

IMPACTO DAS MODIFICAÇÕES DA COBERTURA VEGETAL NO BALANÇO DE ÁGUA NA AMAZÔNIA: UM ESTUDO COM MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA (MCGA)

FRANCIS WAGNER SILVA CORREIA¹, REGINA CÉLIA DOS SANTOS ALVALÁ² e ANTÔNIO OCIMAR MANZI³

^{1,3} Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA.
Av. André Araújo, 2936, Bairro Petrópolis, Caixa Postal 478, CEP: 69011-970, Manaus, AM.

Email: ¹francisw@inpa.gov.br

² Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE.
Av. dos Astronautas, 1758, Jd. da Granja. CEP: 12227-010, São José dos Campos, SP.

Recebido Setembro 2005 - Aceito Agosto 2006

RESUMO

O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (T62L28) acoplado ao esquema de superfície Simplified Simple Biosphere Model (SSiB) foi utilizado para avaliar as conseqüências climáticas decorrentes de modificações da cobertura vegetal na bacia Amazônica de acordo com três cenários de desflorestamento: alterações atuais; previstas para o ano de 2033 e desflorestamento de grande escala da Amazônia. Para cada cenário realizaram-se três integrações para um período de três anos. Em todos os cenários, observou-se um mecanismo de retroalimentação negativo, pois o aumento na convergência de umidade agiu no sentido de minimizar os efeitos da redução na evapotranspiração sobre as áreas desflorestadas. No cenário atual a convergência de umidade e a evapotranspiração agiram em sentidos contrários, e o aumento da convergência de umidade sobrepujou a redução na evapotranspiração, conduzindo a um aumento na precipitação na parte sul da bacia Amazônica. Nos outros dois cenários observou-se redução na precipitação, decorrente da diminuição significativa na evapotranspiração. Entretanto, embora havendo redução na precipitação quando toda a floresta Amazônica é substituída por pastagem, a distribuição não foi homogênea, apresentando diminuição na parte leste da bacia e aumento na parte oeste. Em todos os cenários observou-se aumento na convergência de umidade na Amazônia; contudo, no cenário de desflorestamento de grande escala observou-se mudanças mais significativas, sendo o aumento do fluxo de umidade de leste e de norte o principal responsável. No presente estudo, observou-se que o modelo não atingiu completamente o equilíbrio com as novas condições de contorno; dessa forma, os resultados podem estar influenciados pela variabilidade interna do modelo.

Palavras-chaves: MCGA, SSiB, Amazônia, Desflorestamento, Retroalimentação

ABSTRACT: THE IMPACT OF THE LAND COVER CHANGES IN THE WATER BALANCE IN AMAZONIA: A GCM SIMULATION STUDY.

The Atmospheric General Circulation Model of the Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (T62L28) coupled to the land-surface-vegetation model Simplified Simple Biosphere Model (SSiB) was used to investigate the impact of changes in Amazonia land cover on regional climate. Three 3-years integrations were carried out for the following deforestation scenarios: current conditions, a scenario for 2033, and large scale deforestation. In all scenarios, a negative feedback mechanism was observed in the hydrological cycle, since a greater amount of moisture was carried to the deforested areas. The increase of the moisture convergence was greater than the reduction of the evapotranspiration in the current scenario, leading to an increase of the precipitation. A different situation was observed in other scenarios, where the local increase of moisture convergence was not sufficiently intense to generate an increase of the precipitation; the local evapotranspiration was the dominant factor in these scenarios. Although the precipitation decreases when the Amazonia tropical forests were

replaced by degraded pasture the distribution is not homogenous, with decrease in eastern Amazonia and increase in western. In all scenarios observed increase in large scale moisture convergence in Amazon Basin; however, in large scale deforestation observed more significant changes, being the moisture transport increase crossing the northern and eastern boundary the main responsible. The results can be contaminated by the internal variability of the model, since the model equilibrium was not completely reached during the numeric integrations.

Keyword: AGCM, SSiB, Amazon, Deforestation, Feedback

1. INTRODUÇÃO

A Amazônia é uma grande fonte de calor e vapor de água para a atmosfera global. Abrange uma extensa área e está posicionada nos trópicos, onde as trocas de energia entre a superfície continental e a atmosfera são bastante intensas. Mudanças nesse ecossistema provavelmente conduziram a impactos na circulação atmosférica, no transporte de umidade e no ciclo hidrológico, não somente sobre a América do Sul, mas em outras partes do mundo (Hahmann e Dickinson, 1997; Kleidon e Heimann, 2000; Voltaire e Royer, 2004). Na Amazônia, segundo levantamento recente do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), a taxa de desflorestamento foi de 26.130 km² de 2003 a 2004, ou seja, cerca de 6,2% maior do que no período de 2002-2003, sendo a região sul-sudeste da Amazônia (Rondônia, Pará e Mato Grosso) a mais afetada (INPE, 2005). Considerando a série histórica do monitoramento, observou-se que até o ano 2004 aproximadamente 18% do total de área de floresta tinha sido desflorestada. A forma mais detectável de mudanças do uso da terra na Amazônia tem sido a conversão de florestas de dosséis fechados em campos de pastagens e de cultivos. Diante das modificações que vêm ocorrendo nos usos da terra na Amazônia brasileira, algumas questões podem ser levantadas, tais como: “Essas mudanças poderiam causar impactos no balanço hidrológico regional? E, quais seriam estes impactos?”. Uma outra questão é a consideração de um panorama mais realista da cobertura vegetal para a Amazônia e, conseqüentemente, a verificação dos efeitos detectados. O efeito do desflorestamento de grande escala no clima da Amazônia foi avaliado em diferentes estudos (Sud et al., 1996; Manzi e Planton, 1996; Zhang et al., 1996; Lean e Rowntree, 1997; Costa e Foley, 2000; Kleidon e Heimann, 2000; Voltaire e Royer, 2004) através da utilização de Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA). No estudo de Voltaire e Royer (2004) observou-se redução das atividades convectivas quando a floresta foi substituída por pastagem na Amazônia. Na maioria dos estudos numéricos de desflorestamento observou-se redução na convergência de umidade na bacia Amazônica. Contudo, resultados diferentes desses, em especial aumento na convergência de umidade, foram encontrados nas simulações de Manzi e Planton (1996) e de Lean e Rowntree (1997). O objetivo do presente trabalho

foi realizar um estudo de modelagem numérica, utilizando o modelo de circulação geral da atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (MCGA/CPTEC) acoplado ao esquema de superfície Simplified Simple Biosphere Model (SSiB), para três cenários de desflorestamento, a fim de avaliar as conseqüências no balanço de água decorrentes das mudanças nos usos da terra na região da Amazônia.

2. DESCRIÇÃO DO MODELO ATMOSFÉRICO

As simulações numéricas foram realizadas com o MCGA do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (MCGA/CPTEC). Kinter et al. (1997) descreveram as suas principais características, enquanto Bonatti (1996) introduziu as modificações no MCGA original do Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies (COLA). A versão do modelo global utilizada é a T62L28, com 28 níveis na vertical e truncamento triangular na onda zonal de número 62, ou seja, com resolução horizontal de aproximadamente 2°. O modelo é formulado com uma discretização espectral na horizontal e um esquema de diferenças finitas na vertical e no tempo. A parametrização de Kuo (1974) é o esquema de convecção profunda do modelo, enquanto que o esquema de Tiedtke (1983) é utilizado para representar a convecção rasa. O esquema de fechamento de Mellor-Yamada 2.0 é utilizado para representar a turbulência na camada limite planetária (Mellor e Yamada, 1982). A radiação de onda curta baseia-se no modelo de Lacis e Hansen (1974), modificado por Davies (1982), e a formulação da radiação de onda longa segue o modelo de Hashvardhan et al. (1987). Os fluxos de momentum, de calor latente, de calor sensível e de radiação entre a superfície vegetada e a atmosfera são determinados pela interação entre a camada mais baixa do modelo e o esquema de superfície acoplado, o Simplified Simple Biosphere Model – SSiB (Xue et al., 1991).

3. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

Foram realizados quatro experimentos, os quais foram denominados CONTROL, PROVEG, CEN2033, DESFLOR. Nos experimentos CONTROL e PROVEG os mapas de vegetação da América do Sul incluíram a representação da vegetação

na região da Amazônia Legal elaboradas pelo projeto ProVeg (Sestini et al., 2002), isto é, com os mapas de vegetação considerando, respectivamente, a vegetação original e incluindo as áreas desflorestadas, sendo representadas por pastagem degradada (Figuras 1a, b). No experimento CEN2033 utilizou-se o cenário de desflorestamento da Amazônia Legal referente ao ano de 2033 (Figura 1c) gerado pelo modelo “DINÂMICA” (Soares Filho et al., 2004). Finalmente, no experimento DESFLOR utilizou-se um cenário de desflorestamento de grande escala. Cada experimento consistiu de três integrações do MCGA/CPTEC por um período de três anos. Todas as integrações foram inicializadas às 00:00h TMG (Tempo Médio Greenwich) com dados das análises do National Center for Environmental Prediction (NCEP) para os dias 1, 2 e 3 de dezembro de 1997. A condição inicial de água no solo foi fornecida por um modelo hidrológico, o qual foi integrado para um período de dez anos precedente (Correia et al., 2004). Os primeiros dois anos de integração do MCGA/CPTEC foram ignorados devido ao ajustamento da umidade do solo e das condições iniciais. Assim, o impacto no balanço de água foi analisado levando-se em consideração somente o último ano de integração (ano 2000). Em todas as simulações realizadas utilizou-se a temperatura da superfície do mar (TSM) climatológica. Todas as simulações foram inicializadas da mesma forma, com exceção da cobertura vegetal, a fim de evitar que os impactos pudessem ser atribuídos às diferentes inicializações de água no solo ou a outros fatores (Tabela 1).

4. CENÁRIOS DE DESFLORESTAMENTO

No cenário atual de desflorestamento considerou-se o mapa de vegetação elaborado pelo Projeto ProVeg (Sestini et al., 2002). Esse mapa foi gerado a partir de dados do Projeto RADAMBRASIL, que inclui 26 cartas na escala 1:1.000.000 e, ainda, do mapa de vegetação para todo o Brasil na escala de 1:5.000.000 gerado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 1992), disponíveis em formato digital. Dados do Projeto de Estimativa do Desflorestamento Bruto da Amazônia - PRODES-DIGITAL (INPE, 2004) foram utilizados para incluir as alterações decorrentes da ação antropogênica que vem ocorrendo na região amazônica nos últimos anos. O cenário referente ao ano de 2033 foi elaborado considerando-se um modelo de dinâmica de paisagem (Soares-Filho et al., 2004). O modelo denominado “DINÂMICA” é um modelo de simulação espacial do tipo autômato celular concebido para simular a dinâmica das mudanças nos usos da terra na bacia amazônica, principalmente em áreas ocupadas por pequenas fazendas. O modelo incorpora processos de decisão baseados em práticas de uso do solo adotadas por colonos amazônicos e é parametrizado a partir da assimilação maciça de dados obtidos de sensoriamento remoto. O cenário de desflorestamento de grande escala é semelhante ao que foi utilizado em outros estudos com MCGA, como por exemplo em Hahmann e Dickinson (1997).

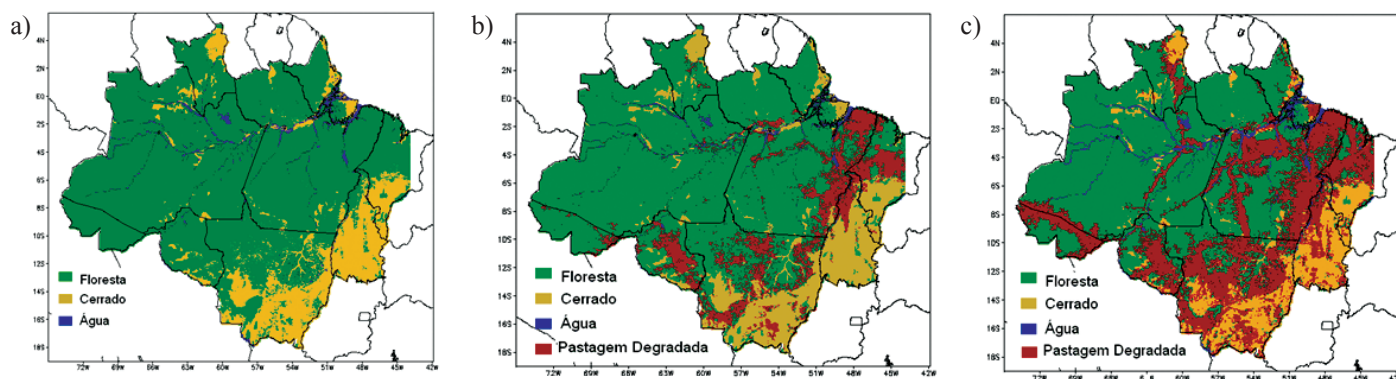


Figura 1 – Cenários de desflorestamento usados nas simulações numéricas com o MCGA/CPTEC: (a) Cenário para a simulação de controle; (b) Cenário atual de desflorestamento; (c) Cenário referente ao ano de 2033.

Tabela 1 – Características de cada simulação numérica utilizando o modelo de circulação geral do CPTEC.

Experimentos	Inicialização	Integração	TSM	Água no solo
CONTROL	1, 2, 3/12/1997	1096, 1095, 1094 dias	Climatológica	Mod. Bal. Água
PROVEG	1, 2, 3/12/1997	1096, 1095, 1094 dias	Climatológica	Mod. Bal. Água
CEN2033	1, 2, 3/12/1997	1096, 1095, 1094 dias	Climatológica	Mod. Bal. Água
DESFLOR	1, 2, 3/12/1997	1096, 1095, 1094 dias	Climatológica	Mod. Bal. Água

5. VALIDAÇÃO DO MODELO ATMOSFÉRICO

Os dados de precipitação compilados por Janowiak e Xie (1999) e os de estações de superfície pertencentes a diferentes instituições brasileiras foram utilizados para validação dos valores de precipitação simulados no experimento de controle com o MCGA. O segundo conjunto de dados de precipitação foi obtido das seguintes instituições: Centro de Missão de Coleta de Dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CMCD/INPE), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Laboratório de Meteorologia e Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto da Paraíba (LMRS/PB), Fundação Cearense de Meteorologia (FUNCEME), Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte (EMPARN/RN), Departamento de Meteorologia e Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco (DMRH/PE), Departamento de Hidrometeorologia do Estado do Piauí (DHME/PI), Companhia de Desenvolvimento Industrial e de Recursos Minerais de Sergipe (CEPES/SE), Núcleo de Meteorologia e Recursos Hídricos do Estado de Alagoas (NMRH/AL), Secretaria de Recursos Hídrico da Bahia (SRH/BA), Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG/SIMGE/MG), Secretaria de Agricultura do Estado do Espírito Santo (SEAG/ES), Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR/PR) e Centro Integrado de Meteorologia e Recursos Hídricos de Santa Catarina (CLIMERH/SC). Para a validação do desempenho do modelo utilizou-se a média dos meses de janeiro e julho do ano de 2000 (Figura 2). De forma geral, o MCGA/CPTEC conseguiu representar a distribuição espacial dos máximos de precipitação sobre o continente durante o mês úmido, particularmente aquela associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Na região Amazônica a precipitação é subestimada em até 3 mm dia^{-1} , enquanto as chuvas sobre o sertão nordestino são simuladas acima do observado. O máximo de precipitação sobre o Nordeste, e próximo ao litoral norte do continente, simulado pelo modelo global, pode estar associado ao transporte de umidade do oceano para o continente, contribuindo para o aumento da precipitação da região. Sobre o oceano, próximo ao litoral sul do Brasil, a precipitação também é superestimada. Observa-se ainda a presença de erros sistemáticos na estimativa de precipitação sobre os Andes, principalmente na porção norte, devido ao efeito topográfico. Semelhante a janeiro, o modelo conseguiu representar a distribuição espacial dos máximos de chuvas sobre o continente no mês seco (julho). Na parte norte do continente, sobre os Andes, a quantidade de precipitação é superestimada no modelo global; entretanto, a climatologia mostra que chuvas abundantes são normalmente verificadas nessa região (Figuroa e Nobre, 1990). O posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e da banda de nebulosidade sobre o Oceano Atlântico próxima à costa sul do Brasil foi bem representado no MCGA/CPTEC, contudo superestimou a precipitação na ZCIT. A precipitação também é superestimada na porção

leste do Nordeste, com valores da ordem de 6 mm dia^{-1} acima do observado. Cavalcanti et al. (2002), validando o MCGA/CPTEC para escala climática, verificaram que o modelo consegue, em geral, representar as principais características climatológicas de grande escala (por exemplo, o balanço de energia global, a circulação média zonal, as zonas de convergência, etc). Regionalmente, no entanto, há erros sistemáticos. Na Amazônia, subestima-se a precipitação; no nordeste superestima-se. Os erros sistemáticos são discutidos em Cavalcanti et al., (2002), enquanto os erros observados na região Amazônica são detalhadamente discutidos em Rocha (2001).

