

Queima de Biomassa na Amazônia: Emissões, Transporte de Fumaça em Longa Distância e Seus Impactos Regionais e Remotos

K. M. Longo,¹ S. R. Freitas,² M. O. Andreae,³ R. Yokelson,⁴ e P. Artaxo,⁵

A cada ano, a queima de biomassa na Amazônia continua a emitir grandes quantidades de gases traço e partículas de aerossóis para a atmosfera. A consequente mudança de concentrações atmosféricas de oxidantes e aerossóis, de muito baixas para muito altas, afeta, portanto, as propriedades radiativas, químicas e físicas da atmosfera sobre a Amazônia. Isso representa uma perturbação drástica no clima regional, ecologia, ciclo da água e atividades humanas. Dada à magnitude das queimadas na Amazônia e à eficiência dos processos de transporte atmosférico de emissões de fogo, essas perturbações podem afetar o sistema climático mesmo em escala global. Este capítulo apresenta um resumo do conhecimento adquirido no âmbito do programa Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia sobre fogo em vegetação como força geradora dos distúrbios atmosféricos na Amazônia. Descrevemos os diferentes comportamentos da região e apresentamos uma revisão atualizada de fatores de emissão e combustão na Amazônia. Discutimos alguns dos inventários disponíveis de emissão por queima de biomassa na região amazônica, suas propriedades e limitações. Discutimos ainda os processos de transporte atmosféricos que representam os principais geradores da dispersão de emissões de fogo, introduzimos os conceitos mais relevantes de modelagem numérica de transporte de fumaça e mostramos o padrão de transporte de fumaça sobre o continente sul americano. Ao final, apresentamos o estado atual do conhecimento dos impactos locais e remotos de gases traço de fumaça e partículas de aerossóis, discutimos o poder de oxidação da atmosfera amazônica, bem como a radiação e balanço de calor, e consequências nas propriedades e distribuição de nuvens.

¹Centro de Ciências Espaciais e Atmosféricas, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil.

²Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, Brasil.

³Max Planck Institute, Mainz, Germany.

⁴Department of Chemistry, University of Montana, Missoula, Montana, USA.

⁵Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

1. INTRODUÇÃO: QUEIMA DE BIOMASSA NA AMAZÔNIA

A composição da atmosfera é controlada por vários processos naturais e antropogênicos, e as emissões de queima de biomassa são suas maiores forçantes no Hemisfério Sul [Crutzen e Andreae, 1990]. Resíduos agrícolas têm sido queimados há milênios, e a redução de áreas florestais na América do Norte e Europa ao longo dos últimos séculos tem, evidentemente, contribuído para mudanças na composição atmosférica. Mais recentemente, durante as últimas quatro ou cinco décadas, a rápida e intensiva mudança no uso da terra nos trópicos suscitou mais atenção a essa

questão. É importante enfatizar que a queima de biomassa como principal forçante atmosférica não é restrita apenas aos trópicos. A alta concentração de partículas de aerossóis e gases traço observada na atmosfera da Amazônia e do Brasil central durante a estação seca está associada à intensa atividade antropogênica de queima de biomassa. Ozônio, monóxido de carbono, óxidos de nitrogênio, e concentrações de partículas de aerossóis na América do Sul e em áreas próximas aos oceanos são regulados por emissões de queima de biomassa de savana e de floresta. Cerca de 9200 teragramas (peso seco) são queimados anualmente [Andreae e Merlet, 2001; Bergamaschi et al., 2000], contribuindo significativamente para a carga atmosférica de poluentes. Na América do Sul, durante a estação de queima de biomassa, uma pluma de fumaça regional cobrindo uma área de cerca de 4 a 5 milhões de km² tem sido frequentemente observada por meio de sensoriamento remoto na América do Sul [Prins et al., 1998]. Partículas de aerossóis inaláveis com alta concentração de até 400 µg m⁻³ foram medidas próximo à superfície, e a espessura óptica do aerossol integrado na coluna atinge 4,0 a 5,0 (440 nm) em grandes áreas do Brasil central [Artaxo et al., 1998]. As concentrações de ozônio que excedem 100 ppb são frequentemente observadas a milhares de quilômetros dos incêndios florestais, e a fitotoxicidade de ozônio afeta as florestas não queimadas. Em escala regional e global, a persistente e pesada camada de fumaça sobre uma extensa região tropical pode alterar o balanço de radiação e o ciclo hidrológico. O sequestro de carbono pela floresta, expresso pela troca líquida do ecossistema (TLE), é intensamente afetado pela camada de aerossol sobre a floresta, onde, nos baixos níveis de aerossóis, observou-se um aumento de 30% a 40% na TLE com profundidade óptica de aerossóis (POA) até 1,2 em 550 nm [Oliveira et al., 2007]. Esse efeito acontece porque as partículas de aerossóis na atmosfera aumentam a radiação solar difusa, e a geometria do dossel da floresta leva ao aumento da fotossíntese. Mas, quando a POA excede cerca de 1,5, o efeito da redução do fluxo solar total começa a predominar e a TLE começa a diminuir; com valores da POA próximos a 4 ou 5, ela se fecha quase completamente. Esse efeito de mudança da razão de radiação difusa

para radiação direta tem fortes implicações no balanço de carbono de florestas tropicais [ver Artaxo et al., neste volume e suas referências].

Um segundo efeito muito forte de partículas de aerossóis de queima de biomassa são as mudanças resultantes na microfísica, no desenvolvimento e na estrutura de nuvens. Nuvens são um ingrediente crítico do balanço radiativo e do ciclo hidrológico. A presença de partículas de queima de biomassa na atmosfera também modifica o balanço radiativo solar por meio da mudança na microfísica da nuvem. Essas partículas atuam como núcleos de gelo e de condensação de nuvem, promovendo mudanças no espectro da gotícula da nuvem e, conseqüentemente, alterando o albedo da nuvem e precipitação [Rosenfeld et al., 2006]. Isso sugere que os efeitos da queima de biomassa podem extrapolar a escala regional ou influenciar o padrão de redistribuição planetária de energia a partir dos trópicos em latitudes médias e altas por meio de processos de transporte convectivo. Mudanças na cobertura da nuvem devido à presença de grandes quantidades de partículas de “black carbon” estão bem documentadas no trabalho de Koren et al. [2004, 2008] e de Kaufman e Koren [2006] [neste volume] para uma revisão dessa questão.

Emissões da combustão de qualquer tipo de combustível dependem diretamente da composição química desse combustível e de suas condições de combustão. Para a queima de biomassa, a maioria dos dados disponível é de combustão de madeira. Diferentes espécies de árvores desenvolvem constituintes lenhosos diferentes durante o crescimento e, tipicamente, toda madeira consiste de várias formas de linino, celuloses e preenchedores. Fatores de emissão (FE) são importantes porque são usados em modelos regionais e globais para estudar a influência das emissões de queima de biomassa no clima regional e global.

O desmatamento na Amazônia brasileira tem sido estudado com o uso de técnicas de sensoriamento remoto [Câmara et al., 2005; Morton et al., 2005]. A taxa média de desmatamento nos anos 1990 foi de 17.000 km² por ano, aumentando para aproximadamente 25.000 km² em 2002 e 2003 [Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2008], caindo para 10.000 km² em 2007 [ver Schroeder et al., neste

volume]. Até 2005, uma área estimada em 16% do total da Amazônia brasileira, isto é, uma área de 5,8 milhões de km² foi desmatada [INPE, 2008]. O desmatamento ocorre principalmente nas regiões sul e leste da Amazônia, enquanto as áreas centrais, que são menos acessíveis, são relativamente bem preservadas. O desmatamento afeta o ecossistema de diferentes maneiras: primeiro, ocorre uma mudança no balanço de energia e água quando a floresta é substituída por pastagem, e essa mudança tem potencial para alterar o conteúdo de água atmosférica e os padrões de precipitação [Silva Dias et al., 2002]. Segundo, uma grande quantidade de partículas de aerossóis é liberada para a atmosfera à medida que as florestas são cortadas e queimadas durante o processo de manejo de pastagens e campos, levando a profundas mudanças na composição atmosférica [Artaxo et al., 1998, 2002] e no balanço de radiação de superfície [Schafer et al., 2002a, 2002b; Procópio et al., 2003, 2004]. O desmatamento da Amazônia e a queima de biomassa podem desencadear um ciclo de retroalimentação positiva do aumento de distúrbio por fogo e condições locais de seca, ampliando as secas associadas às mudanças globais antropogênicas e à variabilidade climática natural [Nobre et al., 1991; Marengo et al., 2008].

Este capítulo apresenta uma revisão do conhecimento adquirido no âmbito do programa Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA) sobre emissões para a atmosfera oriundas de fogo em vegetação na Amazônia. O transporte atmosférico de fumaça e seus impactos na composição atmosférica, tempo, e clima serão tratados em escalas regional e global.

A combustão de biomassa é uma combinação complexa de processos químicos e físicos. Uma descrição detalhada e referências podem ser encontradas no trabalho de Yokelson et al. [1996, 1997], as quais resumimos a seguir.

Os processos envolvidos na combustão de biomassa podem ser visualizados considerando-se os efeitos do aumento de temperatura em biomassa fresca. O primeiro efeito do aumento de temperatura é a destilação de espécies absorvidas em baixos pontos de ebulição, principalmente água. Em altas temperaturas,

(~500 – 700 K) as ligações provocam a ruptura das macromoléculas constituintes da biomassa. Esse processo é conhecido como pirólise à baixa temperatura e libera uma fumaça branca e pequenas moléculas com pressão suficiente de vapor para entrar na fase gasosa. A maioria das espécies de partículas de fumaça e gases compreende os compostos orgânicos oxigenados, como o metanol e o ácido acético. A liberação seletiva de compostos oxigenados deixa a biomassa “parental” enriquecida em carbono, um produto conhecido como “char de baixa temperatura”. Em altas temperaturas (700 – 900 K), o carvão de baixa temperatura começa a emitir compostos alifáticos (contendo principalmente C e H), além de enriquecer a biomassa com carbono e produzir carvão à alta temperatura (alta em componentes aromáticos). A adsorção química de O₂ em carvão de alta temperatura é exotérmica, e fornece energia para reações de gasificação que convertem o carbono do carvão sólido em produtos como CO e CO₂. A intensa gasificação é comumente conhecida como combustão “incandescente”. Uma frente incandescente (tipicamente de 1000 K) pode se propagar através de um elemento de combustível que pirolisa muito ou toda a biomassa adiante da frente de instabilidade, produzindo uma mistura de todos os produtos mencionados acima [Bertschi et al., 2003].

Na ausência de chamas, as partículas e gases emitidos por pirólise e brasa são injetados diretamente na atmosfera como poluentes. Quando a concentração de gases voláteis e sua temperatura estão acima de um limiar, eles podem reagir rapidamente com oxigênio e produzir chamas de difusão turbulenta com temperaturas tipicamente próximas de 1400 K. As chamas oxidam eficientemente os gases voláteis transportados para espécies tais como H₂O, CO₂ e NO_x. Espécies incompletamente oxidadas como o CO são também geradas em quantidades comparativamente pequenas. A fumaça preta com alto teor de carbono elementar é formada pela condensação que ocorre logo acima das chamas. As chamas são também importantes como fontes de calor para impulsionar nova pirólise de biomassa fresca, a qual (juntamente com a brasa) gera mais voláteis para alimentar inflamabilidade continuada.

Na prática, a ignição de fogos usualmente ocorre aplicando-se calor suficiente para iniciar uma chama/brasa em um ponto. Uma mistura de chama e brasa então se propaga através de uma cama de combustível e pirolisa muito do combustível disponível. Durante esse período, a maioria (mas não todos) dos produtos da pirólise e brasa é oxidada por entranhamento nas chamas. Depois que a chama passa por toda a cama de combustível, a taxa de produção volátil e brasa começa a cair, juntamente com as concentrações de grande parte das espécies emitidas. Nesse ponto, a probabilidade de oxidação da chama dos voláteis emitidos também diminui e a fumaça começa a refletir de modo crescente os produtos de combustão sem chama. As fases de incandescência e mistura de incandescência e combustão sem chama do fogo normalmente respondem por 50% a 95% do total do consumo de combustível. Uma fase final com apenas combustão sem chama continua até que 5% a 10% do calor gerado pelo fogo seja transferido para o combustível fresco. A quantidade de consumo de combustível na fase de combustão sem chama é altamente dependente da geometria do combustível; combustíveis densamente confinados são consumidos mais eficientemente [Bertschi *et al.*, 2003].

Por último, as emissões de queima de biomassa dependem de muitos fatores controladores. Nesta seção, fornecemos uma revisão atualizada de fatores de emissão e combustão medidos na Amazônia com uma avaliação de sua acurácia e representatividade regional.

2.1. De que Modo o Comportamento do Fogo Afeta as Medições de Emissão de Diferentes Tipos de Fogo

A maioria dos fogos antropogênicos nos trópicos em geral se inicia com ignição ao longo de uma borda ou de duas bordas opostas à área controle. No início do fogo, todas as emissões são de combustão com chama e entranhamento na coluna de convecção induzida pela chama. À medida que a frente de chama se propaga para dentro, a coluna de convecção também injeta as emissões de qualquer combustão sem chama que

continua na área que acabou de ser ocupada pelas chamas. Em cama homogênea de combustível, uma mistura estável de emissões de chama e brasa pode ser produzida de grande parte do combustível. Melhores amostras dessas emissões são obtidas do ar.

Quando a fase de brasa continua depois que o envelope de convecção se distancia para injetar as emissões, ou depois que a convecção de toda a área tiver cessado, as emissões de fogo são produzidas pelo que definimos como combustão residual de brasa (RSC). Emissões de RSC devem ser amostradas do solo. Uma vez que a combustão na fase de chamas e brasas produz fumaça com diferentes composições químicas, o comportamento do fogo descrito acima é uma consideração importante para amostragem representativa de emissões de diferentes tipos de fogo.

2.1.1. Principais tipos de fogo que ocorrem na Amazônia brasileira.

A seguir, um breve resumo dos principais tipos de fogo da Amazônia brasileira e características relevantes de emissões associadas.

2.1.1.1. Fogo de Savana (Cerrado)

Parte da região sul da Bacia Amazônica é coberta por savana [Coutinho, 1990] que é queimada a cada 1 a 3 anos para a melhoria da pastagem. Esses fogos rapidamente consomem de 5 a 10 t ha⁻¹ principalmente de gramínea [Coutinho, 1990; Ward *et al.*, 1992; Kauffman *et al.*, 1994; Andreae *et al.*, 1999]. Presume-se que a RSC de modo geral responda por <10% do consumo de combustível [Bertschi *et al.*, 2003].

2.1.1.2. Incêndios para desmatamento de florestas primárias

A floresta tropical perene é o ecossistema dominante na Bacia Amazônica. As taxas de desmatamento medidas desde 1978 têm variado de 11 a 29 x 10³ km² ano⁻¹ (~2x10⁶ ha anualmente) (<http://www.obt.inpe.br/prodes/>),

[ver também *Schroeder et al.*, neste volume]. O fogo de desmatamento tem uma carga total de biomassa acima do solo muito maior do que o fogo em savana: por exemplo, 288, 402, 265, 349 \pm 21 ($n = 7$), e 292 t ha⁻¹ relatado por *Carvalho et al.* [1998], e *Ward et al.* [1992]. Nesses estudos, a porcentagem de biomassa acima do solo (BAS) total consumida pelo fogo foi 50, 21, 29, 48 ($n = 7$), e 53. A RSC provavelmente responde por menos de 10% do consumo total de combustível [*Christian et al.*, 2007].

2.1.1.3. Fogo para manutenção de pastagem

O fogo de pastagem é intermediário quanto às características da BAS total e do combustível em relação ao fogo de desmatamento primário e savana porque o material lenhoso residual (RWD) do primeiro fogo de desmatamento na área, em geral, persiste por muitos anos. O total de BAS relatado varia de 119 t ha⁻¹ (com 87% de BAS total sendo RWD em uma pastagem de 4 anos) a 53 t ha⁻¹ (47% de RWD, em uma pastagem de 20 anos) [*Barbosa e Fearnside*, 1996; *Guild et al.*, 1998; *Kauffman et al.*, 1998]. Esses estudos relatam que o RWD de grande diâmetro, a maior parte queimada por RSC, responde por 38% a 49% do consumo de combustível. *Fearnside* [1990] relatou que cerca de 75% da floresta queimada foi convertida em pastagem. As pastagens usualmente estão sujeitas à queima para manutenção a cada 2 ou 3 anos durante um período de 10 a 20 anos [*Guild et al.*, 1998] antes de serem abandonadas ou convertidas em outros usos. Como resultado, as pastagens ocupam a maior parte da área desmatada e a queima de pastagem é o tipo mais comum de fogo na Amazônia em termos de área. Na Amazônia brasileira, o total de biomassa queimada em fogos de pastagem é comparável ao total queimado por fogos de desmatamento: ~240 Tg ano⁻¹ cada [*Kauffman et al.*, 1998].

