembro

Tabela 3 - Valores médios mensais dos fluxos e variáveis de superfície da simulação Controle para o mês de Novembro de 2002

Precipitação acumulada (<i>Prec</i>)	176 mm (5,8 mm dia ⁻¹)
Água armazenada no solo (1 metro profundidade) (<i>S</i>)	192 mm
Irradiância solar incidente (<i>Ki</i>)	292 ± 368 W m ⁻²
Saldo de radiação (<i>Rn</i>)	242 ± 312 W m ⁻²
Razão do saldo de radiação sobre irradiância solar incidente (Rn/Ki)	0,83
Fluxo de calor sensível (<i>H</i>)	59 ± 101 W m ⁻²
Fluxo de calor latente (<i>LE</i>)	211 ± 237 W m ⁻² (7,2 ± 8,1 mm dia ⁻¹)
Fração evaporativa (LE/Rn)	0,87
Temperatura média acima do dossel (50 metros) (<i>Tmed</i>)	26,4 ± 1,9 °C
Temperatura mínima acima do dossel (50 metros) (<i>Tmin</i>)	24,03 ± 0,67 °C
Temperatura máxima acima do dossel (50 metros) (<i>Tmax</i>)	29,1 ± 1,1 °C
Velocidade do vento à superfície (<i>U</i>)	1,58 ± 0,80 m s ⁻¹

Cenário de desmatamento (DSM)

A análise espacial é feita com base na formulação da seguinte questão: “De que maneira os padrões dos fluxos de energia e água na região são modificados com o desmatamento ao longo da rodovia BR-163?”.

Houve uma modificação substancial na distribuição horizontal da precipitação no cenário DSM (Figura 16A), e, em maior detalhe, no setor leste da faixa vicinal da estrada, correspondente à transição floresta-pastagem, no estado do Pará. Ao contrário, as regiões onde houve aumento da precipitação foram localizadas no setor oeste da faixa vicinal da rodovia. Esse padrão sugere uma estrutura de célula térmica, com duas particularidades, decorrentes da regionalização do problema: o setor de convergência da célula está deslocado para Oeste, e o setor de divergência da célula

surge mais notável a Leste. Este fenômeno será discutido na seção 2.2.2 *Circulações locais*.

Figura 16 - Diferença (Desmatamento – Controle) de (A) precipitação acumulada, e (B) variação da água armazenada (1 metro profundidade) (ΔS) em mm, para o mês de Novembro. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B)

A variabilidade da umidade do solo (Figura 16B) e do saldo de radiação (Figura 17B) contribuem para explicar também, e em grande parte, o padrão regional dos impactos na precipitação. Na região de desmatamento no estado do Mato Grosso ocorre aumento do *déficit* de água no solo (secamento), acompanhado da diminuição do saldo de radiação que, conseqüentemente reduz o fluxo de calor latente (Figura 18B). Isto tende a desestimular a convecção úmida e a formação de chuvas na região. A redução média da precipitação na área perturbada foi de aproximadamente 7% (12 mm) (Tabela 4, localizada no final desta seção).

Embora o padrão mensal da água armazenada no solo (S) tenha sido semelhante ao observado no campo de precipitação, o valor médio na região de desmatamento foi o mesmo para os casos Controle e Desmatamento, aproximadamente 152 mm (Tabela 4). Por outro lado, a variação da água no solo (ΔS) no mês de Novembro apresentou

valores distintos e significativos para as duas simulações. No cenário Desmatamento a variação, no interior da área perturbada foi de 16 mm, enquanto que a variação na mesma região para a simulação Controle foi aproximadamente o dobro, 30 mm. Isto indica que houve uma redução da recarga de água no solo para o cenário Desmatamento ao final do mês. Um outro indicador da inibição de nuvens no caso de desmatamento é o aumento da irradiância solar incidente nas regiões próximas e no interior da área perturbada. Com mais nitidez, a exemplo da variação de precipitação, o aumento da irradiância solar se dá no setor leste do eixo da rodovia em grande parte do estado do Pará (Figura 17A). Como ressaltado anteriormente, as nuvens impedem a energia proveniente do Sol atingir a superfície. A ausência dessas nuvens aumenta a irradiância solar incidente, porém o alto albedo da pastagem (comparada à floresta, Tabela 2) tende a absorver uma menor quantidade de energia na superfície, fazendo com que o saldo de radiação apresente um decréscimo nas áreas desmatadas (Figura 17). Em outras palavras, o padrão da diferença do saldo de radiação apresenta-se muito mais controlado pelos parâmetros biofísicos da vegetação do que pela energia solar. Resumidamente, na média espacial, no caso Desmatamento, a variação da irradiância solar incidente teve um aumento de 2%, e o saldo de radiação, uma redução de 4% (Tabela 4).

Sobre a pastagem, no cenário DSM, mostrou-se um ambiente mais quente e seco em relação à floresta, em resposta aos padrões dos fluxos de calor latente e sensível. Em toda a região perturbada foi observado um aumento do fluxo de calor sensível e uma redução do fluxo de calor latente para o caso DSM (Figura 18). No interior da região de desmatamento, houve uma redução de 9% no fluxo de calor latente e aumento de 15% no fluxo de calor sensível (Tabela 4).

Figura 17 - Diferença (Desmatamento – Controle) de (A) irradiância solar incidente (K_i), e (B) saldo de radiação (R_n) em W m^{-2} , para o mês de Novembro. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B)

Figura 18 - Diferença (Desmatamento – Controle) de (A) fluxo de calor sensível (H), e (B) latente (LE) em W m^{-2} , para o mês de Novembro. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B)

O padrão da temperatura média diária (50 m) reflete o padrão de resposta do fluxo de calor sensível, com aumentos localizados predominantemente no interior da área perturbada, principalmente no estado do Mato Grosso e sul do Pará (aumento médio de 0,4 °C após o desmatamento, aproximadamente 2%) (Figura 19 e Tabela 4). A média da temperatura máxima apresentou um sinal mais pronunciado da diferença (DSM – CTL) em relação à média da temperatura mínima. Os valores médios da diferença, na região perturbada foram de 0,33 e 0,49 °C, respectivamente para T_{min} e T_{max} (Tabela 4).

A diferença dos campos de vento (linhas de corrente) mostrou um aumento da velocidade média do vento no cenário Desmatamento, sobre a pastagem (Figura 20, Tabela 4). Este efeito é esperado uma vez que os parâmetros dos efeitos aerodinâmicos prescritos no modelo (por exemplo, altura da vegetação, comprimento de rugosidade da vegetação) o sugerem. O aumento da velocidade do vento após o desmatamento foi de 30%, com magnitude média de 1,50 m s⁻¹ na simulação Controle e 1,95 m s⁻¹ no cenário de Desmatamento. Especialmente, como a circulação média à superfície é predominantemente de Leste, mostra-se na Figura 20 que, no cenário Desmatamento, houve um aumento da componente Leste do vento no setor central e setor leste da área desmatada. Por outro lado, no setor oeste da área desmatada, a componente de Leste foi enfraquecida. Este padrão de diferenças é bem marcante na área de desmatamento no norte do estado do Mato Grosso.

