

# IMPACTO CLIMÁTICO ZONAL ANUAL OCACIONADO PELA QUEIMA DA FLORESTA AMAZÔNICA

ELISABETE CARIA MORAES <sup>1</sup>  
SÉRGIO HENRIQUE FRANCHITO <sup>2</sup>  
VADLAMUDI BRAHMANANDA RAO <sup>2</sup>

**Abstract.** Radiative transfer models were implemented in a coupled vegetation statistical-dynamical atmospheric model (MED), for simulating the annual zonal mean climate and anthropogenic climate impacts due to biomass burning in Amazonian forest. In general, this model was able to simulate the present annual zonal mean climate, when compared with National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis data. The observed impacts on the annual zonal mean continental climate due to biomass burning in Amazonian forest were: reduction in the net radiation and in the absorbed solar radiation at the surface, increased in the surface temperature and in the net thermal infrared radiation at the surface, and decreased of evapotranspiration and precipitation. The greenhouse effects CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> were small when compared with the effects simulated of the changes in the land surface characteristics and in the smoke aerosols released in the atmosphere.

**Resumo.** Modelos de transferência radiativa foram implementados num modelo atmosférico estatístico-dinâmico (MED) com vegetação acoplada, para simular o clima médio zonal anual e os impactos climáticos antropogênicos devido à queima da biomassa da floresta Amazônica. Em geral, este modelo foi capaz de simular o clima médio zonal anual atual, quando comparado com os dados de reanálise do National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). Os impactos observados do clima médio zonal anual continental devido à queima da biomassa da floresta Amazônica foram: redução no saldo de radiação e na radiação solar absorvida na superfície, aumento na temperatura da superfície e no saldo de radiação infravermelho termal na superfície; e o decréscimo na evapotranspiração e na precipitação. Os efeitos dos gases estufas CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> foram pequenos quando comparados com as alterações das características da superfície terrestre e da alteração de aerossóis de fumaça liberados para a atmosfera.

---

<sup>1</sup> Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE); Divisão de Sensoriamento Remoto (DSR); Caixa Postal 515 - 12201-970 - São José dos Campos - SP, Brasil. E-mail: bete@dsr.inpe.br

<sup>2</sup> Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE); Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC); Caixa Postal 515 - 12201-970 - São José dos Campos - SP, Brasil. E-mail: {fran, vbrao} @cptec.inpe.br

**Palavra-chave:** aerossóis de fumaça, balance radiativo, modelagem atmosférica, mudanças climáticas.

## INTRODUÇÃO

Na era pré-industrial as principais fontes de gás carbônico para a atmosfera eram provenientes da respiração animal e vegetal, e da queima da biomassa. A ação antropogênica iniciou-se com a prática das queimadas agrícolas, porém nestes dois últimos séculos observou-se o crescimento acentuado da queima de combustíveis fósseis, e da queima de biomassa em grande escala, que tornou evidente a influência global da emissão de CO<sub>2</sub> no clima (Houghton et al., 2001). A queima de biomassa é considerada a segunda principal fonte de CO<sub>2</sub> para a atmosfera. Além disso, ela contribui na emissão de outros gases do efeito estufa, como por exemplo o CH<sub>4</sub> e o monóxido de carbono (CO), e com a liberação de aerossóis de fumaça para a atmosfera (Babbit et al. 1996; Artaxo et al. 2000).

Os aerossóis de fumaça apresentam efeitos radiativos direto, que estão relacionados com a absorção e o espalhamento espectral da radiação solar, e efeitos indiretos, que se refere à atuação destes aerossóis como núcleo de condensação, modificando as propriedades óticas das nuvens e, portanto, alterando a reflectância das nuvens à radiação solar. Segundo Coakley et al. (1983) e Tarasova (2001), a interação destes aerossóis com a radiação termal nos processos de transferência da radiativa é muito pequena. A caracterização destes aerossóis e o conhecimento de suas concentrações são muito importantes nos processos físicos de transferência radiativa, pois influenciam diretamente a modelagem atmosférica e os estudos climáticos. Os aerossóis de fumaça predominantes das queimadas da região amazônica são caracterizados como carbono grafítico em sedimentos (Gerab,1996; Kubatova et al. 2000) e possuem um papel importante no balanço de radiação do sistema terra-atmosfera.

Christopher et al. (2000) verificaram que a cada ano mais de 100 milhões de toneladas de aerossóis de fumaça são liberados para a atmosfera através da queima de biomassa, sendo que 80% são provenientes de regiões tropicais. Segundo dados processados pelo INPE e pela Embrapa, no mês de setembro de 2001 ocorreu o maior número de queimadas dos últimos 7 anos no país. A maior parte destes registros ocorreram no chamado Arco do Desflorestamento, que corresponde à Calha Sul da Bacia Amazônica, sendo que muitas destas queimadas ocorreram em regiões de floresta relativamente intacta (John, 2001).

Os efeitos ocasionados pela queima de biomassa em escala global e regional têm sido avaliados em diversas áreas de pesquisa. Como exemplo podem-se citar seus efeitos sobre o balanço radiativo (Kaufman et al., 1998; Christopher et al., 1998; Tarasova et al., 1999 e 2000;

Tarasova e Eck, 2000; Christopher et al., 2000; Li et al., 2000; e Wagner et al., 2001); sobre a química da atmosfera (Crutzen e Andrea, 1990; Fishman et al., 1996; Reid et al., 1996 e 1999); sobre a emissão de gases do efeito estufa (Alvalá et al., 1996; Babbitt et al., 1996); e indiretamente sobre a redução da evaporação e precipitação, e sobre os impactos no clima (Nobre et al., 1991 e 1998).

O objetivo deste trabalho é utilizar um MED com vegetação acoplada e com parametrização dos processos radiativos detalhados (Moraes 2002) para estudar as contribuições relativas das mudanças no balanço de energia e no clima ocasionadas pelos aerossóis de fumaça, gases do efeito estufa e alterações das características da superfície provenientes da queima da biomassa da floresta Amazônica.

## **O MODELO**

Moraes (2002) incorporou ao MED global de Varejão-Silva et al. (1998), que apresenta um modelo de vegetação acoplada ao modelo atmosférico, os modelos de transferência radiativa (MTRs) na faixa do espectro solar de Chou e Suarez (1999) e na faixa do espectro termal de Chou e Suarez (1994). Ambas as parametrizações do processo de transferência radiativa consideram a influência dos principais gases do efeito estufa radiativamente ativos no cômputo da transmitância atmosférica. Os MTRs mostraram-se precisos nas simulações dos balanços radiativos realizadas em regiões de pastagem e de floresta do estado de Rondônia (Franchito et al., 2002).

O modelo dinâmico médio zonal da atmosfera considera a atmosfera composta por duas camadas acima do dossel e uma camada de superfície. O globo terrestre é dividido em 18 cinturões de 10° de latitude. Este modelo dinâmico é baseado no modelo global de equações primitivas de Franchito e Rao (1992) e inclui as parametrizações de fricção, de turbilhões de larga escala, e de aquecimento diabático. Na parametrização do aquecimento diabático de Varejão-Silva et al. (1998) é considerada separadamente a fração de cinturão de latitude coberta por terra (solo exposto e vegetação) e a fração restante (oceanos, águas interiores, e gelo ou neve presentes no cinturão). Na parte do cinturão de latitude coberta por terra é considerado o efeito de vegetação segundo o modelo de biosfera BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) desenvolvido por Dickinson et al. (1986). Este esquema representa os processos existentes entre a superfície e o solo, dando ênfase ao tratamento dos parâmetros morfológicos e biofísicos da vegetação que influenciam os fluxos de energia e a umidade da superfície. Para o restante do cinturão de latitude as parametrizações são similares às do esquema BATS, porém são considerados os efeitos dos outros tipos de superfície.