6. MUDANÇAS CLIMÁTICAS REGIONAIS

6.1. Precipitação

Diferente de muitos experimentos de desflorestamento na Amazônia observou-se um aumento na precipitação ($0,9 \text{ mm dia}^{-1}$) ao sul da bacia Amazônica e também em algumas partes da região Nordeste no cenário atual de desflorestamento, sem apresentar, contudo, significância estatística pelo teste *t* de Student (Figura 3). Reduções na precipitação foram observadas na porção norte da América do Sul. Esses aumentos e reduções na precipitação em diferentes locais indicam mudanças na estrutura dinâmica da atmosfera, afetando a convergência de massa e umidade em baixos níveis. O aquecimento diferencial decorrente da heterogeneidade da superfície sobre a área desflorestada conduz a circulações de mesoescala e, conseqüentemente, a mudanças no transporte de umidade. O aumento da precipitação ao sul da Amazônia está relacionado a um aumento significativo na convergência de umidade ($1,5 \text{ mm dia}^{-1}$), uma vez que se observou redução na evapotranspiração. Estudos com modelos de mesoescala têm mostrado que a heterogeneidade horizontal nos fluxos de calor sensível e de calor latente pode produzir fortes circulações de mesoescala, afetando a estrutura da Camada Limite Planetária (CLP) e a organização de nuvens e precipitação (Baidya Roy e Avissar, 2002). As mudanças na precipitação no cenário de 2033 apresentaram um padrão bimodal, com aumento no setor oeste da Amazônia e redução na porção leste da bacia, com significância estatística da ordem de 95%. O aumento de precipitação foi decorrente do aumento na convergência horizontal de umidade. Semelhante ao caso anterior, no cenário de desflorestamento de grande escala também se observa um comportamento bimodal na precipitação: aumento e redução com alta significância estatística foram observados no setor oeste e leste da bacia amazônica, respectivamente. Reduções na precipitação também são observadas na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A redução na precipitação no setor leste está relacionada à redução na evapotranspiração, pois embora houvesse aumento na convergência de umidade na bacia como um todo, essa convergência não foi suficiente para balancear a redução na evapotranspiração.

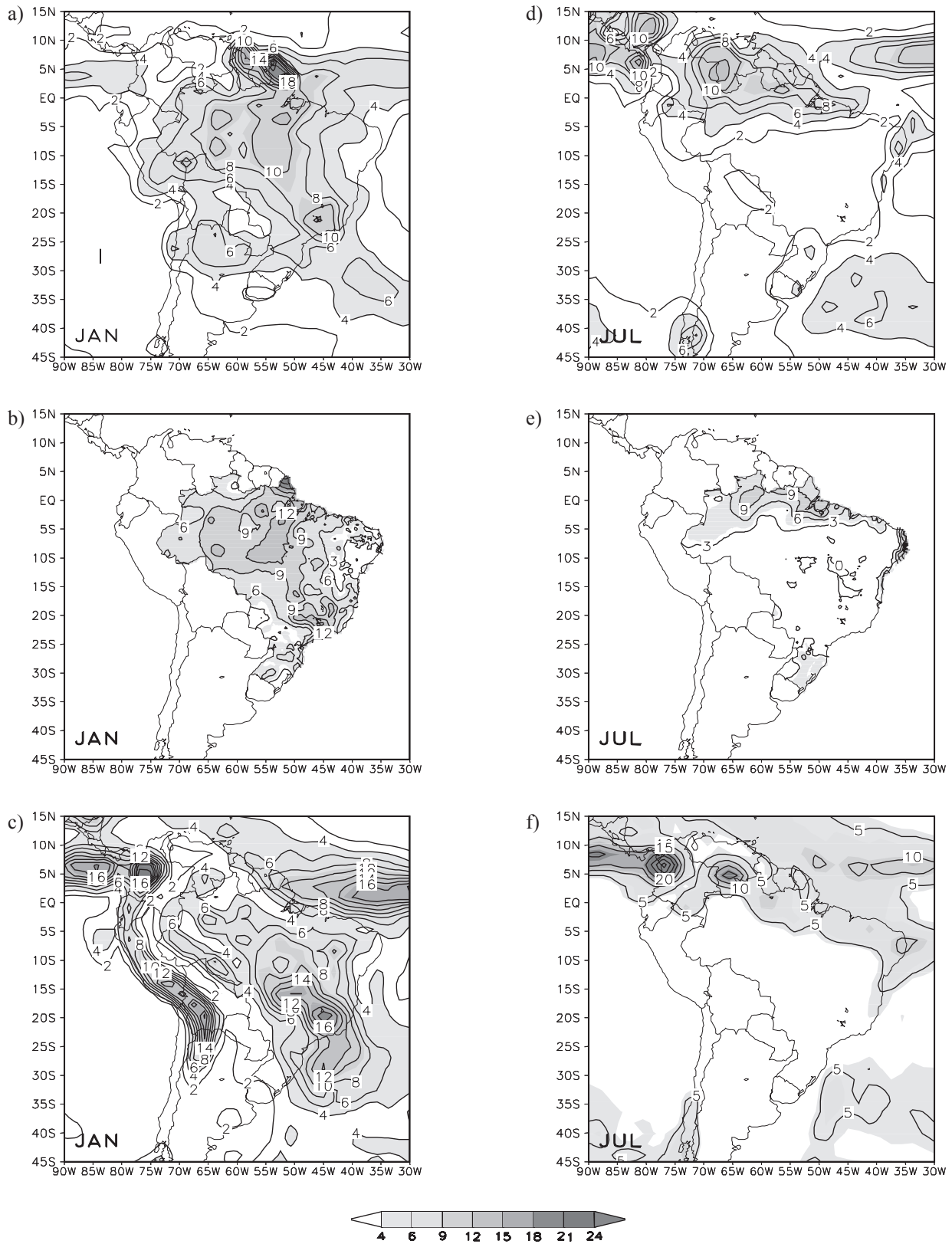


Figura 2 – Distribuição média da precipitação para o mês de janeiro/2000 (lado esquerdo) e de julho/2000 (lado direito) em mm dia⁻¹: (a, d) observada (Janowiak e Xie, 1999); (b, e) observada (estações de superfície); (c, f) simulada pelo MCGA/CPTEC.

6.2. Balanço de água

Para cada cenário o impacto no balanço de água apresentou um comportamento peculiar. No cenário atual de desflorestamento a precipitação aumentou (+0,4 mm dia⁻¹ na média anual) conforme apresentado na Tabela 2. Durante todo o ano

os impactos na convergência de umidade e na evapotranspiração agiram em sentidos contrários. Na média anual, o aumento da convergência de umidade sobrepujou a redução na evapotranspiração e a precipitação aumentou. De maneira semelhante, no cenário para o ano de 2033 o impacto do desflorestamento na convergência de umidade e na evapotranspiração agiu em

