

## SIMULAÇÃO DO CLIMA REGIONAL DA AMAZÔNIA COM UM MODELO ESTATÍSTICO-DINÂMICO

Maria Elisa Siqueira Silva

Sérgio H. Franchito

Vladamudi B. Rao

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - LMO

Av dos Astronautas, 1758 São José dos Campos - SP

elisas@cptec.inpe.br

### ABSTRACT

A coupled biosphere-atmosphere statistical-dynamical model (SDM) is used for studying the effects of the Amazonian deforestation on regional climate and testing its ability in reproducing the Amazonian climate. A soil moisture model based on BATS has been incorporated in the SDM in order to study the biogeophysical feedback of change in surface characteristics to regional climate due to the deforestation. Comparison with the observations (LBA data) showed that the model is able to simulate the overall behaviour of climate of tropical land region associated with forest and pasture covered areas. The changes in temperature and energy fluxes are in good agreement with earlier GCMs experiments, showing the usefulness of this kind of simple mechanistic model.

### INTRODUÇÃO

As variações sazonais da radiação solar, temperatura e chuva determinam o ciclo de vida da cobertura vegetal e esta, por sua vez, modifica as trocas de energia, massa e momento entre a superfície e a atmosfera possuindo um papel importante na variação sazonal da hidrologia superficial local. A quantidade de umidade na superfície está diretamente associada à hidrologia do solo. A umidade do solo exerce uma influência determinante no balanço local de umidade e energia através de sua influência na evaporação superficial, no albedo do solo e na condutividade térmica. Assim, os processos de superfície estão associados ao clima através de interações complexas. Quando grandes áreas cobertas por floresta são degradadas, as trocas de água, calor e momento são alteradas e, conseqüentemente, podem ser esperados impactos climáticos em escala local, regional e mesmo global.

Os Modelos de Circulação Geral (MCG) acoplados a modelos de biosfera, tais como o *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (BATS) (Dickinson *et al.*, 1986), o *Simple Biosphere Model* (SiB) (Sellers *et al.*, 1986), o *Interaction between Soil, Biosphere and Atmosphere* (ISBA) (Noilhan e Planton, 1989) têm sido utilizados para simular as variações climáticas decorrentes do desmatamento tropical (Dickinson e Henderson-Sellers, 1988; Nobre *et al.*, 1991; Manzi e Planton, 1996; Sud *et al.*, 1996; Lean e Rowntree, 1997). Estes modelos de biosfera incluem esquemas para o prognóstico da umidade do solo e contém parametrizações para o transporte de calor e umidade no dossel, na superfície e no solo.

MCG têm sido utilizados para simular os efeitos de desmatamento no clima regional. Entretanto, um outro tipo de modelo, útil para a investigação do mecanismo de retroalimentação biogeofísico, é o modelo estatístico-dinâmico (MED). Este tipo de modelo focaliza o entendimento de dependência entre um mecanismo particular e outros parâmetros do sistema. Adicionalmente, os MED são computacionalmente mais econômicos do que MCG, sendo relativamente mais fácil analisar e diagnosticar seu comportamento. Numa série de artigos, Franchito e Rao e seus colaboradores têm mostrado a viabilidade do uso de modelos estatístico-dinâmicos em estudos de mudanças climáticas (Franchito e Rao, 1991, 1992, 1995; Rao e Franchito, 1993; Franchito *et al.*, 1998; Varejão-Silva *et al.*, 1998; Rao *et al.*, 2000). Nesta série de trabalhos, o modelo original desenvolvido por Franchito e Rao (1992) tem sido continuamente melhorado através da inclusão de processos físicos que representem melhor o clima.

Entretanto, poucos experimentos sobre os efeitos climáticos do desmatamento têm sido realizados com MED. Potter *et al.* (1975) investigaram os efeitos do desmatamento tropical através da modificação do albedo da superfície, prescrevendo-o para o cinturão de latitudes centrado no equador. Além das mudanças no albedo, aspectos hidrológicos superficiais também foram modificados. Nas demais regiões, o albedo da superfície variou entre os valores correspondentes a solo úmido e seco, de acordo com as variações da umidade relativa da superfície. Gutman *et al.* (1984) incorporaram num MED hemisférico quase-geostrofico uma parametrização simples do mecanismo de retroalimentação. Neste modelo, as variações do albedo foram consideradas além da zona perturbada e a fração de terra em cada faixa latitudinal foi considerada coberta apenas pelo tipo predominante

de vegetação. Gutman (1984) usou este modelo para estudar os efeitos climáticos do desmatamento tropical no Hemisfério Norte. Neste experimento, assumiu que a floresta tropical fora substituída por grama em toda a fração de terra do cinturão de latitudes centrado em 5°N.

Franchito and Rao (1992) incorporaram a parametrização de retroalimentação similar à de Gutman *et al.* (1984) num MED descrito por equações primitivas e estudaram o impacto climático do desmatamento tropical em ambos os hemisférios. A zona perturbada constituiu as regiões situadas entre 10°S-10°N. Zhang (1994) desenvolveu um modelo de biosfera para uso em modelos estatísticos dinâmicos. As equações do BATS foram adaptadas às formulações de fluxo de energia propostas por Saltzman e Vernekar (1971), as quais foram usadas em vários MED (Saltzman e Vernekar, 1972, 1975; Franchito e Rao, 1991, 1992, 1995; Oglesby e Saltzman, 1990). Zhang (1994) fez testes usando o modelo de biosfera de forma desacoplada ao MED, prescrevendo as variáveis atmosféricas. Recentemente, Varejão-Silva *et al.* (1998) (referido aqui como VS) incorporaram o modelo de biosfera de Zhang ao MED desenvolvido por Franchito e Rao (1992), com as formulações do fluxo de energia dadas por Saltzman e Vernekar (1971). No acoplamento dos modelos, foi considerada a fração continental coberta por cada tipo de vegetação para cada cinturão de latitudes, de acordo com o BATS. O modelo acoplado foi integrado para investigar o impacto climático do desmatamento da Amazônia. No estudo de VS, as árvores com folhas largas e perenes da floresta Amazônica foram substituídas por grama curta.