O cálculo dos balanços de energia e umidade do MED é realizado de acordo com a região do cinturão de latitude analisada. A fração continental coberta por vegetação ou solo exposto envolve parametrizações de balanço de energia na superfície e na folhagem, e balanços de energia e de

umidade no ar da folhagem. Na fração composta por oceano, águas interiores, de gelo ou neve, são realizadas parametrizações do balanço de energia na superfície e no ar próximo à superfície, sendo o fluxo de vapor d'água da superfície balanceado pelo fluxo de vapor d'água na atmosfera. Assim, os fluxos de energia na superfície e na atmosfera são calculados separadamente para a fração de terra e para a fração restante no cinturão de latitude. Nas parametrizações dos fluxos atmosféricos e de superfície para a fração de superfície continental coberta por vegetação ou por solo exposto, são considerados os vários tipos de vegetação coexistindo no mesmo cinturão de latitude. Para as demais áreas da superfície terrestre do cinturão de latitude são desenvolvidas novas parametrizações dos fluxos de energia compatíveis com o modelo de vegetação.

Neste trabalho as componentes do aquecimento médio zonal da superfície são descritas pelos fluxos de calor sensível, de calor latente e de calor sub-superfície definidos por Varejão-Silva et al. (1998) nas Tabelas 1-3 (para fração de vegetação e solo exposto) e na Tabela 5 (para fração de oceano, águas interiores, gelo e neve), e pelos fluxos das radiações solar e termal abaixo descritos. Os valores médios das variáveis envolvidas em todos os processos deste MED são ponderados considerando-se como pesos as frações das respectivas áreas para cada tipo predominante de cobertura em cada cinturão de latitude.

As parametrizações das componentes dos fluxos de radiação solar e termal da superfície e da atmosfera para cada tipo de superfície terrestre são obtidas através das metodologias de Chou e Suarez (1999) e Chou e Suarez (1994). As estimativas dos fluxos de radiação solar e termal são realizadas através da modelagem dos processos físicos de transferência radiativa considerando-se a atmosfera plano-paralela composta por 20 camadas. Na interação da radiação solar e da radiação termal com a atmosfera são considerados alguns dos principais gases radiativamente ativos que compõem a atmosfera (que fazem parte dos denominados *gases do efeito estufa*), as nuvens, e os aerossóis.

Chou e Suarez (1999) consideram nos processos físicos de transferência da radiação solar a absorção (por vapor d'água, ozônio, oxigênio, dióxido de carbono, nuvens e aerossóis), a reflexão da superfície, e o espalhamento múltiplo da radiação solar (causados por gases atmosféricos, nuvens e aerossóis). Embora a radiação solar interaja espectralmente com a atmosfera, neste modelo os processos de interação são tratados agrupando em regiões espectrais as propriedades similares de absorção dos gases atmosféricos. Em consequência o espectro solar é dividido em sete bandas na região do espectro ultravioleta, em uma banda no espectro visível, e em três bandas no espectro infravermelho, sendo cada banda do espectro infravermelho composta por 10 sub-bandas. As propriedades de espalhamento e absorção são tratadas individualmente dentro de cada banda. Os fluxos de radiação solar são obtidos através do método de adição de dois fluxos para uma composição de camadas atmosféricas, sendo a refletividade e a transmissividade das nuvens e dos

aerossóis em cada camada atmosférica calculadas através da aproximação  $\delta$ -Eddington definida por Joseph et al. (1976).

O saldo de radiação solar na superfície ( $H_{\text{sup}}(1)\downarrow$ ) é obtido através da integração de todas as camadas dos fluxos radiativos ponderados pelas suas coberturas de nuvens nas 38 bandas espectrais.

$$H_{\text{sup}}(1)\downarrow = \int_0^p F_{UV+PAR}(p')\downarrow dp' - \int_p^{p+1} F_{UV+PAR}(p')\uparrow dp' + \int_0^p F_{IR}(p')\downarrow dp' - \int_p^{p+1} F_{IR}(p')\uparrow dp'$$

sendo  $p$  o nível de pressão de interesse, que neste caso corresponde ao nível da superfície, e  $F_{UV+PAR}$  e  $F_{IR}$  são os fluxos solares de cada camada atmosférica correspondente, respectivamente, à região do espectro solar nas faixas ultravioleta (UV) e visível (região da radiação fotossinteticamente ativa, PAR), e na faixa do infravermelho próximo e médio (IR). Estes fluxos de radiação solar ascendente ( $\uparrow$ ) e descendente ( $\downarrow$ ) são representados matematicamente por:

$$F_{UV+PAR}(p) = \sum_{j=1}^N A_j \left( \sum_{i=1}^8 \zeta_i F_{uv+par_{i,j}}(p) \right) \quad \text{e} \quad F_{IR}(p) = \sum_{j=1}^N A_j \left( \sum_{i=9}^{38} \zeta_i F_{IR_{i,j}}(p) \right)$$

onde  $A_j$  é a cobertura fracional de nuvens da  $j$ -ésima camada da atmosfera,  $i$  corresponde às bandas do espectro solar,  $\zeta_i$  é o fluxo de radiação solar incidente no topo da atmosfera correspondente a cada uma das bandas do espectro solar.

Nos processos físicos de transferência da radiação termal, Chou e Suarez (1994) consideram as influências de absorções dos gases-estufa (vapor d'água, dióxido de carbono, metano, ozônio, óxido de nitrogênio, CFCs 11 e 12, e HCFC22), das nuvens e dos aerossóis; da reflexão à superfície; e do espalhamento múltiplo da radiação termal (causados por gases atmosféricos, nuvens e aerossóis). A parametrização da função de transferência também é simplificada ao se considerar o modelo de banda. O espectro termal é dividido em 10 bandas espectrais e as bandas largas são definidas através do agrupamento realizado segundo a similaridade das características dos gases absorvedores. Estas bandas são determinadas através do método de distribuição-k.

O saldo de radiação termal na superfície ( $H_{\text{sup}}(2)\downarrow$ ) é obtido através da integração dos fluxos em todas as bandas e camadas atmosféricas.

$$H_{\text{sup}}(2)\downarrow = \int_0^p F^{\downarrow}(p') dp' - \int_p^{p+1} F^{\uparrow}(p') dp'$$

onde o primeiro termo do lado direito correspondente ao fluxo termal descendente que atinge a superfície e o segundo termo o fluxo de radiação termal emitido pela superfície.

$$F^{\uparrow}(p) = \sum_1^{nbanda} F_i^{\uparrow}(p) = \sum_1^{nbanda} \left[ B_i(T_s) \tau_i^*(p, p_s) - \int_p^{p_s} B_i(T') \frac{\partial \tau_i^*(p, p')}{\partial p'} dp' \right] \quad \text{e}$$

$$F^{\downarrow}(p) = \sum_1^{nbanda} F_i^{\downarrow}(p) = \sum_1^{nbanda} \int_0^p B_i(T') \frac{\partial \tau_i^*(p, p')}{\partial p'} dp'$$

sendo que o índice  $i$  representa a banda espectral,  $nband$  é o número total de bandas tratadas no espectro termal,  $B_i(T)$  é o fluxo espectral de Planck emitido pela camada à temperatura  $T$  e pela superfície ( $T=T_s$ ), e  $\tau_i^*$  é a transmitância do fluxo de uma camada com nebulosidade.