Figura 19 - Diferença (Desmatamento – Controle) da temperatura média (A), mínima (B), e máxima (C) em °C, para o mês de Novembro. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B)

Figura 20 - Diferença (Desmatamento - Controle) da magnitude (sombreado) (m s^{-1}) e direção (linhas de corrente) da velocidade do vento média para o mês de Novembro. Apenas os valores acima de $0,02 \text{ m s}^{-1}$ são mostrados. O perímetro de desmatamento é indicado na figura (linha sólida correspondente ao perímetro da Figura 4B)

Foram feitos testes estatísticos do tipo *t-Student* (APÊNDICE A) para discutir a significância estatística dos impactos do desmatamento. As variáveis de irradiância solar incidente e do saldo de radiação não apresentaram significância estatística em nenhuma ordem (Figura 21). A água armazenada no solo apresentou significância em quase toda a região referente à área de estudo. Para as demais variáveis, as regiões de significância moderada ou superior foram localizadas predominantemente no interior da área perturbada. A região de abrangência das diferenças entre os dois cenários ficou bastante reduzida, quando comparada com os campos de diferenças sem nenhuma inferência estatística (Figura 16, Figura 17, Figura 18, Figura 19). Os setores da área de desmatamento no norte do estado do Mato Grosso, e na região central do eixo da rodovia BR-163 são aqueles onde as maiores significâncias são observadas, principalmente nas variáveis de temperatura, fluxos de energia e precipitação.

Figura 21 - Diferença (Desamantamento - Controle de (A) precipitação acumulada (mm), (B) água armazenada no solo (1 metro profundidade) (S) (mm), (C) fluxo de calor sensível (H) ($W m^{-2}$), (D) fluxo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$), (E) temperatura média ($^{\circ}C$), (F) temperatura mínima ($^{\circ}C$), (G) temperatura máxima ($^{\circ}C$), e (H) vento ($m s^{-1}$). As escalas apresentam valores relativos à significância moderada ou superior do Teste *t-Student*. O perímetro de desamantamento é indicado na figura (linha cheia correspondente ao perímetro da Fig. 4A).

Tabela 4 - Valores médios, para a área desmatada e para a área não perturbada, calculados na simulação Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), a diferença (DSM – CTL) absoluta, e o percentual de aumento (+) ou diminuição (-) ocorrido no cenário DSM em relação ao cenário CTL

Variáveis	Descrição	Área desmatada				Área não perturbada			
		CTL	DSM	DSM – CTL	%	CTL	DSM	DSM - CTL	%
Prec (mm)	Precipitação Acumulada	174	162	-12	-7	235	232	-3	-1
S (mm)	Água armazenada (1 m de profundidade)	152	152	zero	zero	196	194	-2	-1
Ki (W m ⁻²)	Irradiância solar incidente	308 ± 372	314 ± 378	+6	+2	293 ± 367	292 ± 367	-1	zero
Rn (W m ⁻²)	Saldo de radiação	257 ± 314	248 ± 307	-9	-4	243 ± 311	242 ± 312	-1	-1
Rn/Ki	Razão do saldo de radiação sobre a irradiância solar incidente	0,84	0,79	-0,05	-6	0,83	0,83	zero	zero
H (W m ⁻²)	Fluxo de calor sensível	72 ± 104	83 ± 106	+11	+15	58 ± 100	59 ± 100	+1	+1
LE (W m ⁻²)	Fluxo de calor latente	219 ± 229 7,7 ± 8,1	200 ± 193 7,0 ± 6,8	-19 -0,7	-9	213 ± 236 7,5 ± 8,3	213 ± 237 7,5 ± 8,3	zero	zero
LE/Rn	Fração evaporativa	0,85	0,81	-0,04	-5	0,87	0,88	+0,01	+1
Tmed (°C)	Temperatura média acima do dossel (50 m)	26,8 ± 1,8	27,2 ± 1,9	0,4	+2	26,3 ± 1,9	26,4 ± 1,9	+0,1	zero
Tmin (°C)	Temperatura mínima acima do dossel (50 m)	24,32 ± 0,57	24,65 ± 0,62	0,33	+1	24,00 ± 0,66	24,04 ± 0,67	+0,04	zero
Tmax (°C)	Temperatura máxima acima do dossel (50 m)	29,48 ± 0,64	29,97 ± 0,73	0,49	+2	29,0 ± 1,1	29,0 ± 1,1	zero	zero
U (m s ⁻¹)	Velocidade do vento à superfície	1,50 ± 0,50	1,95 ± 0,57	0,45	+30	1,58 ± 0,80	1,60 ± 0,81	+0,02	+1

2.2.2 Circulações locais

Observou-se no cenário Desmatamento que, embora sobre toda a região perturbada tenha havido uma redução da precipitação média de 7%, a sua distribuição espacial não foi igual nos setores à leste e oeste das fronteiras floresta-pastagem. Para uma análise mais detalhada da formação deste padrão, foi feito um corte vertical da atmosfera na latitude 6,5 S, faixa que apresentou um sinal mais pronunciado de impacto na chuva, na rodovia BR-163 (Figura 21A). A “bolha de calor” formada no desmatamento é claramente observada na Figura 22B e C, com um aumento da temperatura potencial (θ ou *Theta*), de até 0,7 K, na camada limite planetária. Sobre a região perturbada, a distribuição do vento vertical (w) foi modificada: o padrão que era levemente descendente no caso CTL, tornou-se um ramo ascendente no caso DSM, sobre a rodovia. Este padrão de modificação da estrutura da atmosfera é observado até uma altura de aproximadamente 900 metros.

Na Figura 22B mostra-se a formação de uma célula térmica, onde o ramo ascendente encontra-se sobre o desmatamento (56° W), ou mais exatamente levemente deslocado à Oeste do bloco de desmatamento. Ao lado do ramo ascendente, existem dois ramos descendentes, a leste e oeste respectivamente. Observado na pastagem, o ar mais quente na camada limite é também mais seco, isto é, tem menor razão de mistura do vapor d’água (r_v), até aproximadamente 900 m de altura. Entretanto, assim como a temperatura potencial, esse padrão da umidade inverte-se acima do nível entre 900 a 1000 m: o ar torna-se mais frio e úmido no ramo ascendente sobre o desmatamento.