Apesar de modelos de biosfera, tais como o BATS, terem sido desenvolvidos para MCG, o acoplamento a modelos mais simples também é relevante em estudos sobre a interação entre a vegetação e o clima pois o uso de MED simplifica enormemente a análise dos resultados, auxiliando a identificação de mecanismos biogeofísicos. Uma discussão mais detalhada da utilidade do BATS em modelos estatístico-dinâmicos é descrita em VS. Apesar do modelo de VS conter um tratamento mais detalhado da interação biosfera-atmosfera do que no caso do MED original de Franchito and Rao (1992), necessita de alguns aprimoramentos. O modelo usado por VS não possui hidrologia de solo. Como a umidade do solo afeta as condições atmosféricas através não só da influência no albedo do solo, como na evaporação e, então, no balanço de energia à superfície, existe a necessidade de um tratamento mais adequado dos processos hidrológicos em superfície.

Neste trabalho, propõe-se investigar a habilidade do MED em reproduzir o clima Amazônico e os efeitos climáticos do desmatamento na Amazônia, usando um MED acoplado a um esquema de biosfera com a hidrologia de superfície inclusa. Usando este modelo, investigou-se a resposta física devido à variação da superfície na precipitação, evaporação, balanço de radiação e temperatura. A seção 2 mostra uma descrição sucinta do modelo acoplado ao esquema de hidrologia de solo. Os resultados são mostrados na seção 3 e as conclusões são descritas na seção 4.

## 2 MODELO CLIMÁTICO

O modelo usado neste estudo foi desenvolvido por Franchito e Rao (1992) e modificado por VS. Possui duas camadas atmosféricas e é descrito por equações primitivas em coordenada vertical sigma, incluindo parametrizações de fricção, aquecimento diabático e turbilhões de grande escala. As formulações das componentes atmosféricas e o aquecimento diabático são similares às propostas por Saltzman (1968) e Saltzman e Vernekar (1971) e, a parametrização relativa à liberação de calor latente é similar à usada por Gutman *et al.* (1984).

Os fluxos de energia são calculados separadamente para a fração continental e oceânica, para cada cinturão de latitudes. As parametrizações do modelo de biosfera baseado no BATS (Zhang, 1994) são usadas para a fração de terra do cinturão. O modelo de biosfera contém quatro domínios: a camada subsuperficial, a camada da folhagem, a camada de ar da folhagem e a camada atmosférica (da superfície o topo da atmosfera). O modelo envolve parametrizações do balanço de energia à superfície, dos balanços de umidade e energia no ar da folhagem e do balanço de energia na folhagem.

O balanço de energia na interface solo-atmosfera é dado por

$$\sum_{i=1}^5 H_{sg}(i) = 0,$$

onde  $H_{sg}(i)$ ,  $i=1,5$  são os saldos dos fluxos de radiação de onda curta, longa, fluxos de calor sensível, latente e para a subsuperfície, respectivamente. As parametrizações para fluxo de energia, as equações de balanço em cada um

dos domínios juntamente com expressões para a razão de mistura à saturação produzem um sistema fechado com sete variáveis desconhecidas (temperatura do solo, da folhagem, do ar da folhagem, umidade do ar da folhagem, do solo à saturação, da folhagem à saturação e do ar da folhagem à saturação), que é resolvido pelo método iterativo Newton-Raphson.

Para o restante do cinturão de latitudes, a superfície coberta por oceano, são utilizadas parametrizações semelhantes às da fração continental. Neste caso são considerados três domínios: a camada subsuperficial, a camada de ar adjacente à superfície e a camada atmosférica, da superfície até o topo. O fluxo de energia para todo o cinturão de latitudes é obtido através de médias ponderadas calculadas separadamente para a parte continental e para as regiões com oceano-gelo-neve, usando como peso a fração do cinturão associada.

Na fração continental do cinturão de latitudes, o tipo de vegetação (de acordo com BATS) foi obtido através do arquivo preparado por Manzi e Planton (1994), com uma resolução original de 1° x 1°. Os parâmetros superficiais, tais como: albedo da superfície, coeficiente de arrasto, fração de cobertura vegetal, foram ponderados pela fração de área correspondente ao tipo de cobertura, a partir dos valores específicos adotados no BATS para cada tipo de cobertura. Detalhes adicionais sobre o modelo de biosfera e o acoplamento com o MED encontram-se, respectivamente, em Zhang (1994) e VS.

O modelo de solo incorporado é baseado nas formulações do BATS (versão 1E) (Dickinson *et al.*, 1993). A camada superior do solo, a zona de raízes e a camada total possuem o mesmo topo e as seguintes profundidades: 0,1 m, 1 a 2 m (dependendo do tipo de vegetação) e 3 m, respectivamente. As equações prognósticas para o conteúdo de água em cada uma das camadas e o armazenamento de água sobre a folhagem são dadas por

$$\begin{aligned} \partial S_{sw} / \partial t &= P_r (1 - \sigma_f) - R_s - \Gamma_{w1} - \beta E_{tr} - F_q + D_w \\ \partial S_{rw} / \partial t &= P_r (1 - \sigma_f) - R_s - \Gamma_{w2} - E_{tr} - F_q + D_w \\ \partial S_{tw} / \partial t &= P_r (1 - \sigma_f) - R_w - E_{tr} - F_q + D_w \\ \partial W_{dew} / \partial t &= \sigma_f P_r - E_f + E_{tr}, \end{aligned}$$

onde  $P_r$  é a chuva;  $E_{tr}$ , a transpiração;  $\beta$ , a fração de transpiração relativa à camada superior do solo;  $F_q$ , a evaporação do solo desnudo;  $R_s$ , o escoamento de água superficial;  $R_w$ , a soma do escoamento superficial e gravitacional;  $\Gamma_w$ , o fluxo vertical de água, das camadas inferiores para as superiores; e  $D_w$ , o excesso de água que goteja das folhas. As parametrizações para os termos  $F_q$ ,  $R_s$ ,  $R_w$  e  $\Gamma_w$  são baseadas no modelo multi-camadas descritas em Dickinson (1984). A quantidade de água que goteja do dossel é adicionada à precipitação do solo, considerando-se a capacidade máxima de água armazenada por cada tipo de vegetação. O armazenamento máximo na vegetação é definido por  $0,1 * \sigma_f * L_{ai}$ , onde  $\sigma_f$  é a fração de cobertura vegetal e  $L_{ai}$  é o índice de área foliar para cada tipo de vegetação.