## VALIDAÇÃO DO MODELO ATRAVÉS DA SIMULAÇÃO DO CLIMA PRESENTE

Os valores de entrada necessários aos modelos de radiação são os valores médios zonais anuais dos perfis verticais de temperatura, de umidade específica e de razão de mistura do ozônio; as reflectâncias espectrais das superfícies na região do UV e PAR ( $\lambda \leq 0,7\mu\text{m}$ ) e na região IR ( $\lambda \geq 0,7\mu\text{m}$ ); as emissividades espectrais das superfícies; as concentrações atmosféricas dos gases-estufa; e as propriedades óticas de nuvens e de aerossóis.

A reflectância espectral na região do UV e PAR e na região IR para os diversos tipos de superfície existentes em cada cinturão de latitude são avaliados segundo as características definidas no BATS (Dickinson et al., 1986), exceto para o caso da reflectância de corpos d'água onde se utilizou a reflectância de 0,01 para  $\lambda \leq 0,7\mu\text{m}$ . As emissividades espectrais são obtidas de Wilber et al (1999).

Os perfis verticais de temperatura, de umidade específica e de razão de mistura do ozônio são baseados nas propriedades óticas da atmosfera definidas por McClatchey et al. (1972) e correspondem aos valores médios anuais da atmosfera em latitudes tropical, média e alta. Estes valores são utilizados somente acima de 750hPa, pois os perfis verticais de temperatura e de umidade específica na baixa atmosfera (superfície até o nível de 750hPa) dependem fortemente dos valores destas variáveis na superfície. Os valores de temperatura e de umidade específica na superfície são alterados a cada passo computacional de acordo com as temperaturas dos diversos tipos de superfície. O perfil vertical de temperatura é obtido assumindo a taxa de variação da temperatura virtual média de uma atmosfera adiabática úmida e os valores da umidade específica são obtidos da expressão empírica descrita por Franchito et al. (1998).

A formulação para a umidade específica de nuvens, a fração de cobertura e as alturas da base e do topo das nuvens segue a mesma metodologia utilizada por Varejão-Silva et al. (1998). O tipo de nuvem (alta, média e baixa) é definido considerando os níveis de pressão dados por Chou e Suarez (1999), isto é, 400hPa e 700hPa. Na determinação do tipo de nuvem e da espessura ótica desta em cada cinturão de latitude, são considerados os valores das alturas da base e do topo das nuvens apresentados por Peixoto e Oort (1992). Estes valores foram comparados com as alturas dos níveis de pressão de 400 e 700hPa para se obter os tipos de nuvens. A espessura ótica de nuvens é avaliada considerando-se como valores médios zonais anuais os valores zonais climatológicos da espessura ótica de nuvens obtidos através de imagens de satélites por Hahn et al. (2001).

Os dados de espessura ótica e de albedo de espalhamento simples dos aerossóis troposféricos são extraídos dos valores médios anuais simulados pelo modelo SI99 do GISS/NASA para o ano de 1990 (<http://www.giss.nasa.gov/data/model/>). O fator de assimetria médio zonal anual é obtido através da média dos valores típicos de aerossóis continentais e oceânicos dados pela World Meteorological Organization (1986).

As concentrações médias globais anuais dos gases-estufa CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> são obtidas do IPCC 2001 (Houghton et al. 2001), cujos valores são, respectivamente, 360 ppm e 1,76 ppm.

Os fluxos radiativos simulados neste trabalho foram comparados com os dados de superfície apresentados por Ou et al. (1989) e com os dados planetários apresentados Campbell e Vonder Haar (1980), os quais são considerados como dados de verdade-terrestre. Em ordem de verificar a significância estatística das simulações obteve-se o coeficiente de determinação entre os valores modelados e os dados de verdade-terrestre. Foi utilizado o teste t-Student para verificar a significância das correlações. A Tabela 1 apresenta os coeficientes de determinação obtidos através da comparação realizada entre os valores médios zonais anuais dos saldos de radiação solar e de radiação termal, e do balanço de radiação simulados com o MED, e seus respectivos dados de verdade-terrestre. Em todos os casos verifica-se que o MED representa bem todas as grandezas radiométricas, pois apresentam coeficientes de determinação superiores a 0,89 com um nível de confiança de 99%.

**Tabela 1** – Comparação estatística realizada entre as médias zonais anuais das grandezas radiométricas simuladas com o MED e os respectivos dados de verdade-terrestre.

GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS		COEFICIENTE DE DETERMINAÇÃO
SUPERFÍCIE	Radiação Solar Absorvida	0,99
	Radiação Termal Perdida	0,89
	Balanço de Radiação	0,98
PLANETÁRIA	Radiação Solar Absorvida	0,99
	Radiação Termal Perdida	0,97
	Balanço de Radiação	0,98

A Figura 1 apresenta as comparações realizadas entre as simulações do MED das variáveis meteorológicas médias zonais médias anuais, que caracterizam o clima presente, e os dados provenientes da reanálise do NCEP/NCAR, considerados como dados de verdade-terrestre.