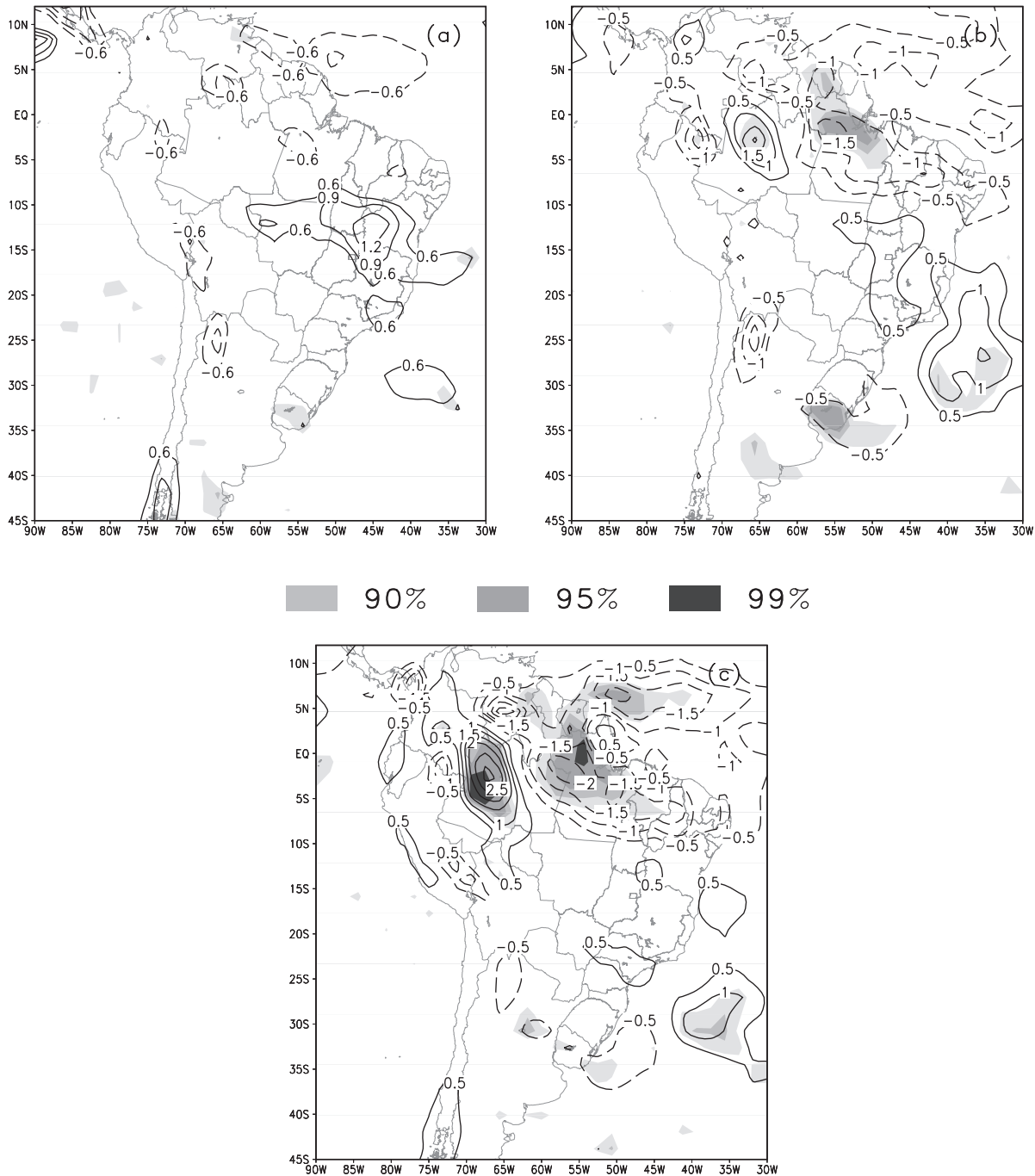


Figura 3 – Média anual da diferença na precipitação (mm dia⁻¹) nos experimentos: **(a)** PROVEG-CONTROL; **(b)** CEN2033-CONTROL e **(c)** DESFLOR-CO130NTROL utilizando o modelo de circulação geral (MCGA/CPTEC). As áreas sombreadas indicam as regiões de maior significância estatística, para os níveis de 90%, 95% e 99%, pelo teste *t* de Student. Linhas contínuas (tracejadas) indicam aumento (redução).

sentidos contrários; contudo, em todos os períodos observou-se redução na precipitação. Embora houvesse aumento na convergência de umidade, esse aumento não foi intenso o suficiente para sobrepujar a redução na evapotranspiração. Essa redução pode ser explicada pelo mecanismo de evapotranspiração (Pielke et al., 1998). No mecanismo, o desflorestamento reduz a transpiração e a evaporação da água interceptada devido à redução da área vegetada. Isso, por sua vez, conduz a um secamento na baixa troposfera. No desenvolvimento de sistemas convectivos, uma menor quantidade de vapor estará disponível para ser transportada verticalmente e gerar precipitação. Essa redução na precipitação, por sua vez, leva a redução na umidade do solo, o que tende a diminuir, ainda mais, a evapotranspiração. A precipitação foi reduzida na média anual ($-0,19 \text{ mm dia}^{-1}$) e na estação úmida ($-0,13 \text{ mm dia}^{-1}$) no cenário DESFLOR e, como nos demais cenários, o impacto na convergência de umidade e na evapotranspiração ocorreu em sentidos contrários. Também nesse caso a redução na evapotranspiração foi mais significativa que o aumento na convergência de umidade, sendo o mecanismo de evapotranspiração também útil para explicar esse resultado. Observou-se, nesse cenário, redução significativa na evapotranspiração no período seco sobre a área desflorestada (50% mais intensa que na estação úmida). Isso se deve a redução na profundidade da zona de raízes da pastagem degradada, diminuindo a umidade do solo disponível para a transpiração.

Para avaliar os processos hidrológicos sobre a Bacia Amazônica dois métodos são sugeridos: o primeiro leva em conta o particionamento da precipitação sobre a bacia; e o segundo avalia as fontes de precipitação, isto é, advecção de umidade e fontes locais (Zhang et al., 1996). De um modo geral, a evapotranspiração foi aproximadamente 74% da precipitação total (Figura 4), estando bem próxima daquela encontrada por

Salati e Nobre (1991). O modelo subestimou a precipitação sobre a região em aproximadamente 18%, embora os valores estejam próximos daqueles encontrados por outros modelos, em especial com o de Zhang et al., (2001). Em todos os cenários de desflorestamento observou-se que a soma da evaporação do solo e a transpiração correspondeu a aproximadamente 58% da precipitação total. Cerca de 16% da precipitação foi interceptada pela floresta e reevaporada de volta para a atmosfera (Figura 4b,c,d). Esse valor é alto quando comparado com medidas feitas por Lloyd et al. (1988) e Ubarana (1996), porém comparável com medidas realizadas por Cuartas et al. (2004) em um ano anormalmente seco na região de Manaus no Estado do Amazonas. O valor da evapotranspiração produzida pelo modelo na simulação de controle é comparável com as observações (Araújo et al., 2002; Von Randow et al., 2004); entretanto, a evapotranspiração da pastagem degradada foi subestimada pelo modelo quando comparada com as medidas de Randow et al. (2004). No cenário atual de desflorestamento a precipitação aumentou (8%) e as mudanças nos parâmetros da vegetação conduziram a uma redução de aproximadamente 69% na perda por interceptação, sendo maior que a redução na transpiração, em termos relativos. Desta forma, as mudanças nos parâmetros que representam a vegetação, tal como a redução no índice de área foliar da pastagem quando comparado com o da floresta, têm papel importante na reciclagem de água sobre a bacia Amazônica. No cenário atual de desflorestamento a evapotranspiração foi reduzida em $0,8 \text{ mm dia}^{-1}$; contudo, as fontes externas de umidade foram aumentadas de $1,16 \text{ mm dia}^{-1}$ ($\sim 116\%$), mostrando que nesse cenário o fluxo de umidade sobre a região desflorestada sobrepujou a redução na evapotranspiração. Nesse cenário prevaleceu o mecanismo de retroalimentação negativo. No cenário referente ao ano 2033, observou-se redução

Tabela 2 – Impactos regionais dos cenários CONTROL, PROVEG, CEN2033 e DESFLOR (MCGA/CPTEC). P: Precipitação (mm dia^{-1}); EP: evapotranspiração (mm dia^{-1}); C: convergência de umidade (mm dia^{-1}); EL: evaporação da água interceptada pelo dossel (mm dia^{-1}); ES: evaporação direta do solo (mm dia^{-1}); ET: transpiração (mm dia^{-1}); R: escoamento “*runoff*” (mm dia^{-1}); e W: grau de saturação da segunda camada do solo (%).

Variável	PROVEG			CEN2033			DESFLOR		
	anual	úmida	seca	anual	úmida	seca	anual	úmida	seca
P	+0,35	+0,43	-0,10	-0,25	-0,55	-0,83	-0,19	-0,13	-0,77
EP	-0,82	-0,40	-1,12	-1,00	-0,62	-1,36	-1,06	-0,71	-1,34
C	+1,16	+0,83	+1,02	+0,75	+0,10	+0,53	+0,87	+0,58	+0,57
EL	-0,51	-0,71	-0,34	-0,48	-0,64	-0,38	-0,55	-0,64	-0,48
ES	+0,80	+1,40	+0,35	+0,57	+1,03	+0,19	+0,78	+1,09	+0,51
ET	-1,11	-1,10	-1,14	-1,10	-1,02	-1,16	-1,28	-1,15	-1,37
R	+1,82	+3,12	+0,68	+1,42	+2,02	+0,45	+1,65	+2,51	+0,62
W ₁	+0,14	+0,13	+0,18	-0,11	-0,11	-0,13	-0,10	-0,11	-0,12
W ₂	+0,15	+0,15	+0,16	-0,12	-0,13	-0,09	-0,13	-0,16	-0,11
W ₃	+0,07	-0,13	+0,04	-0,05	-0,12	+0,02	+0,06	-0,16	+0,02

de 5% na precipitação e de 70% na transpiração, também causadas por mudanças nos parâmetros da vegetação, como Índice de Área Foliar e profundidade da zona de raízes. A redução na evapotranspiração foi mais significativa que no cenário anterior, com uma redução de 1 mm dia^{-1} , bem como a fonte externa de umidade também foi aumentada, porém menos intensamente. Na simulação de desflorestamento de grande escala, as mudanças no ciclo hidrológico foram semelhantes às observadas no cenário para o ano de 2033. Redução de 4% na precipitação e de 30% na evapotranspiração foram observadas nessa simulação. A fonte externa de umidade também foi aumentada (71,3%), porém de forma mais intensa que na simulação para 2033. O mecanismo de retroalimentação negativo também prevaleceu nesse cenário; contudo, a redução na evapotranspiração foi mais significativa, fazendo com que menos água para a precipitação estivesse disponível sobre a área desflorestada.