A textura do solo foi obtida a partir do arquivo preparado por Reynolds *et al.* (1999), o qual possui uma resolução espacial de 1/8 graus. As características do solo, tais como: condutividade hidráulica, porosidade, expoente da curva de retenção (definido em Clapp e Hornberger, 1978) e máxima sucção do solo são ponderados de maneira similar às característica da vegetação. A classe de textura do solo varia entre 1 e 12, do solo mais arenoso ao mais argiloso. O esquema de umidade do solo foi incorporado ao cinturão de latitudes entre 45° S and 55° N.

A temperatura do solo ( $T_{sg}$ ) foi calculada a partir do sistema fechado de equações de VS, como mencionado anteriormente. A temperatura de subsuperfície ( $T_{dl}$ ) foi calculada através da formulação dada por Dickinson *et al.* (1986). Desprezando-se os efeito de derretimento de neve, a temperatura da subsuperfície foi obtida por

$$\partial T_{dl} / \partial t = -c_3 (T_{dl} - T_{sg}) / \tau_1,$$

onde  $c_3$  é a taxa de relaxação do subsolo (= 0,2) e  $\tau_1$  é o período de aquecimento (1 dia). Maiores detalhes sobre o modelo de solo são encontrados em Dickinson *et al.* (1993).

O MED tem uma resolução latitudinal de 10 graus. O esquema de diferenciação latitudinal para as equações governantes é finito e centrado. A estratégia para a obtenção das soluções do MED acoplado solo-biosfera-atmosfera é similar ao utilizado por VS. Primeiramente, o MED é integrado sem a consideração das parametrizações de solo-biosfera, usando como condição inicial uma atmosfera isotérmica (270 K) em repouso. O

MED é, então, integrado por um período de seis meses, forçado por médias mensais relativas ao mês de dezembro para que sejam obtidas soluções estacionárias. Até este ponto da integração, os fluxos de energia são calculados considerando-se todo o cinturão de latitudes. Num segundo passo, o MED é integrado por mais seis meses considerando-se os efeitos da biosfera. Os valores da temperatura em 500 hPa e da velocidade do vento em 750 hPa são necessários para se integrar o modelo acoplado. Assim, a simulação da média mensal zonal para dezembro, obtida anteriormente, é usada como condição inicial para o modelo acoplado biosfera-atmosfera. Os fluxos de energia são, então, obtidos tanto para a fração de terra como para a porção de oceano-gelo-neve. Neste estágio, as soluções do modelo referem-se à média mensal de dezembro, considerando-se os processos de retroalimentação biosfera-atmosfera. Esta simulação média zonal para dezembro é usada como condição inicial para o modelo MED acoplado ao esquema de umidade do solo. O valor inicial de umidade para cada camada de solo varia entre 60 e 75 % da umidade máxima suportada por cada uma delas, de acordo com cada faixa latitudinal. O modelo é, então, integrado por sete anos para alcançar o equilíbrio, incluindo o ciclo sazonal e diurno da radiação solar. Os resultados apresentados neste trabalho referem-se ao último ano de integração.

### 3 RESULTADOS

O modelo foi integrado para simular o clima médio zonal. Os resultados apresentados contemplam a habilidade do modelo em simular o clima do norte da América do Sul associado tanto a localidades caracterizadas com floresta como com pastagem. O experimento controle corresponde às simulações climáticas médias zonais sem a alteração da superfície. No experimento de desmatamento, a floresta tropical perenifólia é substituída por grama curta, em toda a área coberta por floresta Amazônica. Neste caso, todos os parâmetros característicos de floresta tropical são substituídos por aqueles de grama curta, de acordo com o definido no BATS. Embora não mostrado aqui, a simulação sazonal e anual do clima médio zonal realizada pelo MED, para a faixa latitudinal tropical, concorda bem com os dados da reanálise do NCEP/NCAR, de acordo com Silva (2002)

O presente modelo foi construído para calcular médias zonais e não os aspectos regionais exatos do clima da Amazônia, por outro lado, permite obter isoladamente simulações para a porção continental de um cinturão de latitudes. Na América do Sul, a maior parte continental da região tropical é coberta pela floresta Amazônica. Assim, pode-se comparar os resultados das simulações do modelo para a fração continental da região tropical a medidas pontuais para localidades com floresta e pastagem. No entanto, não se pode esperar que o modelo reproduza exatamente os aspectos do clima da Amazônia. As simulações realizadas pelo modelo devem ser interpretadas como um comportamento médio do clima de regiões continentais tropicais cobertas por floresta e pastagem. Para se testar a habilidade do modelo em reproduzir observações locais, as simulações dos experimentos controle e desmatamento foram comparadas a dados observados, para floresta e pastagem, respectivamente. Os resultados do modelo correspondem à média da porção de terra relativa aos cinturões de latitudes centrados em 5° S e 15° S.