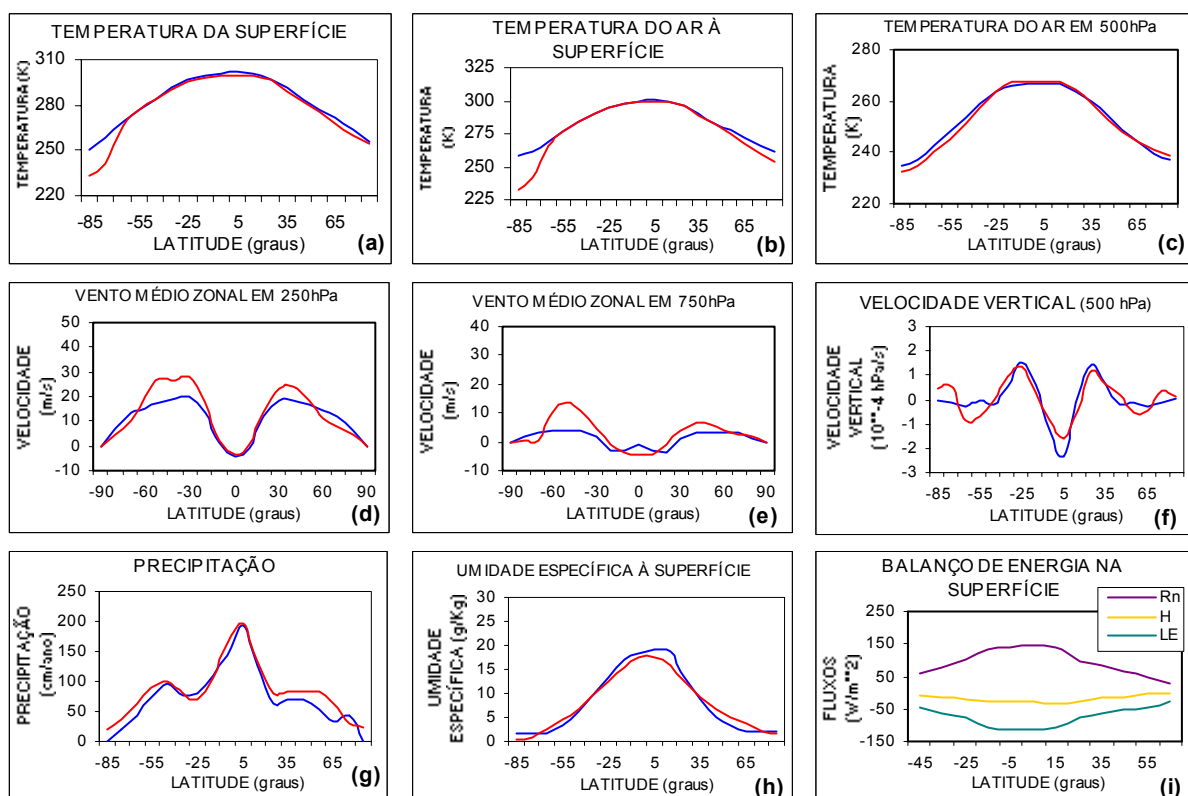


Figura 1 - Simulação das características médias zonais anuais (em azul) de: a) temperatura da superfície ( $T_s$ ); b) temperatura do ar à superfície ( $T_a$ ); c) temperatura do ar na superfície isobárica de 500hPa; d) e e) vento médio zonal nas superfícies isobáricas de 250hPa e de 750hPa, respectivamente; f) velocidade vertical na superfície isobárica de 500hPa; g) precipitação ( $P$ ); h) umidade específica do ar próximo à superfície; e i) saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxos de calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $LE$ ) na superfície continental. Os dados de verdade-terrestre estão em vermelho.

Verifica-se, através da Figura 1, uma boa concordância das simulações do clima presente, exceto para as temperaturas de superfície e do ar próximo da superfície para a região do pólo sul (Figura 1a-1b), onde se observa uma superestimativa de aproximadamente 8%, e para o vento médio zonal nas isóbaras de 750hPa (Figura 1e) nas latitudes médias do Hemisfério Sul. O MED foi capaz de reproduzir bem os ventos de leste na região tropical e a posição dos ventos de oeste (jatos) nas latitudes médias (Figura 1d); a circulação tri-celular (Figura 1f); os movimentos ascendentes na região tropical e subsidentes nas regiões subtropical e de latitudes temperadas (Figura 1f); e as máximas taxas de precipitação observadas no equador e nas latitudes médias (Figura 1g). A Figura 1i comprova que a máxima liberação de calor latente é verificada na região equatorial.

De forma geral o MED consegue reproduzir bem as características médias zonais anuais do clima presente. O tratamento detalhado dos processos de transferência radiativa deste MED e sua boa representação do clima presente possibilitam a realização de estudos de sensibilidade do clima



no que diz respeito aos efeitos de alterações do uso da terra e de alterações dos gases do efeito estufa.

## **SENSIBILIDADE DO CLIMA À QUEIMA DE BIOMASSA**

Na condução do experimento de sensibilidade do clima à queima de biomassa é suposto que toda a Floresta Amazônica é queimada. Baseada nesta suposição, os parâmetros de superfície do MED são modificados somente na fração de área vegetada correspondente a esta floresta, que se encontra compreendida entre os cinturões de latitude centrado entre 15°S e 5°N. Com a queima da Floresta Amazônica, considerada composta somente por floresta primária, a cobertura vegetal característica de floresta perenifólia é substituída por vegetação típica de semi-deserto, e os parâmetros que caracterizam a superfície vegetal (fração máxima de cobertura vegetal, comprimento de rugosidade da vegetação, reflectâncias espectrais superiores e inferiores a 0,7 $\mu$ m, índice de área foliar mínimo e fator de sensibilidade à luz) são alterados conforme descrição do BATS. Neste estudo considerou-se como solo predominante da região amazônica o latossolo amarelo (Formaggio, 2001), cujas reflectâncias espectrais são 0,1 para comprimentos de onda inferiores do 0,7 $\mu$ m, e 0,35 para comprimentos de onda igual ou superior a 0,7 $\mu$ m.

As concentrações de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> são alteradas para valores típicos de queima de floresta primária, sendo considerados os valores médios obtidos por Babbit et al. (1996). Neste experimento, estes valores são considerados como representativos da média anual e encontram-se descritos na Tabela 2. Estas alterações são realizadas em todos os cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica, visto que os gases e aerossóis de queimadas são transportados para longas distâncias.

Tabela 2 – Concentrações de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> típicos de queima de biomassa de floresta primária

<b>GASES DO EFEITO ESTUFA</b>	<b>CONCENTRAÇÃO (ppm)</b>
CO <sub>2</sub>	397,4
CH <sub>4</sub>	1,90

Fonte: Babbit et al. (1996)

O tempo de residência na atmosfera dos aerossóis provenientes da queima de biomassa é dependente do tipo de vegetação queimada; da concentração de aerossóis na atmosfera, que é muito variável ao longo do ano (maiores na estação considerada seca da Amazônia, que compreende o período de junho a setembro (Nobre et al., 1998)); e das condições atmosféricas durante a queimada, destacando-se, nas condições sinóticas, a precipitação. Os aerossóis de fumaça têm um tempo de residência na atmosfera usualmente menor do que quatro semanas (Jung e Back, 1987).

Embora haja diversos fatores que influenciam o tempo de residência destes aerossóis na atmosfera, é suposto, neste estudo, que estes aerossóis estão presentes na atmosfera ao longo do ano.

Os parâmetros físicos de aerossóis representativos da média anual da queima de biomassa são alterados somente nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica e encontram-se descritos na Tabela 3. A média anual da espessura ótica de aerossóis de fumaça presentes na coluna atmosférica é obtida através do valor médio anual deste parâmetro mensal, apresentado por Holben et al. (2001) para a cidade de Alta Floresta. Esta cidade, que representa uma região típica de floresta tropical chuvosa, apresenta forte influência antropogênica, e possui equipamentos para a detecção e registro da variação diária da espessura ótica de aerossóis, que são gerenciados pela Aerosol Robotic Network (AERONET). Os valores de fator de assimetria e albedo de espalhamento simples característicos de aerossóis de queimada de biomassa para o período seco são dados por Tarasova et al. (1999), e neste estudo são supostos como valores representativos da média anual.

É suposta a presença destes aerossóis na atmosfera até 2km de altitude e que a concentração destes aerossóis em cada camada é constante. Portanto, a espessura ótica média anual é dividida pelo número de camadas existentes até o nível de 2km.

Tabela 3 – Parâmetros físicos característicos de aerossóis de fumaça em 0,5  $\mu\text{m}$

<b>PARÂMETROS FÍSICOS ASSOCIADOS A AEROSSÓIS</b>	<b>VALOR (adimensional)</b>
Espessura ótica	0,336
Albedo de espalhamento simples	0,866
Fator de assimetria	0,623

Fonte: Holben et al. (2001) e Tarasova et al. (1999).

O estudo da influência da queima da biomassa no clima é conduzido por seis experimentos: inclusão de aerossóis de queimada na atmosfera; alteração das reflectâncias espectrais da superfície; alteração dos parâmetros de superfície, incluindo os novos valores das reflectâncias espectrais; alteração da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera; alteração da concentração de CH<sub>4</sub> na atmosfera; e alterações simultâneas dos parâmetros de superfície, dos parâmetros físicos de aerossóis de fumaça e das concentrações de gases do efeito estufa. Através destes experimentos é possível observar a influência individual de cada alteração acima descrita.

## **Resultados**

O experimento de controle é definido pelos resultados simulados do clima presente, e os efeitos ocasionados pelos experimentos de sensibilidade do clima à queima de biomassa são

avaliados através dos desvios resultantes da diferença existente entre os experimentos de queima de biomassa e o experimento de controle.

O efeito provocado pela queima de biomassa nos balanços de radiação solar e termal, e no saldo de radiação na superfície continental, simulados neste experimento, são apresentados na Figura 2.