A advecção de ar mais úmido, proveniente das regiões de cobertura de floresta, ao sofrer movimento ascendente devido ao aquecimento da superfície sobre a pastagem, promove o deslocamento dessa parcela úmida para níveis mais altos, na faixa de aproximadamente 1.200 m (isto é, entre 1.000 e 1.500 metros) (Figura 22C e F). Nas regiões adjacentes (ramos descendentes) este padrão ocorre de forma inversa: é observado um secamento do ar, no cenário Desmatamento, no nível vertical ao redor de 1.200 m, proveniente do ar seco que desce das maiores altitudes. Neste ponto da

análise distingue-se o fato de haver mais precipitação à oeste do desmatamento, como discutido anteriormente. A célula térmica de fato não é exatamente simétrica. O secamento do ar nos níveis ao redor de 1.200 m, no ramo descendente, é mais pronunciado no setor oeste do que no setor leste. Isto indica uma certa tendência do par de ramos ascendente-descendente mais fortes estarem deslocados para Oeste.

Em simulações de fortes gradientes horizontais de umidade do solo, Avissar e Liu (1996) mostraram a ocorrência de precipitação (ou seja, ramo ascendente) sobre a cobertura de solo seco, devido a esse mesmo mecanismo de transporte de umidade das regiões vizinhas. No nosso caso corrobora-se este efeito, adicionando-se a explicação de uma certa tendência de assimetria da célula.

Na mesma região deste estudo, Silva Dias et al. (2004) reportaram a formação de circulação sobre o Rio Tapajós, similar à brisa terra-oceano, onde a formação de nuvens e a chuva foram verificadas à leste do rio, enquanto que inibição de nuvens e ausência de precipitação ocorreram na margem oeste. Outra característica semelhante com o trabalho daqueles é a distribuição de sentido norte-sul da área envolvida pela floresta (no caso, o Rio Tapajós), ou seja, também aproximadamente perpendicular ao vento de Leste. O que diferencia o padrão da célula deste estudo com o daqueles autores é que eles estudaram uma célula onde existe uma “bolha fria”, sobre o Rio Tapajós, em meio às regiões quentes, sobre cobertura vegetal. Os efeitos de deslocamento dos ramos ascendente-descendente mais fortes também foram opostos, no caso daqueles autores, deslocado para Leste.

Figura 22 – Corte vertical na latitude 6,5 S: Campo médio mensal do horário de 17h (local), da temperatura potencial (sombreado) (θ) (K) para o caso Controle (CTL) (A), Desmaturamento (DSM) (B), diferença DSM - CTL (C), e da razão de mistura do vapor d'água (sombreado) (rv) (g kg⁻¹) para o caso CTL (D), DSM (E), e diferença DSM - CTL (F). As setas indicam a velocidade vertical do vento (w) em cm s⁻¹. A região de desmaturamento é destacada pelo retângulo preto no eixo x. Note que a escala de θ (K) não é linear em (A) e (B)

A Figura 23 apresenta as correntes do vento (*vetor $[u,w*100]$* , em m s^{-1}) para os casos CTL (A), DSM (B) e a diferença DSM – CTL (C). Na Figura 23C mostra-se mais claramente o padrão da célula térmica, levemente deslocado para oeste do bloco de desmatamento centrado aproximadamente em 55,5 W. O escoamento de leste alterou-se mais pronunciadamente apenas nas regiões próximas à perturbação, e com mais evidência à oeste (Figura 23A e B).

Figura 23 – Corte vertical ,na latitude 6,5 S: Campo médio mensal, do horário de 17h (local), das linhas de corrente do vento ($u,w*100$) (m s^{-1}) para o caso Controle (CTL) (A), Desmatamento (DSM) (B), e diferença DSM – CTL (C). A região de desmatamento é destacada pelo retângulo preto no eixo x

Uma característica do estudo de Silva Dias et al. (2004) foi analisar os eventos onde os ventos alísios foram mais fracos, ou seja, a influência da energética dos ventos de grande escala de Leste foi minimizada, na tentativa de se observar mais claramente

a formação da brisa. Neste estudo foram considerados todos os eventos. A existência da célula térmica sobre o desmatamento poderia até ser mais realçada se uma análise média fosse feita em situações particulares de circulação de grande escala mais fraca. Mostra-se, de forma pictórica, como a célula térmica sobre a região da BR-163 estabeleceu-se neste estudo (Figura 24).

Figura 24 – Esquema pictórico da formação de circulação local (célula térmica) em corte vertical Leste-Oeste sobre a rodovia BR-163. O vento predominante de Leste compõe com a formação de uma célula um pouco deslocada à oeste da bolha de calor (pastagem). Note como a velocidade do vento, acima do dossel, modifica conforme a cobertura do solo (floresta ou pastagem).

2.2.3 Análise do ciclo diurno

Discutem-se aqui as variações na escala do ciclo diurno, com respeito às simulações Controle e Desmatamento, formulando-se a seguinte questão: “*Como as modificações do uso da terra (conversão floresta-pastagem) alteram o ciclo diurno das*

variáveis relacionadas ao ciclo de energia e água, nas áreas de desmatamento, bem como nas regiões de floresta remanescentes?”.

Para uma análise mais focalizada serão discutidos os impactos médios no ciclo diurno, para as regiões interna e externa à região do desmatamento, como definido na Metodologia. No caso da precipitação, as maiores taxas de chuva ocorreram próximo ao meio-dia (hora local) (Figura 25A e B). Após esse horário, a chuva apresentou uma redução até o início da noite, sugerindo que os mecanismos controladores da chuva foram fortemente convectivos. O padrão de redução da precipitação no cenário DSM, para os pontos internos, não foi constante ao longo do dia, ainda sugerido na Figura 25A. Próximo às 21h local, observou-se até mesmo um aumento da chuva de 10 mm, no cenário Desmatamento. Ainda, no caso Desmatamento, o pico de máxima precipitação não ficou bem definido ao redor do meio-dia, mas distribui-se entre 10h até o final da tarde. A maior redução da chuva ocorreu próxima ao meio-dia (Figura 25C).

Nenhuma mudança substancial foi observada nos pontos externos, regiões onde a cobertura de floresta não foi alterada (Figura 25B e C).

Embora tenha havido uma baixa significância do teste *t-Student* nos fluxos médios espaciais de irradiância solar incidente e saldo de radiação, observa-se no ciclo diurno que a irradiância solar apresentou aumento nos pontos internos, ao redor de 10 W m^{-2} , durante todo o período diurno, consistente com uma diminuição predominante da formação de nuvens sobre o desmatamento (Figura 26C). Na região externa ao desmatamento, o aumento da irradiância solar também foi observado, porém em uma intensidade bem menor, aquém de 2 W m^{-2} . Quanto ao saldo de radiação (Figura 26D, E e F), fica novamente evidente a importância das características biofísicas da pastagem na interpretação do saldo de radiação. Embora a energia solar incidente tenha aumentado, o albedo da pastagem reflete parte dessa energia, absorvendo-a menos. A importância do albedo é pouco substancial na região externa ao desmatamento (Figura 26F).

