

Universidade de São Paulo  
Instituto de Física

# **Variabilidade espacial e temporal da forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas e os efeitos da mudança de uso do solo na Amazônia**

Elisa Thomé Sena

Orientador: Prof. Dr. Paulo Eduardo Artaxo Netto

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de  
Física para a obtenção do título de Doutora em  
Ciências

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Paulo Eduardo Artaxo Netto (IF-USP)  
Prof. Dr. Manfredo Harri Tabacniks (IF-USP)  
Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias (IAG-USP)  
Profa. Dra. Maria de Fátima Andrade (IAG-USP)  
Prof. Dr. Eduardo Landulfo (IPEN)

São Paulo  
2013

**FICHA CATALOGRÁFICA**  
**Preparada pelo Serviço de Biblioteca e Informação**  
**do Instituto de Física da Universidade de São Paulo**

Sena, Elisa Thomé

Variabilidade espacial e temporal da forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas e os efeitos da mudança de uso do solo na Amazônia. – São Paulo, 2013.

Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo.  
Instituto de Física – Depto. de Física Aplicada

Orientador: Prof. Dr. Paulo Eduardo Artaxo Netto

Área de Concentração: Física

Unitermos: 1. Mudança Climática Global; 2. Sensoriamento Remoto; 3. Aerossóis; 4. Desmatamento; 5. Radiação Atmosférica.

USP/IF/SBI-082/2013

"Seja a mudança que você quer ver no mundo."

Mahatma Gandhi



Este trabalho é dedicado à  
Vovó Cida (in memoriam)



# Agradecimentos

Agradeço ao professor Paulo Artaxo por ter me aceito tão prontamente em seu grupo, pela orientação e pelo apoio durante o desenvolvimento deste projeto de doutorado.

Ao Alexandre Correia, (que além de ser meu amigo por acaso é professor no LFA, olha só!) pelas diversas sugestões e discussões científicas ou informais, que foram imprescindíveis para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao professor Vanderlei Martins, por ter me recebido de braços abertos durante meu estágio na UMBC, com todo seu entusiasmo e bom humor contagiante.

À Lorraine Remer, pela revisão do primeiro artigo publicado durante este projeto.

Ao Leandro Mariano, pela ajuda nas dúvidas de estatística, pelas risadas e pelo milagroso café do LAL.

À Adriana Lima e à Patrícia Sawamura pela amizade, carinho e por toda a força durante o estágio em Maryland.

Aos meus colegas de sala: Andréa, Diego, Ícaro e Joel pela convivência e suporte diário.

À Luciana Rizzo, pela revisão deste manuscrito.

Aos técnicos do LFA: Alcides, Fernando, Fabinho, Ana e Luís pela manutenção dos instrumentos do grupo.

A todos os membros do LFA.

Ao Evandro, (que neste exato momento está revisando a formatação e as referências da tese) por todo o suporte, paciência, carinho e atenção ao longo deste doloroso processo que é escrever uma tese.

Aos meus pais e à minha irmã, Ana Cláudia, por sempre me apoiarem e confiarem em mim, não importando quais escolhas eu faça.

À minha família de Maringá pela forte torcida durante este doutorado.

Aos meus amigos Daniel, Edson, Nilton, Luciana, Fábio, Márcio, Elaine, Adriana, Ludmila, Richard, Borjão e Renata por me lembrarem que existe vida fora da USP.

À FAPESP, pelo apoio financeiro.





# Resumo

Medidas simultâneas dos sensores CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) e MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer), a bordo do satélite Terra, da NASA foram utilizadas para avaliar o impacto do desflorestamento no balanço radiativo em larga escala na Amazônia durante as estações secas de 2000 a 2009. Este impacto é decorrente da emissão de partículas de queimadas, mudanças nas características de superfície e na quantidade de vapor d'água na coluna atmosférica.

A forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas e a forçante radiativa de mudança de albedo de superfície, devida ao desflorestamento na Amazônia, foram calculadas a partir de duas diferentes metodologias. O primeiro método calcula a média da forçante para toda a estação seca, através da regressão da irradiância no topo da atmosfera (TOA) versus a profundidade óptica de aerossóis. O segundo método calcula a forçante diária a partir das irradiâncias medidas no TOA e da geometria de iluminação. Um código de transferência radiativa, em conjunto com o produto de funções de distribuição de refletância bidirecional (BRDF) do MODIS e medidas de propriedades ópticas de aerossóis de queimadas da rede AERONET, foram utilizados para expandir as forçantes radiativas instantâneas, calculadas no horário de passagem do satélite, em médias diárias.

A média diária da forçante radiativa direta no TOA para o período estudado, foi de  $-8,2 \pm 2,1$  W/m<sup>2</sup> e  $-5,2 \pm 2,6$  W/m<sup>2</sup>, dependendo da metodologia utilizada. As distribuições espaciais da forçante radiativa direta de aerossóis sobre a região amazônica mostram que, para altas concentrações de aerossóis, a média diária da forçante radiativa no TOA pode alcançar até  $-30$  W/m<sup>2</sup>. Observamos também que a refletância da superfície influencia fortemente o efeito radiativo direto de aerossóis. O impacto dos aerossóis sobre diferentes tipos de superfície foi analisado, indicando que a forçante radiativa é sistematicamente mais negativa sobre floresta do que sobre cerrado. A média anual da forçante radiativa de mudança de albedo de superfície devida ao desflorestamento em Rondônia foi determinada, a partir das duas diferentes metodologias, em  $-7,4 \pm 0,9$  W/m<sup>2</sup> e  $-8,1 \pm 1,0$  W/m<sup>2</sup>, respectivamente. As partículas de queimadas impactam o balanço radiativo por aproximadamente 2 a 3 meses por ano, enquanto o impacto do albedo de superfície pode ser observado ao longo de todo o ano. Esta diferença, devida à sazonalidade da estação de queimadas, indica que a média anual do impacto da mudança de albedo de superfície sobre o balanço radiativo amazônico é muito maior do que o impacto anual dos aerossóis de queimadas. A influência do desmatamento na quantidade de vapor d'água atmosférico e seu impacto no balanço radiativo foi analisada a partir de medidas de vapor d'água integrado na coluna atmosférica obtidas pelos radiômetros solares da AERONET. Estas medidas mostram que a quantidade de vapor d'água integrado na coluna atmosférica é 0,35 cm (cerca de 10% do total) menor sobre áreas desmatadas do que sobre áreas de florestas preservadas. O efeito desta redução na quantidade de vapor d'água atmosférico contribui para aumentar o fluxo radiativo de ondas curtas ascendente no TOA. Os altos valores de forçante obtidos neste trabalho indicam que o desflorestamento pode ter forte implicação para a convecção, desenvolvimento de nuvens e para a razão entre radiação direta e difusa.



# Abstract

Simultaneous CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) and MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) sensors retrievals were used to calculate the changes in radiation fluxes resulting from deforestation in the Amazon during the peak of the biomass burning seasons from 2000 to 2009. The energy balance of the region is modified by the emission of biomass burning aerosols, changes in surface properties and in the atmospheric water vapor column.

The direct radiative forcing (RF) of biomass burning aerosols and the RF due to surface albedo changes, triggered by deforestation in the Amazonia, were calculated using two different methodologies. The first method calculates the average forcing for the whole dry season using a regression of fluxes in the top of the atmosphere (TOA) versus the aerosol optical depth. The second method calculates the daily forcing from the irradiances at the TOA and the illumination geometry. MODIS's bidirectional reflectance distribution functions (BRDF) product and biomass burning aerosol properties retrieved by AERONET were used in a radiative transfer code, to expand the instantaneous radiative forcing values, obtained during the satellite overpass, into 24-hour RF average.

The mean direct RF of aerosols at the TOA during the biomass burning season for the 10-year period was  $-8.2 \pm 2.1$  W/m<sup>2</sup> and  $-5.2 \pm 2.6$  W/m<sup>2</sup>, depending on the two methodologies applied. The spatial distributions of the direct radiative forcing of aerosols over the Amazon Basin show that for high concentrations of aerosols, the daily average of the RF at the TOA can reach up to  $-30$  W/m<sup>2</sup>. The surface reflectance strongly influences the direct RF of aerosols. The impact of aerosols over different surface types was analyzed, indicating that the RF is systematically more negative over forest than over cerrado areas.

The mean annual land use change RF, due to deforestation, in Rondonia was determined as  $-7.4 \pm 0.9$  W/m<sup>2</sup> and  $-8.1 \pm 1.0$  W/m<sup>2</sup>, using the two different methodologies. Biomass burning aerosols impact the radiative budget for approximately 2-3 months per year, whereas the surface albedo impact is observed throughout the year. Because of this difference, the estimated impact in the Amazonian annual radiative budget due to surface albedo change is much higher than the annual impact due to aerosol emissions.

The influence of deforestation in the atmospheric water vapor content, and its impact in the radiative budget, was assessed using water vapor column measurements obtained by AERONET sunphotometers. It was observed that the column water vapor is on average smaller by about 0.35 cm (around 10% of the total column water vapor) over deforested areas compared to forested areas. The effect of reducing atmospheric water vapor column contributes to an increase in the upward shortwave radiative flux at the TOA. The large radiative forcing values obtained in this work indicate that deforestation have strong implications on convection, cloud development and the ratio of direct and diffuse radiation, which impacts the carbon uptake by the forest, therefore, changing the photosynthetic rate.