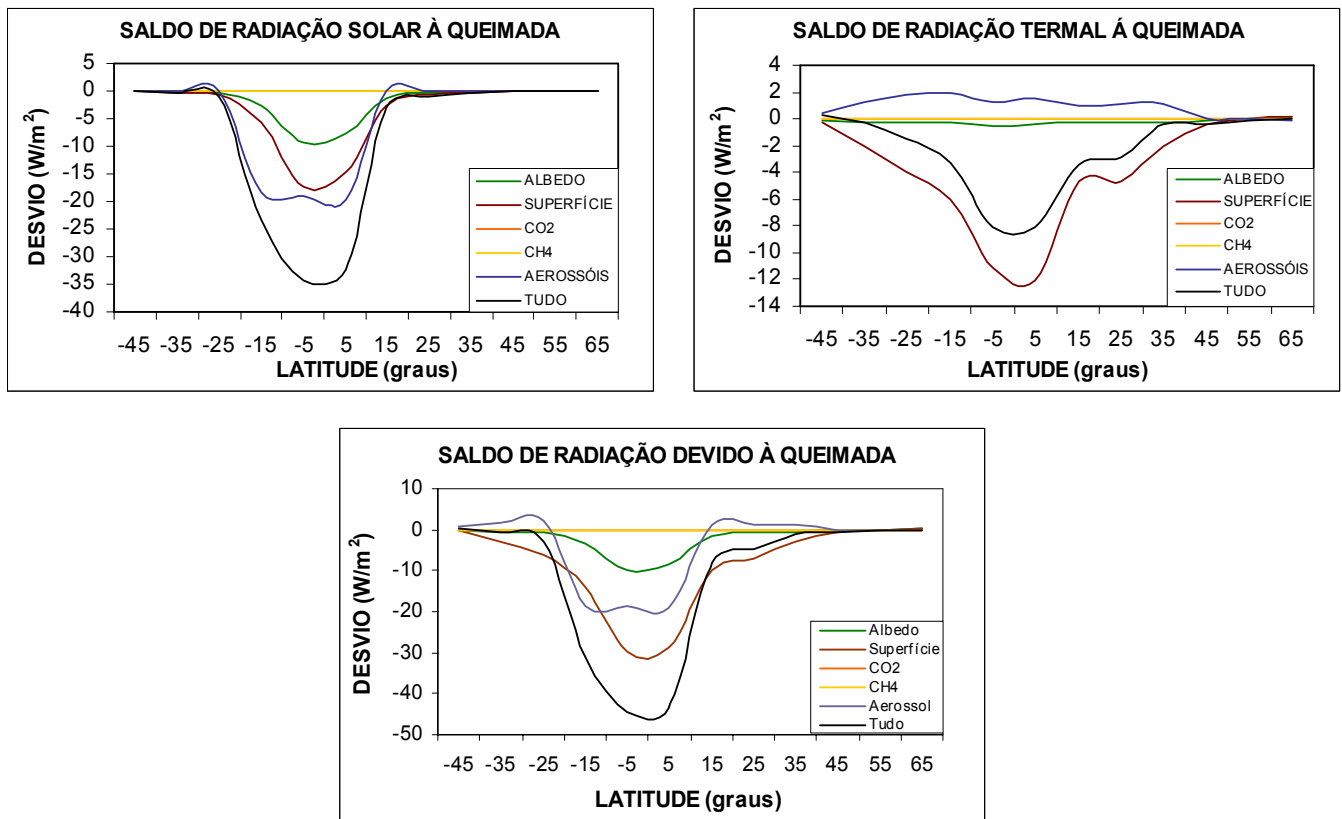


Figura 2 – Desvios médios zonais anuais: do saldo de radiação solar; do saldo de radiação termal; e do saldo de radiação na superfície (experimento perturbado menos experimento de controle). Experimentos realizados de alteração em: albedo da superfície (verde); parâmetros de superfície (marrom); concentração de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> (laranja e amarelo, respectivamente); aerossol (cinza azulado); e todos os parâmetros (preto).

Os impactos médios zonais anuais dos balanços de energia simulados para cada um dos experimentos de queima de biomassa para o cinturão continental de 20° S a 10° N são apresentados na Tabela 4.

Verifica-se que a presença de aerossóis de fumaça na atmosfera ocasiona uma redução do saldo de radiação solar na superfície de aproximadamente 9,7%, e no saldo de radiação termal na superfície de 2,2% nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica. Estas reduções são ocasionadas pelo aumento da reflectância atmosférica e da opacidade da atmosfera à radiação termal. A alteração da radiação termal também sofre influência da mudança da umidade específica na superfície e na baixa troposfera, que por sua vez, é uma resposta do clima à redução

do saldo de radiação solar na superfície induzida pela presença de aerossóis de fumaça na atmosfera. Em relação à distribuição latitudinal da simulação média anual do saldo de radiação, verifica-se que os aerossóis de fumaça provocam uma redução de aproximadamente 14% no cinturão de latitude continental compreendido entre 20°S e 10°N. Estas tendências também foram observadas por Christopher et al. (1998) e Tarasova et al. (1999, 2000).

Tabela 4 – Percentuais dos desvios médios zonais anuais dos balanços de radiativos e dos fluxos de calor sensível e de calor latente simulados nos experimentos de queima de biomassa.

<b>EXPERIMENTO</b>	<b>SALDO DE RADIÇÃO SOLAR (%)</b>	<b>SALDO DE RADIÇÃO TERMAL (%)</b>	<b>SALDO DE RADIÇÃO (%)</b>	<b>H (%)</b>	<b>LE (%)</b>
Aerossóis	-9,7	-2,2	-14,1	-26,5	-10,5
Reflectância Espectral	-3,3	-0,6	-5,4	-9,4	-4,3
Parâmetros de Superfície	-6,3	+14,1	-17,5	-14,2	-18,4
Concentração de CO <sub>2</sub>	-0,03	-0,07	-0,01	-0,06	0,01
Concentração de CH <sub>4</sub>	<-0,01	<-0,01	<-0,01	0	0
Todas alterações	-15,3	+9,41	-29,0	-38,6	-26,2

Os impactos nos balanços radiativos na superfície simulados pela alteração das reflectâncias espectrais ocasionam reduções de 3,3% e de 5,4% nos respectivos valores médios zonais anuais de radiação solar armazenada e do saldo de radiação na superfície continental que compreende a floresta Amazônica; e uma pequena redução da média anual do saldo de radiação termal na superfície, conforme é mostrado na Figura 2. Estas tendências foram verificadas em diversos experimentos numéricos de desflorestamentos conduzidos com modelos de circulação geral (Nobre et al., 1991; Sud et al., 1996; Lean e Rontree, 1997).

Ao analisar os desvios observados no experimento em que são alterados os parâmetros de superfície observam-se reduções nas médias anuais da radiação solar armazenada e no saldo de radiação na superfície, e aumento no saldo de radiação termal. A média anual da redução da radiação solar armazenada e do saldo de radiação na superfície continental neste cinturão de latitude é de 6,6% e 17,5%, respectivamente, enquanto que, em relação à média anual do saldo de radiação termal observa-se um aumento de 14,1%.

A Tabela 4 mostra que os efeitos simulados pelas alterações nas concentrações de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> nos saldos radiativos são pequenos e menores do que 1%.