Uma questão importante a ser destacada no presente estudo é a relação entre a escala de tempo das integrações numéricas e os resultados alcançados. Na Tabela 2 observa-se que a convergência de vapor d'água na região é diferente do escoamento superficial para fora da região, demonstrando que os três anos de integração não foram suficientes para que o sistema se afastasse da situação inicial de umidade do solo e entrasse em equilíbrio com as novas condições de contorno. Segundo Claussem et al. (1997) um tempo de integração de seis anos (descartando o primeiro ano como *spin-up*) utilizando MCGA seria necessário para filtrar a variabilidade interna do modelo. Durante o Atmospheric Model Intercomparison Project – AMIP, um conjunto de integrações utilizando 30 diferentes modelos de circulação geral da atmosfera, acoplado a diferentes parameterizações de umidade do solo foi realizado a fim de avaliar a influência dessas parameterizações na

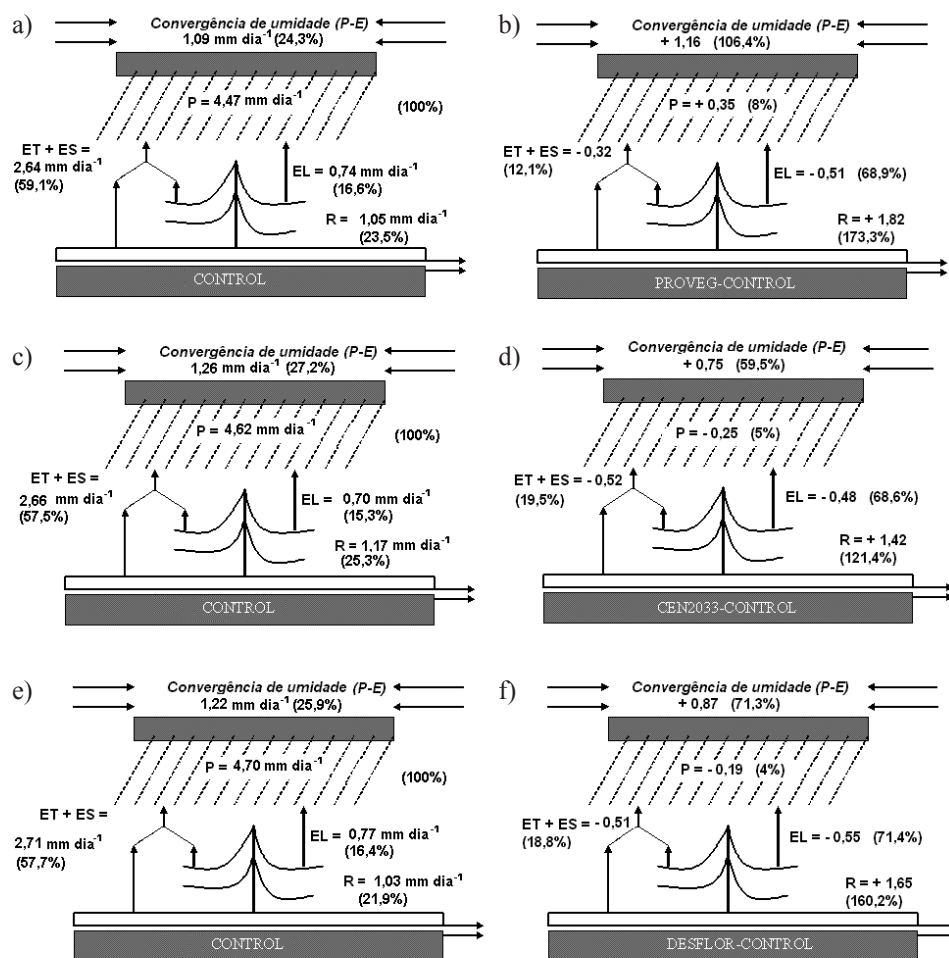


Figura 4 – Ilustração do balanço de água sobre as áreas desflorestadas (Média Anual). Lado esquerdo apresenta as simulações de controle referente aos cenários de desflorestamento: (a) PROVEG, (c) CEN2033 e (e) DESFLOR. No lado direito apresenta os impactos referente aos mesmos cenários (b), (d) e (f). P precipitação (mm dia^{-1}); ET e ES: transpiração e evaporação do solo (mm dia^{-1}); EL: evaporação da água interceptada pela vegetação (mm dia^{-1}); R: escoamento superficial “runoff” (mm dia^{-1}).

hidrologia da superfície continental (Robock et al., 1998). Os autores observaram que vários modelos apresentaram uma tendência de “*spin-up*” em relação à condição inicial de umidade do solo. Os modelos de balde (“*bucket model*”) alcançaram o equilíbrio rapidamente; porém, naqueles que apresentavam esquemas de superfície mais detalhados (por exemplo, SiB), o equilíbrio foi alcançado num período mais longo, aproximadamente de 7 a 10 anos. Segundo Xue et al. (1996), esse período longo de “*spin-up*” é decorrente da lenta troca de umidade entre a camada de solo mais profunda e as camadas superiores do esquema de superfície. Desta forma, considerando o tempo de integração no presente estudo e o fato do modelo ainda não ter alcançado completamente o equilíbrio, existe a possibilidade dos resultados estarem contaminados pela variabilidade interna do modelo.

6.3. Energia estática úmida

Nas regiões tropicais, principalmente sobre a bacia Amazônica, a precipitação é originada pelos sistemas convectivos. O efeito local da superfície e as modificações da convergência de umidade determinam a estabilidade local; desta forma, discute-se, nesse item, o impacto dos cenários de desflorestamento na estabilidade atmosférica e, conseqüentemente, na convecção, através da Energia Estática Úmida (h):

$$h = s + Lq \quad (1)$$

em que L é o calor latente de vaporização ($2,5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); q a umidade específica (g kg^{-1}) e s a energia estática seca (J kg^{-1}). A atmosfera é considerada potencialmente instável se o gradiente vertical de h é negativo. Entretanto, isso não significa o início direto da convecção; outrossim, h significa a quantidade de energia que está disponível para a convecção se a mesma ocorrer. Na simulação de controle observou-se uma atmosfera instável (Figura 5). Em todos os cenários de desflorestamento o gradiente vertical foi menos negativo (alterando a estabilidade da atmosfera), principalmente nos cenários de 2033 e de desflorestamento de grande escala, com h sendo menor nos baixos níveis da atmosfera. O cenário atual apresentou menor diferença na energia estática úmida em relação à simulação de controle. A desintensificação da instabilidade em decorrência do desflorestamento está de acordo com a redução da precipitação nos cenários de 2033 e de desflorestamento de grande escala, uma vez que a frequência dos eventos convectivos tende a reduzir. No entanto, no cenário atual a redução na instabilidade não foi intensa o suficiente, fazendo com que ainda existisse energia disponível para conduzir a um aumento local na precipitação.

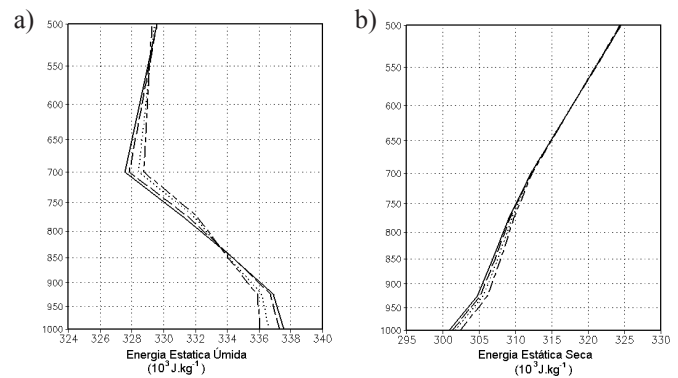


Figura 5 – Perfil vertical da energia estática úmida (a) e seca (b) sobre a Bacia Amazônica (J kg^{-1}); e as mudanças decorrentes dos cenários de desflorestamento PROVEG, CEN2033 e DESFLOR.

6.4. Transporte de vapor d’água

A América do Sul tropical é caracterizada por uma forte variação sazonal na precipitação, apresentando grande quantidade de chuva no verão austral e escassa precipitação durante o inverno. Essa variação na precipitação está relacionada à variação sazonal da circulação atmosférica sobre o continente sul-americano. Vários estudos sugerem que a bacia Amazônica é a principal fonte de umidade para o Brasil central (Rao et al., 2002). Nos trópicos, as regiões com maior quantidade de precipitação estão geralmente associadas à convergência no fluxo de vapor água. Desta forma, avaliam-se aqui as características do transporte de umidade sobre a América do Sul e as mudanças do mesmo em decorrência dos diferentes cenários de desflorestamento na Amazônia. O fluxo de umidade integrado verticalmente, em $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, é dado por:

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_0} qV dp \quad (2)$$

sendo g a aceleração da gravidade (m s^{-2}); q a umidade específica (g kg^{-1}); V a velocidade horizontal do vento (m s^{-1}); $p_t = 300 \text{ hPa}$ e p_0 a pressão à superfície. Para o cálculo de Q utilizaram-se informações nos seguintes níveis: 1000, 925, 850, 775, 700, 500, 400, 300 hPa. O fluxo de umidade integrado verticalmente, para as estações úmida (JFM) e seca (JJA), calculado através das simulações do MCGA/CPTEC e também das reanálises do National Center for Environmental Prediction - (NCEP-NCAR) é mostrado na Figura 6. A resolução das reanálises é configurada em $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude-longitude (Kalnay et al., 1996). O transporte de vapor d’água é principalmente para oeste nas baixas latitudes, por causa dos ventos alísios, e de oeste nas altas latitudes, devido ao escoamento padrão da circulação na região. Durante o verão austral, o transporte de vapor d’água é proveniente do Atlântico Sul, penetrando no norte da América do Sul, enquanto uma célula anticiclônica de vapor d’água é evidente

sobre o sul do Oceano Atlântico. Ainda durante o verão, o fluxo de vapor d'água apresenta componentes para o sul e sudeste sobre a porção central do Brasil. Esse escoamento de umidade de norte, proveniente da região Amazônica, é responsável pela grande quantidade de umidade para as regiões sudeste e central do Brasil e, conseqüentemente, tem papel importante na precipitação sobre essas regiões. Durante o inverno, o fluxo de umidade proveniente do oceano também foi de leste para oeste, porém com maior inclinação para o norte; isso, por sua vez, conduziu mais umidade para o litoral do nordeste e, conseqüentemente, a um aumento da precipitação sobre essa região.