2.1.2. Tendências Recentes de Uso da Terra que Afetam Emissões por Fogo

No Brasil, a situação relatada acima vem sendo modificada por um rápido crescimento em grande escala da produção mecanizada de cana e

soja, especialmente no Estado de Mato Grosso. As áreas de cultivo de soja são estabelecidas por conversão de pastagens e conversão direta de florestas primárias ou secundárias. Para possibilitar a agricultura mecanizada, toda a madeira de grande diâmetro é removida, o que é apenas possível com o uso do fogo, sempre com o auxílio de empilhamento mecânico do combustível. Isso pode implicar cargas maiores de combustível, e incêndios mais intensos e de maiores dimensões. *Morton et al.* [2006] observaram que no Estado de Mato Grosso, no período de 2001 a 2004, a pastagem ainda era a principal prática que se seguia ao desmatamento, mas essa fração foi decrescendo (a 66%) e uma transição direta para grandes áreas (>25 ha) de cultivo passou a responder por 23% do desmatamento. O desmatamento para cultivo representou 28% das áreas maiores que 200 ha em 2003. Conjecturamos que a expansão da agricultura mecanizada possa estar associada a um aumento regional da área de incêndios individuais, ao consumo de combustível por unidade de área e à intensidade do fogo.

2.2. Medições de Emissões por Queima de Biomassa Relevantes à Amazônia

Em 1979 e 1980, *Crutzen* [1995] fez as primeiras medições aéreas de CO, CH₄, hidrocarbonetos totais não metano e de outras espécies emitidas por fogos na Amazônia. Um componente baseado em solo especiou emissões selecionadas de compostos orgânicos não metano (NMOC) [*Greenberg et al.*, 1984]. Como parte do Atmospheric Boundary Layer Experiment (ABLE 2a) em 1985, *Andreae et al.* [1988] acrescentaram medições de CO₂, CO, NO_x, SO₂, importantes constituintes particulados, e também caracterizaram algumas transformações pós-emissões. Em 1990, *Ward et al.* [1992] realizaram medições por torres de fluxo que estabeleceram uma relação próxima entre os fatores de emissão (FE) dos principais gases traço e PM_{2.5} com o tipo de vegetação como parte do experimento Biomass Burning Airborne and Spaceborne Brazil. *Blake et al.* [1996] especiam hidrocarbonetos adicionais selecionados em plumas de queima de biomassa levemente envelhecidas em 1992. Em 1995, o experimento

mais completo de queima de biomassa até aquela época foi realizado na Amazônia: o Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil [Kaufman et al., 1998]. Ferek et al. [1998] relataram medições detalhadas de gases traço e espécies particuladas e propriedades ópticas de particulados. Os dados das campanhas acima foram sintetizados em uma revisão publicada por Andreae e Merlet [2001]. Os autores recomendaram os FEs (gramas de composto emitido por quilograma de combustível seco queimado) dos principais tipos globais de fogo baseados em dados disponíveis à época.

O trabalho acima inclui somente uma pequena quantidade de dados de compostos orgânicos voláteis oxigenados (COVO), difíceis de serem medidos, ainda que críticos para a química troposférica [Trentmann et al., 2005], que perfazem aproximadamente 80% dos CONM emitidos por fogo [Yokelson et al., 2008]. Em 2000 e 2001, medições de campo e de laboratório de emissões de fogo em savana foram feitas pela primeira vez com instrumentos capazes de quantificar os hidrocarbonetos e os COVOs [Yokelson et al., 2003; Christian et al., 2003]. Portanto, para estimar emissões de fogo da savana amazônica, uma fonte atualizada é a tabela de fogo em savana do trabalho de Christian et al. [2003] e o de Andreae e Merlet [2001] para espécies adicionais. O FE pode ser ajustado à RSC referindo-se a Bertschi et al. [2003] e Christian et al. [2007].

Na estação seca amazônica de 2002, a campanha Smoke, Aerosol, Clouds, Rainfall, and Climate Campaign (SMOCC) produziu um detalhamento da química e física das partículas de queima de biomassa e sua interação com nuvens [Chand et al., 2006; Rissler et al., 2006; Vestin et al., 2007; Fuzzi et al., 2007]. O número de partículas emitidas por unidade de quantidade de biomassa queimada foi quantificado para melhorar as avaliações dos efeitos sobre a física da nuvem [Guyon et al., 2005].

Durante a estação seca de 2004, o experimento Tropical Forest and Fire Emissions Experiment (TROFFEE) foi conduzido na Amazônia brasileira como parte do LBA. Esse experimento teve dois grandes objetivos relacionados ao fogo. Um deles foi empregar amostragem aérea de plumas em altitude e amostragem terrestre de RSC de modo que o FE

integrado ao fogo melhorado pudesse ser estimado para os dois tipos principais de fogo: fogo de desmatamento e para manutenção de pastagem [Yokelson et al., 2007]. O segundo objetivo foi empregar instrumentação capaz de medir todos os principais tipos de emissões orgânicas [Karl et al., 2007]. Foram coletadas amostradas aéreas de dezenove focos de fogo e cinco foram coletadas no solo. Os resultados foram sintetizados, conforme descrito por Yokelson et al., [2008], para produzir o FE recomendado para os dois tipos principais de fogo na Amazônia brasileira (Tabela 1).

2.3. Variações Naturais nos Fatores de Emissão

Na figura 2, apresentamos os FE de compostos selecionados versus eficiência de combustão modificada ($ECM = \Delta CO_2 / (\Delta CO_2 + \Delta CO)$), os quais servem como um indicador da quantidade relativa de combustão de chama e brasa na queima de biomassa. Isso mostra a variação natural no FE resultante de fogos de desmatamento queimando sob uma variedade de condições ambientais e vegetativas e diferentes misturas de combustão da fase de chama e de brasas. A figura 1a mostra o NO_x do FE que aumentou à medida que a ECM (e, portanto, a combustão da fase de chamas) aumentou. As figuras 1b e 1d mostram que o padrão típico de CONM, a FE para esses “compostos de brasas” aumentou com a diminuição da ECM. A Figura 1e mostra que a $EFPM_{10}$ também aumentou com a diminuição da ECM. A variação no FE (com ECM) desses dados mostrados é cerca de um fator em dois.

Tabela 1. Fatores de emissão (FE) de Desmatamento Tropical Primário e Fogos de Manutenção de Pastagem.

Figura 1. Fatores de emissão (FE) de média de fogo mapeados versus eficiência de combustão modificada de média de fogo para compostos selecionados [Yokelson et al., 2007]: (a) NO_x , (b) CH_4 , (c) EFC_2H_4 , (d) $EFCH_3OH$, (e) PM_{10} , e (f) CH_3CN . A variação de FEs mostra que variabilidade significativa é um traço inerente da queima de biomassa.

Figura 2. Vários processos de subgrade envolvidos no transporte de gases/aerossóis e simulados pelo modelo de transporte de traçadores químicos-aerossóis acoplado ao Sistema Brasileiro de Modelagem Atmosférica (CCATT-BRAMS).

Em teoria, capturar a variação no FE com a ECM melhoraria significativamente a precisão das estimativas de emissão e o input para modelos locais e globais. Por exemplo, se incluirmos as medições de RSC de *Christian et al.* [2007], o FE de CH₄ varia cerca de um fator em 20 na variação da ECM amostrada durante o TROFFEE. Infelizmente, não é possível realizar medições aéreas da ECM de fogos à medida que eles ocorrem. Não se pode até mesmo ter confiança nas tendências sazonais de médias da ECM de fogo nas principais áreas globais de queima de biomassa por razões discutidas no trabalho de *Yokelson et al.* [2007]. Por exemplo, no TROFFEE, não houve evidência de que a ECM de plumas em altitude aumentaram à medida que a estação seca se desenvolveu, mas supõe-se que a quantidade de baixa RSC da ECM pode também aumentar à medida que os combustíveis de grandes diâmetros se dessecam [*Yokelson et al.*, 2007]. Então, por ora, uma ECM e um conjunto de FE associados a todas as emissões detectadas foi estimado para aplicação em toda a estação seca, apresentados na Tabela 1. O FE na Tabela 1 representa apenas a fumaça fresca, com alguns minutos de existência. Isso porque, logo após a emissão, grandes e rápidas mudanças nos gases traço e na química e massa de particulados podem ocorrer, conforme já documentado [*Hobbs et al.*, 2003; *Yokelson et al.*, 2007, 2009].

2.4. Fatores de Emissão de Partículas Mais Altas Medidas Durante o TROFFEE

A média dos FEs de partículas medidos durante o TROFFEE é significativamente maior do que em trabalhos prévios ou recomendações. *Ferek et al.* [1998] relataram uma variação de FE de MP₄ de 2 a 21 g kg⁻¹ e uma média de estudo de ~11 g kg⁻¹ de fogo de desmatamento no Brasil. As medições por torres de fluxo de *Ward et al.* [1992] mostraram valores de PE de MP_{2,5} com variação de 6,7 a 10,4 g kg⁻¹ com uma média de ~9 g km⁻¹ para combustíveis florestais. O valor médio de MP₁₀ do TROFFEE é significativamente

mais alto, de 17,8 ± 4,1 g kg⁻¹. Para a maioria dos tipos de queima de biomassa, os valores de MP₁₀ são cerca de 20% mais altos do que os valores de MP_{2,5} ou MP₄ [*Artaxo et al.*, 1998]. Aplicando-se esse fator à média observada pelo estudo de *Ferek et al.* [1998], tem-se um MP₁₀ projetado de ~13 g kg⁻¹, menor que a média do TROFFEE, mas dentro da faixa de incerteza. Uma razão pela qual o FE da MP₁₀ do TROFFEE é mais alto do que o FE de MP₁₀ projetada com base em *Ferek et al.* [1998] pode estar relacionada o tamanho e intensidade do fogo. *Ferek et al.* [1998] observaram que o fogo de maior amplitude e intensidade no Brasil mostrou uma razão de FE de MP₄ ou razão de MP₄/CO muito maior do que outros fogos amostrados por eles no Brasil. Os autores propuseram que o FE da MP aumenta em razão do tamanho e intensidade do fogo e citaram medições de FE de MP_{3,5} de 15 a 25 g kg⁻¹ (implicando uma média de MP₁₀ de ~25 g kg⁻¹) para fogos intensos e de grande dimensão na América do Norte [*Radke et al.*, 1991; *Hobbs et al.*, 1997]. Nos dados do TROFFEE, os FEs da MP₁₀ mais baixos (12 – 13 g kg⁻¹) são de pequenos focos de fogo amostrados [*Yokelson et al.*, 2007]. O maior FE de MP₁₀ (26,4 g kg⁻¹) foi obtido nas plumas maiores e mais densas encontradas. Portanto, conjecturamos que o maior FE de MP do TROFFEE do Brasil pode ser devido à amostragem maior, fogos mais intensos (em média) do que de estudos anteriores no Brasil. Se correto, isso sugere dois tópicos que merecerem pesquisa adicional: (1) que tamanho e intensidade de fogo contribuem para uma dada fração da queima de biomassa regional, e (2) se há uma tendência, em termos de tamanho do fogo, relacionada às tendências no uso da terra (discutido na seção 2.1.1).

2.5. Inventários Regionais de Emissões de Queima de Biomassa da América do Sul

Inventários ascendentes de queima de biomassa são essencialmente o produto da quantia de biomassa queimada vezes um FE. A estimativa da biomassa queimada pode ser obtida se a densidade da biomassa acima do solo, o fator de combustão (a fração da carga de combustível queimada) e a área queimada estiverem disponíveis. No final da década de

1970, *Hao e Liu* [1994] construíram um banco de dados para a distribuição espacial (5°) mensal da quantidade de biomassa queimada na América tropical, descrito em artigo que também inclui estimativas para os continentes asiático e africano. O inventário de queima de biomassa que é comumente usado pelos modelos globais, parte do banco de dados de fontes globais de emissão, chamado Emission Database for Global Atmospheric Research (EDGARD) [*Olivier et al.*, 1999], com resolução a 2,5° e variação de tempo mensal, baseia-se no trabalho de *Hao e Liu* [1994]. *Duncan et al.* [2003] (daqui por diante referido como D2003) combinaram dados de contagem de fogo a partir do Along Track Scanning Radiometer e do World Fire Atlas do Radiômetro Avançado de Alta Resolução (AVHRR) para determinar a variabilidade típica sazonal e interanual de emissões de queima de biomassa com uma resolução espacial de 1° x 1°. Usando o Índice do Espectrômetro de Mapeamento de Ozônio Total como indicador para estimar a força das emissões, os autores estimaram a variabilidade média de emissões de CO de queima de biomassa. Mais recentemente, *Giglio et al.* [2006] e *Van der Werf et al.* [2006] usando estimativas de área queimada obtidas por sensoriamento remoto, um modelo biogeoquímico, e os FEs da literatura, estimaram emissões de fogo durante um período de 8 anos, de 1997 a 2004. Esse banco de dados, chamado Global Fire Emissions Database (GFED), tem resolução espacial de 1° x 1° com intervalos de 8 dias e de um mês. O modelo Global Wildland Fire Emission Model (GWEM) fornece emissões de várias espécies com base em dados de produtos mensais do satélite Global Burnt Scar da Agência Espacial Europeia e, mais recentemente, do GBA2000 do Joint Research Centre da Comissão Europeia, e resultados do modelo dinâmico da vegetação global Lund-Postdam-Jena Dynamic para o ano 2000. O GWEM produz mais de cinco vezes menos emissões de monóxido de carbono do que a estimativa do GFED para a América do Sul e apresenta uma emissão máxima prematura em agosto, contrariando o acordo de uma máxima em setembro por todos os inventários citados acima. O resultado relativamente insatisfatório do GWEM para a América do Sul foi atribuído, principalmente, ao rendimento insuficiente dos produtos globais de áreas

queimadas do GLOBSCAR [*Hoelzemann et al.*, 2004] e do GB2000 [*Hoelzemann*, 2007] dessa região.

Como resultado de um esforço motivado pela necessidade de estimativas de emissão de queima de biomassa com resolução diária para previsão química operacional do tempo no continente sul americano (SA), o Modelo Brasileiro de Queima de Biomassa (BBBEM) usa um produto híbrido de detecção de fogo diário por sensoriamento remoto para minimizar as observações remotas não captadas por sensoriamento remoto [*Freitas et al.*, 2005; *Longo et al.*, 2007]. O banco de dados de fogo utilizado atualmente é uma combinação da série de Satélites Operacionais Ambientais Geoestacionários (GOES) com o produto do Wildfire Automated-Biomass Burning Algorithm [*Prins et al.*, 1998], o produto de fogo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, com base no AVHRR a bordo da série de satélites de órbita polar da Agência Nacional de Administração Oceânica e Atmosférica (NOAA) [*Setzer e Pereira*, 1991; *Setzer e Malingreau*, 1996], e o Radiômetro Espectral Imageador de Resolução Moderada (MODIS). A versão mais recente do GWEM (1.4), incluindo uma correção para a América do Sul baseada na metodologia BBBEM aumentou as emissões estimadas de CO em 30% e melhorou a sazonalidade, mudando a emissão máxima para setembro [*Hoelzemann*, 2007].

Uma intercomparação entre os quatro inventários descritos acima de CO de fogos em vegetação na América do Sul foi desenvolvida por *Longo et al.* [2007]. A média de 3 meses (agosto, setembro e outubro de 2002) de fluxo de CO ($\text{mg m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) está mostrada no Quadro 1, de acordo com (a) BBBEM, (b) GFED, (c) D2003, e (d) EDGARD. D2003 refere-se à estimativa da média sazonal com resolução a 1°. No GFED foram usados os dados de resolução a 1° em intervalos de 8 dias, correspondendo ao período de tempo mencionado acima. Os inventários BBBEM, GFED e o D2003 estão de acordo, de modo geral, com respeito às localizações das emissões e têm um forte gradiente de campo de emissão. Por outro lado, o EDGARD determina um campo demasiadamente amplo e calmo com valores abaixo de $150 \text{ mg m}^{-2} \text{dia}^{-1}$. O BBBEM mostra uma concordância geral com o GFED em termos de padrões e estimativa. O D2003 também

mostra padrões similares de localização; entretanto, no Brasil central e no Estado de Mato Grosso (de 20°S a 12°S e de 60°W a 40°W) as emissões são muito mais altas do que no BBEM e GFED. Todos os inventários mostram a emissão máxima no chamado arco de desmatamento [ver *Schroeder et al.*, neste volume], como esperado. De todos os três inventários, o BBBEM produz a escala mais fina, uma vez que sua resolução espacial consegue ser tão fina quanto o tamanho do pixel do sensor do satélite usado para a detecção de fogo. Ainda, dado que ele se baseia na detecção de focos de calor, as emissões do BBBEM são muito bem correlacionadas com o número de fogos detectados na América do Sul, mas não são diretamente proporcionais devido aos diferentes biomas e os FEs associados atribuídos a cada localização de fogo. GFED e BBBEM são compatíveis durante agosto, mas o GFED torna-se muito mais baixo em setembro; esse comportamento não era previsto, uma vez que esse mês corresponde ao pico da estação de queimadas. Em outubro, os fogos começaram a ser inibidos pela precipitação e apresentaram uma nítida redução na quantidade durante a última semana. Nesse caso, o BBBEM, o GFED e o D2003 mostraram o declínio esperado, enquanto o EDGAR mostrou um pequeno aumento em outubro. É importante notar que, por causa de sua resolução espacial e temporal mais fina, o BBBEM tem capacidade de determinar emissões apenas onde e quando os fogos são de fato detectados, uma característica importante para a previsão química do tempo na região [*Longo et al.*, 2007].