As Figuras 1 a 5 mostram a média mensal dos valores simulados e observados à superfície para a temperatura do ar, saldo de radiação, fluxo de calor sensível, evapotranspiração e para a precipitação para regiões com floresta e pastagem, respectivamente. Os dados observados correspondem aos valores médios mensais para os anos de 1999 e 2000 obtidos do conjunto de dados do *Large-scale Experiment Biosphere-Atmosphere in Amazonia* (LBA). A Reserva Biológica do Jarú (RR) e a Fazenda Nossa Senhora (RR) representam as localidades caracterizadas por floresta e pastagem, respectivamente. Como pode ser notado, as simulações do modelo estão em boa concordância com as observações. No caso da temperatura do ar à superfície, os resultados do modelo mostram um máximo em março e outro em outubro, tanto para a situação de floresta como para pastagem (Figura 1). Esta tendência de dois máximos anuais na temperatura do dossel também é vista nas observações, principalmente para o caso de pastagem. Os dados observados para a região de floresta também mostram um máximo na segunda metade do ano. Entretanto, este máximo ocorre com uma antecedência de um mês. Os valores simulados mostram maior concordância com os dados da área de pastagem. Em geral, os valores simulados são subestimados para o caso de floresta e superestimados para o caso de pastagem. O ciclo sazonal da temperatura da superfície simulado pelo MED é próximo do obtido por Lean e Rowntree (1997), que compararam resultados de MCG com medidas em Ji-Paraná durante o *Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study* (ABRACOS), num período de 2 a 3 anos. As Figuras 2a-b mostram que existe uma boa concordância entre o saldo de radiação simulado e o observado em superfície. Os valores simulados são um pouco subestimados para o caso de floresta enquanto que para a pastagem concordam muito bem com as observações, principalmente quando o resultado da simulação é comparado com os dados do ano 2000. A simulação do fluxo de calor sensível concorda bem com as observações (Figura 3). As maiores diferenças ocorrem durante o inverno para o caso de pastagem, quando o modelo simula um mínimo e as

observações mostram um máximo. Entretanto, a diferença de magnitude entre o fluxo de calor sensível observado e simulado é pequena. A Figuras 4 mostra que a evapotranspiração simulada concorda razoavelmente bem com os dados observados. Novamente, os valores do modelo concordam melhor com as observações na pastagem enquanto que, em geral, subestimam em áreas de floresta. Uma boa concordância entre o saldo de radiação observado e simulado na superfície, durante maio, junho e julho, foi obtida por Lean e Rowntree (1997). Entretanto, em todos os outros meses o saldo de radiação na superfície foi superestimado (Figura 4a de Lean e Rowntree (1997)). Este é um problema de muitos MCG e, como notado por Lean e Rowntree (1993), apesar do saldo de radiação no topo da atmosfera ser bem simulado pelo modelo, a omissão dos aerossóis provoca uma absorção substancial da radiação solar na camada limite. Devido a deficiências do saldo de radiação na superfície, as taxas de evaporação foram superestimada em todos os meses (Figura 6 de Lean e Rowntree (1993)).

As maiores diferenças entre os resultados do modelo e as observações ocorrem no caso da precipitação (Figura 5). Os valores de precipitação são subestimados na estação chuvosa e superestimado na estação seca. As diferenças entre a precipitação observada e simulada são maiores quando os valores são comparados para o ano de 1999. Deve-se considerar que o modelo foi concebido para calcular médias zonais e não se pode esperar que reproduza exatamente os aspectos regionais. A precipitação na Amazônia é devida, principalmente, à forte convecção na região. Este aspecto regional pode ser melhor reproduzido por um MCG que considera parametrizações bem elaboradas para a convecção (Figuras 3a-c de Lean e Rowntree, 1997). Apesar de haver grandes diferenças entre a precipitação observada e a simulada, os resultados do modelo mostram uma estação chuvosa durante o verão e uma estação seca durante o inverno. Quando comparados às simulações de MCG (Nobre *et al.*, 1991; Manzi e Planton, 1996; Lean e Rowntree, 1997), os resultados simulados pelo modelo também mostram uma estação chuvosa mais seca e uma estação seca mais úmida. Entretanto, as diferenças são menores quando a precipitação simulada pelo MED é compara com resultados de MCG do que quando comparada aos dados do LBA.

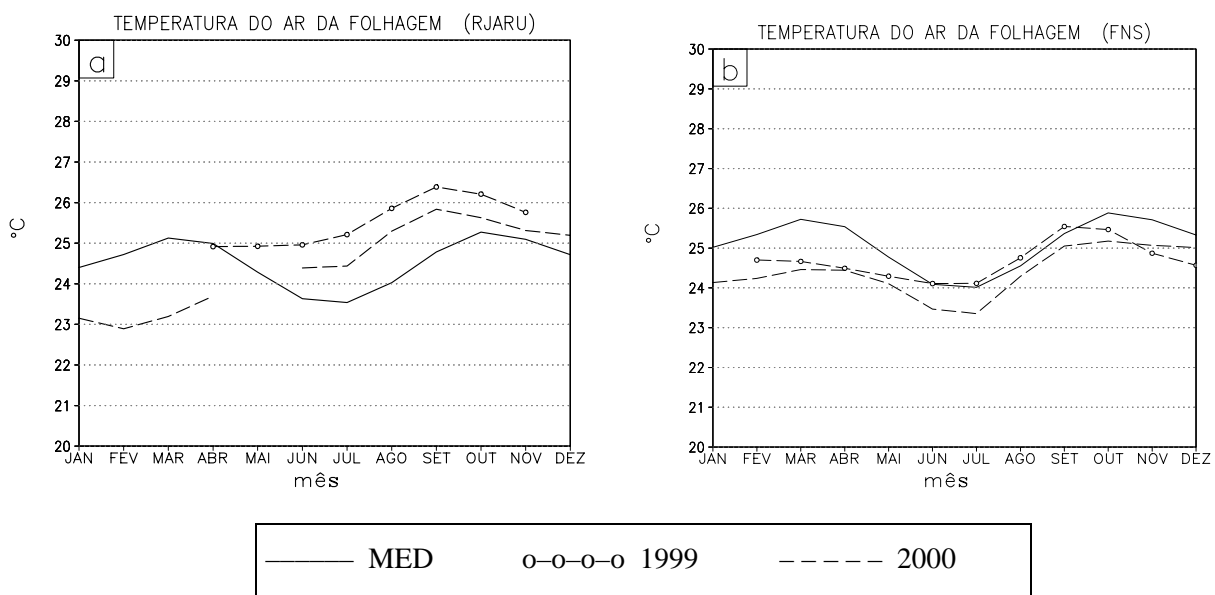


Fig. 1 - Variação mensal da temperatura do ar na camada de folhagem simulada e observada. A linha contínua indica os valores simulados pelo MED e as tracejadas, os observados pelo LBA. Os dados observados durante o anos de 1999 estão marcados com o círculo aberto e a linha tracejada, sem marcação, indica as observações de 2000. (a) floresta e RJARU e (b) pastagem e FNS.