O experimento que considera todas as alterações simultaneamente (parâmetros de superfície, aerossóis, e concentrações de gases-estufa na atmosfera) apresenta as maiores reduções na radiação solar armazenada e no saldo de radiação na superfície continental que abrange a floresta

Amazônica, que são de 15,3% e 29%, respectivamente; e um aumento no saldo de radiação termal de 9,4%. Portanto, verifica-se que, em relação à média anual do saldo de radiação na superfície, é a alteração dos parâmetros de superfície que mais influi na redução deste saldo. Através da Figura 2 verifica-se que as maiores mudanças no balanço de radiação termal e no saldo de radiação são devidas às degradações da superfície ocasionadas pela queima de biomassa, enquanto que as maiores mudanças no saldo de radiação solar são devidas às alterações dos aerossóis.

A distribuição média anual latitudinal dos desvios do balanço anual de energia não-radiativa na superfície (fluxos de calor latente e calor sensível), resultante do experimento de queima de biomassa, é ilustrada na Tabela 4. Dentre os experimentos que compõem este estudo é verificado que a emissão dos gases-estufa provenientes da queima de floresta primária pouco afeta a partição de energia à superfície. Verifica-se que a influência dos aerossóis de fumaça é mais efetiva na redução do fluxo de calor sensível do que do fluxo de calor latente na superfície, ou seja, dentre todos os experimentos estudados isoladamente, é a introdução dos aerossóis de fumaça que provoca a maior redução do fluxo de calor sensível na superfície (26,5%), enquanto que é a alteração dos parâmetros de superfície que provoca a maior redução do fluxo de calor latente (18,4%). O fluxo de calor latente diminui devido à redução na evapotranspiração (Figura 4b). Ao se avaliar o experimento de queimada, em que se consideram as influências simultâneas de todas as alterações dos parâmetros de superfície, dos parâmetros de aerossóis, e das concentrações de gases-estufa na atmosfera, observa-se, nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica, uma grande redução do fluxo de calor sensível médio anual na superfície (38,6%) e uma redução do fluxo de calor latente médio anual na superfície de 26,2%.

A influência das alterações nos parâmetros de superfície, nos parâmetros de aerossóis, e nas concentrações de gases-estufa na atmosfera sobre a média anual da temperatura da superfície e da temperatura do ar próximo à superfície na região continental compreendida entre 20° S e 15° N pode ser visualizada na Figura 3.

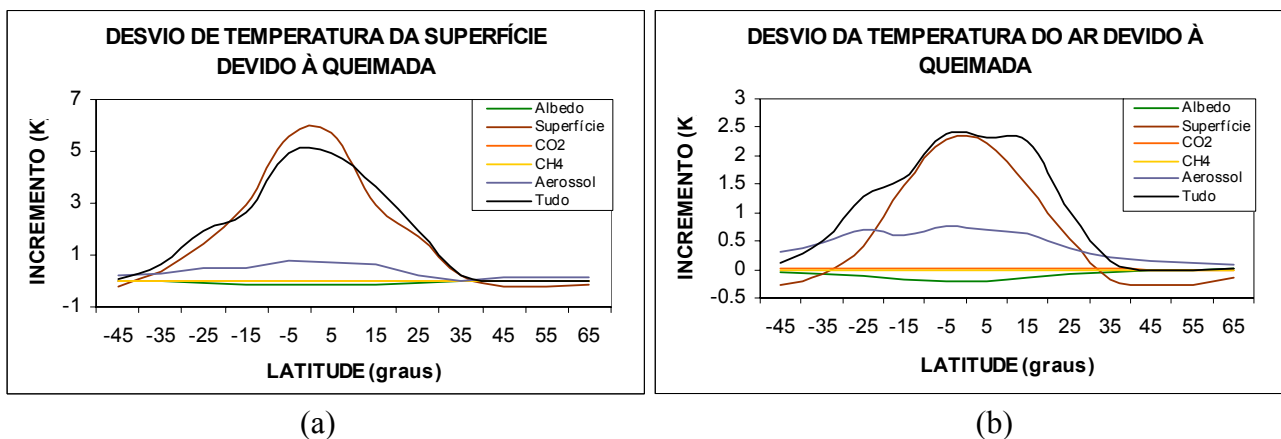


Figura 3 – Desvio médio zonal anual: (a) temperatura da superfície; e (b) temperatura do ar à superfície (experimento perturbado menos experimento de controle).

Verifica-se que as alterações nas concentrações dos gases do efeito estufa, CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, pouco afeta a temperatura, bem como as alterações das reflectâncias espectrais, que causam pequenas reduções na temperatura (redução média anual de 0,17°C na temperatura da superfície e de 0,2°C na temperatura do ar à superfície nos cinturões continentais que compreendem a Floresta Amazônica). A presença de aerossóis provenientes de queima de biomassa ocasiona um aumento médio anual da temperatura da superfície e da temperatura do ar à superfície da ordem de 0,7°C para esta região continental. A alteração dos parâmetros de superfície induz a um aumento médio anual de temperatura da superfície de 4,7°C no cinturão de latitude continental que engloba a Floresta Amazônica, sendo verificados aumentos de 5,7°C nos cinturões de latitude centrados em 5°. A influência desta alteração na temperatura do ar à superfície acarreta um aumento médio de 2°C nestes cinturões de latitude, sendo o maior aumento (2,3°C) observado no cinturão de latitude centrado em 5°S.

No experimento de sensibilidade do clima a todas alterações inseridas simultaneamente (modificações nos parâmetros de superfície, nos parâmetros de aerossóis, e nas concentrações de gases-estufa na atmosfera) é verificado um aumento na média anual da temperatura da superfície da ordem de 4,2°C, e de 2,1°C na média anual da temperatura do ar próximo à superfície, nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica, sendo os maiores aumentos observados no cinturão de latitude de 5°S (5°C e 2,4°C nas médias anuais das temperaturas da superfície e do ar à superfície, respectivamente).

A distribuição latitudinal dos desvios médios anuais das simulações da evapotranspiração e da precipitação ocasionadas pela queima de biomassa pode ser observada através da Figura 4.

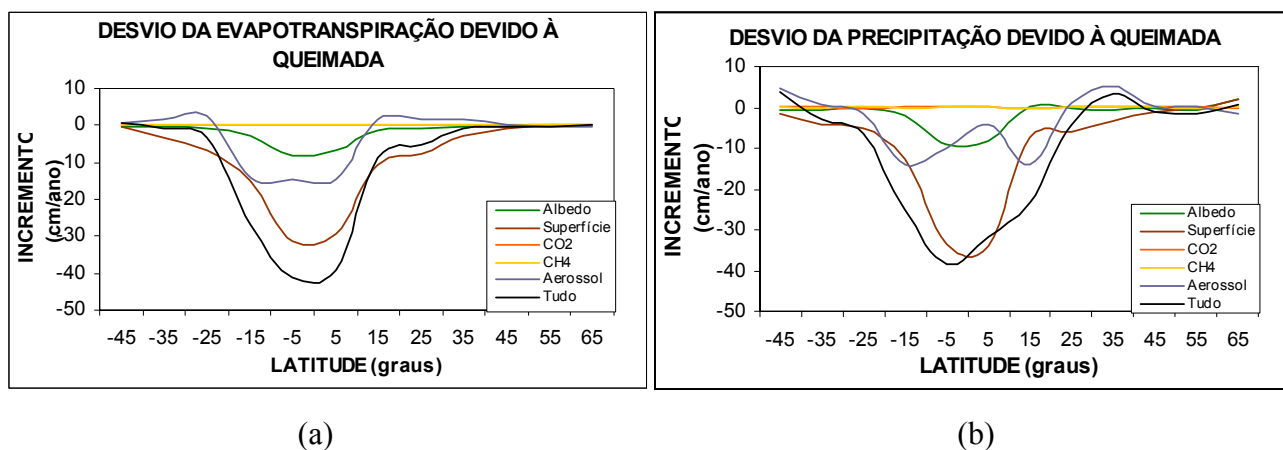


Figura 4 - Desvio médio zonal anual: (a) evapotranspiração e (b) precipitação (experimento perturbado menos experimento de controle).