De modo geral, observou-se, em todos os cenários, que o aumento na velocidade do vento na CLP produziu forte confluência do escoamento posicionada sobre as regiões de anomalia positiva na convergência de umidade (Figura 7). Na média anual, observou-se no cenário atual de desflorestamento uma confluência de umidade no sul da Amazônia e entre os Estados do Tocantins e Bahia, proveniente de duas regiões distintas: a primeira, correspondendo à área desflorestada a leste do Pará, onde se observou um escoamento de umidade

proveniente do Oceano Atlântico; e a segunda, da região central da Amazônia, onde há a presença de floresta tropical. Essa confluência de umidade conduziu a um aumento na convergência de umidade e, conseqüentemente, a um aumento na precipitação local, como observado na seção 6.1. Sobre a Bolívia, observou-se uma redução no escoamento de umidade proveniente da Amazônia, conduzindo a uma redução significativa da umidade específica e também da precipitação, como mostrado anteriormente. Essa redução de escoamento para o sul sugere uma redução de umidade para outras regiões do Brasil. No cenário referente ao ano de 2033 observou-se confluência do fluxo de umidade sobre o Brasil central, propagando para o oceano na costa sul do Nordeste. O fluxo de umidade para essa região é proveniente da área desflorestada no Estado do Pará, onde também existe um fluxo de umidade proveniente do Oceano Atlântico norte; e da região de latitudes mais altas. Nas reanálises do NCEP observou um balanço de umidade positivo sobre a área selecionada (13,1°S – 4,0°N; 74,3°W – 51,6°W) na bacia Amazônica (ver Figura 8), implicando em uma convergência de umidade de grande escala. De maneira

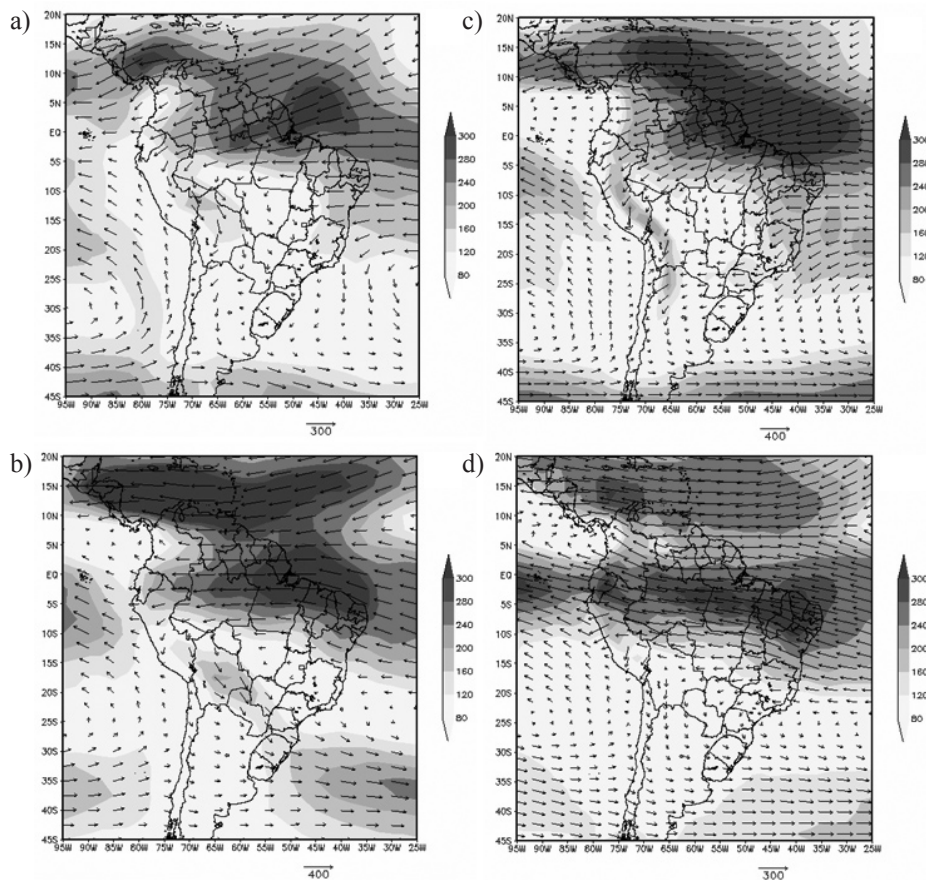


Figura 6 – Fluxo de umidade integrado verticalmente ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$): (a) período úmido (JFM) – dados de reanálises NCEP; (b) período seco (JJA) – dados de reanálises NCEP; (c) período úmido (JFM) – simulação de controle do MCGA e (d) período seco (JJA) – simulação de controle do MCGA. A magnitude dos fluxos de umidade é representada pela seta abaixo das figuras.

diferente, nas simulações de controle com MCGA/CPTEC observou-se um pequeno balanço de umidade negativo. No cenário atual de desflorestamento, observaram-se mudanças na convergência de umidade, apresentando redução no fluxo de umidade proveniente da bacia na fronteira sul (Figura 8). No cenário de 2033, observaram-se mudanças mais significativas na convergência de umidade na área selecionada, e com maiores reduções no fluxo de umidade observadas na fronteira oeste da bacia. Um aumento do escoamento no leste da bacia Amazônia e confluência de umidade no oeste do Amazonas foram observados no cenário de desflorestamento

de grande escala. O resultado dessa confluência foi o aumento na precipitação local, como observado anteriormente (ver Figura 3). Diferente do que se esperava, observou-se um pequeno aumento no fluxo de umidade para a região central do Brasil. Resultados semelhantes a esses também foram encontrados por Hahmann e Dickinson (1997). As mudanças mais significativas no transporte de umidade foram observadas nas fronteiras norte e leste, apresentando aumento no fluxo para dentro da bacia. Esse aumento nas fronteiras foi responsável pelo aumento significativo na convergência de umidade sobre a área selecionada na bacia Amazônica.