Figura 25 - Ciclo diurno da precipitação (mm): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões

Figura 26 – Ciclo diurno da irradiância solar incidente (K_i) ($W m^{-2}$): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões; saldo de radiação (R_n) ($W m^{-2}$): (D) Região interna ao desmatamento, (E) região externa ao desmatamento, e (F) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões

A energia disponível é, de forma aproximada, particionada nos fluxos de calor sensível e latente. Os aspectos biofísicos de cada ecossistema (pastagem ou floresta) condicionam essa partição de energia. A floresta geralmente prioriza a evapotranspiração (LE), que domina sobre o aquecimento da superfície (H). Já na pastagem, prioriza-se o aquecimento da superfície, mais freqüentemente quando há estresse hídrico. Essas características foram observadas na análise do ciclo diurno dos fluxos de energia (Figura 27C). O fluxo de calor latente apresentou diminuição concorrente com a evolução do período diurno, com um máximo às 15h local. A variação de H e LE na região externa ao desmatamento é muito pequena, com exceção apenas no horário logo após o meio-dia, onde tanto H quanto LE apresentam um sinal de aumento, no cenário Desmatamento. Parte destas diferenças, na região externa ao desmatamento, ocorreria porque os efeitos da célula térmica estender-se-iam além da região de desmatamento, próximos às fronteiras da rodovia, sobre áreas de floresta. Isto explicaria algumas oscilações com padrão pouco definido, ou seja, uma compensação de efeitos praticamente nulos, em áreas distantes da área de desmatamento, com outros sobre áreas próximas ao desmatamento.

O aquecimento à superfície, após o desmatamento, fica evidente na análise da temperatura a 50 metros (Figura 28). O ciclo diurno da temperatura apresenta uma amplitude média de aproximadamente 5 °C na região interna. Os resultados mostraram que o impacto do desmatamento foi mais forte no período próximo à máxima temperatura (próximo às 15h local) e mais fraco no período da temperatura mínima do dia (próximo às 6h local). O aumento da temperatura mínima (máxima) foi aproximadamente de 0,2 (0,6) °C. No período da tarde, houve considerável redução de LE e aumento de H (Figura 27), favorecendo assim uma atmosfera ainda mais seca e quente que no período da manhã. É, portanto, por esse motivo que as maiores diferenças (DSM – CTL) ocorreram após o meio-dia. Na região externa ao desmatamento, por outro lado, as diferenças foram desprezíveis.

Figura 27 - Ciclo diurno do fluxo de calor sensível (H) ($W m^{-2}$): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões; fluxo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$): (D) Região interna ao desmatamento, (E) região externa ao desmatamento, e (F) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões

Figura 28 - Ciclo diurno da temperatura (a 50 metros) (°C): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões

As variações da velocidade do vento no cenário Desmatamento no ciclo diurno, que corresponderam a um aumento médio de 30% (Tabela 4), apresentaram alterações aproximadas entre 0,25 e 0,6 m s⁻¹ de aumento no caso DSM (Figura 29C). As diferenças decorreram em grande parte pelos parâmetros aerodinâmicos de cada ecossistema, que controlam o transporte de *momentum* localmente. No entanto, relativamente, as diferenças foram mínimas durante o dia, e maiores durante a noite. A diminuição do vento observada durante a noite deve-se à formação da camada de inversão que promove o desacoplamento do vento à superfície em relação ao vento em maiores altitudes (BASTABLE et al., 1993). Porém ao contrário do estudo daqueles,

onde a magnitude do vento noturno na pastagem apresentou uma redução maior à observada na floresta, o padrão observado neste trabalho mostrou que o vento na pastagem foi sempre superior ao da floresta na região interna, e apresentou marcada semelhança com o padrão observado na temperatura (Figura 28). Os valores simulados na floresta, por outro lado, apresentaram variação semelhante ao estudo de Bastable et al. (1993).

Nenhum sinal de mudança foi claramente sugerido na velocidade do vento para a região externa ao desmatamento. O valor médio para o mês de Novembro sugere aumento de apenas 1% (contra 30% na região perturbada) (Tabela 4).

Figura 29 - Ciclo diurno da velocidade do vento (m s^{-1}): (A) Região interna ao desmatamento, (B) região externa ao desmatamento, e (C) diferença Desmatamento – Controle nas duas regiões

2.2.4 Influência da topografia

Faz-se aqui a análise da influência da topografia nos padrões do desmatamento, formulando-se a seguinte questão geral: *“Como a topografia poderia influenciar na resposta do clima ao desmatamento, na área de desmatamento e áreas preservadas?”*.

Para essa análise foi utilizado o Erro Padrão Médio (EPM) (WEISSTEIN, 2005) (APÊNDICE B). A utilização do EPM, neste caso, se deve ao valor médio de cada variável apresentar alto Desvio Padrão Médio, conseqüente da alta variação espacial e diurna, no cálculo do valor médio. Em outras palavras, para uma melhor visualização das figuras mostradas nesta seção, faz-se o uso do EPM.

A variação da precipitação com a topografia, nos casos CTL e DSM, seguiu um padrão bem definido de redução, à partir da superfície, até a faixa de 400 a 500 metros (Figura 30A). A exceção ocorre na faixa acima de 500 m, onde em ambos os casos a chuva volta a aumentar levemente. Pela diferença (DSM – CTL) surge uma pequena discriminação do impacto da chuva, conforme a altitude: os menores impactos na chuva ficaram localizados acima de 300 m de altitude, e os maiores entre 100 e 300 m. na faixa de topografia abaixo de 100 m, as diferenças não se apresentaram, pois se tratam predominantemente dos corpos de água, onde não houve diferença na cobertura de superfície entre as duas simulações.

Na área externa, todavia, nota-se que há uma pequena redução da precipitação no cenário Desmatamento, até 400 m, que talvez seja o aspecto mais importante. Mas na faixa de topografia imediatamente superior (entre 400 e 600 m) surgem diferenças muito mais substanciais, semelhante às da região perturbada.

A água armazenada no solo apresenta um padrão de variação de um certo aumento com a altitude, em ambos os cenários (Figura 30C). Porém na região externa há aumento da água na faixa mais superior, acima de 500 m. Comparando-se as diferenças resultantes no desmatamento, o mais notável foi uma inversão de sinal na faixa de 300 m, na região interna (Figura 30D): isto mostrou um solo mais úmido na pastagem, condicionado às maiores altitudes. Nas áreas externas o solo fica mais seco

na pastagem, com uma certa acentuação nas altas cotas topográficas próximas à 500 metros.