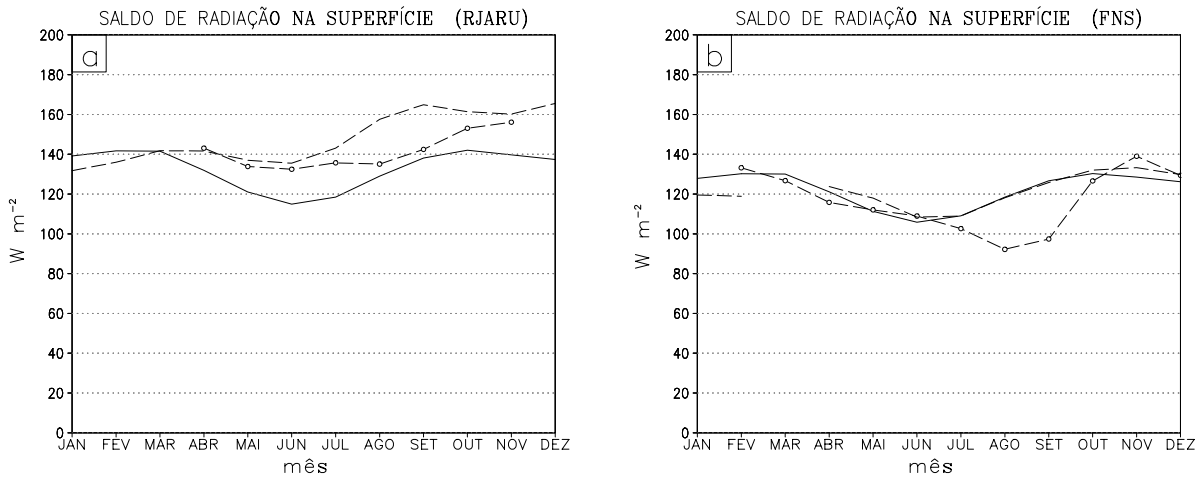


Fig. 2 - Idem à Figura 1, mas para o saldo de radiação na superfície.

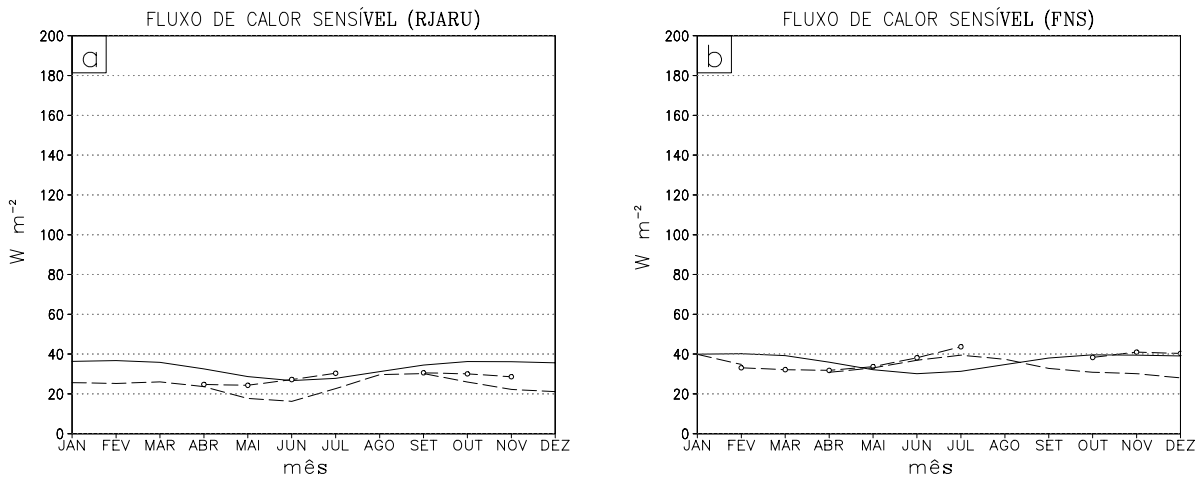


Fig. 3 - Idem à Figura 1, mas para o fluxo de calor sensível.

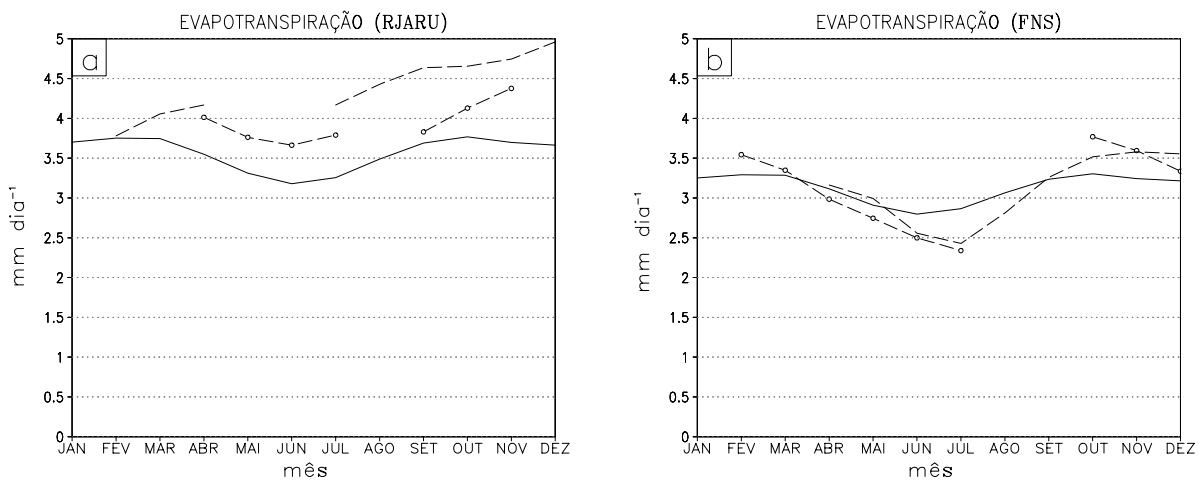


Fig. 4 - Idem à Figura 1, mas para a taxa de evapotranspiração.