Quadro 1. A média de 3 da distribuição de CO de quatro inventários de queima de biomassa (a) Modelo Brasileiro de Queima de Biomassa, (b) Banco de Dados Globais de Emissão de Fogo, (c) *Duncan et al.* [2003], e (d) Banco de Dados de Emissão de Pesquisa Atmosférica Global de agosto a novembro de 2002 [*Longo et al.*, 2007]. A escala de cores refere-se à quantidade média de CO emitida em $\text{mg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

Quadro 2. Profundidade óptica de aerossol a 500 nm (escala de cor) relativa a 27 de setembro de 2002 do (a) Modelo CCATT-BRAMS e (b) do Radiômetro Espectral Imageador de Resolução Moderada. As direções a 2 km de altura do modelo estão também mostradas na Figura 2a.

Entretanto, todos esses inventários são, inegavelmente, altamente sensíveis às limitações e incertezas inerentes aos FEs e inputs de conjuntos de dados usados para estimativas de queima de biomassa. Metodologias mais recentes e promissoras usam a energia radiativa de fogo para estimar taxas de emissão [*Kaufman et al.*, 2003; *Riggan et al.*, 2004; *Ichoku e Kaufman*, 2005; *Smith e Wooster*, 2005; *Pereira*, 2008]. Além disso, estudos recentes têm mostrado a importância de melhorar a resolução espacial e temporal de inventários de emissão para fins de modelagem regional e global. Com relação aos FEs, a adição de muitos compostos reativos de COVs à lista de emissão de espécies quantificadas (seção 2.2) representa uma peça valiosa de informação para modeladores de química atmosférica. A incorporação de FE do TROFFEE para RSC nas estimativas ascendentes de emissões de fogo da Amazônia aumenta as emissões anuais estimadas de fogo regional de vários COVs importantes numa faixa de variação de 10% a 50%. Modelos fotoquímicos mostram que um efeito importante do aumento de COV é a aceleração da fotoquímica inicial da fumaça [*Mason et al.*, 2001, 2006; *Trentmann et al.*, 2005]. Emissões de COV mais altas também implicam maior potencial para a formação de aerossóis secundários [*Yokelson et al.*, 2008, 2009].

3. TRANSPORTE A LONGA DISTÂNCIA DE PRODUTOS DE QUEIMA DE BIOMASSA NA AMAZÔNIA

O transporte atmosférico é impulsionado principalmente pela velocidade do vento em grande escala e turbulência em escala local. As escalas temporais típicas de transporte de constituintes atmosféricos são de 1 a 2 anos para troca inter-hemisférica, duas semanas para o transporte meridional através de faixas latitudinais, e cerca de um mês para o transporte vertical na troposfera [*Kley*, 1997]. Entretanto, o transporte atmosférico de emissões de queima de biomassa de regiões tropicais é fortemente associado à típica e intensa convecção profunda de umidade e às fortes correntes ascendentes relacionadas com a flutuação inicial produzida pelos fogos em vegetação. Esses mecanismos

muito eficientes de transporte vertical tendem a impulsionar o transporte atmosférico em grande escala e reduzir significativamente o tempo de mistura global de emissões de queima de biomassa. Isso está relacionado às altas velocidades do vento na troposfera livre, onde os poluentes são mais rapidamente advectados das regiões de suas fontes. Além disso, quando os poluentes são transportados para a troposfera livre, seu tempo de residência aumenta porque os processos de remoção são muito menos eficientes do que na camada limite planetária (CLP). Esses processos, juntos, definem os fogos em vegetação que são amplamente propagados em regiões tropicais como um agente chave na distribuição regional e global de gases traço e partículas de aerossóis e seus consequentes impactos no clima regional e global.

3.1. Modelagem Numérica do Transporte Atmosférico de Emissões de Queima de Biomassa

A modelagem numérica do transporte atmosférico de emissão de queima de biomassa requer a solução da equação de continuidade para gases traço e razões de mistura de partículas de aerossóis $s_\eta = \rho_\eta / \rho_0$:

$$\frac{\partial s_\eta}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla (s_\eta) = \frac{Q_\eta}{\rho_0} \quad (1)$$

onde ρ_η e ρ_0 são as densidades do traçador η e do ar, respectivamente, e \bar{v} é a velocidade do vento. O termo Q_η , normalmente chamado forçante, contém todos os processos químicos e físicos para produção e perda das espécies, η , que são principalmente emissões (já descritas na Seção 2 sobre fontes de queima de biomassa), reações químicas, transformações de partículas, processos de deposição seca e úmida. Esse conjunto de equações, juntamente com condições apropriadas iniciais e limítrofes (no caso de modelos limitados por área) propicia a evolução no espaço e tempo de gases traço emitidos e razões de mistura de aerossóis.

Em geral, esse conjunto de equações não tem solução analítica. Ele requer métodos numéricos, parametrizações e recursos computacionais para

uma solução aproximada por meio de uma metodologia de discretização (ex., diferenças finitas). A limitação computacional implica o uso do que se chama de “escalas de separação” de todos os possíveis movimentos atmosféricos, que são determinados pela discretização espaço-temporal escolhida. Isso basicamente significa que a discretização necessariamente irá separar todas as escalas existentes de movimento atmosférico em duas famílias: os processos explicitamente resolvidos (escala de grade) e aqueles não resolvidos (escala de sub-grade). Entretanto, o aspecto não linear das equações envolvidas permite a migração de energia entre escalas e, por isso, os processos de escala sub-grade geralmente possuem um efeito líquido nas variáveis da escala da grade. A contabilização do efeito líquido de fluxos de subgrade na escala de grade é obtida pelo que se chama de parametrizações as quais, sem dúvida, são simples comparativamente aos processos físicos reais altamente complexos que elas objetivam representar. Em geral elas se baseiam em conjuntos limitados de dados observacionais e atualmente apresentam um nível de entendimento ainda incompleto sobre as interações entre escalas. Portanto, as parametrizações físicas são reconhecidas como importantes fontes de incertezas na modelagem numérica da atmosfera em geral.

A solução numérica para a equação de conservação de massa (Eq. 1) pode ser obtida por meio da discretização espacial e temporal e decomposição da razão de mistura do traçador e velocidade dos ventos em seus valores médios e componentes de flutuação (a decomposição de Reynolds, [Stull, 1988]). Seguindo essa abordagem, a E1. (1) pode ser reescrita como a (2):

$$\frac{\partial \bar{s}_\eta}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla (\bar{s}_\eta) = -\frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot (\rho_0 \overline{s'_\eta \bar{v}'}) + \bar{Q}_\eta$$

O segundo termo do lado esquerdo da equação (2) refere-se à advecção na escala de grade e \bar{Q}_η é a produção líquida média na célula de grade por todos os processos não descritos como transporte. O primeiro termo à direita deve incluir todos os mecanismos de transporte da subgrade e aqueles não resolvidos. Além disso, a

capacidade computacional atual não possibilita a solução da Eq. (2) de uma só vez, considerando todos os termos simultaneamente. A técnica de separação por processos é comumente utilizada para resolver isso: ao invés de resolver a equação completa de uma única vez, resolve-se cada processo independentemente e então são incorporadas as várias mudanças resultantes das soluções parciais obtidas separadamente [Yanenko, 1971; Seinfeld e Pandis, 1998; Lanser e Verwer, 1998]. Cabe salientar que nessa estrutura a solução da Eq. (2) representa a razão média de mistura de traçador \overline{s}_η dentro do volume da grade de dimensões espaciais finitas ($\Delta x, \Delta y, \Delta z$). Portanto, resultados de modelos devem ser comparados com dados observacionais, levando-se em consideração sua escala e representatividade.

Vários modelos de transporte atmosférico de poluentes em escalas regionais e globais foram propostos na literatura. Chatfield et al. [1996] usaram Global-Regional Chemistry Event Simulator (GRACES) para introduzir um modelo conceitual de emissões de fogo e produção química de plumas africanas e oceânicas. Grell et al. [2000] descreveram um modelo multi-escala de complexidade química acoplado ao modelo de mesoescala não hidrostático Penn State/NCAE. O modelo Tech/Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport (GOCART) é um exemplo de modelo de transporte global. Chien et al. [2000] empregaram o GOCART para simular o ciclo atmosférico global de enxofre. O Modelo MOZART (Modelo de Ozônio e Traçadores Relacionados) é um modelo de transporte químico global não acoplado (off-line), apropriado para simular a distribuição tridimensional de espécies químicas na atmosfera [Brasseur et al., 1998; Horowitz et al., 2003]. Mais recentemente, modelos “online” totalmente acoplados de transporte regional baseados em modelos atmosféricos estão se tornando mais comuns, tais como o modelo Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport acoplado ao Sistema de Modelagem Atmosférica Regional (CCATT-BRAMS) [Freitas et al, 2009; Longo et al., 2007] e o Weather Research & Forecasting Model [Grell et al., 2005; Fast et al., 2006], entre outros.

O CCATT-BRAMS, desenvolvido no contexto do programa LBA, foi projetado para fornecer uma ferramenta adequada para o estudo do

transporte atmosférico de emissões de queima de biomassa e seus impactos no clima e qualidade do ar. É um modelo Euleriano de transporte totalmente acoplado ao modelo regional BRAMS. A simulação do transporte de traçadores é feita simultaneamente, ou on-line, com a evolução do estado atmosférico usando exatamente o mesmo intervalo temporal, bem como as mesmas parametrizações dinâmicas e físicas. A equação geral de continuidade de massa para traçadores (em forma de equação de tendência e no contexto da técnica de separação de processos resolvida no modelo CCATT-BRAMS é:

$$\frac{\partial \overline{s}}{\partial t} = \underbrace{\left(\frac{\partial \overline{s}}{\partial t}\right)_{adv}}_I + \underbrace{\left(\frac{\partial \overline{s}}{\partial t}\right)_{PBL_{diff}}}_{II} + \underbrace{\left(\frac{\partial \overline{s}}{\partial t}\right)_{deep_{conv}}}_{III} + \underbrace{\left(\frac{\partial \overline{s}}{\partial t}\right)_{shallow_{conv}}}_{IV} + \underbrace{\left(\frac{\partial \overline{s}}{\partial t}\right)_{chem_{reac}}}_{V} + W + R + Q_{pr}$$

I II III IV V VI VII VIII

onde \overline{s} é a grade da razão média da mistura de traçador, o termo (I) representa o transporte resolvido em 3D (advecção pela média do vento), o termo (II) é a difusão em sub-grade na CLP, os termos (III) e (IV) são o transporte de sub-grade por convecção profunda e rasa, respectivamente. O termo (V) é a produção líquida ou perda associada às reações químicas. O termo (VI) é a remoção úmida, o termo (VII) refere-se à deposição seca aplicada aos gases e partículas de aerossóis e, finalmente, o termo (VIII) refere-se à fonte que inclui o mecanismo de elevação de pluma associado a fogos em vegetação. A Figura 2 ilustra os processos principais de escala de sub-grade envolvidos nos gases traço de fumaça de queima de biomassa e transporte de aerossóis simulados pelo sistema CCATT-BRAMS. Descrição detalhada das parametrizações de um cada um desses processos pode ser encontrada o trabalho de Freitas et al. [2005, 2007, 2009] e Longo et al., [2007].

3.2. Processos Principais Relacionados ao Transporte Atmosférico de Fumaça

Fogos em vegetação emitem gases traço e partículas de aerossóis para a atmosfera com temperaturas muito mais altas do que o ar ambiente com flutuação positiva, o que favorece o transporte vertical. Devido ao resfriamento

radiativo e ao transporte eficiente de calor por convecção, há um rápido declínio de temperatura acima da área de fogo. Ainda, a interação entre a fumaça e o ambiente produz uma turbulência que injeta ar mais frio do ambiente para dentro da pluma de fumaça, que dilui a pluma e reduz a flutuação. A característica dominante é um forte fluxo ascendente com apenas um moderado excesso de temperatura ambiente [Riggan *et al.*, 2004]. A altura final da pluma é controlada pela estabilidade termodinâmica do ambiente atmosférico e pelo fluxo de calor à superfície liberado pelo fogo. Além disso, se o vapor d'água atingir a condensação a flutuação adicional adquirida com a liberação de calor latente desempenha um papel importante na determinação da altura de injeção efetiva na nuvem [Freitas *et al.*, 2007]. Entretanto, a ocorrência de fortes ventos horizontais pode intensificar o entranhamento lateral e até mesmo evitar que a pluma atinja o nível de condensação, particularmente de pequenos fogos, impactando a altura de injeção. Fogos de biomassa de baixa densidade, tais como a queima do cerrado e pastagens, tipicamente liberam fumaça na CLP. Por outro lado, fogos florestais, com vegetação de alta densidade e uma taxa de calor da ordem de 10 GW, que tipicamente duram algumas horas, conseguem injetar a fumaça diretamente na baixa e média troposfera (3 a 10 km de altura) e até na estratosfera, desenvolvendo os pirocumulus [Fromm *et al.*, 2000; Fromm e Servranckx, 2003; Jost *et al.*, 2004; Rosenfeld *et al.*, 2006].

Incluir a elevação de pluma de fogos de vegetação impulsionada por sua própria flutuação inicial nos modelos regionais e globais é uma tarefa difícil. Na ausência desse mecanismo, as emissões pirogênicas frequentemente são liberadas na superfície no modelo, ou distribuídas verticalmente de modo arbitrário [Turquetly *et al.*, 2007], ou usando alguma relação empírica entre a altura da injeção e a intensidade do fogo [Lavoué *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2006]. Freitas *et al.* [2006, 2007] introduziram esse processo de sub-grade aninhando um modelo unidimensional explícito de nuvem com condições apropriadas do limite mais baixo de cada coluna do modelo atmosférico tridimensional. O modelo unidimensional de pluma é alimentado por localização e tamanho do fogo por

sensoriamento remoto, tabela de referência de variação típica de fluxos de calor, e condições atmosféricas atualizadas fornecidas pelo modelo hospedeiro tridimensional. Isso permite que a elevação da pluma seja simulada explicitamente dentro da cada coluna do modelo com fogos, o que fornece a altura efetiva da injeção de material emitido durante a fase de chamas.

Por outro lado, a fração de fumaça liberada para dentro da CLP é misturada e transportada verticalmente por turbulência, produzindo uma camada de mistura homogênea de 1 a 3 km de profundidade durante o dia. Entretanto, camadas densas de névoa de fumaça podem produzir um resfriamento líquido do ar próximo à superfície e um enfraquecimento da turbulência da camada de mistura devido à atenuação da radiação solar, que inibe a mistura de fumaça [Longo *et al.*, 2006]. Valores de POA de 1–3 (canal de 500 nm) correspondem a uma variação negativa de forçante radiativa de 120–150 Wm^{-2} [Procópio *et al.*, 2004; Schafer *et al.*, 2002b; Artaxo *et al.*, neste volume, e suas referências]. De fato, observações da POA de sítios da Aerosol Robotic Network (AERONET) na Amazônia, com alta influência de fumaça, frequentemente produz valores de POA de até 3 em canal de 500 nm [Hoelzemann *et al.*, 2009].

Sistemas convectivos rasos e não precipitantes sobre a Bacia Amazônica crescem normalmente no topo da CLP e, tipicamente, transportam gases e partículas para a baixa troposfera intensificando sua dispersão atmosférica. Sistemas convectivos profundos e precipitantes atuam de formas distintas dependendo da natureza higroscópica dos constituintes atmosféricos. Por exemplo, o CO_2 e o CO, que possuem baixa higroscopicidade, são eficientemente transportados pelas correntes ascendentes até o topo da nuvem na alta troposfera e desentranhados na média e alta troposfera, enquanto partículas de aerossóis são mais eficientemente absorvidas nas gotículas de nuvens e removidas com precipitação. Sistemas convectivos também induzem o desenvolvimento de correntes descendentes, que trazem parcelas de ar da média troposfera para diluir e resfriar a CLP. Vários autores [Chatfield e Crutzen, 1984; Dickerson *et al.*, 1987; Pickering *et al.*, 1988; Thompson *et al.*, 1996; Chatfield *et al.*, 1996; Longo *et al.*, 1999; Andreae *et al.*, 2001, Freitas *et*

al., 2000, 2005) têm estudado o transporte de gases traço e aerossóis de queimadas, com especial atenção ao transporte atmosférico por circulações associadas à convecção úmida e profunda. Eles mostraram a importância desses mecanismos na distribuição de poluentes para a alta e média troposfera. O escoamento de nuvem é considerado nos modelos de transporte regional e global por meio de parametrizações de cumulus, em geral usando abordagem de fluxo de massa.