# Sumário

<b>1. Introdução</b>	<b>9</b>
1.1. Mudanças climáticas globais . . . . .	9
1.2. As partículas de aerossol atmosférico . . . . .	13
1.3. Impactos das partículas de aerossol no clima . . . . .	16
1.4. Forçante radiativa climática . . . . .	18
1.5. O desflorestamento da Amazônia . . . . .	20
1.6. As emissões de queimadas na Amazônia . . . . .	24
<b>2. Objetivos</b>	<b>31</b>
<b>3. Fundamentação teórica</b>	<b>33</b>
3.1. Grandezas radiométricas . . . . .	33
3.2. Lei de Beer-Lambert-Bouguer . . . . .	35
3.3. Propriedades intensivas das partículas de aerossol e gases atmosféricos . . . . .	39
3.4. Equação de transferência radiativa para uma atmosfera plano-paralela . . . . .	45
3.5. Propriedades da superfície . . . . .	47
3.6. Definição de forçante radiativa . . . . .	50
<b>4. Descrição instrumental</b>	<b>53</b>
4.1. O sensor MODIS . . . . .	53
4.1.1. O produto de profundidade de aerossóis (MOD04) . . . . .	54
4.1.2. O produto de função de refletância bidirecional (BRDF) e albedo de superfície (MCD43) . . . . .	55
4.2. O sensor CERES . . . . .	57
4.2.1. Modelo de distribuição angular para os sensores CERES a bordo dos satélites Terra e Aqua . . . . .	58

## Sumário

4.3.	A rede AERONET (Aerosol Robotic Network) . . . . .	60
4.3.1.	Medidas de radiação solar direta . . . . .	62
4.3.2.	Medidas de radiação solar difusa . . . . .	64
4.4.	Os piranômetros da rede SolRad-Net (Solar Radiation Network) .	67
4.5.	O código de transferência radiativa SBDART . . . . .	68
<b>5.</b>	<b>Metodologia</b>	<b>71</b>
5.1.	Seleção da área estudada e o procedimento de identificação de nuvens	73
5.2.	Distribuições de ocorrência das principais variáveis analisadas . .	75
5.3.	Classificação das células de acordo com o tipo de superfície . . . .	78
5.4.	Cálculo da forçante radiativa direta média durante a estação seca (Método 1) . . . . .	81
5.5.	Cálculo da forçante radiativa direta para cada dia do ano (Método 2) . . . . .	85
5.6.	Correção da forçante radiativa direta de acordo com modelos em- píricos de distribuição angular . . . . .	88
5.7.	A forçante radiativa devida à mudança de albedo de superfície . .	91
5.8.	Cálculo da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis .	94
5.8.1.	Modelos de propriedades radiativas de superfície . . . . .	94
5.8.2.	Modelo propriedades ópticas de aerossóis de queimadas . .	96
5.8.3.	Ciclos de 24 horas da irradiância no topo da atmosfera . .	98
<b>6.</b>	<b>Resultados e discussões</b>	<b>103</b>
6.1.	Análises exploratórias . . . . .	104
6.1.1.	Caracterização dos diferentes tipos de superfície estudados	104
6.1.2.	Impacto da refletância de superfície na irradiância . . . . .	107
6.1.3.	Testes de sensibilidade do modelo . . . . .	109
6.1.4.	Variação espacial e temporal da AOD . . . . .	115
6.2.	Forçante radiativa direta de aerossóis . . . . .	119
6.2.1.	Variações temporais médias durante as estações de queimadas	120
6.2.2.	Distribuições espaciais médias durante as estações de quei- madas . . . . .	127
6.2.3.	Distribuições espaciais da forçante radiativa direta para cada dia do ano . . . . .	132
6.2.4.	Influência do tipo de superfície na forçante direta de aerossóis	135

6.3. Forçante radiativa de mudança de uso do solo sobre Rondônia . . .	150
6.4. O impacto do desflorestamento no conteúdo de vapor d'água . . .	152
6.5. Avaliação dos resultados de forçante radiativa de aerossóis . . . .	156
6.5.1. Comparação entre as forçantes obtidas pelo CERES e pela AERONET . . . . .	156
6.5.2. Comparação entre as forçantes obtidas pelo CERES e pelo SBDART . . . . .	159
<b>7. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros</b>	<b>163</b>
<b>A. Apresentações de trabalhos em eventos científicos</b>	<b>193</b>
<b>B. Cursos extracurriculares</b>	<b>195</b>
<b>C. Artigo publicado: “Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use change in Amazonia”</b>	<b>197</b>
<b>D. Artigo aceito para publicação : “Atmospheric aerosols in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions”</b>	<b>199</b>





# 1. Introdução

## 1.1. Mudanças climáticas globais

Desde a revolução industrial, as atividades humanas têm contribuído de forma intensa e contínua para alterar o clima global (Forster et al. (2007)). Diversos fatores, como, por exemplo, o uso indiscriminado de combustíveis fósseis, a remoção das florestas e a crescente urbanização, têm modificado a composição atmosférica e as propriedades da superfície, impactando o balanço radiativo terrestre (Kiehl and Trenberth (1997); Trenberth et al. (2009)). Nos últimos anos várias evidências das mudanças climáticas têm sido observadas, como o aumento da temperatura média terrestre, o derretimento parcial das calotas polares e de glaciares, o aumento do nível dos oceanos, entre outras alterações bem documentadas (Drake (2000)). Estas alterações modificam a dinâmica atmosférica e oceânica, alterando o padrão hidrológico e aumentando o número de ocorrências de eventos extremos, tais como, enchentes e secas intensas (Katz and Brown (1992)). Estes efeitos, por sua vez, podem afetar a agricultura global e causar a extinção de diversas espécies animais e vegetais. Apesar dos grandes avanços alcançados na pesquisa em mudanças climáticas, as consequências destas modificações para o clima futuro ainda são bastante incertas.

A radiação solar é a principal fonte de energia de todos os processos físicos, químicos e biológicos do sistema terrestre. A quantidade de energia solar média incidente sobre o planeta Terra por segundo, por unidade de área é de aproximadamente  $341 \text{ W/m}^2$  (Figura 1.1).

Cerca de 30% da radiação solar incidente no topo da atmosfera é refletida de volta para o espaço por nuvens, gases, partículas ( $79 \text{ W/m}^2$ ) e pela superfície terrestre ( $23 \text{ W/m}^2$ ). Metade da radiação solar é absorvida pela superfície terrestre e cerca de 20% é absorvido pela atmosfera, totalizando aproximadamente  $239 \text{ W/m}^2$  de absorção de radiação de ondas curtas pelo sistema Terra-atmosfera. A

## 1. Introdução

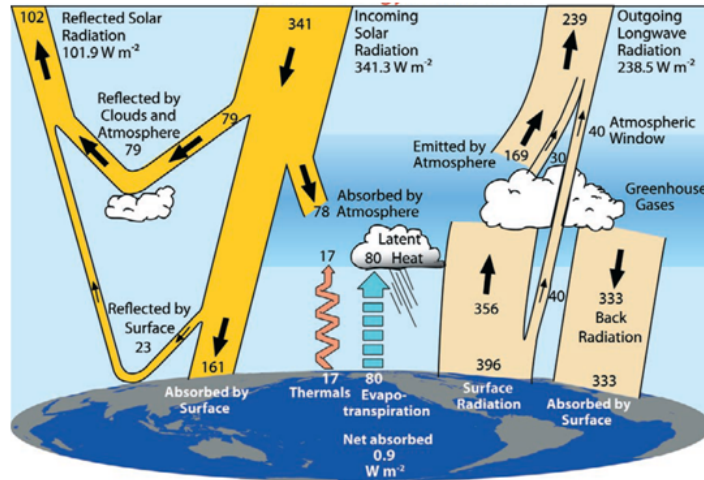


Figura 1.1.: Estimativa do balanço de energia terrestre médio global e anual (Trenberth et al. (2009)).

superfície terrestre, por sua vez, transfere a maior parte desta radiação para a atmosfera na forma de emissão de radiação de ondas longas. As nuvens, partículas e gases atmosféricos reirradiam a energia de ondas longas para o espaço e para a superfície terrestre. Aproximadamente a mesma quantidade de energia solar absorvida pela Terra é reirradiada de volta para o espaço, mantendo o equilíbrio do balanço radiativo terrestre (Trenberth et al. (2009)). De acordo com a figura 1.1, cerca de  $333 \text{ W/m}^2$  de radiação de ondas longas retorna à superfície terrestre em um processo conhecido como “efeito estufa”. Sem o efeito estufa natural, a temperatura média do planeta Terra estaria em torno de  $-18^\circ \text{ C}$ , e a vida como nós conhecemos não seria possível.

Os processos de emissão e absorção de radiação dependem fortemente do comprimento de onda. A figura 1.2 apresenta a curva espectral de irradiância solar no topo da atmosfera e na superfície, após ser absorvida pelos gases presentes na atmosfera terrestre. Para fins ilustrativos, esta figura apresenta ainda a irradiância no topo da atmosfera devida à emissão de um corpo negro à temperatura de  $6000 \text{ K}$ , localizado a uma distância de cerca de 150 milhões de km, equivalente à distância média entre a Terra e o Sol.