Figura 30 - (A) Distribuição da precipitação (mm) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (i) e externa (e). (B) Diferença DSM - CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento. (C) e (D) são respectivamente iguais a (A) e (B), apenas para água armazenada no solo (mm)

Discutindo-se o padrão de K_i e R_n (Figura 31), mostrou-se bastante notável o aumento das irradiâncias com a topografia, como é esperado, devido à menor atenuação da atmosfera (Figura 31A). Quanto ao impacto do desmatamento, o aumento de K_i (redução da cobertura de nuvens) é observado em toda faixa de topografia na região de desmatamento, havendo entre 100 e 200 m um sinal mais forte

de variação. O saldo de radiação, que reduz no desmatamento, apresentou sinais mais fortes na faixa acima de 300 até 400 m. Estes sinais podem ter ocorrido mais pronunciadamente nestas altitudes devido à presença maior do desmatamento conforme a Figura 5B. Neste caso, o albedo pode ter atuado de forma mais intensa contribuindo para uma maior redução do saldo de radiação. Na região externa, as variações com a topografia foram desprezíveis.

Há uma semelhança dos padrões obtidos de K_i e R_n (Figura 31) com os padrões dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) (Figura 32), respectivamente. Para H , a faixa de maior impacto foi acima de 100, até 250 metros, na região interna. Esta também foi a faixa topográfica de maior impacto da precipitação (Figura 30B). Para o fluxo LE , a faixa de maior impacto foi acima de 100 m, até 300 m, na região interna. Na região externa, os fluxos de calor sensível e latente não mostraram variação substancial com a altitude.

As temperaturas média, mínima e máxima, apresentaram um padrão de diminuição conforme aumento da faixa de topografia, com exceção da faixa inferior (de 0 a 100 metros), onde existe uma influência muito forte da presença de rios no cálculo da média (Figura 33). A análise da diferença $DSM - CTL$ apresentou semelhança aos resultados obtidos para o fluxo de calor sensível, devido à associação entre essas duas variáveis. A faixa de maior impacto (aumento da temperatura), na região interna, foi entre 200 e 300 metros, enquanto que a faixa entre 500 e 600 metros apresentou sinais mais fortes na região externa, com exceção apenas na análise referente à temperatura máxima.

Figura 31 - (A) Distribuição da irradiância solar incidente (K_i) (W m^{-2}) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (i) e externa (e). (B) Diferença DSM – CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento. (C) e (D) são respectivamente iguais a (A) e (B), apenas para saldo de radiação (R_n) (W m^{-2})

Figura 32 - (A) Distribuição do fluxo de calor sensível (H) (W m^{-2}) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (i) e externa (e). (B) Diferença DSM – CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento. (C) e (D) são respectivamente iguais a (A) e (B), apenas para fluxo de calor latente (LE) (W m^{-2})

Figura 33 - (A) Distribuição da temperatura média (a 50 metros) (°C) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (i) e externa(e). **(B)** Diferença DSM – CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento. **(C)** e **(D)**, e **(E)** e **(F)** são iguais a **(A)** e **(B)**, apenas para temperatura mínima e máxima, respectivamente (°C)

A velocidade do vento aumenta com a topografia, como geralmente era esperado. Quanto aos impactos após o desmatamento, mostrou um aumento pronunciado em todas as faixas de topografia (Figura 34). Também, de forma clara, há um aumento do impacto (área interna ao desmatamento) com o aumento da topografia (Figura 34B). A faixa entre 300 e 400 metros foi a de maior impacto observado. Na área não perturbada, não houve mudanças substanciais na velocidade do vento. O aumento do vento com a topografia, nas áreas internas ao desmatamento, poderia explicar a variação do fluxo de calor latente, que mostrou um padrão semelhante.

Figura 34 - (A) Distribuição da velocidade do vento ($m s^{-1}$) conforme faixa de topografia para as simulações Controle (CTL) e Desmatamento (DSM), nas regiões interna (i) e externa(e). (B) Diferença DSM – CTL referente às regiões interna (int) e externa (ext) ao desmatamento

3 CONCLUSÕES

Este trabalho buscou quantificar, por meio de um experimento numérico de simulação da atmosfera com alta resolução (16 km por 16 km), alguns impactos no ciclo hidrológico, especialmente o padrão da precipitação, decorrentes do desmatamento regional na região da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163). Foi utilizado um cenário de desmatamento provido por modelos empíricos de desmatamento, para o ano de 2026, numa situação sem governância.

De maneira geral, houve uma modificação substancial do padrão de chuva na região, após o desmatamento, com uma redução em até 7% da precipitação média na área que foi desmatada. Porém a distribuição heterogênea do uso da terra induziu à formação de uma célula térmica sobre a região desmatada, o que resultou em uma certa variabilidade espacial da chuva. A posição da faixa de desmatamento, que fica ao longo da rodovia BR-163 e geralmente perpendicular à circulação de grande escala, ajudou a compor alguns aspectos particulares das circulações secundárias geradas.

A célula térmica gerada provocou o levantamento de massa (por convergência) aproximadamente acima da região desmatada, carregando vapor d'água proveniente das regiões de floresta nas adjacências, e promovendo a formação de nuvens e chuva convectiva. A extensão da célula, entre os dois ramos descendentes, foi aproximadamente o dobro da extensão da faixa de desmatamento, mostrando que os efeitos vão além das áreas desmatadas. Neste caso da BR-163, a célula foi levemente deslocada para oeste, onde ocorreu aumento da precipitação. À leste, e sobre o setor central do desmatamento, houve redução da precipitação. Notou-se uma pequena mudança na distribuição da chuva ao longo do dia no caso do desmatamento, que não mostrou um horário de máxima precipitação bem definido, e também sugeriu um pequeno aumento da chuva no período noturno. As respostas ao desmatamento ocorreram de forma diferenciada conforme a faixa de topografia analisada. Nas áreas além das fronteiras do desmatamento, houve um pequeno sinal de redução da chuva, nos setores de cota superiores à 500 m.

De maneira geral, este estudo vem a contribuir para um melhor entendimento dos impactos do desmatamento em escala local na Amazônia, comparados aos impactos previstos por modelos de grande escala. O estudo foi realizado em um período de transição de estação, seca para chuvosa. É muito provável que os impactos em outras épocas do ano apresentem um padrão diferente, de maior ou menor ordem. Na estação chuvosa, a partição de energia é mais homogênea sobre os ecossistemas de floresta e pastagem, portanto, a existência de circulações secundárias seria mais improvável. Adicionalmente, em períodos de El Nino (o qual promove maior secamento na região amazônica central e oriental), os processos propostos pelo trabalho poderiam ser, de certa forma, até mesmo intensificados.