A efetividade da elevação de pluma é comparável ao escoamento da nuvem por convecção úmida e profunda como mecanismo de transporte de fumaça da CLP para a alta troposfera, e ambas são muito mais efetivas do que a convecção rasa. Uma discussão detalhada sobre o papel relativo desses três mecanismos de transporte vertical é apresentada por *Freitas et al.*, [2007], que compararam resultados de modelos com dados de CO obtidos pelo sensor “Measurements of Pollution in the Troposphere” (MOPITT), a bordo do satélite EOS/Terra [*Emmons et al.*, 2004]. Basicamente, a total ausência de qualquer transporte convectivo em escala de sub-grade resulta em uma CLP altamente poluída e uma troposfera livre e muito limpa. Quando apenas a convecção rasa é considerada, ela apresenta um menor ganho no desempenho do modelo. Embora a convecção profunda permita uma melhor representação do transporte à alta troposfera, ela isoladamente não é suficiente para descrever o escoamento apropriado dos níveis mais baixos e médios. O mecanismo de elevação de pluma isoladamente fornece melhores resultados de CO na CLP e na baixa e média troposfera, mas não permite que a alta troposfera seja corretamente alimentada por CO. Modelos de transporte de CO que incluem todos os principais mecanismos de transporte vertical, convecção baixa, úmida e profunda, e a piroconvecção induzida por fogos em vegetação mostram melhor compatibilidade com captação de CO do MOPITT.

Simulações do modelo CCATT-BRAMS de emissões de biomassa foram também avaliadas por meio de medições aéreas de CO dentro de uma coluna de 5 km coberta pela aeronave [*Freitas et al.*, 2009; *Longo et al.*, 2007] durante as campanhas de campo Smoke, Aerosols, Clouds, Rainfall, and Climate (SMOCC) e

Radiation, Cloud, and Climate Interactions in the Amazon (RACCI), realizadas na Bacia Amazônica entre meados de setembro e início de novembro de 2002 [*Fuzzi et al.*, 2007]. Esses resultados de modelos mostram que a inclusão dos termos de transporte descritos acima e representados na equação (3) são suficientes para capturar o padrão geral de transporte de fumaça com relação ao perfil vertical na CLP e baixa troposfera e distribuição regional. Embora a resolução do modelo de 35 km não tenha permitido a reprodução ponto a ponto dos efeitos dos fenômenos de subgrade no perfilamento, ele foi bem sucedido na representação do padrão médio de cada perfil aéreo, com os resultados do modelo dentro do desvio padrão de observações na maioria dos casos. Ver o trabalho de *Freitas et al.* [2009] e *Longo et al.* para detalhes.

Durante a campanha SMOCC/RACCI foram observados altos valores de CO e MP_{2,5} próximos à superfície em sítio sob forte influência de emissões de fogo, Fazenda Nossa Senhora Aparecida (10°45'44”S, 62°21'27”W), próximo à cidade de Ouro Preto do Oeste no Estado de Rondônia. Valores máximos de CO e MP_{2,5} observados foram de até 4000 ppb e 210 µg m⁻³, respectivamente. As séries de CO e MP_{2,5} caracterizaram-se por forte variabilidade associada ao transporte de fumaça envelhecida e emissões recentes de fogos locais no entorno da área medida. *Longo et al.* [2007] demonstraram que para ser possível simular a forte variabilidade temporal de CO ou MP_{2,5} observada próxima à superfície, é crítico usar contagem diária por sensoriamento remoto para determinar corretamente as emissões no espaço e tempo. O uso de emissões climatológicas ou com variação mensal resulta em erros na simulação de concentrações de traçadores de fumaça relativos à variabilidade temporal e magnitude.

Horizontalmente, o transporte atmosférico é governado por advecção, que impulsiona a fumaça em direção ao fluxo atmosférico ou da CLP ou da troposfera livre. Para ilustrar o transporte de longa distância de emissões de queima de biomassa, o Quadro 2 mostra uma pluma de fumaça regional cobrindo uma parte considerável do continente sul americano revelada pela POA (canal 550 nm) (a) simulada pelo modelo CCATT-BRAMS em agosto de 2002 e

(b) capturado pelo MODIS-Terra. Fumaça emitida por fogos em vegetação na Bacia Amazônica e Brasil central foi transportada em direção ao sul, seguindo o fluxo atmosférico na CLP (ver as correntes a 2 km de altura no Quadro 2a). A aproximação de um sistema de frente fria (não mostrada) acionou o ar poluído de baixos níveis (para tipicamente em torno de 6 – 10 km de altura), o qual foi então transportado em direção ao Oceano Atlântico, movido por um trem de onda em latitude média. A dinâmica do modelo foi capaz de reproduzir satisfatoriamente a forma geral e intensidade dessa pluma de fumaça continental.

3.3. O Padrão Geral de Transporte Atmosférico de Emissões de Queima de Biomassa Sobre a América do Sul

A estação de queimada do continente sul americano ocorre durante o inverno austral. O deslocamento a oeste do sistema de pressão da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e a corrente em direção ao Norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) estabelece uma área de alta pressão com pouca precipitação e ventos leves na baixa troposfera sobre a região central do continente [Satyamurty *et al.*, 1998], sincronizado com uma mudança da convecção na Bacia Amazônica para a parte noroeste da América do Sul. Essa climatologia propicia a propagação de fogos por toda a América do Sul e uma densa pluma de fumaça regional cobrindo uma área de 4 a 5 milhões de quilômetros quadrados que persiste durante cerca de 3 meses.

O padrão médio de transporte de fumaça certamente pode ser explicado em termos dos ventos alísios, a ASAS, e o efeito barreira da Cordilheira dos Andes. A posição da ASAS determina o influxo de ar limpo marinho na área de queima de biomassa, o qual desempenha um papel importante na definição do contorno da pluma de fumaça regional uma vez que é o principal mecanismo responsável pela diluição de ar poluído. Na região nordeste, apesar da **típica** enorme quantidade de fogos, a carga de fumaça é relativamente baixa devido ao escoamento contínuo de ar limpo oceânico carregado pelos ventos alísios, além da carga tipicamente baixa

de vegetação. A Cordilheira dos Andes, a oeste da América do Sul, juntamente com a ASAS, impõe um transporte de fumaça de longa distância a partir de suas fontes até o sul e sudeste da América do Sul, conseqüentemente perturbando grandes áreas, corrente abaixo, nos subtropicais. A maioria da fumaça na baixa troposfera é exportada para o Oceano Atlântico através da parte sudeste do continente, impulsionada pelo Jato de Baixos Níveis da América do Sul (SALLJ) a leste dos Andes. O SALLJ é um vento de máxima velocidade imerso em calor em direção aos polos e fluxo de umidade na baixa troposfera [ver Nobre *et al.*, neste volume; Marengo *et al.*, neste volume; Vera *et al.*, 2006]. As interrupções episódicas do SALLJ pelas frentes frias que chegam à América do Sul tropical são responsáveis por distúrbios na estabilidade atmosférica e nos campos de vento, definindo a latitude do fluxo de fumaça em direção ao sudeste. Esses eventos também causam periodicamente um fenômeno chamado friagem [Marengo *et al.*, 1997a, 1997b] que gera geada no sul e sudeste do Brasil, além de mudanças na velocidade e direção do vento, temperatura de superfície e profundidade de umidade no norte da Amazônia. Os episódios de friagem permitem que a fumaça invada áreas pristinas da Bacia Amazônica, com implicações para a Química Atmosférica. O transporte de fumaça para a parte noroeste da Amazônia em direção à zona convectiva intensifica o transporte de produtos de fumaça da alta troposfera. De fato, uma camada bem definida de traçadores de fumaça regional em níveis altos (~500 hPa) sobre a América do Sul foi observada por medições aéreas e sensoriamento remoto [Andreae *et al.*, 2001; McMillan *et al.*, 2005]. Um padrão típico dessa distribuição de camada de fumaça em alto nível está mostrada no Quadro 3. Estudos de modelagem indicam que a convecção úmida e profunda, e a piroconvecção são mecanismos chave que atuam nesse transporte [Freitas *et al.*, 2000, 2007; Andreae *et al.*, 2001; Gevaerd *et al.*, 2006]. Durante as campanhas de campo de 1998 do LBA-Cooperative Airborne Regional Experiment (CLAIRE) [Andreae *et al.*, 2001], as medições aéreas sobre o Suriname amostraram uma camada fortemente poluída composição química característica de fumaça envelhecida de queima de biomassa sobre uma coluna de ar

limpo em altas altitudes acima de 9 km, em março de 1998 (Quadro 4a). Análise retroativa do trajeto indicou que essa camada estava associada às emissões de intensos incêndios em áreas de cerrado e florestas no Estado de Roraima ao norte da Amazônia [Freitas *et al.*, 2000; Andreae *et al.*, 2001]. As emissões de fogo foram advectadas em direção ao sul na baixa troposfera até atingir uma área de convecção profunda.

Quadro 3. Recuperação de 500 hPa de CO pela Sonda Atmosférica Infravermelha (ppbv, escala de cores) referente a 22 de setembro de 2002 (adaptado de McMillan *et al.* [2005]).

Quadro 4. (a) Medições aéreas de CO (vermelho) e CO₂ (verde) sobre o Suriname obtidas durante a campanha de campo do CLAIRE-08 [Andreae *et al.*, 2001], and (b) modelo de simulação de CO por queima de biomassa (ppbv, escala de cor), a aproximadamente 11 km de altura, em 26 de março de 1998, de fogos em Roraima [Gevaerd *et al.*, 2006].

Em geral, a deposição úmida de processos interativos fumaça/nuvem tende a estar associada à precipitação local sobre a Amazônia, mas principalmente aos jatos de baixo nível ou anticiclones do Atlântico sul, conectando a Amazônia e a parte sul da América do Sul por meio da ciclagem biogeoquímica de nutrientes (Quadro 5a). Por outro lado, a deposição seca de partículas de aerossóis coincide em grande parte com a área de emissões de biomassa (Quadro 5b).

Quadro 5. Deposição acumulada (a) úmida e (b) seca de aerossóis de fumaça conforme simulação modelo do CCATT-BRAMS. A escala de cores refere-se à quantidade total de aerossóis depositados ao longo de agosto e setembro de 2002, em mgm^{-2} .

Quadro 6. Deposição acumulada de O₃, conforme simulação do modelo CCATT-BRAMS. A escala de cores refere-se à quantidade total de ozônio depositada ao longo de agosto e setembro de 2002, em $10^{-3} \text{ kg m}^{-2}$.

Emissões de queima de biomassa incluem precursores de ozônio que, juntamente com COVs naturais e muita radiação UV na Amazônia,

formam eficientemente o ozônio troposférico (ver seção 5.1). O O₃ é produzido a favor do vento nas proximidades das regiões de fogo, que tipicamente define dois corredores de deposição de O₃, ao longo da margem da Cordilheira dos Andes em direção ao sul e norte (Quadro 6). Esse padrão está associado a eventos de O₃ e ao transporte de seus precursores para o norte pela aproximação de frente fria e para o sul pela circulação e SALLJ. Sobre o Estado de São Paulo, forma-se também um corredor iniciando na área metropolitana de São Paulo, envolvendo principalmente as reações de NO_x e COVs de áreas urbanas (principalmente emissões veiculares) e rurais (tais como a queima de cana de açúcar). Esses padrões de transporte e deposição podem induzir à degradação de florestas e áreas agrícolas (tais como a cana de açúcar no Estado de São Paulo e a soja no Estado de Mato Grosso).

4. IMPACTOS REGIONAIS E REMOTOS DE PRODUTOS DE QUEIMA DE BIOMASSA

Em seu estado não perturbado, a atmosfera amazônica caracteriza-se por concentrações muito baixas de aerossóis e oxidantes (Figura 3) [Andreae *et al.*, 2002; Artaxo *et al.*, 2002; Andreae, 2008]. A emissão de fumaça de queima de biomassa, portanto, causa mudanças drásticas nas propriedades radiativas, físicas e químicas de nuvens da atmosfera sobre a Amazônia, que afetam o clima regional, ecologia, ciclo da água e atividades humanas. Essas mudanças estão resumidas na figura 4, que mostra os processos sobre a Amazônia perturbada e poluída por fumaça. Dada a magnitude da atividade de queima na Amazônia, essas perturbações podem afetar o sistema climático até em escala global.

Figura 3. O grande reator tropical conforme operado na biosfera. Direitos autorais de M.O. Andreae, 2004. Reimpresso mediante permissão.

Figura 4. O grande reator tropical perturbado por desmatamento e poluição. Direitos autorais de M.O. Andreae, 2004. Reimpresso mediante permissão.

4.1. Impactos na Química Atmosférica

Grandes quantidades de COV biogênico são continuamente emitidas da floresta chuvosa para a atmosfera [ver *Kesselmeier et al.*, neste volume, e suas referências]. Esses componentes estão sendo constantemente removidos da atmosfera por oxidação nos componentes hidrossolúveis (ex., orgânicos polares ou CO₂) e subsequente deposição seca à superfície ou sequestro por gotículas de nuvem, neve, ou gelo, seguidos por precipitação. O passo inicial mais importante dos mecanismos de remoção química é a reação com o radical OH (hidroxila), o “detergente” atmosférico [*Crutzen*, 1995]. A fonte primária do radical hidroxila é a fotodissociação de ozônio e subsequente reação de átomos de oxigênio com água. Concentrações de OH são mais altas nos trópicos por causa de seu regime com altos níveis de radiação UV e vapor d’água. A maior parte da oxidação de metano, CO, e de outros gases traço ocorre no “Grande Reator Tropical”, a região de altas concentrações de radical OH na troposfera tropical (Figura 3).

A região tropical, e particularmente a Amazônia, desempenha, portanto, um papel chave não apenas na regulação física do clima, mas também na manutenção da composição química da atmosfera. A reação com radicais OH é também o sumidouro dominante de metano; portanto, a mudança nas concentrações de OH também afeta a o tempo de vida e, portanto, a concentração atmosférica desse importante gás de efeito estufa.

As quantidades relativas de hidrocarbonetos e NO_x desempenham papéis cruciais na oxidação fotoquímica de hidrocarbonetos. Em níveis muito baixos de NO_x, uma característica da Amazônia não perturbada, a oxidação de hidrocarboneto remove o ozônio e consome radicais hidroxila, enquanto em altos níveis de NO_x, mais ozônio e radicais reativos são produzidos [*Butler et al.*, 2008]. Fogos emitem uma imensa variedade de gases traço (resumida na seção 2), compreendendo os principais ingredientes de química de *smog*, COV (incluindo COVB) e NO_x. A adição de NO_x pirogênico então transforma a atmosfera amazônica de uma consumidora de oxidante em um ambiente produtor de oxidante e estabelece os mesmos processos que são ativos no *smog* urbano. Isso inclui o desenvolvimento de altas concentrações de ozônio, gases que causam irritabilidade como o nitrato de peroxiacil

(PAN) e componentes acídicos, tais como o ácido nítrico e uma variedade de ácidos orgânicos [*Browell et al.*, 1990; *Jacob e Wofsy*, 1990; *Kirchhoff et al.*, 1990; *Richardson et al.*, 1991; *Mauzerall et al.*, 1998; *Thompson et al.*, 2002]. Além dos efeitos de gases traço pirogênicos, a interação de aerossóis de fumaça com a radiação solar também muda as taxas de fotólise de componentes chave das cadeias de reação fotoquímica [*Albuquerque et al.*, 2005] o que afeta os processos químicos atmosféricos.

A química de oxidantes, incluindo a formação de O₃, começa as plumas de fogo de queima de biomassa [*Andreae et al.*, 1988; *Mauzerall et al.*, 1998] e continua na atmosfera regional [*Kirchhoff et al.*, 1989, 1990; *Richardson et al.*, 1991]. Por fim, as massas de ar contendo elevadas concentrações de ozônio são exportadas da América do Sul para os oceanos Pacífico e Atlântico, e mesmo para outros continentes, especialmente a África do Sul. Isso leva a concentrações sazonais muito altas de ozônio, especialmente sobre o Atlântico Sul central [*Fishman et al.*, 1996; *Thompson et al.*, 1996, 2001].

Como resultado da química do *smog* causado por emissões pirogênicas, a floresta amazônica está sujeita a uma deposição substancial de nutrientes e de compostos tóxicos de plantas, especialmente o O₃ [*Gu et al.*, 2002; *Kirkman et al.*, 2002; *Rummel et al.*, 2002, 2007]. A deposição de espécies de COVB, tais como ácidos orgânicos e aldeídos, é também elevada durante a estação de fogo [*Kesselmeier et al.*, 2002; *Kuhn et al.*, 2002]. As concentrações de ozônio sobre florestas durante a estação de queima são suficientemente altas que podem reduzir a produtividade primária da planta. Por outro lado, a deposição de nitrogênio pode ter algum efeito fertilizador sobre as florestas chuvosas remanescentes, apesar de ser à custa da floresta queimada em algum lugar. Em geral, as condições extremamente desfavoráveis da qualidade do ar persistem durante 90% do período da estação de queimada, causando problemas de saúde às comunidades a ele expostas [*Ignotti et al.*, 2007, 2009].