Também podemos observar na figura 1.2, a alta absorção de radiação solar pelo vapor d’água atmosférico na faixa espectral do infravermelho próximo. O vapor d’água é o gás de efeito estufa mais abundante na atmosfera terrestre, com concentração de cerca de  $5000 \text{ ppm}$  (partes por milhão) (Blasing (2013)). Contudo,

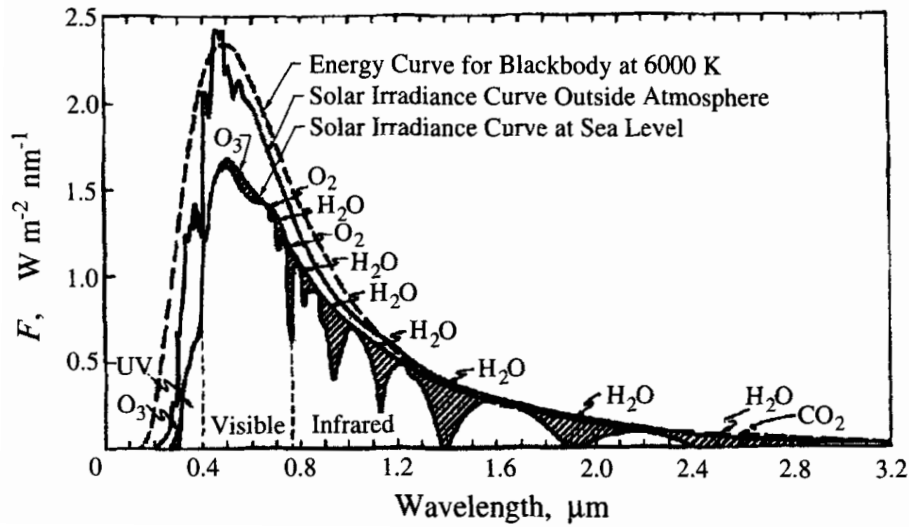


Figura 1.2.: Radiação espectral solar no topo da atmosfera e na superfície terrestre. A curva pontilhada refere-se à emissão de um corpo negro a 6000 K de temperatura. (Seinfeld and Pandis (2006)).

existem controvérsias com relação à alteração da concentração do vapor d'água na atmosfera. Esta alteração, em geral, não é considerada um resultado direto do processo de industrialização, mas sim, um processo de retroalimentação climático (feedback) causado pelas alterações termodinâmicas da atmosfera decorrentes da emissão de outros gases de efeito estufa. A maior concentração de vapor d'água atmosférico contribuirá para aumentar ainda mais o efeito estufa, e, portanto, a temperatura na superfície, contribuindo para a maior evaporação de água, em um processo cíclico (Forster et al. (2007)). Embora este processo seja crítico para as projeções das mudanças climáticas, este ciclo ainda está longe de ser completamente entendido. Além disso, o vapor d'água atmosférico também exerce um papel fundamental na formação de nuvens. Embora as nuvens possam contribuir para o aquecimento do sistema terrestre através do efeito estufa, este efeito é contrabalanceado pela sua alta refletividade, que impede que grande parte da energia solar alcance a superfície, causando um resfriamento na superfície e na atmosfera. Qualquer mudança nas propriedades das nuvens, tais como altitude, tipo, tempo de vida e tamanho das gotas, afeta o balanço radiativo terrestre (Forster et al. (2007)). Este importante tema tem sido investigado por diversos grupos de pesquisa, a fim de melhor compreender e quantificar estes mecanismos.

Por outro lado, o aumento na concentração de importantes gases de efeito

## 1. Introdução

estufa na atmosfera terrestre, tais como o gás carbônico, metano, óxido nitroso, o ozônio troposférico, entre outros, são diretamente decorrentes das atividades humanas intensificadas a partir da revolução industrial. Dentre estas atividades, destacam-se as emissões industriais e veiculares, mudanças de uso do solo, práticas agrícolas e pecuárias e o uso de combustíveis fósseis para produzir energia. Os principais gases de efeito estufa são listados na tabela 1.1, com suas respectivas concentrações em 1750 e 2012, além do tempo de vida médio de cada gás na atmosfera (Blasing (2013)).

Tabela 1.1.: Concentração e tempo de vida dos principais gases de efeito estufa (modificado de Blasing (2013) - [http://cdiac.ornl.gov/pns/current\\_ghg.html](http://cdiac.ornl.gov/pns/current_ghg.html)).

<b>Gás</b>	<b>Concentração antes de 1750</b>	<b>Concentração atual <sup>a</sup></b>	<b>Tempo de vida na atmosfera (anos)</b>
Dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> )	280 ppm	392,6 ppm	~100
Metano (CH <sub>4</sub> )	700 ppb	1874/1758 ppb	12
Óxido nitroso (N <sub>2</sub> O)	270 ppb	324/323 ppb	114
Ozônio troposférico (O <sub>3</sub> )	25 ppb	34 ppb	Horas a dias
CFC-11 (CCl <sub>3</sub> F)	0	238/236 ppt	45
CFC-12 (CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub> )	0	531/529 ppt	100

<sup>a</sup> O primeiro valor corresponde a medidas em Mace Head, Irlanda, localizado na zona temperada do hemisfério Norte. O segundo valor corresponde a medidas em Cape Grim, Tasmânia, localizado na zona temperada do hemisfério Sul.

A tabela 1.1 indica que a concentração de dióxido de carbono na atmosfera aumentou da ordem de 40% desde o início da revolução industrial, variando de aproximadamente 280 ppm em 1750 para valores da ordem de 392,6 ppm em 2012. Para o metano, este aumento foi ainda maior, de cerca de 270%. Os impactos dos gases de efeito estufa no clima são significativos, sendo que, para alguns gases de efeito estufa, o tempo de vida na atmosfera pode ser de até centenas de anos. Na próxima seção, discutiremos outro importante agente climático: as partículas de aerossol atmosférico.

## 1.2. As partículas de aerossol atmosférico

O aerossol atmosférico é composto por um conjunto de partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera, de diferentes tamanhos, formas, composições químicas, e propriedades físicas (Seinfeld and Pandis (2006)). Embora formalmente o termo aerossol descreva a dispersão tanto das partículas quanto do gás no qual elas estão imersas, o termo aerossóis é comumente empregado na literatura para se referir apenas às partículas, e será utilizado deste modo ao longo deste texto. O raio destas partículas varia de alguns nanômetros até dezenas de micrometros, abrangendo desde agregados moleculares a partículas grossas, que sedimentam rapidamente. Os aerossóis possuem um papel importante para o clima, funcionamento de ecossistemas, formação de nuvens, saúde humana e visibilidade (ex., Antony Chen et al. (2002); Dickerson et al. (1997)). A meia vida das partículas de aerossol na atmosfera é altamente variável, de segundos a algumas semanas, e elas se distribuem por toda a troposfera. Por terem meia vida curta, apresentam distribuições espaciais e temporais não homogêneas. Dependendo do tipo de aerossol e da dinâmica predominante na região estudada, estas partículas podem ser transportadas por grandes distâncias, para longe de suas fontes emissoras.

É importante salientar que a componente de aerossol atmosférico tem um ciclo atmosférico próprio, envolvendo sua emissão, transformação e deposição. Os processos de emissão de partículas naturais e antrópicas lançam para a atmosfera grandes quantidades de aerossóis que sofrem transformações em suas propriedades físico-químicas, incluindo sua interação com a radiação solar. Este ciclo de vida dos aerossóis está intimamente ligado com o chamado ciclo de vida das nuvens, sendo que o processamento de partículas de aerossóis em nuvens é um dos principais mecanismos de alteração de suas propriedades, especialmente na Amazônia. O ciclo de vida das nuvens, por sua vez, está relacionado à precipitação e ao balanço radiativo solar e térmico, além de ser influenciado pelas propriedades de superfície e termodinâmicas da atmosfera como um todo (Figura 1.3).

## 1. Introdução

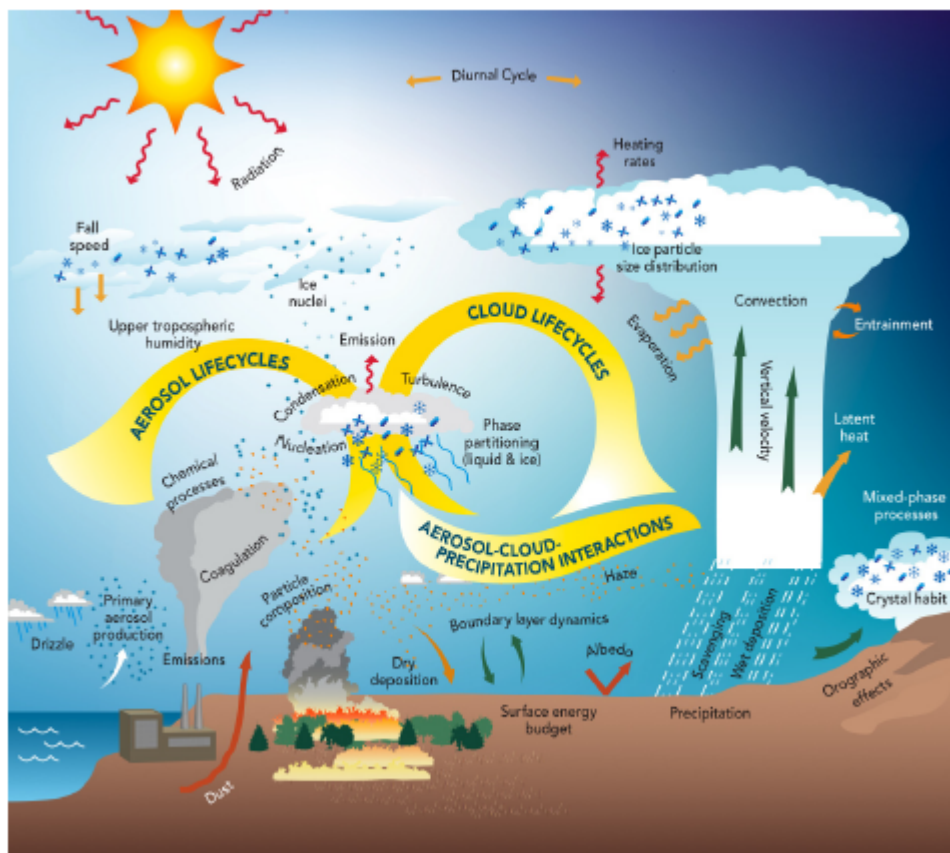


Figura 1.3.: Ciclos de vida dos aerossóis e nuvens (Atmospheric System Research - U.S. Department of Energy, 2010).