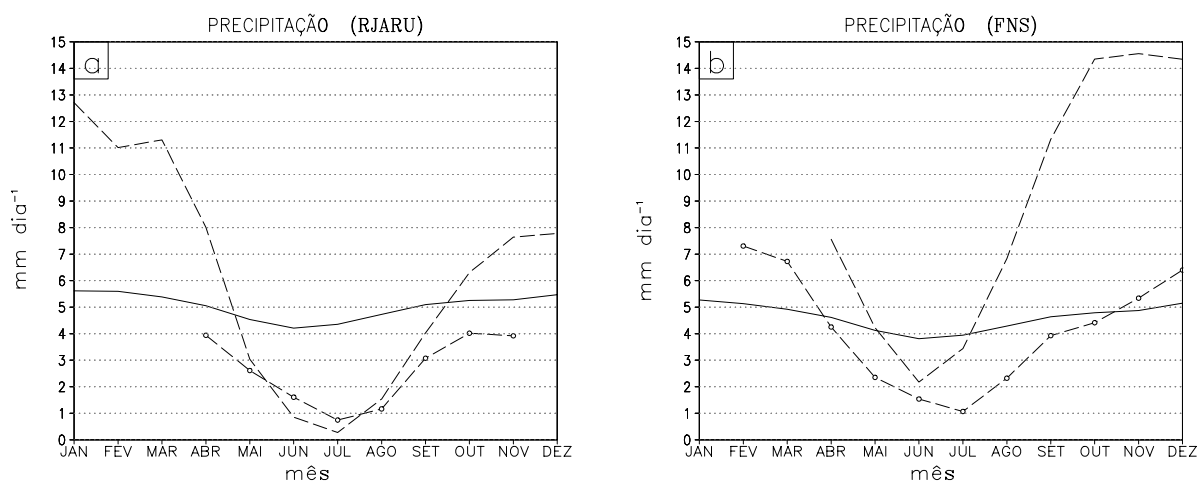


Fig. 5 - Idem à Figura 1, mas para a taxa de precipitação.

Os resultados mostrados anteriormente indicam que o modelo simula bem o clima médio zonal. Apesar de ter sido concebido para calcular médias zonais, é capaz de reproduzir o comportamento geral do clima de regiões continentais tropicais associadas com floresta e pastagem.

Os seguintes resultados mostram a média anual (janeiro a dezembro) do balanço de energia para os experimentos controle e desmatamento. Como mostrado pela Tabela 1, a temperatura do solo é 0,6 °C mais alta no caso desmatado do que no caso controle. Devido às temperaturas mais altas, o saldo de radiação de onda longa aumenta no caso desmatado (64 W m<sup>-2</sup>) relativamente ao caso controle (62 W m<sup>-2</sup>). A diferença entre os casos desmatado e controle (+2 W m<sup>-2</sup>) é menor do que a obtida por Nobre *et al.* (1992) (+8 W m<sup>-2</sup>) e Dickinson e Kennedy (1992) (+15 W m<sup>-2</sup>), no entanto está em acordo com o obtido por Manzi e Planton (1996) (+4 W m<sup>-2</sup>). O aumento no saldo de radiação de onda longa na superfície adicionado ao maior albedo conduz a um decréscimo do saldo de radiação na superfície (-7 W m<sup>-2</sup>). Esta redução é menor do que a indicada por experimentos com MCG, tal como mostrado em Lean e Rowntree (1997) (-19,5 W m<sup>-2</sup>), Lean e Rowntree (1993) (-13,8 W m<sup>-2</sup>), Dickinson e Kennedy (1992) (-18 W m<sup>-2</sup>) e Nobre *et al.* (1991) (-26 W m<sup>-2</sup>). A discordância entre as diferentes simulações realizadas por MCG indica a forte dependência dos resultados dos modelos às parametrizações utilizadas, tais como: as parametrizações de nuvens e de transferência radiativa. No presente modelo, as parametrizações dos processos radiativos são bastante simples se comparadas aos esquemas sofisticados de transferência radiativa usados em MCG. Além disso, foi considerada uma nebulosidade climatológica fixa. Assim, podem ser esperados valores diferentes para os fluxos de radiação.

**TABELA 1 - Balanço médio de energia (a) para os 12 meses do ano (janeiro-dezembro); A unidade é Wm<sup>-2</sup>, exceto para B (adimensional) e para T<sub>sv</sub> (°C). R<sub>n</sub> é o saldo de radiação na superfície; L<sub>n</sub> é o saldo de radiação de ondas longas; E<sub>gi</sub> é a evaporação do solo adicionada à perda por interceptação; E<sub>t</sub> é a transpiração; H é o fluxo de calor sensível; E é a evapotranspiração (E=E<sub>gi</sub> + E<sub>t</sub>); B é a razão de Bowen (H/E) e T<sub>sv</sub> é a temperatura do solo.**

	R <sub>n</sub>	L <sub>n</sub>	E <sub>GI</sub>	E <sub>T</sub>	H	E	B	T <sub>sv</sub>
CTRL	155	+62	45	77	33	122	0,27	24,4
DESM	148	+64	41	70	37	111	0,33	25,0
DIF	-7	+2	-4	-7	+4	-11	+0,06	+0,6

O saldo de energia radiativa à superfície é particionado entre fluxo de calor sensível e latente, considerando o fluxo de calor para a subsuperfície desprezível. O subsequente decréscimo médio anual do fluxo de calor latente para o caso desmatado (-11 W m<sup>-2</sup>) é acompanhado por um aumento do fluxo de calor sensível (+4 W m<sup>-2</sup>). O aumento do

fluxo de calor sensível e a diminuição do fluxo de calor latente levam a um aumento da razão de Bowen no experimento de desmatamento (0,33) quando comparado ao caso controle (0,27). A redução do fluxo de calor latente é menor do que a encontrada em alguns experimentos com MCG:  $-22 \text{ W m}^{-2}$  por Lean e Rowntree (1997),  $-23,4 \text{ W m}^{-2}$  por Lean e Rowntree (1993),  $-38 \text{ W m}^{-2}$  por Nobre *et al.* (1991). Entretanto, esta redução tem boa concordância com o encontrado por Manzi e Planton (1996). No caso do fluxo de calor sensível, o aumento simulado pelo MED é menor do que o simulado em experimentos com MCG:  $+9,31 \text{ W m}^{-2}$  por Lean e Rowntree (1997),  $+9,7 \text{ W m}^{-2}$  por Lean e Rowntree (1993) e  $12 \text{ W m}^{-2}$  por Nobre *et al.* (1991).