4.2. Impactos na Radiação Atmosférica, Fotossíntese e Forçante Radiativa

As concentrações de partículas de aerossóis elevadas drasticamente na atmosfera amazônica durante a estação de queimada [Talbot et al., 1988; Echalar et al., 1998; Artaxo et al., 2002] resultam em aumento abrupto do espalhamento e absorção da luz solar incidente. Isso é evidente em um aumento da profundidade óptica de aerossóis (uma medida da extinção da luz solar causada pelos aerossóis) a partir de valores em torno de 0,05 – 0,08 na estação úmida a 0,9 ou mais na estação de queimada [Andreae, 2008; Schafer et al., 2008]. A perturbação do fluxo de radiação solar por aerossóis pirogênicos afeta a vegetação com a mudança da luz à qual as plantas estão expostas e, conseqüentemente, o balanço de carbono da Bacia Amazônica. Isso também afeta os balanços de energia da superfície e troposfera, o que causa uma forçante radiativa direta de clima e modificação de processos de nuvem e precipitação. Por fim, os aerossóis também influenciam a fotoquímica atmosférica ao mudar o fluxo radiativo e, portanto, as taxas de fotólise de importantes espécies químicas tais como o O₃ e o NO₂ [Dickerson et al., 1997; Castro et al., 2001; Albuquerque et al., 2005].

Ao produzir o retroespalhamento da luz para o espaço e a absorção de luz, os aerossóis reduzem a quantidade de radiação solar direta disponível para a fotossíntese das plantas. Por outro lado, uma fração de luz espalhada é desviada e atinge os dosséis sob a forma de radiação difusa. De modo geral, o dossel então recebe menos luz, mas uma razão mais alta de radiação difusa para direta [Schafer et al., 2002a, 2002b, 2008]. Isso resulta em uma resposta complexa de fotossíntese para aumentar os níveis de aerossóis, porque menos luz torna-se disponível às folhas no topo do dossel, mas mais luz atinge as “folhas de sombra” que apenas recebem radiação difusa. Como resultado, a produção primária líquida inicialmente aumenta com o aumento da carga de aerossóis, mas declina novamente em cargas até mais altas [Yamasoe et al., 2006; Oliveira et al., 2007].

A presença de uma camada de aerossol reduz a quantidade de energia solar que chega à superfície e, conseqüentemente, produz forçante radiativa negativa (esfriamento) à superfície. Valores de –20 a –70 W m⁻² foram relatados para essa forçante na Amazônia [Ross et al., 1998;

Procópio et al., 2004]. Por outro lado, a absorção de luz pelo componente absorvedor de luz do carbono (LAC) do aerossol de fumaça [Andreae e Gelencsér, 2006] leva a um aquecimento das camadas troposféricas nas quais reside a fumaça. Isso resulta em uma estabilização da atmosfera e, conseqüentemente, uma redução de nebulosidade [Feingold et al., 2005; Longo et al., 2006; Zhang et al., 2008]. Em razão da alta refletividade dos aerossóis de fumaça, há mais luz refletida de volta ao espaço do que ocorre em atmosfera não poluída da Amazônia, provocando uma forçante de resfriamento líquido no balanço de radiação medido no topo da atmosfera. Durante a estação seca, esta forçante é da ordem de – 5 a –12 W m⁻² [Procópio et al., 2004]. Entretanto, o efeito líquido de aerossóis de fumaça é uma forçante de esfriamento bem pronunciada em escala local e regional, e significativa para o clima global [Robock, 1991].

4.3. Impactos sobre Nuvens e Precipitação

O efeito de aerossóis pirogênicos no balanço de radiação à superfície e atmosférica já foi mencionado na seção anterior. A supressão de nuvem resultante é ainda intensificada pelo efeito “queima de nuvem” de partículas de aerossóis absorventes (LAC) dentro do ar da nuvem, de modo geral, e gotículas, em particular. Isso faz com que as nuvens se evaporem mesmo quando formadas apesar da redução do aquecimento de superfície, um efeito que foi observado por sensoriamento sobre a Amazônia [Koren et al., 2004]. De modo geral, o efeito radiativo de aerossóis de fumaça em nuvens leva à redução da nebulosidade (particularmente de pequenas nuvens), uma transição retardada da estação úmida, e mudanças nos padrões em escala de bacia com divergência e convergência de vento [Silva Dias et al. 2002; Zhang et al., 2008].

Visto que os aerossóis também atuam como núcleos de condensação (NCN), eles conseguem mudar o comportamento microfísico de nuvens e, conseqüentemente, também a sua dinâmica e eficiência de precipitação [Rosenfeld et al., 2008; Martine et al., 2009]. Na Amazônia, as grandes diferenças na concentração de NCN entre a estação seca e úmida levaram a mudanças pronunciadas das propriedades físicas de nuvem,

especialmente o raio efetivo de gotículas [Roberts et al., 2003; Kaufman e Nakajima, 1993; Feingold et al., 2001]. Isso aumenta a refletividade das nuvens e produz um efeito de esfriamento do clima. Ele também reduz a taxa em que as gotículas de nuvem conseguem crescer ao ponto de se tornarem gotas de chuva em partes da nuvem que estavam abaixo do nível de congelamento.

A mudança das propriedades microfísicas também induz à redução ou completa inibição da precipitação de nuvens relativamente rasas (“quentes”) [Andreae et al., 2004; Rosenfeld et al., 2008; Silva Dias et al., 2002].

A inibição prematura de chuva da parte “quente” das nuvens permite que uma maior quantidade de vapor d’água alcance o nível de resfriamento e acima dele, onde mais água pode se condensar devido à temperatura mais baixa de condensação. Além disso, o calor latente de congelamento é liberado além do calor latente de condensação. Ambos os efeitos resultam em um revigoramento da dinâmica de nuvem e uma intensificação da precipitação [Rosenfeld et al., 2008; Martins et al., 2009]. Mesmo em concentrações até maiores, a formação de precipitação é impedida mesmo em nuvens frias, e o efeito radiativo de esfriamento de aerossóis reduz a energia disponível para convecção. Consequentemente, a regeneração de convecção e precipitação por aerossóis tem um máximo em concentrações de aerossóis intermediárias, em torno de $1000 - 3000 \text{ cm}^{-3}$. Dados observacionais da Amazônia para apoio a esse modelo computacional foram obtidos por estudos de sensoriamento remoto [Lin et al., 2006; Koren et al., 2008].

O aumento do papel da região de fase de mistura em nuvens (isto é, a região onde a fase de água e gelo coexiste) por efeitos microfísicos de aerossóis também tem consequências no tipo de quantidade de atividade de descargas elétricas na presença de fumaça de biomassa [Williams et al., 2002; Andreae et al., 2004]. Devido à sua composição, aerossóis de fumaça também intensificam a frequência de faíscas elétricas geradas por atrito de nuvens [Lyons et al., 1998; Fernandes et al., 2006].

4.4. Efeitos Globais

As implicações da queima de biomassa na Amazônia para o clima global e composição atmosférica ainda não foram completamente exploradas. Obviamente, durante anos de queima muito extensiva devido à variabilidade climática (El Niño) ou taxas de desmatamento extremo, as emissões intensificadas de gases de efeito estufa são vistas como variações interanuais na taxa de crescimento de CO_2 , CH_4 , etc. [Langenfelds et al., 2002]. Teleconexões resultantes de perturbação da dinâmica de convecção são difíceis de explorar neste momento devido à parametrização inadequada de efeitos de aerossóis nas nuvens e na precipitação em modelos globais, mas estudos iniciais mostraram efeitos significativos [Nobre et al., 2003]. Devido ao fato de que a queima ocorre predominantemente na região de ventos alísios, uma parte substancial de emissões é transportada em direção à ZCIT, onde podem ficar sujeitas à convecção profunda e transportadas para a alta troposfera e camada de transição tropical [Freitas et al., 2000; Andreae et al., 2001]. Intensificação de convecção pelos mecanismos discutidos acima e a supressão da remoção em altos níveis de aerossóis tornam o transporte vertical de fumaça particularmente efetivo. Embora uma grande fração de aerossóis experimente remoção úmida durante esses eventos de convecção, mesmo uma modesta fração sobrevivente de aerossóis de fumaça pode ter uma importante contribuição no balanço de aerossol da alta troposfera muito limpa. O mesmo se aplica aos gases traço pirogênicos ativos como, por exemplo, acetona e formaldeído, que desempenham papéis importantes na química da alta troposfera.

Agradecimento. Os autores agradecem a Judith Hoelzemann pela revisão final do manuscrito.

REFERÊNCIAS

Albuquerque, L. M. M., K. M. Longo, S. R. Freitas, T. Tarasova, A. Plana Fattori, C. Nobre, and L. V. Gatti (2005), Sensitivity studies on the photolysis rates calculation in Amazonian atmospheric chemistry – Part I: The impact of

- the direct radiative effect of biomass burning aerosol particles, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *5*, 9325-9353.
- Andreae, M. O. (2008), Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions, *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, *8*, 11,293-11, 320.
- Andreae, M. O., and A. Gelencs6r (2006), Black carbon or brown carbon? The nature of light-absorbing carbonaceous aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 3131-3148.
- Andreae, M. O., and P. Merlet (2001), Emission of trace gases and aerosols from biomass burning, *Global Biogeochemt. Cycles*, *15*(4), 955-966
- Andreae, M. O., et al. (1988), Biomass-burning emissions and associated haze layers over Amazonia, *J. Geophys. Res.*, *93*, 1509-1527.
- Andreae, M. O., et al. (2001), Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region, *Geophys. Res. Lett.*, *28*,951-954.
- Andreae, M. O., et al. (2002), Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments, *J. Geophys. Res.*, *107*(D20), 8066, doi:10.1029/2001JD000524.
- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, and M. A. F. Silva-Dias (2004), Smoking rain clouds over the Amazon, *Science*, *303*, 1337 -13 42
- Artaxo, P., E. T. Fernandes, J. V. Martins, M. A. Yamasoe, P. V. Hobbs, W. Maenhaut, K. M. Longo, and A. Castanho (1998), Large-scale aerosol source apportionment in Amazonia, *J. Geophys. Res.*, *103*, 31,837-31,847.
- Artaxo, P., J. V. Martins, M. A. Yamasoe, A. S. Procopio, T. M. Pauliquevis, M. O. Andreae, P. Guyon, L. V. Gatti, and A. M. C. Leal (2002), Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondonia, Amazonia, *J. Geophys. Res.*, *107*(D20),8081, doi: 10. 102912A011D000666.
- Artaxo, P., et al. (2009), Aerosol particles in Amazonia: Their com-position, role in the radiation balance, cloud formation, and nutrient cycles, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10. 1029/2008GM000778, this volume
- Barbosa, R.I., and P.M. Fearnside (1996), Pasture burning in Amazonia: Dynamics of residual biomass and the storage and release of aboveground carbon, *J. Geophys. Res.*, *101*, 25847-25857, doi:10.1029/96JD02090.
- Bergamaschi, P., R. Hein, C. A. M. Brenninkmeijer, and P. J. Crutzen (2000), Inverse modeling of the global CO cycle, 2. Inversion of C-13/C-12 and O-18/O-16 isotope ratios, *J. Geo. Res.*, *105*(D2), 1929–1945.
- Bertschi, I.T., R.J. Yokelson, D.E. Ward, R.E. Babbitt, R.A. Susott, J.G. Goode, and W.M. Hao (2003), Trace gas and particle emissions from fires in large-diameter and *belowground biomass fuels*, *J. Geophys. Res.*, *108*, 8472, doi:10.1029/2002JD002100.
- Blake, N. J., Blake, D. R., Sive, B. C., Chen, T. Y., Rowland, F. S., Collins, J. E., Sachse, G. W., and Anderson, B. E. (1996), Biomass burning emissions and vertical distribution of atmospheric methyl halides and other reduced carbon gases in the South Atlantic region, *J. Geophys. Res.*, *101*, 2, 151–24, 164.
- Brasseur, G., D. Hauglustaine, S. Walters, P. Rasch, J.-F. Muller, C. Granier, X. Tie (1998), MOZART, a global chemical transport model for ozone and related chemical tracers, 1: Model description, *J. Geophys. Res.*, *103*(D21), 28, 265–28, 290.
- Browell, E. V., G. L. Gregory, R. C. Harriss, and V. W. J. H. Kirchhoff (1990), Ozone measurements in Amazonia: Dry season versus wet season, *J. Geophys. Res.*, *95*, 16,913-16,926.
- Butler, T. M., D. Taraborrelli, C. Bruehl, H. Fischer, H. Harder, M. Martinez, J. Wil-liams, M. G. Lawrence, and J. Lelieveld (2008), Improved simulation of isoprene oxidation chemistry with the ECHAM5/MESSy chemistry-climate model: lessons from the GABRIEL airborne field campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 4529-4546.
- Câmara, G., A. P. D. Aguiar, M. I. Escada, S. Amaral, T. Carneiro, A. M. Monteiro, R. Araújo, I. vieira, B. Becker (2005), Amazonian deforestation models. *Science*, *307*, 5712, 1043-1044.
- Carvalho, J.A., Jr., N. Higuchi, T.M. Araujo, and J.C. Santos (1998), Combustion completeness in a rainforest clearing experiment in Manaus, Brazil, *J. Geophys. Res.*, *103*, 13195-13199, doi:10.1029/98JD00172.

- Carvalho, J.A., Jr., F.S. Costa, C.A.G. Veras, D.V. Sandberg, E.C. Alvarado, R. Gielow, A.M. Serra, Jr., and J.C. Santos (2001), Biomass fire consumption and carbon release rates of rainforest-clearing experiments conducted in northern Mato Grosso, Brazil, *J. Geophys. Res.*, *106*, 17,877-17,887, doi:10.1029/2000JD900791.
- Castro, T., S. Madronich, S. Rivale, A. Muhlia, and B. Mar (2001), The influence of aerosols on photochemical smog in Mexico City, *Atmos. Environ.*, *35*, 1765-1772.
- Chand, D., P. Guyon, P. Artaxo, O. Schmid, G. P. Frank, L. V. Rizzo, O. L. Mayol-Bracero, L. V. Gatti, and M. O. Andreae (2006), Optical and physical properties of aerosols in the boundary layer and free troposphere over the Amazon Basin during the biomass burning season, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 2911-2925.
- Chatfield, R. and P. Crutzen (1984), Sulfur dioxide in remote oceanic air: Cloud transport of reactive precursors, *J. Geophys. Res.*, *89* (D5), 7111-7132.
- Chatfield, R. B., J. A. Vastano, H. B. Singh and G. Sachse (1996), A general model of how fire emissions and chemistry produce African/Oceanic plumes (O₃, CO, PAN, smoke). *J. Geophys. Res.*, *101*, D19, 24279- 24306.
- Chin, M., R. B. Rood, S.-J. Lin, J.-F. Muller, and A. M. Thompson (2000), Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model GOCART: Model description and global properties. *J. Geophys. Res.*, *105*, 24 671-24 687.
- Christian, T., B. Kleiss, R.J. Yokelson, R. Holzinger, P.J. Crutzen, W.M. Hao, B.H. Saharjo, and D.E. Ward (2003), Comprehensive laboratory measurements of biomass-burning emissions: 1. Emissions from Indonesian, African, and other fuels, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4719, doi:10.1029/2003JD003704.
- Christian, T. J., Yokelson, R. J., Carvalho Jr., J. A., Griffith, D. W. T., Alvarado, E. C., Santos, J. C., Neto, T. G. S., Veras, C. A. G., and Hao, W. M. (2007), The tropical forest and fire emissions experiment: Trace gases emitted by smoldering logs and dung on deforestation and pasture fires in Brazil, *J. Geophys. Res.*, *112*, D18308, doi:10.1029/2006JD008147.
- Coutinho, L.M. (1990), Fire in the ecology of the Brazilian cerrado, in *Fire in the Tropical Biota: Ecosystem Processes and Global Challenges*, edited by J.G. Goldammer, pp. 82-105, Springer-Verlag, Berlin.
- Crutzen, P. J. (1995), Overview of tropospheric chemistry: Developments during the past quarter century and a look ahead, *Faraday Discuss.*, *100*, 1-21.
- Crutzen, P.J. and M.O. Andreae, 1990: Biomass burning in the tropics: impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. *Science*, *250*, 1669-1678.
- Dickerson, R. R., et al. (1987), Thunderstorms: an important mechanism in the transport of air pollutants. *Science*, *235*, 460-465.
- Dickerson, R. R., S. Kondragunta, G. Stenchikov, K. L. Civerolo, B. G. Doddridge, and B. N. Holben (1997), The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog, *Science*, *278*, 827-830.
- Duncan, B., R. Martin, A. Staudt, R. Yevich, J. Logan (2003), Interannual and seasonal variability of biomass burning emissions constrained by satellite observations, *J. Geophys. Res.*, *30* 108(D2), 4100, doi:10.1029/2002JD002378.
- Echalar, F., P. Artaxo, J. V. Martins, M. A. Yamasoe, F. Gerab, W. Maenhaut, and B. Holben (1998), Long-term monitoring of atmospheric aerosols in the Amazon Basin: Source identification and apportionment, *J. Geophys. Res.*, *103*, 31,849-31,864.
- Emmons, L., et al. (2004), Validation of Measurements of Pollution in the Troposphere (MOPITT) CO retrievals with aircraft in situ profiles, *J. Geophys. Res.*, *109*(D3), D03309, 10.1029/2003JD004101.
- Fast, J. D., W. I. Gustafson Jr., R. C. Easter, R. Zaveri, J. Barnard, E. Chapman, G. Grell, S. Peckham (2006), Evolution of ozone, particulates, and aerosol direct radiative forcing in the vicinity of Houston using a fully coupled meteorology-chemistry-aerosol model, *J. Geophys. Res.*, *111*, D21305, doi:10.1029/2005JD006721.
- Fearnside, P.M. (1990), Fire in the tropical rain forest of the Amazon basin, in *Fire in the Tropical Biota: Ecosystem Processes and Global Challenges*, edited by J.G. Goldammer, pp. 106-116, Springer Verlag, Berlin.
- Fearnside, P.M., N. Leal, Jr., and F.M. Fernandes (1993), Rainforest burning and the global budget: Biomass, combustion efficiency, and