As propriedades físicas e químicas do aerossol são determinadas pelas suas fontes emissoras e processos de formação. Os aerossóis podem ter origem natural (partículas provenientes de emissões vulcânicas, ressuspensão de poeira de solo, fungos, aerossóis marinhos, etc.) ou antrópica (partículas provenientes de queimadas e emissões industriais e veiculares, por exemplo). As partículas podem ser denominadas aerossóis primários, caso sejam introduzidas na atmosfera diretamente a partir da fonte emissora, ou aerossóis secundários, caso sejam formados na atmosfera a partir de transformações físicas e químicas de gases precursores, e podem ser removidas por processos de deposição seca (como difusão e sedimentação), ou deposição úmida (Charlson and Heintzenberg (1995)). No último caso, a deposição úmida pode ocorrer tanto dentro das nuvens, no processo de formação de gotas ou cristais de gelo através da nucleação das partículas, quanto abaixo das nuvens, durante eventos de precipitação (processos denominados “rainout” e

“washout”).

De acordo com seu diâmetro, as partículas de aerossol podem ser classificadas como pertencentes à moda fina, caso apresentem diâmetros menores do que 2,0  $\mu\text{m}$ , ou à moda grossa, caso contrário. A moda fina pode ser ainda subdividida em moda de nucleação (partículas que apresentam diâmetros menores do que 0,1  $\mu\text{m}$ ) e moda de acumulação (diâmetro entre 0,1 e 2,0  $\mu\text{m}$ ). Aerossóis da moda de acumulação são formados pela coagulação de núcleos menores, ou produzidos diretamente durante processos de combustão (a partir da queima de biomassa ou usinas de carvão). Partículas da moda grossa são principalmente formadas pela erosão mecânica da superfície terrestre ou marinha (Figura 1.4). Partículas grossas na Amazônia são também produzidas pela própria vegetação, constituindo os chamados aerossóis biogênicos primários (Artaxo and Hansson (1995); Pöschl et al. (2010)).

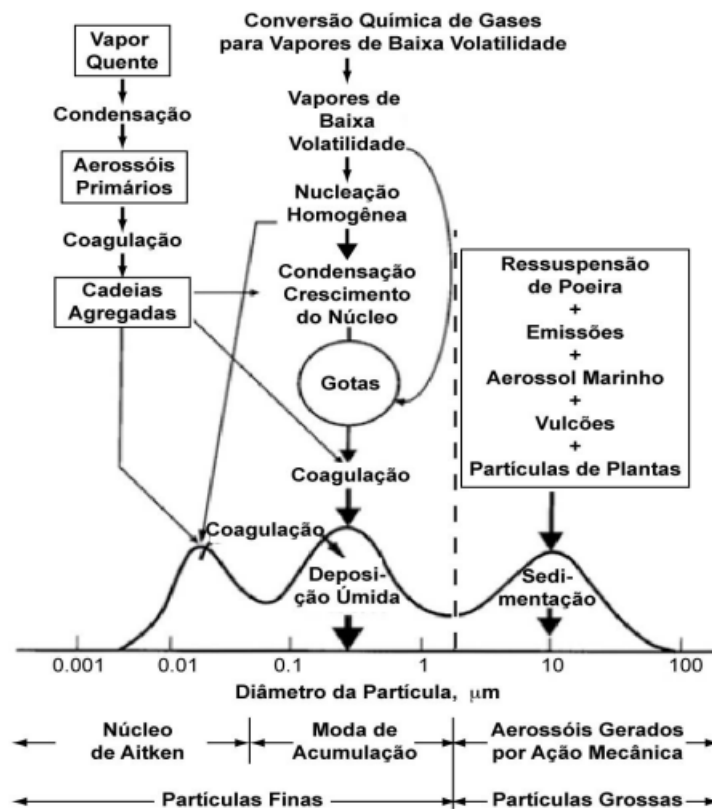


Figura 1.4.: Distribuição de tamanho das partículas de aerossol e processos associados à produção e transformação de partículas (Seinfeld and Pandis (2006)).

## 1. Introdução

Em geral, as partículas da moda grossa apresentam baixa concentração numérica, mas podem conter a maior parte da massa ou volume do aerossol. Partículas da moda grossa geralmente se concentram próximas às suas fontes emissoras, e apresentam tempos de residência mais curtos (dias ou horas) uma vez que podem ser rapidamente removidos da atmosfera por processos de deposição seca. Por outro lado, a maioria dos aerossóis da moda fina, apresentam tempo de residência mais longo, em geral cerca de 4 a 14 dias, da mesma ordem do tempo de residência do vapor de água na atmosfera (Hoppel et al. (2002)). As partículas afetam mais fortemente o campo de radiação quando seu tamanho é similar ao comprimento de onda da radiação incidente (Chandrasekhar (1960)). Aerossóis na moda fina apresentam tamanhos similares ao comprimento de onda da radiação solar na atmosfera, e também apresentam a maior contribuição para a área superficial dos aerossóis.

Diversos tipos de aerossóis são higroscópicos, o que significa que eles têm a capacidade de absorver o vapor de água atmosférico (Malm et al. (1994); Kotchenruther et al. (1999); Gassó and Hegg (2003)) e, portanto, podem participar de processos de formação de nuvens e possuem um papel importante no ciclo hidrológico. Parte dos aerossóis atuam como núcleos de condensação de nuvens, quando sua composição química ou tamanho permitem a estas partículas nuclearem gotas de nuvens (McFiggans et al. (2006)). Geralmente, os aerossóis mais higroscópicos (hidrofílicos), por exemplo, sais inorgânicos apresentam formato mais semelhante ao esférico, enquanto os menos higroscópicos (hidrofóbicos), por exemplo, fuligem ou poeira, tendem a ser não-esféricos.

### 1.3. Impactos das partículas de aerossol no clima

As partículas de aerossol na troposfera influenciam significativamente o clima global, alterando o equilíbrio de energia radiativo, bem como o ciclo hidrológico (Forster et al. (2007)). Os aerossóis podem espalhar e absorver radiação solar afetando diretamente o balanço radiativo terrestre (Atwater (1970); Charlson and Pilat (1969); Coakley Jr et al. (1983); McCormick and Ludwig (1967); Mitchell Jr (1971)). Este efeito depende da concentração e das distribuições horizontal e vertical dos aerossóis na atmosfera (ex., Haywood and Boucher (2000); Ramaswamy et al. (2001); Penner et al. (2001)), das suas propriedades ópticas, da interação



### 1.3. Impactos das partículas de aerossol no clima

dessas partículas com o vapor d'água e de propriedades de refletância da superfície da região (*Martins (1999)*). A interação entre os aerossóis e a radiação depende fortemente da relação entre o tamanho das partículas e o comprimento de onda da radiação incidente. Partículas da moda de acumulação interagem mais eficientemente com a radiação solar, uma vez que nesta moda o tamanho da partícula é da mesma ordem do comprimento de onda incidente (200 a 600 nm). Para a faixa de distribuição de tamanhos de aerossóis predominante na atmosfera, a seção de choque entre a radiação e as partículas decresce com o comprimento de onda. Por esta razão, o impacto dos aerossóis sobre a radiação de ondas longas é, em geral, pequeno (*Liou (2002)*).

As partículas de aerossol também podem interagir indiretamente com a radiação solar, atuando como núcleos de condensação de nuvens (do inglês, CCN) e modificando propriedades microfísicas e microfísicas de nuvens (*Albrecht (1989)*; *Haywood and Boucher (2000)*; *Forster et al. (2007)*; *Rosenfeld and Lensky (1998)*; *Twomey (1977)*). Considerando que não ocorram alterações no conteúdo de água líquida, o aumento na concentração de aerossóis diminui o tamanho médio das gotas de nuvens. Gotas menores refletem mais radiação solar de volta para o espaço, e, proporcionalmente, reduzem a quantidade de radiação solar que alcança a superfície terrestre, impactando o balanço energético atmosférico (*Twomey (1974, 1977)*). Alterações na carga de aerossóis também podem modificar a taxa de precipitação, o tempo de vida e o desenvolvimento vertical das nuvens (*Ramaswamy et al. (2001)*; *Albrecht (1989)*; *Lohmann et al. (2005)*; *Twomey (1977)*; *Pincus and Baker (1994)*). As implicações climáticas para as fortes interações entre aerossóis e nuvens são profundas (*Andreae et al. (2004)*; *Khain (2009)*; *Rosenfeld et al. (2008)*; *Williams et al. (2002)*), afetando desde a modulação da intensidade da precipitação local até o transporte de energia e circulação de larga escala associados a regimes convectivos profundos.