A alteração das características biosfísicas da vegetação (fração de cobertura vegetal, resistência superficial mínima e máxima etc), com a substituição de floresta tropical por pastagem, implica na redução da taxa de transpiração ( $2,41 \text{ mm dia}^{-1}$ ) no experimento de desmatamento em comparação ao experimento controle ( $2,66 \text{ mm dia}^{-1}$ ) (ver Tabela 1). A transpiração é responsável por 65 % da redução total da evapotranspiração. Nobre *et al.* (1991) concluíram que a transpiração e a evaporação direta do solo são responsáveis por 70 % do decréscimo na evapotranspiração. Por outro lado, Manzi e Planton (1996) e Dickinson e Kennedy (1992) encontraram que a redução na evapotranspiração foi dominada pela perda por interceptação. O decréscimo de 9,2% ( $0,39 \text{ mm dia}^{-1}$ ) na evapotranspiração é menor do que o encontrado em outros experimentos, tal como em Dickinson e Kennedy (1992) (20%,  $0,7 \text{ mm dia}^{-1}$ ) e em Nobre *et al.* (1991) (30%,  $1,36 \text{ mm dia}^{-1}$ ). Entretanto, a redução simulada pelo MED concorda bem com os resultados obtidos por Manzi e Planton (1996) (8,2%,  $0,31 \text{ mm dia}^{-1}$ ) e Polcher e Laval (1994b) (11%,  $0,35 \text{ mm dia}^{-1}$ ). A redução na evapotranspiração é responsável pelo aumento da temperatura da superfície no experimento de desmatamento quando comparado ao experimento controle. O decréscimo na taxa de evapotranspiração levou a uma redução na precipitação ( $0,42 \text{ mm dia}^{-1}$ ), no caso de desmatamento.

Os resultados apresentados por este modelo são consistentes com aqueles obtidos através de MCG mais sofisticados, os quais também mostram um aumento da temperatura de superfície e uma redução na evapotranspiração e na precipitação com o desmatamento da região tropical. As mudanças (desmatamento menos controle) concordam bem em sinal, apesar de haver diferenças em suas magnitudes. Estas diferenças podem ser atribuídas a diferenças entre os modelos, tais como: resolução espacial, parametrização da radiação, dos processos de superfície, da camada limite, da física de nuvens etc. Além disso, é necessário ter-se em mente que o presente modelo expressa a média zonal e que as mudanças climáticas simuladas são relativas à fração de terra contida numa faixa latitudinal.

#### 4 CONCLUSÕES

Este artigo é resultado de uma contínua pesquisa na qual o modelo original MED desenvolvido por Franchito and Rao (1992) tem sido aprimorado através da inclusão de parametrizações físicas que melhor representem o sistema climático. Neste trabalho, foi introduzido a física de solo. Desta forma, esta versão é capaz de investigar mudanças climáticas devidas a alterações na superfície da terra. Neste artigo, investiga-se a possibilidade de se usar o modelo médio zonal para o estudo do efeito climático regional devido ao desmatamento da Amazônia. O modelo de umidade do solo baseado no BATS foi incorporado ao MED biosfera-atmosfera para que os mecanismos de *feedback* entre as características superficiais e os fatores climáticos fossem contemplados de maneira mais realística. No experimento controle, o MED simula bem as características climáticas médias zonais anuais e sazonais quando comparadas aos dados da reanálise. No experimento de desmatamento, o modelo é integrado considerando-se a substituição da floresta perenifolia tropical por gramíneas baixas na América do Sul, para a faixa latitudinal entre  $20^\circ \text{ S}$  e  $10^\circ \text{ N}$ .

Os resultados correspondem à média zonal e não aos aspectos regionais da região Amazônica. Assim, o modelo não pode reproduzir exatamente todos os aspectos observados nas áreas desmatadas e florestadas da Amazônia. Os efeitos de desmatamento no clima foram analisados considerando-se simulações do modelo para as frações continentais dos cinturões de latitudes da região tropical, as quais são cobertas principalmente por floresta Amazônica.

Foi testada a habilidade do modelo em simular o clima do norte da América do Sul associado a regiões com floresta e pastagem. Com este propósito, foram utilizados médias mensais do conjunto de dados do LBA. Adicionalmente, as variações climáticas decorrentes do desmatamento (desmatamento menos controle) foram estudadas. Os resultados mostraram que os valores mensais da temperatura do ar, do saldo de radiação à superfície, dos fluxos de calor sensível e latente e da taxa de evapotranspiração simulados pelo MED estiveram em acordo com as observações. As maiores diferenças ocorreram na simulação da precipitação: o modelo subestimou a precipitação



durante o período chuvoso e a superestimou durante o período seco. Como a precipitação na Amazônia é preponderantemente devida à convecção local, identifica-se a necessidade de inclusão de parametrizações para estes processos físicos.

O experimento de desmatamento mostrou um aumento da temperatura da superfície e do fluxo de calor sensível e redução do saldo de radiação na superfície, do fluxo de calor latente (evapotranspiração) e da precipitação. A redução na transpiração foi responsável por 65 % da redução na evapotranspiração total enquanto que o decréscimo na perda por interceptação adicionada à evaporação direta do solo foi responsável pelo restante do decréscimo na evapotranspiração total.