- charcoal formation in the Brazilian Amazon, *J. Atmos. Chem.*, *98*, 733-743.
- Feingold, G., L. A. Remer, J. Ramaprasad, and Y. J. Kaufman (2001), Analysis of smoke impact on clouds in Brazilian biomass burning regions: An extension of Twomey's approach, *J. Geophys. Res.*, *106*, 22,907-22,922.
- Feingold, G., H. L. Jiang, and J. Y. Harrington (2005), On smoke suppression of clouds in Amazonia, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L02804, doi:10.1029/2004GL021369.
- Ferek, R.J., J.S. Reid, P.V. Hobbs, D.R. Blake, and C. Liou (1998), Emission factors of hydrocarbons, halocarbons, trace gases, and particles from biomass burning in Brazil, *J. Geophys. Res.*, *103*, 32107-32118, doi:10.1029/98JD00692.
- Fernandes, W. A., I. R. C. A. Pinto, O. Pinto Jr., K. M. Longo, and S. R. Freitas (2006), New findings about the influence of smoke from fires on the cloud-to-ground lightning characteristics in the Amazon region, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L20810, doi:10.1029/2006GL027744.
- Fishman, J., V. G. Brackett, E. V. Browell, and W. B. Grant (1996), Tropospheric ozone derived from TOMS/SBUV measurements during TRACE-A, *J. Geophys. Res.*, *101*, 24,069-24,082.
- Freitas, S. R., M. Silva Dias, P. Silva Dias, K. M. Longo, P. Artaxo, M. O. Andreae, H. Fischer (2000), A convective kinematic trajectory technique for low-resolution atmospheric models, *J. Geophys. Res.*, *105*(D19), 24 375-24 386.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Silva Dias, M., Silva Dias, P., Chatfield, R., Prins, E., Artaxo, P., Grell, G., and Recuero, F. (2005), Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America, *Environmental Fluid Mechanics*, doi:10.1007/s10652-005-0243-7, *5*(1-2), 135-167.
- Freitas, S. R., K. M. Longo, M. O. Andreae (2006), Impact of including the plume rise of vegetation fires in numerical simulations of associated atmospheric pollutants, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L17808, doi:10.1029/2006GL026608.
- Freitas, S. R., K. M. Longo, R. Chatfield, D. Latham, M. A. F. Silva Dias, M. O. Andreae, E. Prins, J. C. Santos, R. Gielow and J. A. Carvalho Jr. (2007), Including the sub-grid scale plume rise of vegetation fires in low resolution atmospheric transport models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *v. 7*, 3385-3398.
- Freitas, S. R., K. M. Longo, M. Silva Dias, R. Chatfield, P. Silva Dias, P. Artaxo, M. O. Andreae, G. Grell, L. F. Rodrigues, A. Fazenda, J. Panetta (2009), The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System. Part 1: Model *description and evaluation*, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 2843-2861.
- Fromm, M., J. Alfred, K. Hoppel, J. Hornstein, R. Bevilacqua, E. Shettle, R. Servranckx, Z.Q. Li, and B. Stocks (2000), Observations of boreal forest fire smoke in the stratosphere by POAM III, SAGE II, and lidar in 1998, *Geophysical Research Letters*, *27*, 1407-1410.
- Fromm, M. and R. Servranckx (2003), Transport of forest fire smoke above the tropopause by supercell convection, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(10), 1542, doi:10.1029/2002GL016820.
- Fuzzi, S., S. Decesari, et al. (2007), Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondonia, Brazil, from the biomass burning period to the onset of the wet season, *J. Geophys. Res.*, *112*, D01201, doi:10.1029/2005JD006741.
- Gevaerd, R.; S. R. Freitas, K. M. Longo (2006), Numerical simulation of biomass burning emission and transportation during 1998 Roraima fires. In: *International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO)*, *8.*, 2006, Foz do Iguaçu. Proceedings. São José dos Campos: INPE, 2006. p. 883-889. CD-ROM. ISBN 85-17-00023-4.
- Giglio, L., G. R. van der Werf, J. T. Randerson, G. J. Collatz, and P. Kasibhatla. (2006), Global estimation of burned area using MODIS active fire observations. *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 957-974.
- Greenberg, J.P., Zimmerman, P.R., Heidt, L., and Pollock, W. (1984), Hydrocarbon and carbon monoxide emissions from biomass burning in Brazil, *J. Geophys. Res.*, *89*, 1350-1354.
- Grell, G., Emeis, S., Stockwell, W., Schoenemeyer, T., Forkel, R., Michalakes, J., Knoche, R. and Seidl, W. (2000), Application of a multiscale, coupled MM5/chemistry model to the complex terrain of the VOTALP valley campaign, *Atmos. Env.* *34*, 1435-1453.

- Grell, G., S. Peckham, R. Schmitz, S. McKeen, G. Frost, W. Skamarock, B. Eder (2005), Fully coupled "online" chemistry within the WRF model, *Atmos. Environ.*, 39(37), 6957–6975.
- Guild, L.S., J.B. Kaufmann, L.J. Ellingson, D.L. Cummings, E.A. Castro, R.E. Babbitt, and D.E. Ward (1998), Dynamics associated with total above ground biomass, C, nutrient pools, and biomass burning of primary forest and pasture in Rondônia, Brazil during SCAR-B, *J. Geophys. Res.*, 103, 32091–32100, doi:10.1029/98JD00523, 1998.
- Gut, A., M. Scheibe, S. Rottenberger, U. Rummel, M. Welling, C. Ammann, G. A. Kirkman, U. Kuhn, F. X. Meixner, J. Kesselmeier, B. E. Lehmann, W. Schmidt, E. Müller, and M. T. F. Piedade (2002), Exchange fluxes of NO₂ and O₃ at soil and leaf surfaces in an Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, 107, 8060, doi:10.1029/2001JD000654.
- Guyon, P., G. P. Frank, M. Welling, D. Chand, P. Artaxo, L. Rizzo, G. Nishioka, O. Kolle, H. Fritsch, M. A. F. Silva Dias, L. V. Gatti, A. M. Cordova, and M. O. Andreae (2005), Airborne measurements of trace gases and aerosol particle emissions from biomass burning in Amazonia, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2989–3002.
- Hao, W.M., M.H.Liu (1994), Spatial and temporal distribution of tropical biomass burning. *Global Biogeochemical Cycles*, 8(4): 495–503.
- Hobbs, P. V., J. S. Reid, R. A. Kotchenruther, R. J. Ferek, and R. Weiss, R. (1997) Direct radiative forcing by smoke from biomass burning, *Science*, 275, 1777–1778.
- Hobbs, P.V., P. Sinha, R.J. Yokelson, T.J. Christian, D.R. Blake, S. Gao, T.W. Kirchstetter, T. Novakov, and P. Pilewskie (2003), Evolution of gases and particles from a savanna fire in South Africa, *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JD002352.
- Hoelzemann, J.J., M.G. Schultz, G.P. Brasseur, C. Granier, and M. Simon (2004), Global Wildland Fire Emission Model (GWEM): Evaluating the use of global area burnt satellite data, *J. Geophys. Res.* 109, D14S04.
- Hoelzemann, J. J. (2007), Global Wildland Fires Impact on Atmospheric Chemistry. Saarbruecken, Alemanha: VDM-Verlag Dr. Müller, 200 p.
- Hoelzemann, J. J., K. M. Longo, R. M. Fonseca, N. M. E. do Rosário, H. Elbern, S. R. Freitas, and C. Pires (2009), Regional representativity of AERONET observation sites during the biomass burning season in South America determined by correlation studies with MODIS Aerosol Optical Depth, *J. Geophys. Res.*, 114, D13301, doi:10.1029/2008JD010369.
- Horowitz, L., S. Walters, D. Mauzerall, L. Emmons, P. Rasch, C. Granier, C., X. Tie, J.-F. Lamarque, M. Schultz, G. Brasseur (2003), A global simulation of tropospheric ozone and related tracers: Description and evaluation of MOZART, version 2, *J. Geophys. Res.*, 108(D24), 4784, doi:10.1029/2002JD002853.
- Ichoku, C. and Y.J. Kaufman (2005), A method to derive smoke emission rates from MODIS fire radiative energy measurements, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions*, 43, 11, 2636 – 2649.
- Ignotti, E., S. Hacon, A. M. Silva, W. L. Junger, H. A. Castro (2007), Effects of biomass burning in Amazon: method to select municipalities using health indicators. *Revista Brasileira de Epidemiologia*, 10, p. 453–464.
- Ignotti, E., I. Valente, S. Hacon, K. M. Longo, S. R. Freitas, P. Artaxo (2009). Impacts of particulate matter (PM_{2.5}) emitted from biomass burning in the Amazon regarding hospital admissions by respiratory diseases: building up environmental indicators and a new methodological approach (online), *Revista de Saúde Pública*, in press.
- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (2008), Monitoramento da cobertura florestal da Amazônia por satélites Sistemas PRODES, DETER, DEGRAD e QLEIMADAS 2007–2008, report, Coord. Geral de Obs. da Terra, Minist. da Ciência e Tecnol., São José dos Campos, Brasil. (www.obt.inpe.br/prodes/Relatorio_Prodes2008.pdf)
- Jacob, D. J., and S. C. Wofsy (1990), Budgets of reactive nitrogen, hydrocarbons, and ozone over the Amazon forest during the wet season, *J. Geophys. Res.*, 95, 16,737–16,754.
- Jost, H.-J., K. Drdla, A. Stohl, L. Pfister, M. Loewenstein, J. P. Lopez, P. K. Hudson, D. M. Murphy, D. J. Cziczo, M. Fromm, T. P. Bui, J. Dean-Day, C. Gerbig, M. J. Mahoney, E. C. Richard, N. Spichtinger, J. V. Pittman, E. M. Weinstock, J. C. Wilson, I. Xueref (2004), In-situ observations of mid-latitude forest fire plumes deep in the stratosphere, *Geophysical Research Letters*, 31, L11101, DOI: 10.1029/2003GL019253.

- Karl, T.G., Christian, T.J., Yokelson, R.J., Artaxo, P., Hao, W.M., and Guenther, A. (2007), The tropical forest and fire emissions experiment: Method evaluation of volatile organic compound emissions measured by PTR-MS, FTIR, and GC from tropical biomass burning, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 5883–5897.
- Kaufman, Y. and Ilan Koren (2006), Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover, *Science* vol. 313 08-04-2006, 10.1126/science.1126232.
- Kaufman, Y., Ichoku, C., Giglio, L., Korontzi, S., Chu, D.A., Hao, W.M., Li, R.-R., Justice, C.O. (2003) Fires and smoke observed from the Earth Observing System MODIS instrument: products, validation, and operational use. *International Journal of Remote Sensing*, *24*, 1765-1781.
- Kaufman, Y.J., Hobbs, P.V., Kirchhoff, V.W.J.H., et al. (1998), Smoke, clouds, and radiation-Brazil (SCAR-B) experiment, *J. Geophys. Res.*, *103*, 31783-31808.
- Kaufman, Y. J., and T. Nakajima (1993), Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo - Analysis from satellite imagery, *J. Appl. Meteorology*, *32*, 729-744.
- Kauffman, J.B., D.L. Cummings, and D.E. Ward (1994), Relationships of fire, biomass and nutrient dynamics along a vegetation gradient in the Brazilian cerrado, *J. Ecol.*, *82*, 519-531.
- Kauffman, J.B., D.L. Cummings, and D.E. Ward (1998), Fire in the Brazilian Amazon 2. Biomass, nutrient pools and losses in cattle pastures, *Oecologia*, *113*, 415-427, doi:10.1007/s004420050394.
- Kesselmeier, J., U. Kuhn, S. Rottenberger, T. Biesenthal, A. Wolf, G. Schebeske, M. O. Andreae, P. Ciccioli, E. Brancaleoni, M. Frattoni, S. T. Oliva, M. L. Botelho, C. M. A. Silva, and T. M. Tavares (2002), Concentrations and species composition of atmospheric volatile organic compounds (VOCs) as observed during the wet and dry season in Rondonia (Amazonia), *J. Geophys. Res.*, *107*, 8053, doi:10.1029/2000JD000267.
- Kesselmeier, J., A. Guenther, T. Hoffmann, M. T. Piedade, and J. Warnke (2009), Natural volatile organic compound emissions from plants and their roles in oxidant balance and particle formation, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000717, this volume.
- Kirchhoff, V. W. J. H., A. W. Setzer, and M. C. Pereira (1989), Biomass burning in Amazonia: Seasonal effects on atmospheric O₃ and CO, *Geophys. Res. Lett.*, *16*, 469-472.
- Kirchhoff, V. W. J. H., I. M. O. daSilva, and E. V. Browell (1990), Ozone measurements in Amazonia: Dry season versus wet season, *J. Geophys. Res.*, *95*, 16,913-16,926.
- Kirkman, G. A., A. Gut, C. Ammann, L. V. Gatti, A. M. Cordova, M. A. L. Moura, M. O. Andreae, and F. X. Meixner (2002), Surface exchange of nitric oxide, nitrogen dioxide, and ozone at a cattle pasture in Rondonia, Brazil, *J. Geophys. Res.*, *107*, 8083, doi:10.1029/2001JD000523.
- Kley, D. (1997), Tropospheric chemistry and transport, *Science*, *276*, 1043-1045.
- Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, and J. V. Martins (2004), Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation, *Science*, *303*, 1342-1345.
- Koren, I., J. V. Martins, L. A. Remer, and H. Afargan (2008), Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon, *Science*, *321*, 946-949.
- Kuhn, U., S. Rottenberger, T. Biesenthal, C. Ammann, A. Wolf, G. Schebeske, S. T. Oliva, T. M. Tavares, and J. Kesselmeier (2002), Exchange of short-chain monocarboxylic organic acids by vegetation at a remote tropical forest site in Amazonia, *J. Geophys. Res.*, *107*, 8069, doi:10.1029/2000JD000303.
- Langenfelds, R. L., R. J. Francey, B. C. Pak, L. P. Steele, J. Lloyd, C. M. Trudinger, and C. E. Allison (2002), Interannual growth rate variations of atmospheric CO₂ and its δ¹³C, H₂, CH₄, and CO between 1992 and 1999 linked to biomass burning, *Global Biogeochem. Cycles*, *16*, 1048, doi:10.1029/2001GB001466.
- Lanser, D., J.G. Verwer (1998), Analysis of operator splitting for advection-diffusion-reaction problems from air pollution modeling, CWI Report MAS-R9805.
- Lavoué, D. C. Liousse, H. Cachier, B.J. Stocks and J.G. Goldammer (2000), Modeling of carbonaceous particles emitted by boreal and temperate wildfires at northern latitudes, *J. Geophys. Res.*, *105*, 26871–26890.
- Lin, J. C., T. Matsui, R. A. Pielke, Sr., and C. Kummerow (2006), Effects of biomass burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon basin: a satellite-based empirical study, *J. Geophys. Res.*, *111*, D19204, doi:10.1029/2005JD006884.