Além de sua influência nas propriedades microfísicas das nuvens, alguns tipos de partículas de aerossol, podem absorver a radiação solar, modificando a umidade relativa e o perfil de temperatura atmosférico (ex., *Hansen et al. (1997)*; *Ackerman et al. (2000)*; *Johnson et al. (2004)*; *Cook and Highwood (2004)*; *Menon et al. (2003)*; *Jacobson (2002)*). O aquecimento causado por esses aerossóis absorvedores geralmente é máximo no topo da camada de mistura, podendo contribuir para evaporar gotículas de nuvens existentes, e, portanto, inibir a formação e de-

## 1. Introdução

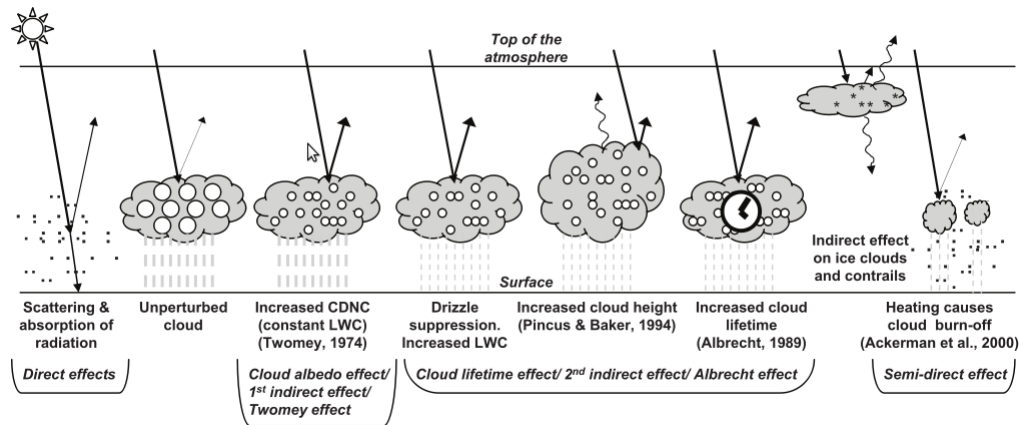


Figura 1.5.: Diagrama esquemático ilustrando os diversos mecanismos radiativos associados com os impactos radiativos dos aerossóis: efeito direto, indireto e semi-direto. (modificado de Haywood and Boucher (2000)).

envolvimento de nuvens, alterando seu tempo de vida (Koch and Genio (2010); Jiang et al. (2002); Wang et al. (2003); Xue and Feingold (2006)). Este fenômeno é conhecido como efeito semi-direto.

Apesar de sua imensa importância, a descrição correta das interações entre aerossóis e nuvens nos modelos climáticos ainda permanece um grande desafio para a comunidade científica. Comparações entre resultados de diferentes modelos climáticos globais (GCM) revelam que as simulações são extremamente sensíveis a mudanças nas propriedades microfísicas das nuvens, tais como, concentração e raio efetivo de gotas, conteúdo de água líquida, entre outras propriedades (Dandin et al. (1997); Liu and Daum (2002); Rotstayn and Liu (2003)).

### 1.4. Forçante radiativa climática

O balanço radiativo terrestre pode ser perturbado através de: i) alterações na quantidade de radiação solar incidente (por exemplo, mudanças na órbita terrestre); ii) alterações na fração de radiação solar que é refletida de volta para o espaço (mudanças na cobertura de nuvens, quantidade de partículas atmosféricas ou na refletividade da superfície terrestre) e iii) alterações na quantidade de radiação de onda longa emitida pela Terra de volta para o espaço (por exemplo, variações na concentração de gases de efeito estufa). O clima, por sua vez, pode

#### 1.4. Forçante radiativa climática

ser afetado diretamente por essas mudanças, bem como indiretamente, através de diversos mecanismos de retroalimentação (feedbacks) (Forster et al. (2007)).

Perturbações externas impostas no balanço de energia radiativa do sistema climático terrestre podem causar uma alteração no fluxo de radiação ascendente no topo da atmosfera, denominada forçante radiativa climática (Ramaswamy et al. (2001)). De acordo com a definição adotada pelo 4<sup>o</sup> Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (do inglês, IPCC), a forçante radiativa é definida como a diferença na irradiância líquida na tropopausa, entre um estado de referência e um estado perturbado por um agente climático externo. Nesta definição as temperaturas da superfície e da troposfera são mantidas fixas, mas permite-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo. O IPCC adota o início da revolução industrial (considerado 1750) como estado de referência (Forster et al. (2007)). Forçantes radiativas positivas indicam um efeito líquido de aquecimento do sistema Terra-atmosfera e forçantes negativas indicam efeitos de resfriamento.

A Figura 1.6 apresenta as médias globais das forçantes radiativas causadas pelos principais agentes climáticos, com suas respectivas incertezas, de acordo com o 4<sup>o</sup> relatório do IPCC (Forster et al. (2007)). Efeitos de retroalimentação não foram incluídos nestas estimativas.

De acordo com a figura 1.6, as forçantes radiativas dos aerossóis e da mudança de albedo de superfície contribuem para um resfriamento do sistema Terra-atmosfera, se contrapondo ao aquecimento causado pelos gases de efeito estufa. Observamos que a forçante radiativa total do sistema climático é de  $1,6 \text{ W/m}^2$ . O papel de resfriamento dos aerossóis e nuvens foi estimado em  $-1,2 \text{ W/m}^2$ . As incertezas na quantificação do papel dos aerossóis são bastante significativas e dominam as incertezas globais no balanço radiativo. Neste trabalho, investigamos o impacto da forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas e da forçante devida à mudança de albedo de superfície, causada pelo desflorestamento da região amazônica. As médias globais reportadas pelo 4<sup>o</sup> relatório do IPCC para estas forçantes foram de  $-0,5 \text{ W/m}^2$  e  $-0,2 \text{ W/m}^2$ , respectivamente (Forster et al. (2007)). Os impactos locais destes fenômenos, contudo, podem atingir valores muito maiores.

## 1. Introdução

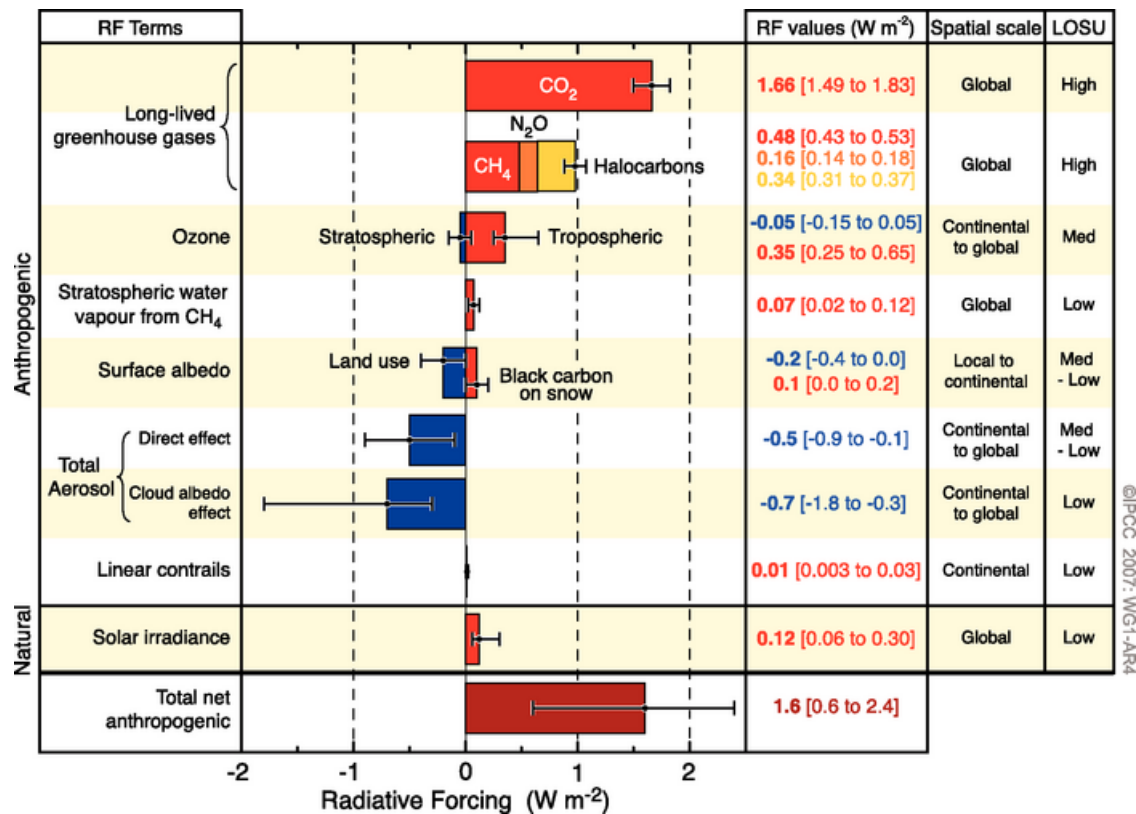


Figura 1.6.: Médias globais das componentes da forçante radiativa e suas respectivas incertezas (Forster et al. (2007)).