O comportamento da evapotranspiração média anual é regido pela distribuição latitudinal da média anual do fluxo de calor latente, cujos valores para os cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica são apresentados na Tabela 4.

No experimento de queima de biomassa que simula a emissão de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> para a atmosfera, observa-se uma pequena tendência de aumento na evapotranspiração e da precipitação. Nos experimentos de queimada em que são simuladas distintamente as alterações da reflectância espectral da superfície, as alterações nos parâmetros de superfície, e as inclusões de aerossóis de fumaça na atmosfera, verifica-se, respectivamente, reduções de 5,9 cm/ano; 25,3 cm/ano e 13,9 cm/ano na evapotranspiração média anual nestes cinturões de latitude (Figura 4a). Ao se avaliar o experimento de queimada em que são incluídas todas estas alterações simultaneamente, verifica-se que a redução média da evapotranspiração média anual, nestes cinturões, é de 35,8 cm/ano, sendo a maior redução da evapotranspiração média anual (41,3 cm/ano) observada na região continental em que se encontra a maior fração da Floresta Amazônica (cinturão de latitude centrado em 5° S).

A distribuição latitudinal do desvio da precipitação média anual observada através dos experimentos de queimada é apresentada na Figura 4b. A influência da emissão de gases do efeito estufa, produzidos na queima de floresta primária, ocasiona um pequeno aumento da precipitação média anual (0,16 cm/ano para a emissão de CO<sub>2</sub> e 0,02 cm/ano para a emissão de CH<sub>4</sub>). Em relação aos experimentos de queimada em que são avaliadas as influências na precipitação média anual, provocadas pelas alterações nas reflectâncias espectrais e nos parâmetros de superfície, é verificada a ocorrência de reduções da precipitação, nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica, da ordem de 6,5 cm/ano e 26,7 cm/ano, respectivamente, sendo que as maiores reduções ocorrem no cinturão de latitude centrado em 5°S.

O efeito da liberação de aerossóis para a atmosfera, provenientes de queima da biomassa, ocasiona uma redução de 9,4 cm/ano na precipitação média anual, na faixa latitudinal que compreende a Floresta Amazônica. Na Figura 4b é observado que as maiores reduções da precipitação média anual (14 cm/ano) são verificadas nos cinturões de latitude centrados em |15°|. Na faixa tropical, a menor redução (4,2 cm/ano) ocorre no cinturão de 5°N. Os máximos valores de redução da precipitação estão relacionados com as regiões latitudinais, que apresentaram maiores intensificações dos movimentos subsidentes observados neste experimento, enquanto que a menor redução da precipitação é observada na região em que ocorre a máxima intensificação do movimento ascendente.

No experimento de queimada em que são incluídas todas estas alterações simultaneamente, verifica-se, nos cinturões de latitude que englobam a Floresta Amazônica, uma redução média de 31,8 cm/ano na precipitação média anual, sendo que a maior redução (38,5 cm/ano) é verificada no cinturão de latitude centrado em 5°S.

## CONCLUSÕES

Este MED com biosfera acoplada simulou bem as variações das médias zonais anuais dos balanços de energia e das características médias zonais do clima. Conseqüentemente, o MED mostra-se útil no estudo das influências antropogênicas sobre o clima, pois possibilita avaliar os impactos climáticos ocasionados pela queima de biomassa da floresta Amazônica. A queima da biomassa de floresta primária modifica as características da superfície e libera grande quantidade de gases do efeito estufa e de aerossóis de fumaça para a atmosfera.

Através do experimento de queima da biomassa da Floresta Amazônica pode-se observar que este evento ocasiona mudanças significativas na temperatura, na umidade específica e no ciclo de hidrológico da região tropical. A simulação da queima de biomassa evidencia a ocorrência de aquecimento da superfície e de reduções na evaporação e precipitação. Dentre os experimentos de queimada, onde foram alterados independentemente a reflectância espectral da superfície, os parâmetros de superfície, as concentrações dos gases do efeito estufa, e introduzido os aerossóis de fumaça na atmosfera, o experimento de alteração nos parâmetros de superfície apresentou os maiores impactos. A alteração dos parâmetros de superfície produz as maiores mudanças no balanço de radiação termal e no saldo de radiação na superfície e, conseqüentemente, o maior aumento de temperatura da superfície e do ar à superfície, e a maior redução na evapotranspiração e na precipitação. Estas tendências também são observadas nas simulações de desflorestamento Amazônico realizadas com diversos modelos de circulação geral. Dentre os experimentos realizados no estudo de queima de biomassa a alteração dos aerossóis de fumaça provocou a maior redução no saldo de radiação solar na superfície. Também pode-se verificar que a presença de aerossóis de fumaça tem grande influência na partição de energia, pois são as alterações das propriedades físicas dos aerossóis que mais reduzem o fluxo de calor sensível na superfície, e que provocam o maior aumento da umidade específica do ar à superfície.

**Agradecimentos:** Nós agradecemos ao Dr. Ming-Dah Chou da Goddard Space Flight Center, NASA, por fornecer os algoritmos computacionais dos modelos de radiação, e a Dra Tatiana Tarasova pelas informações e sugestões.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alvalá, P. C., V. W. J. H. Kirchoff, F. B. Zamorano, and S. C. Casiccia, 1996: Atmospheric methane observations in Brazil, SCAR-B Mission. In: SCAR-B Proceedings. São José dos Campos, Transtec editorial, 16-20.



- Artaxo, P. C.; De Campos, R.C.; Fernandes, E.T.; Martins, J.V.; Xiao, Z.F.,; Lindqvist, O.; Fernandez-Jimenez, M.T.; Maenhaut, W. Large scale mercury and trace element measurements in the Amazon basin. *Atmospheric Environment*, v. 34, n. 24, p. 4085-4096, 2000.
- Babitt, R. E., D. E. Ward, R. A. Susott, P. Artaxo, and J. B. Kauffam, 1996: A comparison of concurrent airborne and ground-based emissions generated from biomass burning in the Amazon Basin. *SCAR-B Proceedings*. Transtec editorial, São José dos Campos, Brazil, 23-26.
- Campbell, G. C., and T. H. Vonder Haar, 1980: *Climatology of radiation budget measurements from satellite*. Atmospheric Science Paper No. 323. Dept. Atmos. Sci., Colorado State University, 74pp.
- Chou, M. -D., and M. J. Suarez, 1994: An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models. Tech. Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, *Tech. Memo.* 104606, v. 3, 102 pp.
- Chou, M. -D., and M. J. Suarez, 1999: A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) developed at Goddard Climate and Radiation Branch for Atmospheric Studies, Goddard Space Flight Center, Greenbelt. *NASA Tech. Mem.* (NASA/TM-1999-104606), vol. 15.
- Christopher, S. A., M. Wang., T. A Berendes, and R. M. Welch., 1998: The 1985 biomass burning season in South America: satellite remote sensing of fires, smoke, and regional radiative energy budget. *J. Appl. Meteor.*, 37, 661-678.
- Christopher, S. A.; Li, X.; Welch, R. M.; Reid, J. S.; Hobbs, P. V.; Eck, T. F.; Holben, B. Estimation of downward and top-of-atmosphere Shortwave Irradiances in Biomass Burning Regions during SCAR-B. *Journal of Applied Meteorology*, v. 39, n.10, p.1742-1753, Oct. 2000.
- Coakley, J. A.; Cess, R. D.; Yurevich, F. B. The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: A parameterization for climate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 40, n.1, p. 116-138, Jan. 1983.
- Crutzen, P. J.; Andreae, M. O. Biomass burning in the tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. *Science*, v. 250, p. 1669-1678, 1990.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, 1986: *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model*. NCAR Tech. Note 275+STR.
- Fishman, J.; Hoell, J. M.; Bendura, J. R.; Mcneal, R. J.; Kirchhoff, V. W. J. H. NASA GTE TRACE-A experiment (September-October, 1992). *Overview*. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, v.101, n. D19, p. 23865-23880, Oct. 1996.