- Longo, K. M., A. M. Thompson, V. W. J. H. Kirchho, L. A. Remer, S. R. Freitas, M. A. F. Silva Dias, P. Artaxo, W. Hart, J. D. Spinhirne, e M. A. Yamasoe (1999), Correlation between smoke and tropospheric ozone concentration in Cuiabá during SCAR-B, *J. Geophys. Res.*, *104*, 12113-12129.
- Longo, K. M., S. R. Freitas, M. Silva Dias, P. Silva Dias (2006), Numerical modeling of the biomass-burning aerosol direct radiative effects on the thermodynamics structure of the atmosphere and convective precipitation. In: *International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO) Proceedings, 8.*, Foz do Iguacu. São José dos Campos: INPE, p. 283–289. CD-ROM. ISBN 85-17-00023-4.
- Longo, K. M., Freitas, S. R., Setzer, A., Prins, E., Artaxo, P., and Andreae, M. O. (2007) The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System. Part 2: model sensitivity to the biomass burning inventories, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *7*, 8571–8595.
- Lyons, W. A., T. E. Nelson, E. R. Williams, J. A. Cramer, and T. R. Turner (1998), Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires, *Science*, *282*, 77-80.
- Marengo, J. A., A. Cornejo, P. Satyamurty, C. A. Nobre, and W. Sea (1997a), Cold waves in the South American continent: The strong event of June 1994, *Mon. Wea. Rev.*, *125*, 2759–2786.
- Marengo, J. A., C. A. Nobre, and A. D. Culf (1997b), Climatic impacts of the “friagens” in the Amazon region, *J. Appl. Meteorol.*, *36*, 1553–1566.
- Marengo J. A., C. A. Nobre, J. Tomasella, M. Oyama, G. Sampaio, H. Camargo, L. M. Alves, R. de Oliveira (2008) . The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, *21*, 495-516.
- Marengo, J., C. A. Nobre, R. A. Betts, P. M. Cox, G. Sampaio, and L. Salazar (2009), Global warming and climate change Amazonia: Climate-vegetation feedback and impacts on water resources, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi:10.1029/2008GM000743, this volume.
- Martins, J.A., M.A.F. Silva Dias, F. L. T. Goncalves, (2009), Impact of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: a modeling case study, *Journal of Geophysical Research*, *114*, p. D02207, doi:10.1029/2007JD009587.
- Mason, S.A., R.J. Field, R.J. Yokelson, M.A. Kochivar, M.R. Tinsley, D.E. Ward, and W.M. Hao (2001), Complex effects arising in smoke plume simulations due to inclusion of direct emissions of oxygenated organic species from biomass combustion, *J. Geophys. Res.*, *106*(D12), 12527-12540, doi:10.1029/2001JD900003.
- Mason, S.A., J. Trentmann, T. Winterrath, R.J. Yokelson, T.J. Christian, L.J. Carlson, T.R. Warner, L.C. Wolfe, M.O. Andreae (2006), Intercomparison of two box models of the chemical evolution in biomass-burning smoke plumes, *J. Atmos. Chem.*, *55*, 273-297, doi:10.1007/s10874-006-9039-5.
- Mauzerall, D. L., J. A. Logan, D. J. Jacob, B. E. Anderson, D. R. Blake, J. D. Bradshaw, B. Heikes, G. W. Sachse, H. Singh, and B. Talbot (1998), Photochemistry in biomass burning plumes and implications for tropospheric ozone over the tropical South Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *103*, 8401-8423.
- McMillan, W. W., C. Barnet, L. Strow, M. T. Chahine, M. L. Mc-Court, J. X. Wamer, P. C. Novelli, S. Korontzi, E. S. Maddy, and S. Datta (2005), Daily global maps of carbon monoxide from NASA's Atmospheric Infrared Sounder, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L11801, doi:10.1029/2004GL021821.
- Morton, D. C, R. S. Defries, Y. E. Shimabukuro, O. L. Anderson, F. del B. Espírito Santo, M. Hansen, M. Carroll (2005), Rapid Assessment of Annual Deforestation in the Brazilian Amazon Using MODIS Data. *Journal: Earth Interactions*, v. 9, n. 9, p. 1-22.
- Morton, D.C., R.S. DeFries, Y.E. Shimabukuro, L.O. Anderson, E. Arai, F. Espirito-Santo, R. Freitas, and J. Morissette (2006), Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian Amazon, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*.(103),(39), 14, 637-14,641.
- Nober, F. J., H.-F. Graf, and D. Rosenfeld (2003), Sensitivity of the global circulation to the suppression of precipitation by anthropogenic aerosols, *Global Planetary Change*, *37*, 57-80.
- Nobre, C.A., P. J. Sellers, and J. Shukla (1991), Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate.*, *4*, 957-988.

- Nobre, C. A., G. O. Obregón, J. A. Marengo, R. Fu, and G. Poveda (2009), Characteristics of Amazonian climate: Main features, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000720, this volume.
- Oliveira, P. H. F., P. Artaxo, C. Pires, S. De Lucca, A. Procopio, B. Holben, J. Schafer, L. F. Cardoso, S. C. Wofsy, and H. R. Rocha (2007), The effects of biomass burning aerosols and clouds on the CO₂ flux in Amazonia, *Tellus*, 59B, 338-349, doi:10.1111/j.1600-0889.2007.00270.x.
- Olivier, J., A. Bouwman, J. Berdowski, J. Bloos, A. Visschedijk, C. van der Mass, P. Zandveld, (1999), Sectoral emission inventories of greenhouse gases for 1990 on a per country basis as well as on 1 x 1 degrees. *Environ. Sci. Policy*, 2, 241-263.
- Pereira, G. (2008), O uso de satélites ambientais para a estimativa dos fluxos de gases traços e de aerossóis liberados na queima de biomassa e sua assimilação em modelos numéricos de qualidade do ar. Master thesis in Remote Sensing – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, Brazil. Available at <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.13.16.15> on 05 Nov 2008.
- Pickering, K., R. Dickerson, G. Huffman, J. Boatman A. Schanot (1988), Trace gas transport in the vicinity of frontal convective clouds, *J. Geophys. Res.* 93 (D1), 759–773.
- Prins, E., J. Feltz, W. Menzel, D. Ward (1998), An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America, *J. Geophys. Res.*, 103(D24), 31 821–31 835.
- Procopio A. S., L. A. Remer, P. Artaxo, Y. J. Kaufman e B. N. Holben (2003), Modeled Spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 24, 2265, doi:10.1029/2003GL018063.
- Procopio, A. S., P. Artaxo, Y. J. Kaufman, L. A. Remer, J. S. Schafer, and B. N. Holben (2004), Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03108, doi:10.1029/2003GL018646.
- Radke, L.F., Hegg, D.A., Hobbs, P.V., Nance, J.D., Lyons, J.H., Laursen, K.K., Weiss, R.E., Riggan, P.J., and Ward, D.E. (1991), Particulate and trace gas emissions from large biomass fires in North America, in *Global Biomass Burning*, edited by J. Levine, MIT Press, Cambridge, MA.
- Richardson, J. L., J. Fishman, and G. L. Gregory (1991), Ozone budget over the Amazon: Regional effects from biomass-burning emissions, *J. Geophys. Res.*, 96, 13,073-13,087.
- Riggan, P. J., Tissell, R. G., Lockwood, R. N., Brass, J. A., Pereira, J. A. R., Miranda, H. S., Miranda, A. C., Campos, T., and Higgins, R. (2004), Remote measurement of energy and carbon flux from wildfires in Brazil. *Ecological Applications*, 14: 855- 872.
- Rissler, J., A. Vestin, E. Swietlicki, G. Fisch, J. Zhou, P. Artaxo, and M. O. Andreae (2006), Size distribution and hygroscopic properties of aerosol particles from dry-season biomass burning in Amazonia, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 471-491.
- Roberts, G. C., A. Nenes, J. H. Seinfeld, and M. O. Andreae (2003), Impact of biomass burning on cloud properties in the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 108, 4062, doi:10.1029/2001JD000985.
- Robock, A. (1991), Surface cooling due to forest fire smoke, *J. Geophys. Res.*, 96, 20,869-20,878.
- Rosenfeld, D., Y. J. Kaufman, I. Koren (2006), Switching cloud cover and dynamical regimes from open to closed Benard cells in response to the suppression of precipitation by aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2503–2511.
- Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O’Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, and M. O. Andreae (2008), Flood or drought: How do aerosols affect precipitation?, *Science*, 321, 1309-1313.
- Ross, J. L., P. V. Hobbs, and B. Holben (1998), Radiative characteristics of regional hazes dominated by smoke from biomass burning in Brazil: Closure tests and direct radiative forcing, *J. Geophys. Res.*, 103, 31,925-31,941.
- Rummel, U., C. Ammann, A. Gut, F. X. Meixner, and M. O. Andreae (2002), Eddy covariance measurements of nitric oxide flux within an Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, 107, 8050, doi:10.1029/2001JD000520.
- Rummel, U., C. Ammann, G. A. Kirkman, M. A. L. Moura, T. Foken, M. O. Andreae, and F. X. Meixner (2007), Seasonal variation of ozone deposition to a tropical rainforest in southwest Amazonia, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5415-5435.
- Schafer, J. S., B. N. Holben, T. F. Eck, M. A. Yamasoe, and P. Artaxo (2002a), Atmos-pheric

- effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols, *J. Geophys. Res.*, *107*, 8074, doi:10.1029/2001JD000428.
- Schafer, J.S., T. F. Eck, B. N. Holben, P. Artaxo, M. A. Yamasoe, A. S. Procopio (2002b), Observed reductions of total solar irradiance by biomass-burning aerosols in the Brazilian Amazon and Zambian Savanna. *Geophysical Research Letters*, *29*(17): 1.823, 10.1029/2001GL014309.
- Schafer, J. S., T. F. Eck, B. N. Holben, P. Artaxo, and A. F. Duarte (2008), Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in Amazônia from long-term AERONET monitoring (1993-1995 and 1999-2006), *J. Geophys. Res.*, *113*, D04204, doi:10.1029/2007JD009319.
- Schroeder, W., A. Alencar, E. Arima, and A. Setzer (2009), The spatial distribution and interannual variability of fire in Amazonia, *Geophys. Mono gr., Ser.*, doi: 10.1020/2008GM000724, this volume.
- Seinfeld J. H. and Pandis S. N. (1998), *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, J. Wiley, New York.
- Setzer, A.W. and Pereira, M.C. (1991), The Operational detection of fires in Brazil with NOAA-AVHRR. 24th Int.Symp.Rem.Sens.,RJ, Brazil. p. 76-77.
- Setzer, A.W. and Malingreau, J.P., (1996), AVHRR monitoring of vegetation fires in the tropics: towards a global product. In *Biomass Burning and Global Change*; ed. J.Levine, MIT Press, Cambridge, pp.25-39.
- Silva Dias, M. A., S. Rutledge, et al. (2002), Clouds and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region, *J. Geophys. Res.*, *107*, 8072, doi:10.1029/2001JD000335.
- Smith A. M. S., Wooster MJ (2005), Remote classification of head and backfire types from MODIS fire radiative power and smoke plume observations. *International Journal of Wildland Fire*, *14*, 249–254.
- Stull, R.B. (1988), *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Talbot, R. W., M. O. Andreae, T. W. Andreae, and R. C. Harriss (1988), Regional aero-sol chemistry of the Amazon Basin during the dry season, *J. Geophys. Res.*, *93*, 1499-1508.
- Thompson, A. M., R. D. Diab, G. E. Bodecker, M. Zunckel, G. J. R. Coetzee, C. B. Archer, D. P. McNamara, K. E. Pickering, J. B. Combrink, J. Fishman, and D. Nganga (1996), Ozone over southern Africa during SAFARI-92/TRACE A, *J. Geophys. Res.*, *101*, 23,793-23,808.
- Thompson, A. M., J. C. Witte, R. D. Hudson, H. Guo, J. R. Herman, and M. Fujiwara (2001), Tropical tropospheric ozone and biomass burning, *Science*, *291*, 2128-2132.
- Trentmann, J., R.J. Yokelson, P.V. Hobbs, T. Winterrath, T.J. Christian, M.O. Andreae, and S.A. Mason (2005), An analysis of the chemical processes in the smoke plume from a savanna fire, *J. Geophys. Res.*, *110*(D12301), doi:10.1029/2004JD005628.
- Turquety, S., J.A. Logan, D.J. Jacob, R.C. Hudman, F.Y. Leung, C.L. Heald, R. M. Yantosca, S. Wu, L. K. Emmons, D.P. Edwards, and G.W. Sachse (2007), Inventory of boreal fire emissions for North America in 2004: the importance of peat burning and pyro-convective injection, *J. Geophys. Res.*, *112*, 12S03, doi:10.1029/2006JD007281.
- Van der Werf, G. R., J. T. Randerson, L.Giglio, G. J. Collatz, and P. S. Kasibhatla. (2006), Interannual variability in global biomass burning emission from 1997 to 2004, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *6*, 3423-3441. SRef-ID: 1680-7324/acp/2006-6-3423.
- Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C. B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, J. Nogues-Paegle, J. Paegle, O. Penalba, P. Salio, C. Saulo, M. A. Silva Dias, P. Silva Dias, and E. Zipser (2006), The South American Low-Level Jet Experiment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *87*, Issue 1, DOI: 10.1175/BAMS-87-1-63.
- Vestin, A., J. Rissler, E. Swietlicki, G. Frank, and M. O. Andreae (2007), Cloud nucleating properties of the Amazonian biomass burning aerosol: Cloud condensation nuclei measurements and modeling, *J. Geophys. Res.*, *112*, D14201, doi:10.1029/2006JD008104.
- Wang J., S. Christopher, U. Nair, J. Reid, E. Prins, J. Szykman, J. Hand (2006), Mesoscale modeling of Central American smoke transport to the United States: 1. "Top-down" assessment of emission strength and diurnal variation impacts, *J. Geophys. Res.*, *111*, D05S17, doi:10.1029/2005JD006416.
- Ward, D.E., R.A. Susott, J.B. Kauffman, R.E. Babbitt, D.L. Cummings, B. Dias, B.N. Holden, Y.J. Kaufman, R.A. Rasmussen, and A.W. Setzer (1992), Smoke and fire characteristics for

- Cerrado and deforestation burns in Brazil: BASE-B experiment, *J. Geophys. Res.*, *97*, 14601-14619, doi:10.1029/92JD01218.
- Williams, E., D. Rosenfeld, et al. (2002), Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification, *J. Geophys. Res.*, *107*, 8082, doi:10.1029/2001JD000380.
- Yamasoe, M. A., C. von Randow, A. O. Manzi, J. S. Schafer, T. F. Eck, and B. N. Holben (2006), Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 1645-1656.
- Yanenko, N. N. (1971), *The method of fractional steps: the solution of problems of mathematical physics in several variables*, Springer, New York.
- Yokelson, R. J., D. W. T. Griffith, and D. E. Ward (1996), Open-path Fourier transform infrared studies of large-scale laboratory biomass fires, *J. Geophys. Res.*, *101* (D15), 21,067-21,080.
- Yokelson, R. J., R. Susott, D. E. Ward, J. Reardon, and D. W. T. Griffith (1997), Emissions from smoldering combustion of bio-mass measured by open-path Fourier transform infrared spectroscopy, *J. Geophys. Res.*, *102*, 18,865-18,877.
- Yokelson, R. J., I. T. Bertschi, T. J. Christian, P. V. Hobbs, D. E. Ward, and W. M. Hao (2003), Trace gas measurements in nascent, aged, and cloud-processed smoke from African savanna fires by airborne Fourier transform infrared spectroscopy (AFTIR), *J. Geophys. Res.*, *102*(D13), 8478, doi: 10.1029/2002JD002322.
- Yokelson, R. J., T. G. Karl, P. Adaxo, D. R. Blake, T. J. Christian, D. W. T. Griffith, A. Guenther, and W. M. Hao (2003), The tropical forest and fire emissions experiment: Overview and airborne fire emission factor measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 5175-5196.
- Yokelson, R. J., T. J. Christian, T. G. Karl, and A. Guenther (2008), The tropical forest and fire emissions experiment: Laboratory fire measurements and synthesis of campaign data, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 3509-3527.
- Yokelson, R., et al. (2009), Emissions from biomass burning in the Yucatan, in press, *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, *9*, 767-835.
- Yang, Y., R. Fu, H. B. Yu, R. E. Dickinson, R. N. Juarez, M. A. Chin, and H. Wang (2008), A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the Amazon, *J. Geophys. Res.*, *113*, D14S15, doi:10.1029/2007JD009449.
- M. O. Andreae, Max Planck Institute, P.O. Box 3060, D-55020 Mainz, Germany. (andreae@mpch-mainz.mpg.de).
- P. Artaxo, Instituto de Física, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, Travessa R. 187, São Paulo, SP 05508-900, Brasil. (artaxo@if.usp.br).
- S. R. Freitas, Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Especiais, Cachoeira Paulista, Rodovia Presidente Dutra, km 40, Cachoeira Paulista, SP 12630-000, Brasil (saulo.freitas@cptec.inpe.br).
- K. M. Longo, Centro de Ciências Espaciais e Atmosféricas, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Av. dos Astronautas, 1758, Jardim da Granja, São José dos Campos, SP 12.227-010, Brasil. (karla.longo@dge.inpe.br).
- R. Yokelson, Department of Chemistry, University of Montana, Missoula, MT 59812, USA. (bob.yokelson@umontana.edu).

Tradução: Ivani Pereira

Copyright © 2010 American Geophysical Union, Washington, D.C., USA. All rights reserved.

These materials are protected by the United States Copyright Law, International Copyright Laws and International Treaty Provisions.

Estes materiais são protegidos pela Lei de Direitos Autorais dos Estados Unidos, por Leis Internacionais de Direitos Autorais e Disposições de Tratados Internacionais.