Para futuros trabalhos, diversos fatores poderiam ser modificados e/ou analisados de forma mais detalhada. Por exemplo, seria de extrema importância analisar os processos envolvidos na região de desmatamento localizada ao norte do Mato Grosso, para possivelmente distinguir os efeitos desta região aos observados na região onde a célula térmica foi formada (latitude 6,5 S). Quais seriam os controladores e os fatores que impulsionaram a formação da célula térmica na latitude 6,5 S, e, paralelamente, quais os controladores e fatores que de certa maneira inibiram a formação deste mesmo padrão no norte do Mato Grosso (exemplo, extensão do desmatamento, direção do vento predominante, etc)?

Adicionalmente, as diferenças entre os setores leste e oeste da região de transição floresta-pastagem poderiam ser analisadas a partir dos cálculos das variáveis de fluxos e de superfície referentes a cada um dos setores, separadamente. Com isso, a contribuição de cada variável, e a forma como a energia pode ter sido particionada pode evidenciar os fatores principais na formação da célula térmica. Neste contexto, a análise diurna também poderia ser inserida.

Finalmente, um estudo abrangendo todo o ciclo sazonal da região e onde a extensão do desmatamento fosse gradualmente modificada proporcionaria uma contribuição importante no entendimento dos padrões formados a partir dos mecanismos de escala local, em relação aos mecanismos provenientes do desmatamento de grande escala da região amazônica. Um limiar, portanto, poderia ser

traçado dividindo a extensão de desmatamento, onde o padrão das circulações locais predomina, em relação à extensão onde os mecanismos de grande escala atuam e, de certa forma, são mais bem entendidos até o momento. Torna-se evidente, no entanto, que todas as sugestões propostas estão, de alguma maneira, associadas, onde, por exemplo, o impacto do desmatamento com relação à extensão da perturbação pode apresentar resultados diferentes conforme época do ano, faixa de topografia, e assim por diante. Note que, o custo computacional para análises dessa natureza deve ser considerado de extrema importância, e, portanto, deve ser formulado no início de cada proposta de trabalho.

REFERÊNCIAS

ALENCAR, A.; NEPSTAD, D.; MCGRATH, D.; MOUTINHO, P.; PACHECO, P.; DIAZ, M. D. C. V.; SOARES FILHO, B. **Desmatamento na Amazônia: indo além da "Emergência Crônica"**. Belém: Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia, 2004. 88 p.

AVISSAR, R.; LIU, Y. Q. Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 101, n. D3, p. 7499-7518, 1996.

AVISSAR, R.; SILVA DIAS, P. L. da; SILVA DIAS; M. A. F. da; NOBRE, C. A. The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): insights and future research needs. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 107, n. D20, p. 8086, 2002.

BASTABLE, H. G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. L. G.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observations of climate, albedo, and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest. **International Journal of Climatology**, Chichester, v. 13, n. 7, p. 783-796, 1993.

BRUNO, R. D. **Variabilidade da umidade do solo sobre floresta tropical e Cerrado**. 2004. 189 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2004.

BRUNO, R. D.; ROCHA, H. R. da; FREITAS, H. C. de; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D. Soil moisture dynamics in na eastern Amazonian rain forest. **Hydrological Processes**, Chichester, 2005. In press.

CLIMANÁLISE: Boletim de monitoramento e análise climática. Cachoeira Paulista: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, v. 17, n. 11, nov. 2002. 40 p.

CLIMATE DIAGNOSTICS CENTER (NOAA-CIRES). **The NCEP/NCAR Reanalysis Project**. Disponível em: <<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>>. Acesso em: 12 de out. 2004.

COORDENAÇÃO-GERAL DE OBSERVAÇÃO DA TERRA. **Monitoramento da floresta Amazônica Brasileira por satélite - Projeto PRODES**. Disponível em: <<http://www.obt.inpe.br/prodes/>>. Acesso em: 10 de jul. 2005.

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**, Vienna, v. 82, n. 1-4, p. 5-29, 2003.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J.; WILSON, M. F. **Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme**. Colorado: National Center for Atmospheric Research, 1986. 69 p (Technical Report NCAR/TN-275+STR).

DOLMAN, A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. da; CALVET, J. C.; ASHBY, M.; TAHARA, A. S.; DELIRE, C.; KABAT, P.; FISCH, G. A.; NOBRE, C. A. Meso-scale effects of tropical deforestation in Amazonia: preparatory LBA modelling studies. **Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences**, New York, v. 17, n. 8, p. 1095-1110, 1999.

GANDU, A. W.; P. COHEN, J. C.; SOUZA, J. R. S. de. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, Vienna, v. 78, n. 1-3, p. 123-135, 2004.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. Climatic effects of Amazonian deforestation: Some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Boston, v. 78, n. 5, p. 823-830, 1997.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. 611 p.

GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; ROCHA, H. R. da; MENTON, M. C.; FREITAS, H. C. de; FIGUEIRA, A.; SOUZA, C. A. D. de. Diel and seasonal patterns of tropical Forest CO₂ exchange. **Ecological Applications**, Washington, v. 14, n. 4, p. S42-S54, 2004.

HODNETT, M. G.; SILVA, L. P. da; ROCHA, H. R. da; SENNA, R. C. Seasonal soil-water storage changes beneath Central Amazonian rainforest and pasture. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 170, n. 1/4, p. 233-254, 1995.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Climatologia**. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/climatologia/combo_climatologia_C.html>. Acesso em: 10 de jul. 2005.

KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; MARTINS, J. V. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. **Science**, Washington, v. 303, n. 5662, p. 1342-1345, 2004.

LARGE-SCALE BIOSPHERE ATMOSPHERE EXPERIMENT IN AMAZONIA (LBA). **O experimento de grande escala da biosfera-atmosfera na Amazônia (LBA).**

Cachoeira Paulista: Grupo de Planejamento Científico do LBA, 1996. 48 p (Plano experimental conciso).

LAURANCE, W. F.; ALBERNAZ, A. K. M.; FEARNside, P. M.; VASCONCELOS, H. L.; FERREIRA, L. V. Deforestation in Amazonia. **Science**, Washington, v. 304, n. 5674, p. 1109, 2004.

LEAN, J.; BUNTON, C. B.; NOBRE, C. A.; ROWNTREE, P. R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 31, p. 549-576.

MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D.; CLEMENT, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 107, n. 0, 2002.

MANZI, A. O.; PLANTON, S. A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 29, p. 505-529.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; MENTON, M. C.; ROCHA, H. R. da; FREITAS, H. C. de; FIGUEIRA, A.; SOUSA, C. A. D. de. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. **Ecological Applications**, Washington, v. 14, n. 4, p. S114-S126, 2004.