- Formaggio, A. R., 2001: Classification of dominant soil in the Amazonian region and its spectral reflectance (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brazil, personal communication).
- Franchito, S. H.; Rao, V. B. Climate change due to land surface alterations. *Climate Change*, v. 22, n. 1, p.1-34, Set. 1992.
- Franchito, S. H., V. B. Rao, and R. R. Silva, 1998: A parameterization of radiative fluxes suitable for use in a statistical-dynamical model. *Meteor. Atmos. Phys.*, 69, 23-38.
- Franchito, S.H.; Moraes, E.C.; Brahmananda Rao, V. Simulations with a radiation model and comparisons with LBA data sets. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, n° D20, 8092, doi: 10.1029/2001JD001356, 2002, pág. LBA 60-1 a 60-11.
- Gerab, F. Técnicas analíticas nucleares aplicadas à média em larga escala de aerossóis atmosféricos na região amazônica. São Paulo. 203 p. Tese (Doutorado em Física Nuclear) - Universidade de São Paulo, 1996. (USP/IF/SBI-03).
- Hahn, C. J., W. B. Rossow, and S. G. Warren, 2001: ISCCP Cloud properties associated with standard cloud types identified in individual surface observation. *J. Climate*, 14, 11-28.
- Holben, B. N., D. Tanré, A. Smirnov, T. F. Eck, et al., 2001: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *J. Geophys. Res.*, 106 (D11), 12067-12097.
- Houghton, J. T.; Ding, Y.; Griggs, D. J.; Noguer, M.; Linden, P. J. Van Der ; Dai, X.; Maskell, K.; Johnson, C. A. *Climate change 2001: the scientific basis*. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2001. 881 p.
- John, L . Setembro é recorde em queimadas. *O Estadão*. [on line]. 01 out. 2001. <<http://www.estadao.com.br/>>.
- Joseph, J. H.; Wiscombe, W. J.; Weinman, J. A. The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 33, n.12, p. 2452-2459, Dez. 1976.
- Jung, H. J.; BacK, W. The effects of aerosols on the response of a two-dimensional zonally-averaged climate model. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 38, n. 4, p. 222-233, 1987.
- Kaufman Y. J; Hobbs, P. V.; Kirchhoff, V. W. J. H.; Artaxo, P.; Remer, L.A.; Holben, B. N.; King, M. D.; Ward, D. E.; Prins, E. M.; Longo, K. M.; Mattos, L. F.; Nobre, C.A.; Spinhirne, J. D.; Ji Q.; Thompson, A. M.; Gleason, J. F.; Christopher, S. A.; Tsay, S. C. Smoke, Clouds, and Radiation - Brazil (SCAR-B) experiment. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v. 103, n. D24, p. 31783-31808, Dez. 1998.
- Kubatova, A.; Vermeylen, R.; Claeys, M.; Cafmeyer, J.; Maenhaut, W.; Roberts, G.; Artaxo, P. Carbonaceous aerosol characterization in the amazon basin, brazil: novel dicarboxylic acids and related compounds. *Atmopheric Environment*, v. 34, n. 29-30, p. 5037-5051, 2000.

- Lean, J., and 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.
- Li, X.; Christopher, S. A.; Chou, J.; Welch, R. M. Estimation of shortwave direct radiative forcing of biomass burning aerosols using angular dependence models. *Journal of Applied Meteorology*, v. 39, n. 12, p. 2278-2291, Dez. 2000.
- Mc Clatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Voltz, and J. S. Garing, 1972: Optical properties of the atmosphere. Air Force Cambridge Research Laboratory, Bedford, Tech.Rep. AFCRL-72-0497, 108 pp.
- Moraes, E.C. Parametrização dos processos radiativos em modelos climáticos simples. São José dos Campos, SP. 287p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2002.
- Nobre, C. A., P. J. Sellers, and J. Shukla, 1991: Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate*, 4, 957-988.
- Nobre, C. A., L. F. Mattos, C. P. Dereczynski, T. A. Tarasova, and I. V. Trosnikov, 1998: Overview of atmospheric conditions during the smoke, cloud, and Radiation – Brazil (SCAR-B) field experiment. *J. Geophys. Res.*, 103 (D24), 31809-31820.
- Ou, S. C. S.; Liou, K. N.; Liou, W. J. The seasonal cycle of the global zonally averaged energy balance. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 40, n. 1-2, p.9-23, 1989.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 1992: *Physics of climate*. New York: American Institute of Physics, 520 pp.
- Reid, J. S.; Hobbs, P. V.; Ferek, R. J. Physical and chemical characteristics of biomass burning aerosol in Brazil. In: SCAR-B Proceedings. São José dos Campos, Transtec editorial: 1996. p.165-169.
- Reid, J. S.; Eck, T. F.; Christopher, S. A.; Hobbs, P.; Holben, B. Use of the Angstrom Exponent to Estimate the Variability of Optical and Physical Properties of Aging Smoke Particles in Brazil. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v.104, n. D22, p. 27473-27490, Nov. 1999.
- 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*, v. 101, n. D3, p. 7095-7109, Mar. 1996.
- Tarasova, T. A., C. A. Nobre, B. N. Holben, T. F. Eck, and A. W. Setzer, 1999: Assessment of smoke aerosol impact on surface solar irradiance measured in the Rondonia region of Brazil during smoke, cloud, and radiation- Brazil. *J. Geophys. Res.*, 104 (D16), 19161-19170.

- Tarasova, T. A., C. A. Nobre, T. F. Eck, and B. N. Holben, 2000: Modeling of gaseous, aerosols, and cloudiness effects on surface solar irradiance measured in Brazil's Amazonia 1992-1995. *J. Geophys. Res.*, 105 (D2), 26961-26969.
- Tarasova, T. A.; Eck, T. F. Improvements in the broadband radiative transfer code aimed to achieve better agreement between modeled and measures solar irradiances on the ground. Proceedings of IRS'2000. St. Petersburg, Russia: 2000.
- Tarasova, T. A. Propriedades físicas de aerossóis na faixa espectral do infravermelho termal. (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001). Comunicação pessoal.
- Varejão-Silva. M. A., S. H. Franchito and 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.
- Wagner, F. ; Müller, D. ; Ansmann, A. Comparison of the radiative impact of aerosols derived from vertically resolved (lidar) and vertically integrated (Sun photometer) measurements: Example of an Indian aerosol plume. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v. 106, n. D19, p. 22861-22870, Oct. 2001.
- Wilber, A. C., D. P. Kratz, and S. K. Gupta, 1999: Surface emissivity maps for use in satellite retrieval of longwave radiation. NASA/TP-1999-209362, 35 pp.
- World Meteorological Organization, 1986: A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. World Climate Research Programme (Rep. WCP-112, WMO/TD-No. 24), Geneva, 53 pp.