Finalmente, apesar do MED ter sido construído para calcular médias zonais, verificou-se que é capaz de reproduzir o comportamento geral do clima em regiões continentais tropicais associadas a floresta e a pastagem. A resposta climática ao desmatamento na Amazônia está, em geral, em boa concordância com as simulações realizadas por MCG, mostrando que os MED constituem um bom complemento aos MCG.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Dr. Humberto Ribeiro da Rocha pelas discussões acerca do tema. Ao Dr. Antonio Ocimar Manzi e Celso von Randon pela cessão dos dados do LBA. Este trabalho constitui parte da tese de doutorado da primeira autora. Os agradecimentos são extensivos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro concedido à pesquisa.

## 5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Clapp and Hornberger, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14, 601-604.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In *Climate Process and Climate Sensitivity*. J. E. Hansen and T. Takahashi, eds., American Geophysical Union, Washington, DC, 58-72.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy e M. F. Wilson, 1986: *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme for the NCAR Community Climate Model*. NCAR Tech. Note 275+STR.
- Dickinson, R. E. e A. Henderson-Sellers, 1988: Modeling tropical deforestation: a study of GCM land-surface parameterizations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114, 439-462.
- Dickinson, R. E. e P. J. Kennedy, 1992: Impacts on regional climate of Amazonian deforestation. *Geophys. Res. Letters*, 19, 1947-1950.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers; P. J. Kennedy e M. F. Wilson, 1993: Biosphere-Atmosphere-Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech. Note NCAR/TN 387+STR, 72 p.
- Franchito S. H. e V. B. Rao, 1992: Climatic change due to land surface alterations. *Clim. Change*, 22, 1-34.
- Franchito, S. H. e V. B. Rao, 1995: On the simulation of sea surface temperature with a zonally averaged model. *The Global Atmosphere and Ocean System*, 3, 35-53.
- Franchito, S. H., V. B. Rao e R. R. Silva, 1998: A parameterization of radiative fluxes suitable for use in a statistical-dynamical model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 69, 23-38.
- Gutman, G., 1984: Numerical experiments on land surface alterations with a zonal model allowing for interaction between the geobotanic state and climate. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2679-2685.
- Gutman, G., G. Ohring e J. H. Joseph, 1984: Interaction between the geobotanic state and climate: a suggested approach and a test with a zonal model. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2663-2678.
- Henderson-Sellers, A., R. E. Dickinson, T. B. Durbridge, P. J. Kennedy, K. McGuffie e A. J. Pitman, 1993: Tropical deforestation: modeling local to regional-scale climate change. *J. Geophys. Res.*, 7289-7315.
- Lean, J., C. B. Bunton, C. A. Nobre e P. R. Rowntree, 1996: The simulation of impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: *Amazonian Deforestation and Climate*. Gash. J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts and R. L. Victoria, Eds. John Wiley & Sons Ltd: 549-576.
- Lean, J. e P. R. Rowntree, 1993: A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. *Quar. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 1413-1449.
- Lean, J. e P. R. Rowntree, 1997: Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. *J. Climate*, 10, 1216-1235.
- Manzi, A. O. e S. Planton, 1996: A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: *Amazonian Deforestation and Climate*. Gash. J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts and R. L. Victoria, Eds. John Wiley & Sons Ltd: 505-529.

- Nobre, C. A., P. J. Sellers e J. Shukla, 1991: Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate*, 4, 957-987.
- Noilhan, J. e S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536-549.
- Oglesby, R. J. e B. Saltzman, 1990: Extending the EBM: the effect of deep ocean temperature on climate with applications to the Cretaceous. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 82, 237-259.
- Polcher, J. e K. Laval, 1994a: A statistical study of regional impact of deforestation on climate in the LMD-GCM. *Clim. Dynamics*, 10, 205-219.
- Polcher, J. e K. Laval, 1994b: The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate. *J. Hydrol.*, 155, 389-405.
- Potter, G. L., H. W. Elsaesser, M. C. Mac Cracken e F. M. Luther, 1975: Possible climatic impact of tropical deforestation. *Nature*, 258, 697-698.
- Rao, V. B. e S. H. Franchito, 1991: Studies of climatic change with zonally-averaged models. *Fisica de la Tierra*, 3, 375-398.
- Rao, V. B. e S. H. Franchito, 1993: Response of a simple model to the sea surface anomalies. *Annales Geophys.*, 11, 846-856.
- Rao, V. B., J. P. R. Fernandez e S. H. Franchito, 2000: Monsoon-like circulations in a zonally-averaged numerical model with topography. *Mon. Wea. Re.*, 128, 779-794.
- Reynolds, C. A., T. J. Jackson e W.J. Rawls. 1999. Estimating Available Water Content by Linking the FAO Soil Map of the World with Global Soil Profile Databases and Pedo-transfer Functions. *Proceedings of the AGU 1999 Spring Conference*, Boston, MA. May 31-June 4, 1999.
- Saltzman, B., 1968: Steady-state solutions for the axially-symmetric variables. *Pure Appl. Geophys.*, 69, 237-259.
- Saltzman, B. e A. D. Vernekar, 1971: An equilibrium solution for the axially-symmetric components of the Earth's macroclimate. *J. Geophys. Res.*, 76, 1498-1524.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud e A. Dalcher, 1986: A simple biosphere (SiB) model for use in general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531.
- Silva, M. E. S.. Impacto climático do desmatamento na região Amazônica, incluindo a hidrologia de superfície a um modelo estatístico-dinâmico. Tese de doutoramento, Fevereiro de 2002.
- Shuttleworth, W. J., 1988: Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. R. Soc. Lond. B* 233, 321-346.
- Sud, Y. C., R. Yang, e G. K. Walker, 1996: Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: general circulation model simulation study. *J. Geophys. Res.*, 101(D3): 7095-7109.
- Varejão-Silva, M. A., S. H. Franchito e V. B. Rao, 1998: A coupled biosphere-atmosphere climate model suitable for use in climatic studies due to land surface alterations. *J. Climate*, 11, 1749-1767.
- Zhang, T., 1994: Sensitivity properties of a biosphere model based on BATS and a statistical-dynamical climate model. *J. Climate*, 7, 891-913.
- Warrilow, D. A., A. B. Sangster e A. Slingo, 1986: Modelling of land surface processes and their influence on European climate. Met O 20 DCTN 38, UK Meteorological Office Bracknell, England.