NEPSTAD, D.; CAPOBIANCO, J. P.; BARROS, A. C.; CARVALHO, G.; MOUTINHO, P.; LOPES, U.; LEFEBVRE, P. **Avança Brasil: os custos ambientais para a Amazônia**. Belém: Gráfica e Editora Alves, 2000. 24 p (Relatório do projeto "Cenários futuros para a Amazônia").

NEPSTAD, D.; MCGRATH, D.; ALENCAR, A.; BARROS, A. C.; CARVALHO, G.; SANTILLI, M.; DIAZ, M. D. V. Frontier governance in Amazonia. **Science**, Washington, v. 295, n. 5555, p. 629, 2002.

NEPSTAD, D.; LEFEBVRE, P.; SILVA, U. L. da; TOMASELLA, J.; SCHLESINGER, P.; SOLORZANO, L.; MOUTINHO, P.; RAY, D.; BENITO, J. G. Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: a basin-wide analysis. **Global Change Biology**, Oxford UK, v. 10, n. 5, p. 704-717, 2004.

NEPSTAD, D.; CARVALHO, G.; BARROS, A. C.; ALENCAR, A.; CAPOBIANCO, J. P.; BISHOP, J.; MOUTINHO, P.; LEFEBVRE, P.; SILVA, U. L.; PRINS, E. Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 154, n. 3, p. 395-407, 2001.

NEPSTAD, D.; CARVALHO, C. R. de; DAVIDSON, E. A.; JIPP, P. H.; LEFEBVRE, P. A.; NEGREIROS, G. H.; SILVA, E. D. da; STONE, T. A.; TRUMBORE, S. E.; VIEIRA, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, London, v. 372, n. 6507, p. 666-669, 1994.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, Boston, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.

NÚCLEO DE MONITORAMENTO CLIMÁTICO (NURMA). **BHBRASIL – Balanços hídricos climatológicos de 500 localidades brasileiras**. Disponível em: <<http://www.lce.esalq.usp.br/nurma.html>>. Acesso em: 12 de out. 2004.

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**, Vienna, v. 49, n. 1/4, p. 69-91, 1992.

RANDOW, C. von; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J. de; 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**, Vienna, v. 78, n. 1/3, p. 5-26, 2004.

ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; COSTA, J. P.; MCWILLIAM, A. L. C.; SÁ, T. D. de A. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap.16, p. 287-306.

ROCHA, H. R. da. **Modelagem e observações das relações biosfera-atmosfera na região Sudeste**. 1998. 142 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1998.

ROCHA, H. R. da; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; WRIGHT, I. R.; SELLERS, P. J. A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and a single column model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Reading, v. 122, n. 531, p. 567-598, 1996a.

ROCHA, H. R. da; SELLERS, P. J.; COLLATZ, J.; WRIGHT, I.; GRACE, J. Calibration and use of SiB2 model to estimate H₂O and CO₂ exchanges in ABRACOS forest sites. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.).

Amazonian deforestation and climate. Chichester: John Wiley, 1996b. chap. 27, p. 459-472.

ROCHA, H. R. da; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L.; FREITAS, H. C. de; FIGUEIRA, A. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, Washington, v. 14, n. 4, p. S22-S32, 2004.

ROSOLEM, R.; BASTIDAS, L. A.; SHUTTLEWORTH, W. J.; GONÇALVES, L. G. G. de; BURKE, E. J.; ROCHA, H. R. da; MILLER S. D.; GOULDEN, M. L. Evaluation of the effect of selective logging on the energy-water and carbon exchange processes. In: Seventh Scientific Assembly of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS). 2005, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** Foz do Iguaçu: IAHS, 2005. p. 118-125.

ROY, S. B.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 107, n. D20, p. 8037, 2002.

SILVA DIAS, M. A. F. da; REGNIER, P. Simulation of mesoscale circulations in a deforested area of Rondonia in the dry season. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 30, p. 531-546, 1996.

SILVA DIAS, M. A. F. da.; SILVA DIAS, P. L. da; LONGO, M.; FITZJARRALD, D. R.; DENNING, A. S. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modeling results. **Theoretical and Applied Climatology**, Vienna, v. 78, p. 111-121, 2004.

SILVA DIAS, M. A. F. da.; PETERSEN, W.; SILVA DIAS, P. L. da; CIFELLI, R.; BETTS, A. K.; LONGO, M.; GOMES, A. M.; FISCH, G. F.; LIMA, M. A.; ANTONIO, M. A.; ALBRECHT, R. I. A case study of convective organization into precipitating lines in the Southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 107, n. D20, p. 8078, 2002.

SOARES FILHO, B.; ALENCAR, A.; NEPSTAD, D.; CERQUEIRA, G.; DIAZ, M. D. V.; RIVERO, S.; SOLORZANO L.; VOLL, E. Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon highway: the Santarem-Cuiaba corridor. **Global Change Biology**, Oxford UK, v. 10, n. 5, p. 745-764, 2004.

SUD, Y. C.; YANG, R.; WALKER, G. K. Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: general circulation model simulation study. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 101, n. D3, p. 7095-7109, 1996.

WALKER, G. K.; SUD, Y. C.; ATLAS, R. Impact of the ongoing Amazonian deforestation on local precipitation - a GCM simulation study. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Boston, v. 76, n. 3, p. 346-361, 1995.

WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J. **RAMS, Regional Atmospheric Modeling System Version 5.0**: model input namelist parameters. [s.l.]: Atmospheric, Meteorological, and Environmental Technologies, 2002. 59 p. Namelist parameters manual.

WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J.; VIDALE, P. L. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, Boston, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2000.

WEISSTEIN, E. W. "Standard Error" from MathWorld -- a Wolfram web resource. Disponível em: <<http://mathworld.wolfram.com/StandardError.html>>. Acesso em: 10 de jul. 2005.

WERTH, D.; AVISSAR, R. The local and global effects of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 107, n. D20, p. 8087, 2002.

WRIGHT, I. R.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; ROCHA, H. R. da; ROBERTS, J. M.; VERTAMATTI, E.; CULF, A. D.; ALVALÁ, R. C. S.; HODNETT, M. G.; UBARANA, V. N. Towards a GCM surface parameterization of Amazonia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 28, p. 473-504, 1996.