## 1.5. O desflorestamento da Amazônia

A floresta amazônica está passando por rápidas mudanças ambientais com importantes implicações para a biodiversidade, o ciclo hidrológico, o clima regional e como reservatório global de carbono (Satyamurty et al. (1998); Davidson and Artaxo (2004); Davidson et al. (2012)). Esta região possui uma extensão de aproximadamente 6,3 milhões de  $km^2$ , sendo que 5,5 milhões de  $km^2$  estão situados em solo brasileiro, e constitui cerca de 40% da área florestal tropical restante do mundo (Laurance et al. (2001)).

O desflorestamento tem sido tema de importantes discussões no âmbito científico e político, devido ao seu potencial impacto ambiental e climático. Na Amazônia, o fogo é utilizado como uma ferramenta para “limpar” a área alterada de florestas para pastos e atividades agrícolas. A área desflorestada acumulada na Amazônia legal até o ano de 2011 foi de aproximadamente 741 mil  $km^2$  segundo

### 1.5. O desflorestamento da Amazônia

dados do Programa de Monitoramento do Desflorestamento na Amazônia Legal (PRODES) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE, 2012). Esta grande área é maior do que a extensão territorial de diversos países, como, por exemplo, a França. Estima-se que aproximadamente 62% da área desflorestada na Amazônia foi substituída por pastagens (*Relatório TerraClass - INPE, 2012*). O restante do desflorestamento é devido principalmente a práticas agrícolas, urbanização, exploração madeireira e mineração. O mapa do desflorestamento na região amazônica até o ano de 2010 é mostrado na figura 1.7.

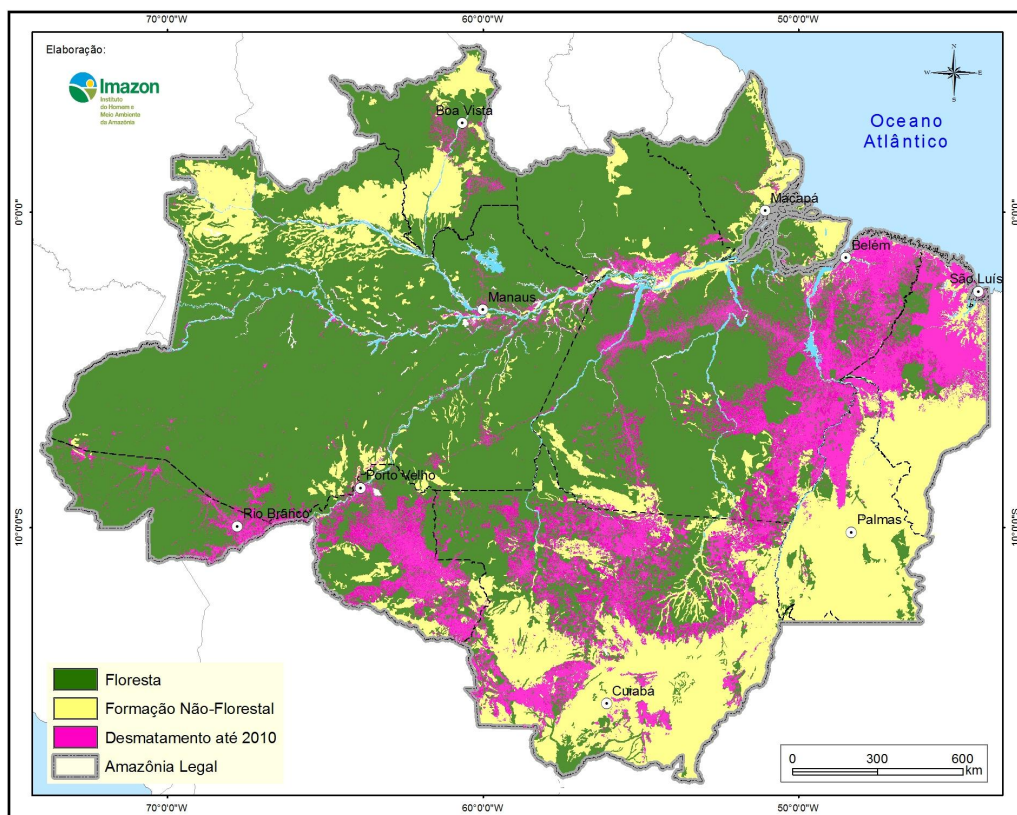


Figura 1.7.: Desmatamento na Amazônia legal até 2010. As áreas em rosa representam áreas desmatadas; em verde, florestas; em amarelo, formação não florestal. (<http://www.imazon.org.br>)

A maior parte da área desflorestada, ilustrada em rosa, concentra-se na fronteira entre a floresta (em verde) e o cerrado (em amarelo) em uma região conhecida como arco do desflorestamento, que vai do leste e sul do Pará em direção à oeste, passando pelos estados do Mato Grosso, Rondônia e Acre.

A figura 1.8 mostra a evolução do desmatamento ao longo do tempo na Amazô-

## 1. Introdução

nia legal, constituída pelos estados do Acre, Amazonas, Amapá, Maranhão, Mato Grosso, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins (INPE, 2012). A média da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm (AOD), observada pelo sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) a bordo do satélite Terra, durante a estação de queimadas na Amazônia, também é ilustrada nesta figura. A profundidade óptica de aerossóis é uma medida da extinção da radiação eletromagnética pelos aerossóis em um dado comprimento de onda, e neste caso está relacionada à alta emissão de partículas devido às queimadas. Este conceito será detalhado no capítulo 3.

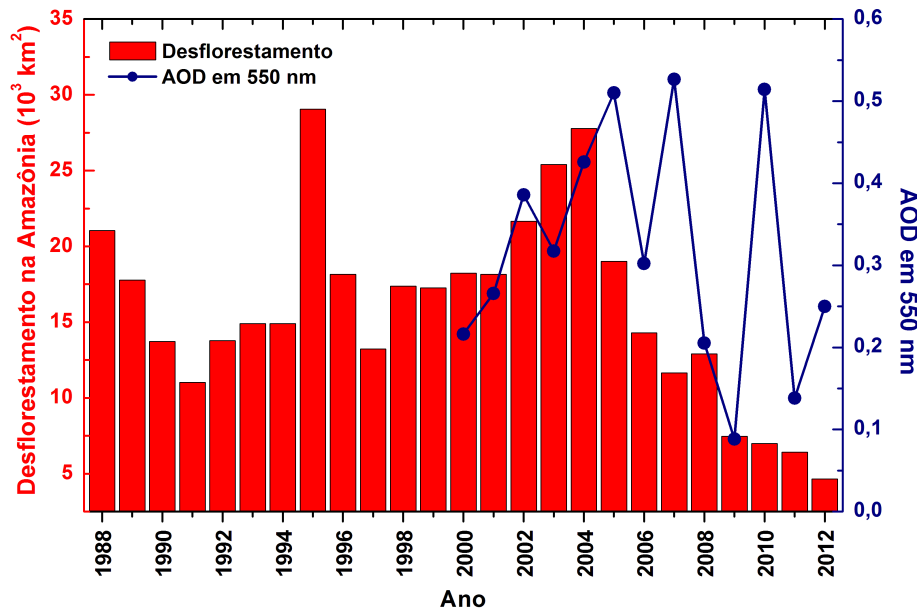


Figura 1.8.: Taxa de desmatamento anual na Amazônia legal desde 1988 (barras vermelhas) de acordo com o Programa de Monitoramento do Desflorestamento - PRODES (INPE, 2012). Os pontos em azul representam a média da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm, observada pelo sensor MODIS a bordo do satélite Terra, durante as estações de queimadas de cada ano.

De acordo com a figura 1.8 o desflorestamento na Amazônia legal tem diminuído significativamente desde 2004. A taxa de desmatamento em 2004 foi de aproximadamente  $27400 \text{ km}^2$ , enquanto em 2012 este valor caiu para cerca de  $4600 \text{ km}^2$ , de acordo com o programa PRODES do INPE. A emissão de partícu-

### 1.5. O desflorestamento da Amazônia

las de aerossóis de queimadas (representada pela AOD), no entanto, não segue a mesma tendência de diminuição observada para a taxa de desmatamento. Esta diferença deve-se a uma mudança nas atividades de queimadas, que atualmente têm sido associadas à manutenção de pastagens e plantações localizadas em áreas já previamente desmatadas, e ao aumento dos focos de queimadas em regiões de cerrado, não pertencentes à Amazônia legal (Hoeve et al. (2012)).

A conversão de florestas para pastagens e áreas agrícolas modifica significativamente o albedo de superfície, sua rugosidade, os fluxos de calor sensível e latente e a evapotranspiração local perturbando o equilíbrio energético e radiativo (Shukla et al. (1990)). Estas alterações no balanço energético afetam a estabilidade atmosférica e a disponibilidade de umidade, alterando as propriedades das nuvens, a circulação atmosférica e os padrões de precipitação (Werth and Avissar (2002); Wang et al. (2000); Wang and Feingold (2009); Silva Dias (2006)). Estudos observacionais a partir de satélites sobre a Amazônia (Figura 1.9), mostram que nuvens rasas são formadas preferencialmente sobre áreas limpas de pastagens (na ausência de aerossóis antrópicos) enquanto a convecção profunda ocorre preferencialmente sobre as florestas (Wang and Feingold (2009)), com maior frequência de precipitação sobre as áreas desmatadas (Negri et al. (2004); Chagnon and Bras (2005)).