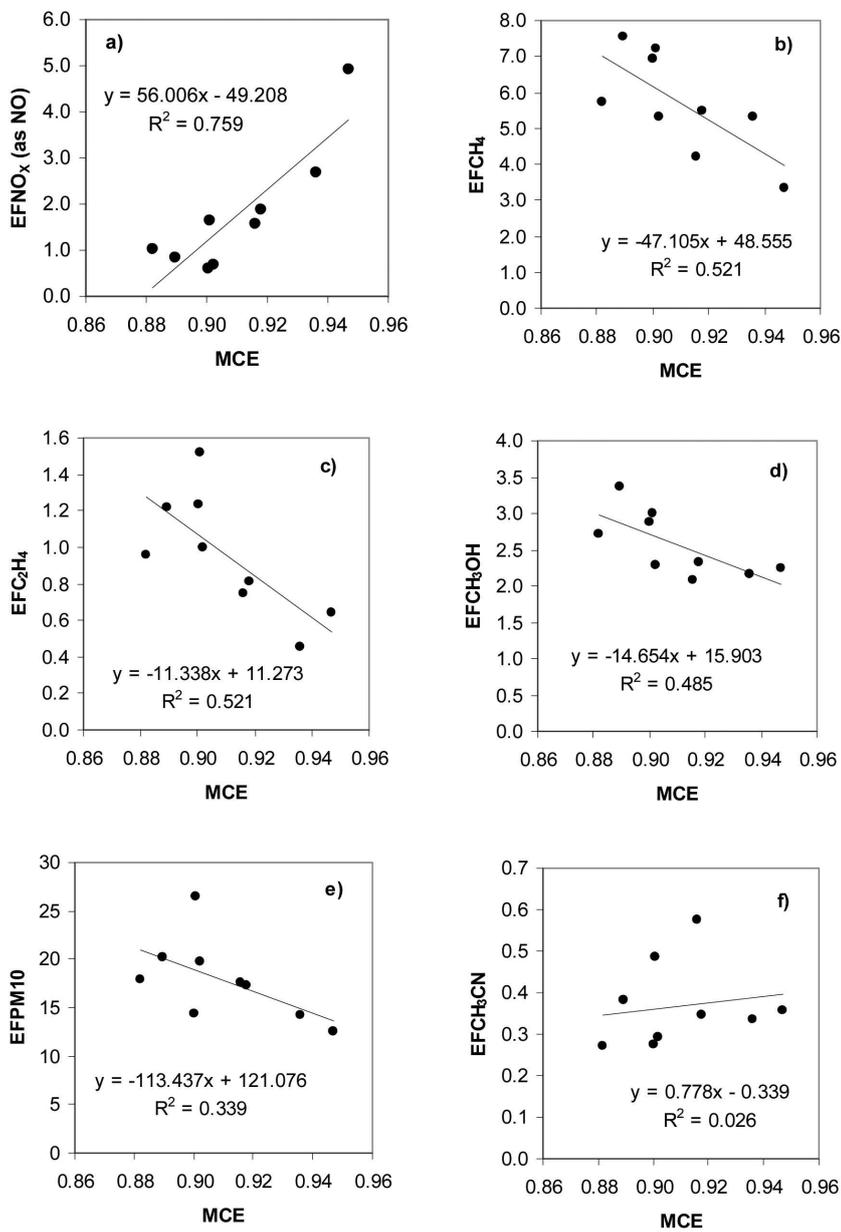


Figure 1

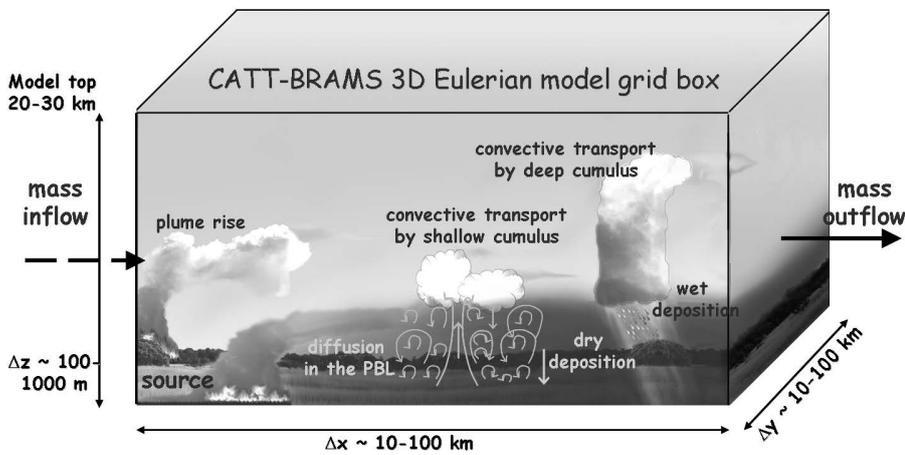


Figure 2

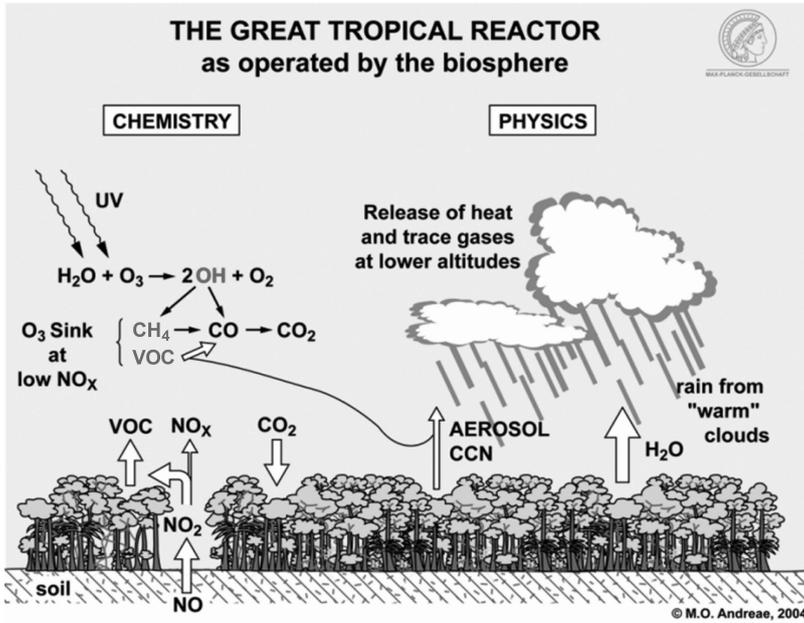


Figure 3

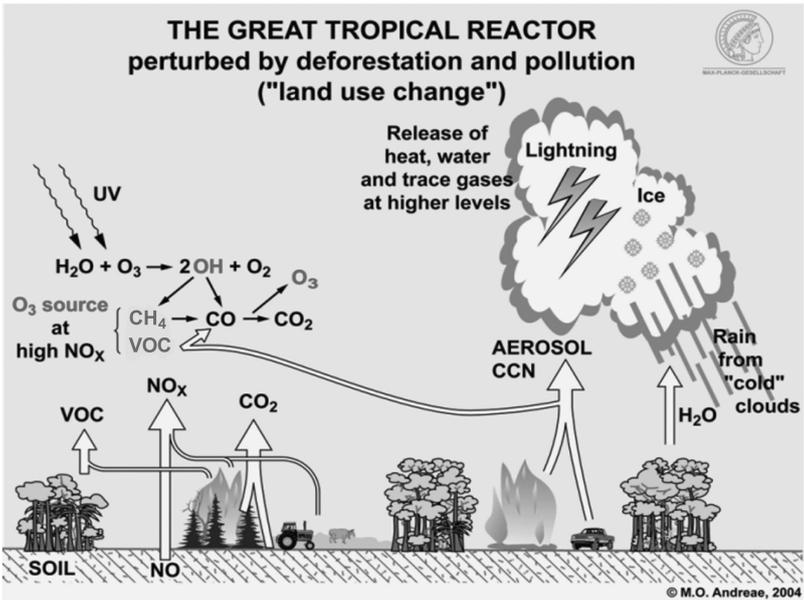


Figure 4

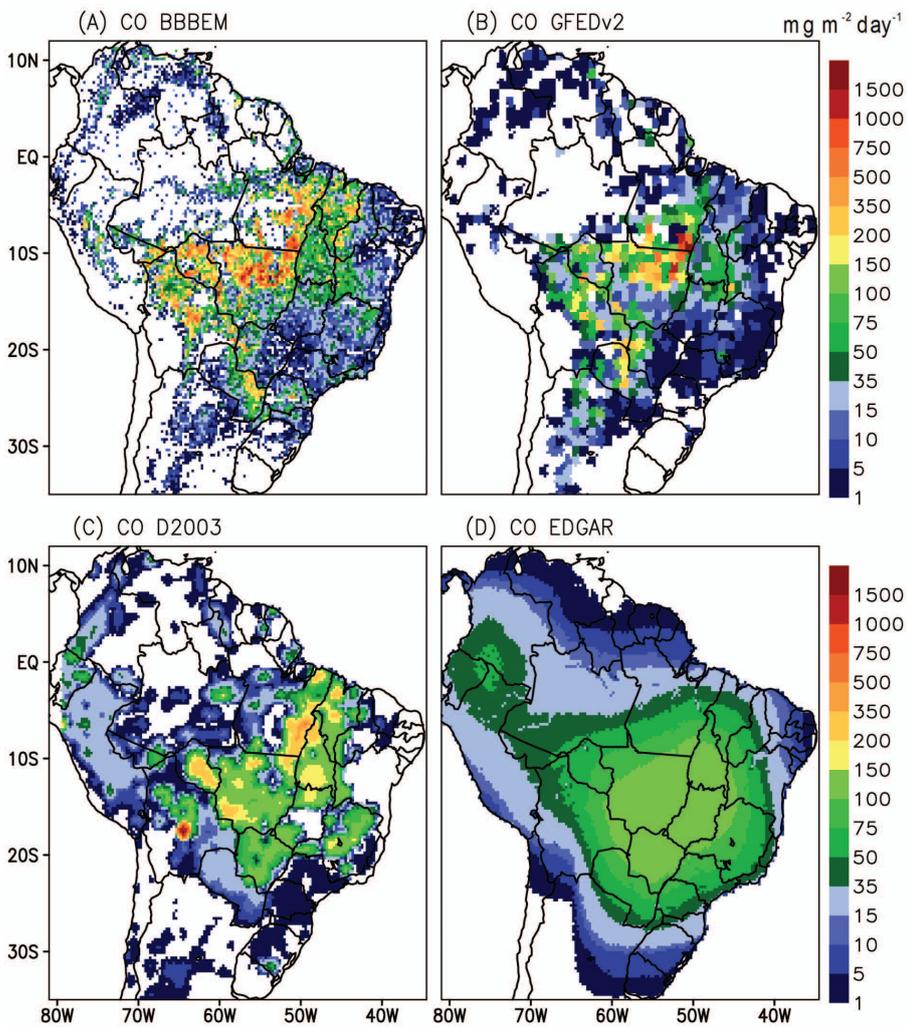


Plate 1

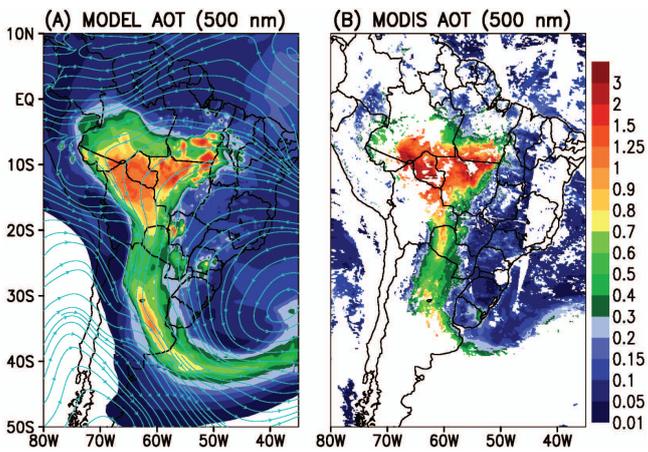


Plate 2

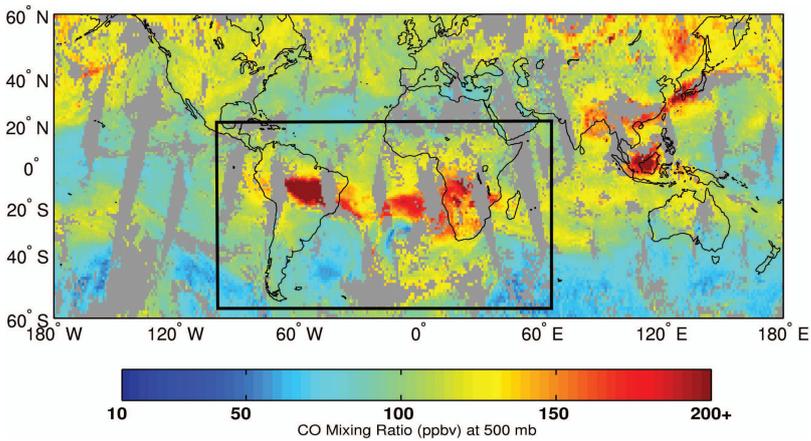


Plate 3

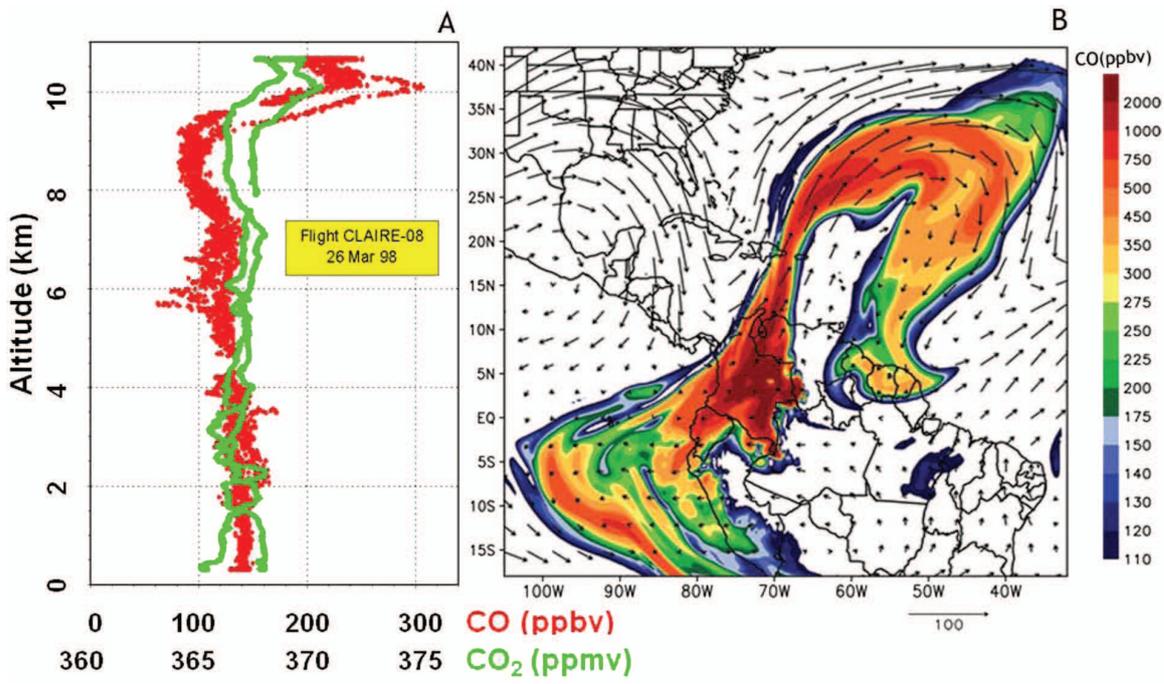


Plate 4

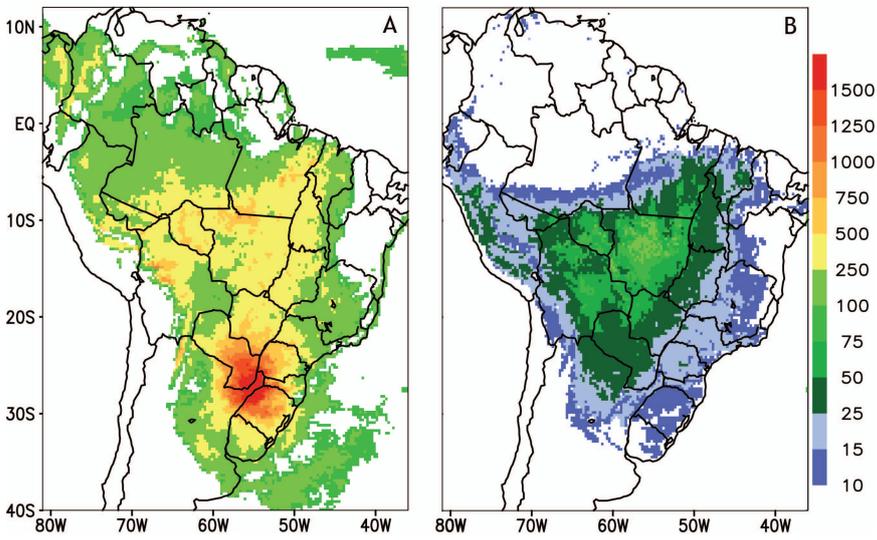


Plate 5

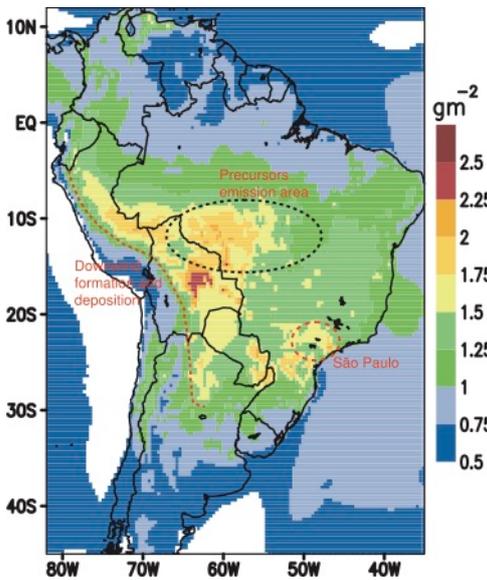


Plate 6