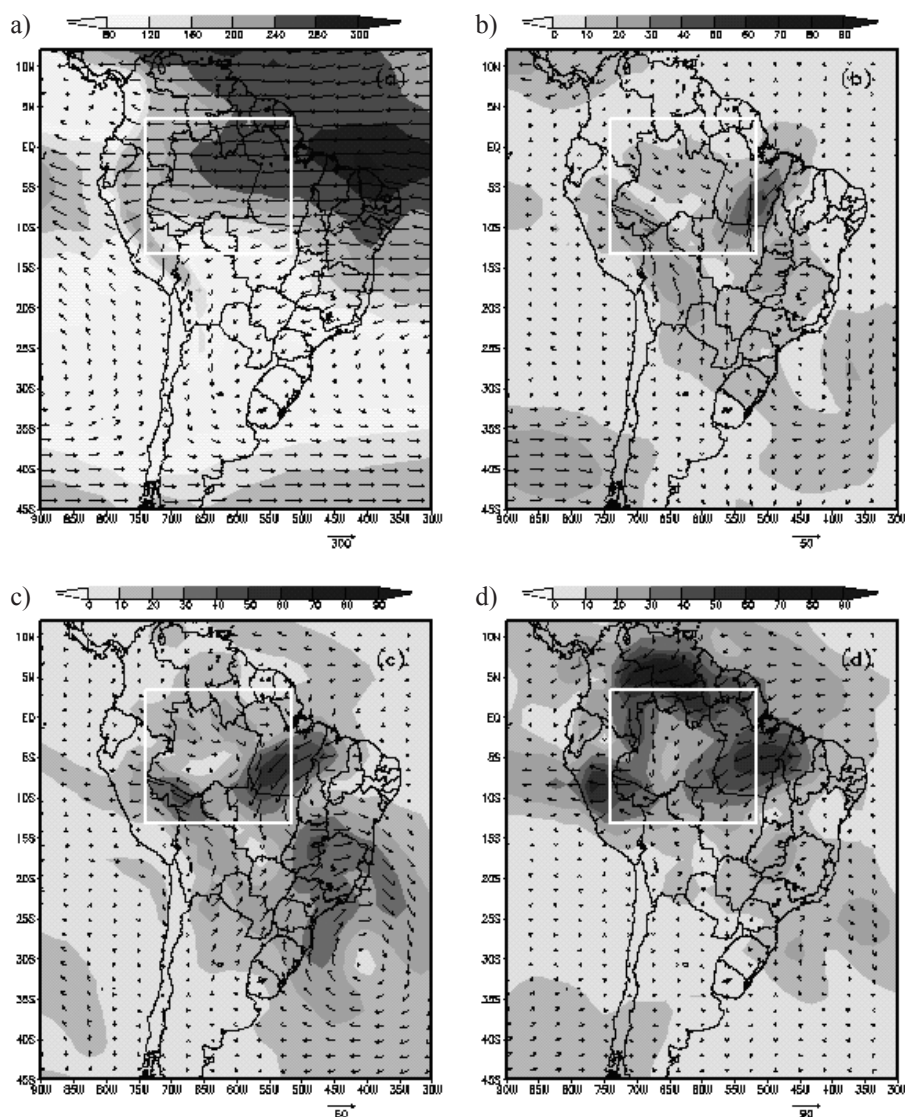


Figura 7 – Mudanças no fluxo de umidade integrado verticalmente na média anual ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$): (a) simulação de controle; (b) mudanças decorrentes do cenário PROVEG; (c) mudanças decorrentes do cenário CEN2033; (d) mudanças decorrentes do cenário DESFLOR. A magnitude dos fluxos de umidade é representada pela seta abaixo das Figuras. A área destacada corresponde ao domínio onde foi realizado o balanço de umidade ($13,1^{\circ}\text{S} - 4,0^{\circ}\text{N}$; $74,3^{\circ}\text{W} - 51,6^{\circ}\text{W}$).

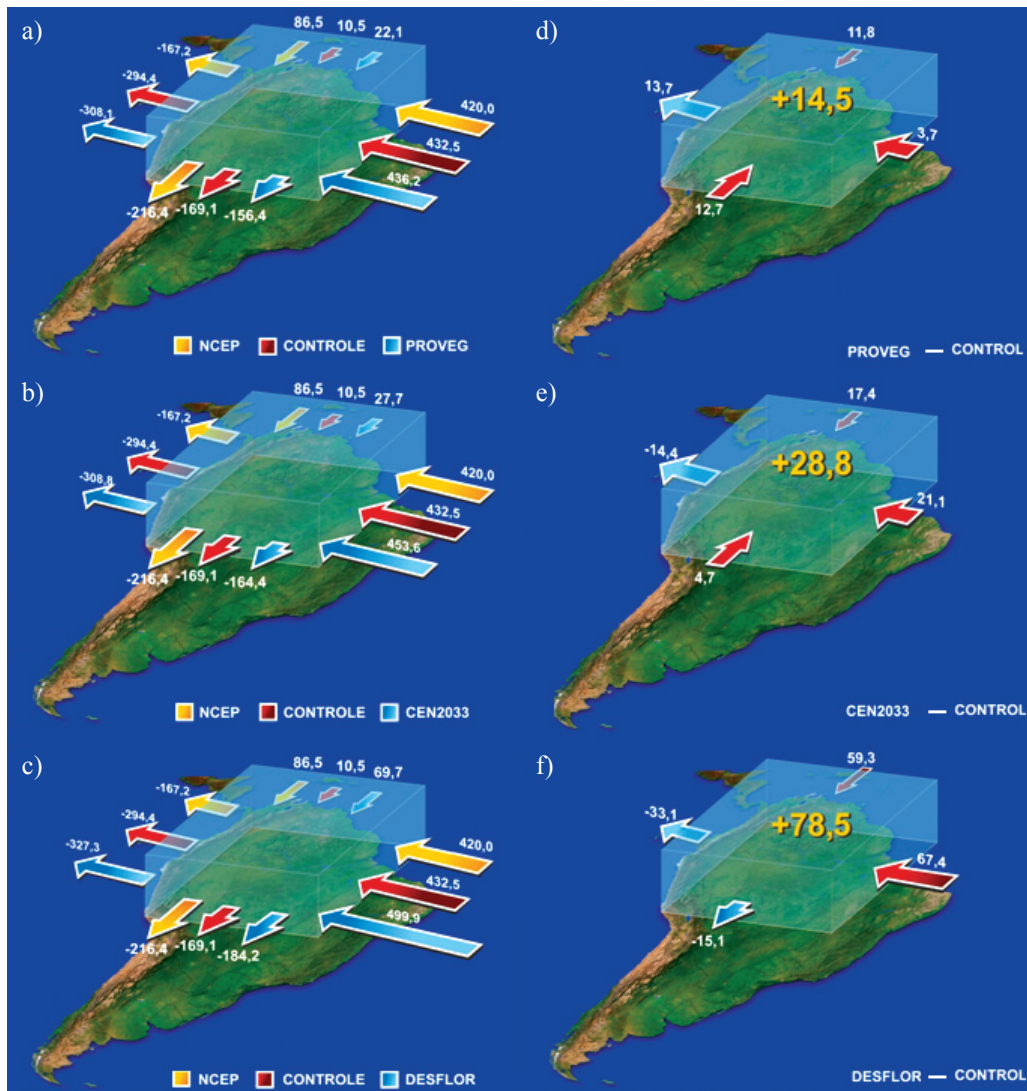


Figura 8 – Mudanças no balanço de umidade sobre a área selecionada ($13,1^{\circ}\text{S} - 4,0^{\circ}\text{N}$; $74,3^{\circ}\text{W} - 51,6^{\circ}\text{W}$) ($10^6 \times \text{kg s}^{-1}$) na média anual. O lado esquerdo apresenta o fluxo de umidade integrado verticalmente nas fronteiras leste, oeste, norte e sul. As cores amarela, vermelha e azul correspondem aos dados de reanálises do NCEP, das simulações controle do MCGA e dos cenários de desflorestamento PROVEG (a), CEN2033 (b) e DESFLOR (c), respectivamente. No lado direito apresenta o balanço de umidade em cada fronteira representada pela diferença entre as simulações de desflorestamento (PROVEG (d), CEN2033 (e), DESFLOR (f)) e a simulação de controle. As setas em vermelho (azul) significam aumento para dentro (fora) do domínio.

7. CONCLUSÕES

O objetivo principal desse estudo foi avaliar as consequências climáticas decorrentes das mudanças nos usos da terra na Amazônia utilizando o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA/CPTEC) acoplado ao esquema de superfície SSiB. Três diferentes cenários de desflorestamento foram utilizados: cenário atual; previsto para o ano de 2033 e desflorestamento de grande escala da Amazônia. As diferentes

mudanças no ciclo hidrológico estão relacionadas a cada tipo de cenário de desflorestamento. Em todos os cenários observou-se um mecanismo de retroalimentação negativo, uma vez que o aumento na convergência de umidade agiu no sentido de minimizar os efeitos da redução na evapotranspiração. Isso é definitivamente um melhor cenário se comparado ao mecanismo de retroalimentação positivo. Quando a redução na precipitação é maior que a redução na evapotranspiração (redução na convergência de umidade) a biosfera exerce um meca-

nismo positivo na precipitação, fazendo com que haja novas degradações. No cenário atual, o aumento da convergência de umidade sobrepujou a redução na evapotranspiração, conduzindo a um aumento na precipitação. Nos demais cenários, embora houvesse um aumento na convergência de umidade, a redução na evapotranspiração foi mais significativa, conduzindo a um déficit de precipitação na região, principalmente na estação seca. A ausência de um período seco mais longo aparentemente sustenta a atual floresta tropical e, por isso, o aumento na estação seca conduziria a graves conseqüências ecológicas; entre outros efeitos, ao aumento na frequência e intensidade do fogo em áreas de florestas. Em escala regional, embora havendo redução na precipitação quando toda a floresta Amazônica é substituída por pastagem a distribuição não é homogênea, apresentando diminuição na parte leste da bacia e aumento na porção oeste. Um balanço de umidade positivo (convergência de umidade) sobre a bacia Amazônica foi observado nas reanálises do NCEP; contudo, um pequeno balanço negativo foi observado nas simulações de controle com o MCGA/CPTEC sobre a área analisada. Em todos os cenários se observou aumento na convergência de umidade na Amazônia; outrossim, no cenário de desflorestamento de grande escala observou-se mudanças mais significativas, sendo o aumento no fluxo de leste e norte os principais responsáveis. Esses resultados indicam que a completa e rápida destruição da floresta pode tornar-se um processo irreversível. As mudanças no ciclo hidrológico regional e as perturbações na complexa relação solo-planta-atmosfera seriam tão significativas que, uma vez a floresta destruída, a mesma não seria capaz de restabelecer-se por si só. Assim sendo, torna-se evidente a hipótese de um limite potencial para a sobrevivência da floresta Amazônia, uma vez que o aumento da extensão do desflorestamento pode trazer conseqüências irreversíveis. Finalmente, ressalta-se que os resultados apresentados no presente estudo podem estar contaminados pela variabilidade interna do modelo, uma vez que o modelo não atingiu completamente o equilíbrio durante as integrações numéricas.