Figura 1.9.: Imagem em alta resolução do sensor ASTER para o dia 29/08/2006, mostrando que nuvens rasas se desenvolvem mais facilmente sobre áreas desmatadas do que sobre a floresta.

Além disso, as alterações do albedo de superfície, decorrentes do desfloresta-

## 1. Introdução

mento, podem estar relacionadas a mudanças no ciclo diurno das propriedades de nuvens (Durieux et al. (2003)). Em outras regiões do planeta, incluindo a Costa Rica (Ray et al. (2006)) e o sudoeste da Austrália (Ray et al. (2003); Nair et al. (2007)), mudanças no uso da terra também têm sido associadas a diferenças nas propriedades de nuvens e nos fluxos de energia.

### 1.6. As emissões de queimadas na Amazônia

Além de alterar as propriedades da superfície, a alta emissão de partículas durante eventos de desflorestamento também alteram fortemente os ciclos energético e hidrológico nos trópicos. Tanto as queimadas que resultam em desflorestamento, quanto as que são efetuadas para a manutenção de áreas previamente desmatadas, injetam grandes quantidades de gases e partículas na atmosfera tropical, criando plumas de fumaça que podem cobrir áreas de até um terço do continente da América do Sul (Prins et al. (1998); Andreae et al. (2002)).

No período chuvoso, a Amazônia apresenta baixíssimas concentrações de partículas, típicas de uma atmosfera continental pré-industrial (Andreae et al. (2007)). A população de aerossóis é dominada por partículas primárias biogênicas na moda grossa (Martin et al. (2010b); Artaxo and Hansson (1995)), e por aerossóis orgânicos secundários provenientes da oxidação de compostos orgânicos voláteis (VOCs) na fração fina (Claeys et al. (2004)). Concentrações típicas de aerossóis durante a estação úmida são da ordem de 200 a 300 partículas por  $cm^3$  (Martin et al. (2010a,b); Gunthe et al. (2009); Artaxo et al. (2002); Rizzo et al. (2010); Ahlm et al. (2010b,a)). Durante a estação seca, as concentrações de aerossóis aumentam fortemente em função do aumento das emissões de queimadas (Artaxo et al. (1988, 1994); Artaxo and Hansson (1995); Artaxo et al. (2002); Holben et al. (1996); Andreae and Merlet (2001); Artaxo et al. (2009)), desempenhando um papel importante na modificação da composição atmosférica (Bowman et al. (2009)). Devido à alta emissão de partículas de aerossol de queimadas (Andreae et al. (2002); Echalar et al. (1998)), neste período do ano a concentração numérica de partículas aumenta para aproximadamente 10000 a 20000 partículas por  $cm^3$  (Artaxo et al. (2002)).

Apenas para fins de comparação, analisaremos as séries temporais da profundidade óptica de aerossóis em 500 nm na cidade de Alta Floresta, MT, localizada



## 1.6. As emissões de queimadas na Amazônia

no arco do desflorestamento amazônico, e em São Paulo, SP, a maior metrópole da América do Sul, que é uma área urbana com altos níveis de poluição (Figura 1.10). Estas medidas foram obtidas a partir dos radiômetros solares da rede AERONET (Aerosol Robotic Network), cujo funcionamento será detalhado na seção 4.3.

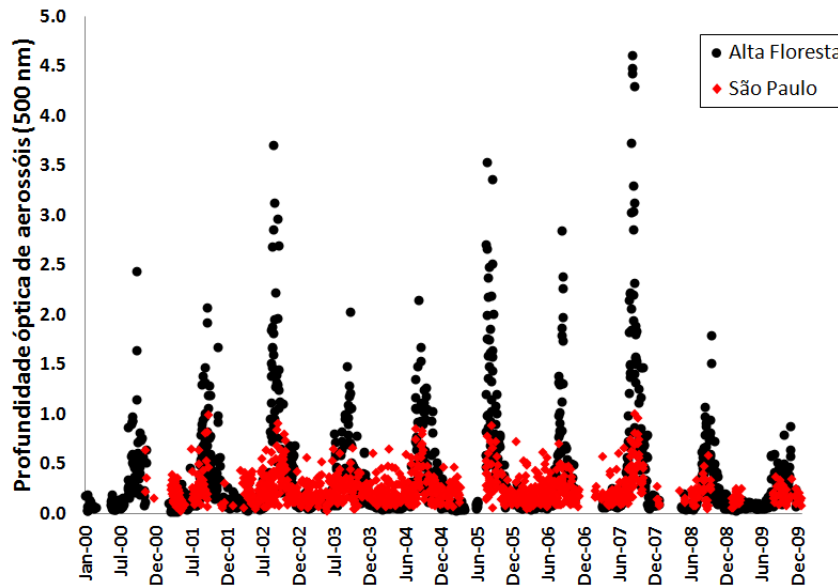


Figura 1.10.: Séries temporais de medidas de profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 500 nm obtidas pelos radiômetros solares da rede AERONET para Alta Floresta e São Paulo entre 2000 e 2009.

Os altos valores de profundidade óptica de aerossóis observados na figura 1.10 ocorrem durante os meses de agosto e setembro, ilustrando a significativa concentração de aerossóis sobre a região nesta época do ano. A figura 1.10 mostra que, durante a estação de queimadas, a profundidade óptica de aerossóis em Alta Floresta pode apresentar valores até 5 vezes maiores do que em São Paulo. Além disso, os picos observados para a profundidade óptica de aerossóis em São Paulo durante os meses de agosto e setembro são devidos a: i) inversão térmica durante o inverno, que dificulta a dispersão de poluentes e contribui para o aumento da poluição na baixa troposfera, e ii) transporte de grande escala das plumas de aerossóis da Amazônia para São Paulo, conforme constatado por modelos e detecções *in situ* (Freitas et al. (2005); Landulfo et al. (2003); Longo et al. (2009)).

A análise da distribuição de tamanho das partículas de aerossol indica que a maior parte das partículas emitidas durante eventos de queimadas estão concen-

## 1. Introdução

tradas na moda fina, que interagem mais eficientemente com a radiação solar. A figura 1.11 ilustra as distribuições volumétricas de tamanho médias durante as estações úmidas (fevereiro a abril) e secas (agosto a outubro), obtidas pelo radiômetro solar da rede AERONET localizado na cidade de Alta Floresta, entre 1993 e 2006 (Schafer et al. (2008)).

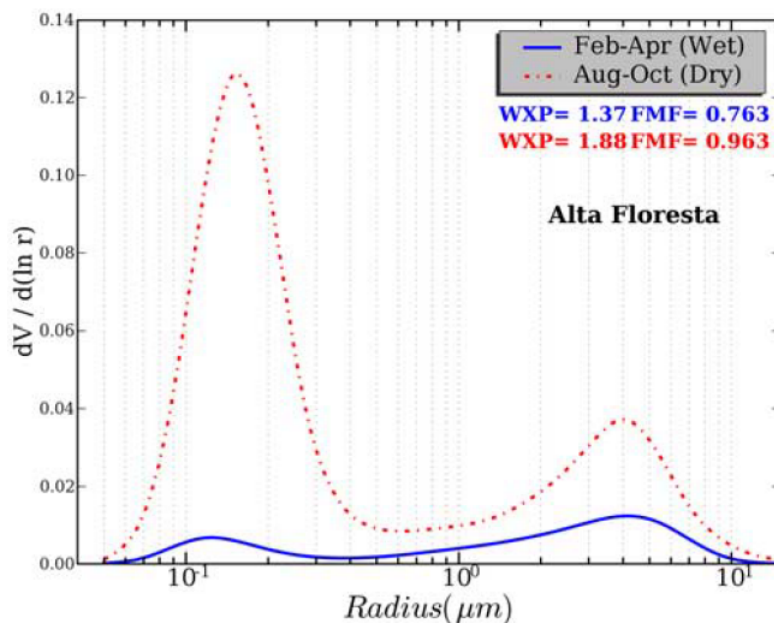


Figura 1.11.: Média das distribuições volumétricas de tamanho de partículas de aerossol, obtidas pelo radiômetro solar da rede AERONET localizado na cidade de Alta Floresta, durante as estações chuvosas e secas (extraído de Schafer et al. (2008)).