APÊNDICES

APÊNDICE A

Teste estatístico *t-Student*

O teste *t-Student*, a partir deste ponto referenciado como *teste-t*, analisa se os valores médios entre dois grupos são estatisticamente diferentes, levando-se também em consideração a variabilidade da distribuição de cada grupo. Neste caso, os dois grupos foram divididos conforme o cenário de cobertura do solo, ou seja, Controle e Desmatamento. A fórmula utilizada é:

$$t = \frac{\bar{X} - \bar{Y}}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}} \quad (3)$$

Onde,

$\bar{X}$ é o valor médio do grupo X;

$\bar{Y}$ é o valor médio do grupo Y;

n_i é o número de amostras de cada grupo, respectivamente para X (n_1) e Y (n_2); e

S_i^2 é a variância de cada grupo, respectivamente para X (S_1) e Y (S_2)

Adicionalmente, o intervalo de confiança (geralmente entre 90 e 99%) e o número de graus de liberdade são necessários para a análise do resultado do teste. Os intervalos de confiança entre 90 e 95%, 95 e 99%, e acima de 99%, são aqui referenciados, por conveniência, respectivamente aos impactos de ordem moderada, elevada, e muito elevada. O índice p é utilizado para referenciar o intervalo de confiança, onde p igual a 0,1, 0,05 e 0,01, corresponde respectivamente aos valores de 90, 95 e 99% do intervalo de confiança. O número de graus de liberdade é definido como $n - 1$, já que os dois grupos apresentam o mesmo número de dados, ou seja, $n_1 = n_2 = n$.

A hipótese de que um grupo é estatisticamente diferente de outro é corroborada quando o valor obtido, t , é superior ao valor de referência, t_r . As informações de t_r são geralmente obtidas através de uma tabela de referência que utiliza informações cruzadas do intervalo de confiança com o número de graus de liberdade.

Os campos médios de cada variável apresentam uma variação espacial de acordo com os pontos de grade no domínio de estudo. A aplicação do teste, portanto, analisa as diferenças entre os grupos, porém restritos à mesma posição na grade de cada cenário (Controle e Desmatamento). O teste-t utilizado é chamado, portanto, de *teste-t pareado*, e é utilizado especialmente quando cada dado de um grupo apresenta uma relação única com seu correspondente do outro grupo analisado, formando um par.

O teste torna-se confiável para grupos com distribuições Normais, porém, para grupos com número de amostras alto e, principalmente, quando o número de graus de liberdade é superior a 30, a distribuição é aproximadamente Normal.

O *script* que calcula o valor do teste-t, utilizado no software GrADS (*Grads Analysis and Display System*) desenvolvido pelo *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies* (COLA)⁴, é uma versão modificada do *script* utilizado pelo *Center for Climate Research*⁵. Segue abaixo o exemplo da versão utilizada para o cálculo do teste para a temperatura média acima do dossel.

⁴ O software GrADS é disponibilizado em <<http://grads.iges.org/grads/grads.html>>

⁵ GrADS Statistical Significance Scripts. Disponível em: <http://ccr.aos.wisc.edu/model/grads/grads_statsig.html>. Acesso em 23 de mar. 2005.

```

'reinit'
'inicia'

# Definindo o periodo onde o teste sera efetuado (Novembro 2002)
t1 = 97
t2 = 336

# graus de liberdade = n - 1 (onde n1=n2=n)
n1 = t2 - t1 + 1
n2 = n1
df = n1 - 1
say
say "df = " df

### Grade 2 (fina)

# Configuracoes gerais
'set grads off'
'set grid off'
'set xlint 2'
'set ylint 1'
'set gxout shaded'

### Temperatura 50m media (C)
say "Temperatura 50m media"
'open ../CTL2/ramspost/Controle_sup_'grade'.ctl'
'open ../DSM/ramspost/Desmatamento_sup_'grade'.ctl'

# x = media, s = desvio padrao, 1 = CTL, 2 = DSM
'x1 = ave(t50m.1,t='t1',t='t2')'
's1 = sqrt(ave(pow(t50m.1-x1,2),t='t1',t='t2')*(('n1'/('n1'-1))))'
'x2 = ave(t50m.2,t='t1',t='t2')'
's2 = sqrt(ave(pow(t50m.2-x2,2),t='t1',t='t2')*(('n2'/('n2'-1))))'

# computando teste-t
denom = sqrt( (pow(s1,2)/n1) + (pow(s2,2)/n2) )
num = x1 - x2
ttest = num/denom

# Valor absoluto (apenas para evitar valor negativo)
'ttest = abs(ttest)'

# Escolha dos niveis a partir do intervalo de confianca 90, 95 e 99%
# respectivamente, p igual a 0.1, 0.05 e 0.01.
# Os valores são obtidos a partir da tabela de referencia
# disponivel em <http://members.aol.com/johnp71/pdfs.html>
'set clevs 1.6513 1.9699 2.5966'
'set ccols 0 90 94 99'
'd ttest'
'draw title Teste-t (DSM) (T50med)'
'run cbar1.gs 1 1 8'

```


APÊNDICE B

Erro Padrão Médio

O Erro Padrão Médio (EPM) foi utilizado para facilitar na visualização dos resultados referentes à seção 2.2.4 Influência da topografia. O EPM suaviza as informações referentes ao Desvio Padrão Médio (DPM) com a inclusão do fator $(\sqrt{N})$ no denominador da equação referente ao DPM. O EPM, portanto, estima o desvio padrão de uma amostragem média, baseado em sua população média, conforme descrito abaixo:

Desvio Padrão Médio

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{(N-1)} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \quad (4)$$

Erro Padrão Médio

$$EPM = \frac{\sigma}{\sqrt{N}} = \sqrt{\frac{1}{(N)(N-1)} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \quad (5)$$

Onde,

X_i é o valor da amostra no tempo i ,

$\bar{X}$ é o valor médio para todo o período, e

N é o número total de amostras.

A função *nanste.m* utilizada no *software* Matlab®⁶ foi escrita a partir da adição do fator $(\sqrt{N})$ no denominador do DPM (função *std.m*). A função *nanste.m* é descrita abaixo:

⁶ The Mathworks (<http://www.mathworks.com/>)

```

function y = nanste(x)
%   NANSTE Standard error ignoring NaNs. (changed from std.m by Rafael Rosolem
[04.23.2004])
%   NANSTE(X) returns the same standard error treating NaNs
%   as missing values.
%
%   For vectors, NANSTE(X) is the standard errors of the
%   non-NaN elements in X. For matrices, NANSTE(X) is a row
%   vector containing the standard error of each column,
%   ignoring NaNs.
%
%   See also NANMEAN, NANMEDIAN, NANMIN, NANMAX, NANSUM, NANSTD.

nans = isnan(x);
i = find(nans);

% Find mean
avg = nanmean(x);

if min(size(x))==1,
    count = length(x)-sum(nans);
    x = x - avg;
else
    count = size(x,1)-sum(nans);
    x = x - avg(ones(size(x,1),1),:);
end

% Replace NaNs with zeros.
x(i) = zeros(size(i));

% Protect against a column of all NaNs
i = find(count==0);
count(i) = ones(size(i));
y = sqrt(sum(x.*x)./(max(count-1,1).*max(count,1))); % RR added ...'*max(count,1)'
y(i) = i + NaN;

```