8. AGRADECIMENTOS

O presente trabalho é parte da tese de doutorado do primeiro autor sob orientação da Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá e do Dr. Antonio O. Manzi. O primeiro autor agradece aos orientadores pela orientação segura e experiente que possibilitou a conclusão do presente trabalho. O autor também agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES pela concessão de bolsa de doutorado e a equipe do projeto Proveg do CPTEC por fornecer o mapa de vegetação atualizado da Amazônia.

9. REFERÊNCIAS

- Araújo, A. C.; Nobre, A. D.; Kruijt, B.; Elbers, J.; Dallarosa, R.; Stefani, P.; Von Randow, C.; Manzi, A.; Culf, A.; Gash, J.; Valentin, R.; Kabat, P. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. *Journal Geophysical Research*. V. 107, no. D20, 8090, doi: 10.1029/2001JD000676, 2002.
- Baidya Roy, S.; Avissar, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. *Journal of Geophysical Research*. v. 107 (D20), doi: 10.1029/2000JD000266, 2002.
- Bonatti, J. P. Modelo de Circulação Geral Atmosférico do CPTEC. *Climanálise Especial*, edição comemorativa de 10 anos, 1996.
- Cavalcanti, I. F.; Marengo, J.; Satyamurti, P.; Nobre, C.; Trosnikov, I.; Bonatti, J.; Manzi, A.; Tarasova, T.; Pezzi, L.; D’Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C.; Sanches, M.; Camargo, H. Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM. *Journal of Climate*, v. 15, n.21, p.2965-2988, 2002
- Claussen, M. Modeling bio-geophysical feedback in the African and Indian monsoon region. *Climate Dynamics*, v. 13, p. 247-257, 1997.
- Correia, F. W.; Alvalá, R.; Manzi, O. A. Distribuição sazonal e global da umidade do solo para inicialização em modelos numéricos de previsão de tempo e clima. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*
- Costa, M.; Foley, J. Combined effects of deforestation and doubled Atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. *Journal of Climate*, v.13, p.18-34, 2000.
- Cuartes, A. L., Nobre, D. A.; Tomassela, J.; Hodnett, M.; Waterloo, M., Múnera, J. C. Estimativa das perdas por interceptação mediante novo método de medição desenvolvido e aplicado em floresta não perturbada a Amazônia Central. Terceira Conferencia Científica do LBA, 27-30 Julho de 2004, Brasília, PA, Brasil. Disponível em: http://www.lbaconferencia.org/detailed_agenda.htm.

- Davies, R. Documentation of the solar radiation parameterization in the GLAS climate model. NASA Tech. Memo. 83961, 57 pp. 1982.
- Figueroa, S.; Nobre, C. Precipitation distribution over central and western tropical South America, **Climanálise**, p.36-45, 1990.
- Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Mapa de Vegetação do Brasil. **Rio de Janeiro**, 1993. (Mapa Temático. Escala 1:500.000).
- Hahmann, A. N.; Dickinson, R. E. RCM2-BATS model over tropical South America: applications to tropical deforestation. **Journal of Climate**, v.10, p.1944-1964. 1997.
- Harshvardhan, D., Randall, A., Corsett, G. A fast radiation parameterization for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**. V. 92, p.1009-1016, 1987.
- INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). 2004. Monitoring the Brazilian Amazon forest by satellite: 2002-2003. São José dos Campos, Brazil.
- INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). 2005. Monitoring the Brazilian Amazon forest by satellite: 2002-2003. São José dos Campos, Brazil.
- Janowiak, J.; Xie, P. CAMS-OPI: A global satellite-rain gauge merged product for real-time precipitation monitoring applications. **Journal of Climate**, v. 12, n.11, p.3335-3342, 1999.
- Kalnay, E. The NCEP-NCAR 40-Year Reanalyses Project. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.77, p.437-471, 1996.
- Kinter III, J.; DeWitt, D.; Dirmeyer, P.; Fennessy, M.; Kirtman, B.; Marx, L.; Schneider, E.; Shukla, J.; Straus, D. The COLA atmosphere-biosphere general circulation model, volume 1, formulation. COLA. Technical COLA. **Technical Report**, n.51,1997, 45p.
- Kleidon, A.; Heimann, M. Assessing the role of deep rooted vegetation in the climate system with model simulations: mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation. **Climate Dynamics**, v. 16, p.183-199, 2000.
- Kuo, H. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. **Journal of the Atmospheric Science**, v.31, p.1232-1240, 1974.
- Lacis, A.; Hansen, J. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of Atmosphere Science**, v.31, p.118-133, 1974.
- Lean, J.; Rowntree, P. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **Journal of Climate**, v.10, p.1216 - 1235, 1997.
- Lloyd, C. R.; Gash, J. H. Shuttleworth, W. J.; Marques, A. The measurements and modelling of rainfall interception by Amazonian rainforest. *Agricultural Forest Meteorological.*, v.43, p.277-294, 1988.
- Manzi, A.; 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. eds. **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley, 1996, p. 505 - 529.
- Mellor, G. L.; Yamada, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys. Space Phys.**, v. 20, p.851-875, 1982.
- Pielke, R.; Avissar, R. Raupach, M. Dolman, A.; Zeng, X.; Denning, A. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: Influence on weather and climate. **Global Change Biology**, v. 4, p.461-475, 1998.
- Rao, V. B.; Chapa, S. R.; Fernandez, J. P. R.; Franchito, S. A diagnosis of rainfall over South América during the 1997/98 El Niño Event. Part II: Roles of water vapor transport and stationary waves. **Journal of Climate**, v.15, p.512-521, 2002.
- Robock, A; Schlosser, A; Vinnikov, K.; Speranskaya, N.; Entin, J.; Qiu, S. Evaluation of the AMIP soil moisture simulations. **Global and Planetary Change**. v.19, p.181-208, 1998.
- Rocha, E, J. Balanço de unidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia. São José dos Campos. 210p. (INPE-10243-TDI/904). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001.
- Salati, E.; Nobre, C.; Possible climatic impacts of tropical deforestation. **Climatic Change**, v. 19, p.177-196, 1991.
- Sestini, M. F. **Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos**. São José dos Campos: INPE, 2002. 64 p

- Soares-Filho, B. S.; Alencar, A.; Nepstad, D.; Cerqueira, G.; Diaz, M.; Rivero, S.; Solórzanos, L.; Voll, E. Simulating the response of land-cover change to road paving and governance along a major Amazon highway: the Santarém-Cuiabá corridor. **Global Change Biology**, v. 10, p.745-764, doi: 10.1111/j.1529-8817.2003.00769.x, 2004.
- Sud, Y. C.; Walker, G. K.; Kim, H. L.; Linton, G. E.; Sellers, P. J.; Lau, W. K. Biogeophysical consequences of the tropical deforestation Scenario: A GCM simulation Study. **Journal of Climate**, v.9, p.3225-3247, 1996.
- Tiedtke, M. The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. Proceedings of the ECMWF Workshop on Convection in Large-Scale Models, 28 November-1 December 1983, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, England, 297-316, 1983
- Ubarana, V. N. Observations and modeling of rainfall interception at two experimental sites in Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. eds. **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley, 1996, p. 151 – 162.
- Von Randow, C.; Manzi, A.; Kruijt, B.; Oliveira, P.; Zanchi, F.; Silva, R.; Hodnett, M.; Gash, J.; Elbers, J.; Waterloo, M.; Cardoso, F.; Kabat, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical Applied Climatology**, v. 78, p.5-26, 2004.
- Voltaire, A.; Royer, J. F. Tropical deforestation and climate variability. **Climate Dynamics**, v.22, p. 857-874, 2004.
- Xue, Y. P. J.; Sellers, J. L.; Kinter, J. Shukla. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v.4, p.345-364, 1991.
- Xue, Y.; Zeng, F.; Schlosser, C. SSiB and its sensitivity to soil properties – a case using HAPEX – mobilhy data. **Global and Planetary Change**. v. 13, p.183-194, 1996.
- Zhang, H.; Henderson-Sellers, A.; McGuffie, K. The compound effects of tropical deforestation and greenhouse warming on climate. **Climatic Change**. v.49. p. 309-338, 2001
- Zhang, H.; Henderson-Sellers, A.; Impacts of tropical deforestation. Part I: Process Analysis of local climatic Change. **Journal of Climate**, v.9, p.1497-1517, 1996.