As partículas de aerossol emitidas para a atmosfera durante as queimadas interagem com a radiação solar, afetando o balanço radiativo atmosférico (Procopio et al. (2003, 2004); Ramaswamy et al. (2001); Kaufman et al. (2002)). O impacto das queimadas sobre o balanço radiativo depende das propriedades da superfície sobre a qual o aerossol se concentra. Partículas de aerossol de queimadas sobre uma superfície escura, como a vegetação ou o oceano, espalham mais radiação solar de volta ao espaço exercendo um efeito de resfriamento sobre o sistema Terra-atmosfera. No entanto, se a superfície for clara, como por exemplo desertos e nuvens, a fumaça absorverá uma fração da luz solar incidente, escurecendo a cena, e pode ter um impacto positivo na forçante radiativa (Chylek and Wong (1995); Haywood and Shine (1995)). A figura 1.12 mostra um exemplo da dis-

### 1.6. As emissões de queimadas na Amazônia

tribuição espacial da forçante radiativa direta instantânea no topo da atmosfera (para um ângulo zenital solar de  $22,7^\circ$ ) na periferia da cidade de Cuiabá. Esta imagem foi obtida a partir do sensor AVIRIS (Airborne Visible and Infrared Imaging Spectrometer), a bordo do avião ER-2 da NASA, considerando uma camada homogênea de aerossóis sobre a região, com profundidade óptica de aerossóis em 670 nm fixa em 1,0. A imagem composta pelos canais vermelho, verde e azul deste sensor também é mostrada nesta figura.

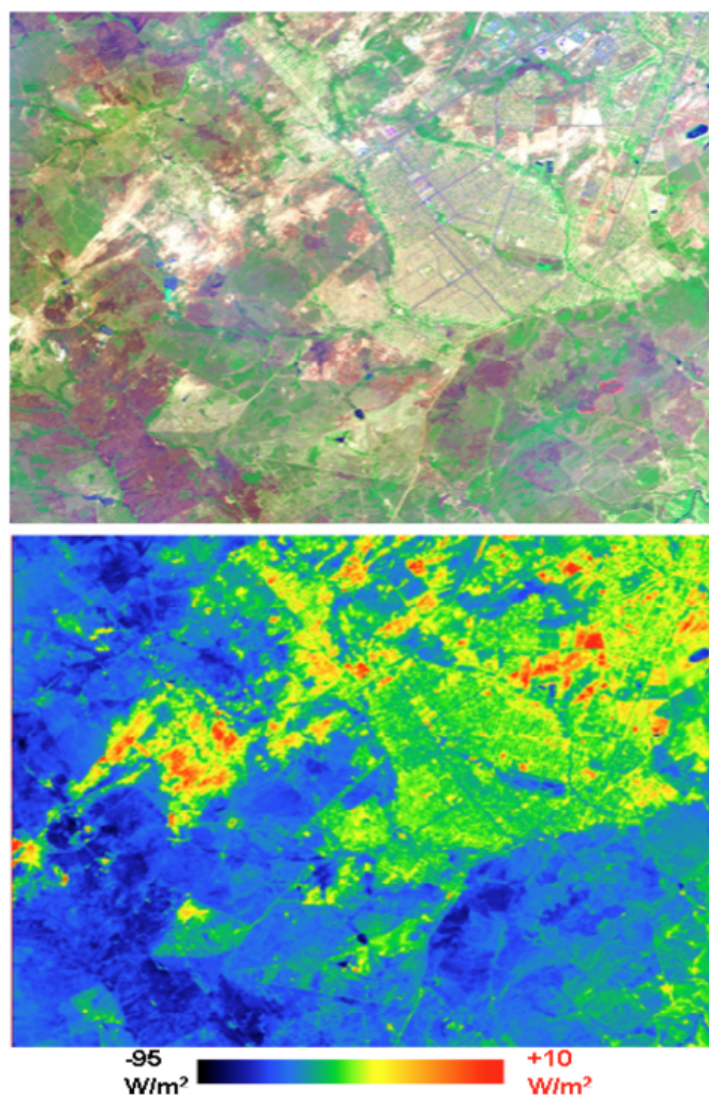


Figura 1.12.: Imagem de uma região em Cuiabá (topo), e forçante radiativa direta no topo da atmosfera calculada a partir de observações do sensor AVIRIS para este local (baixo) (Martins (1999)).

## 1. Introdução

A figura 1.12 mostra que a forçante radiativa direta de aerossóis varia entre cerca de  $10 \text{ W/m}^2$  sobre áreas desmatadas até  $-95 \text{ W/m}^2$  sobre a vegetação escura. Este resultado ilustra a importância de considerar corretamente as propriedades da superfície no cálculo da forçante radiativa direta de aerossóis, uma vez que a variabilidade na forçante radiativa direta observada nesta imagem é causada por variações no albedo de superfície e não por variações na distribuição espacial das partículas de aerossol.

Plumas de fumaça remanescentes do desmatamento têm um grande impacto na convecção, na formação de nuvens, no regime de precipitação local (Bowman et al. (2009); Rosenfeld (2000)) e na taxa fotossintética (Cirino (2011); Oliveira et al. (2007); Yamasoe et al. (2006)). A Bacia Amazônica é particularmente suscetível a mudanças na concentração de partículas de aerossóis devido às baixas concentrações apresentadas para condições limpas e à alta quantidade de vapor d'água disponível da atmosfera desta região. O impacto da emissão de partículas de aerossol durante eventos de queimadas no desenvolvimento e tempo de vida das nuvens sobre a Amazônia tem sido estudado a partir de sensoriamento remoto (Kaufman and Nakajima (1993); Kaufman and Fraser (1997); Koren et al. (2004); Kaufman and Koren (2006); Koren et al. (2008)) e de modelos climáticos (Feingold et al. (2001, 2005); Jiang and Feingold (2006)). Koren et al. (2008) analisou a relação entre cobertura de nuvens e profundidade óptica de aerossóis a partir de observações do sensor MODIS sobre a região amazônica (Figura 1.13).

A Figura 1.13 mostra que as partículas de aerossol podem afetar as nuvens na Amazônia através de dois diferentes processos concorrentes: i) para baixas concentrações ( $\text{AOD} < 0,3$ ) os aerossóis contribuem para o aumento da concentração de gotas de nuvens e, conseqüentemente, para o aumento da cobertura de nuvens; ii) a partir de  $\text{AOD} > 0,3$ , o efeito da absorção de radiação por aerossóis começa a dominar, inibindo a formação de nuvens, e, portanto, diminuindo sua cobertura espacial e altura. A importância relativa dos dois processos depende das condições meteorológicas (Yu et al. (2007); Koren et al. (2008)), da altura do aerossol em relação à nuvem e do tipo de nuvem (Allen and Sherwood (2010); Koch and Genio (2010); Yoshimori and Broccoli (2008)).

Aerossóis de queimadas também têm sido associados a mudanças no padrão de precipitação tais como o atraso no início da estação chuvosa na Amazônia (Bevan et al. (2009); Butt et al. (2011); Zhang et al. (2009)). Contudo, o impacto

### 1.6. As emissões de queimadas na Amazônia

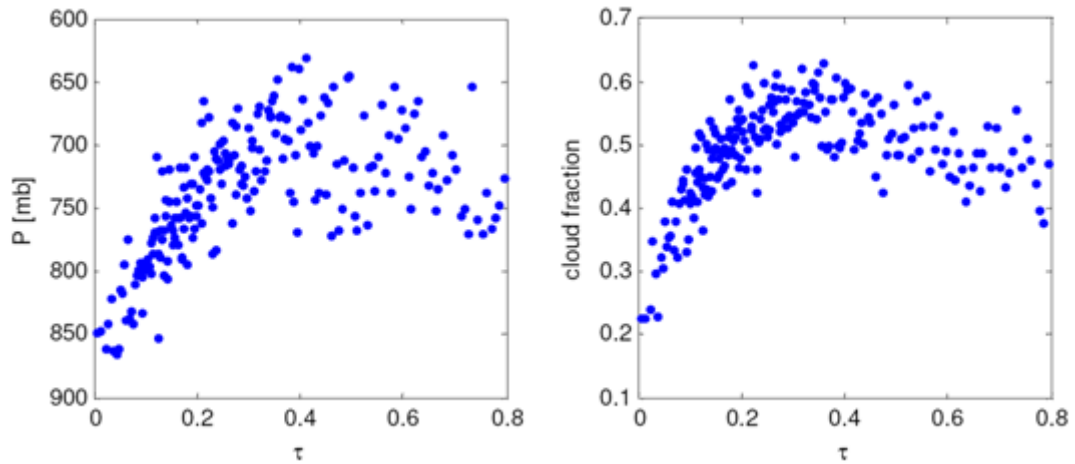


Figura 1.13.: Pressão no topo da nuvem (esquerda) e fração de cobertura de nuvens (direita) em função da profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm para a Amazônia, obtida pelo sensor MODIS ((Koren et al., 2008)).

das partículas de aerossóis de queimadas na precipitação da região amazônica ainda é tema de bastante debate. Alguns estudos indicam que o aumento da concentração de partículas de aerossóis pode aumentar a intensidade de precipitação sobre a Amazônia (Lin et al. (2006); Koren et al. (2012); Martins and Dias (2009)), enquanto outros sugerem o contrário (Huang et al. (2009); Jiang et al. (2008); Rosenfeld (2000)). Entretanto, globalmente também não é claro o papel dos aerossóis na taxa de precipitação, como deixa claro o grupo de trabalho da World Meteorological Organization - International Aerosol Precipitation Science Assessment Group (Andreae et al. (2008)).



## 2. Objetivos

Este trabalho visa investigar os impactos decorrentes do desflorestamento e da emissão de partículas de aerossol durante eventos de queimadas sobre o balanço radiativo de ondas curtas (entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$ ) da região amazônica para condições livres de nuvens, a partir de medidas obtidas por sensoriamento remoto. Para isso, foram analisados produtos dos sensores CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) e MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer), a bordo do satélite Terra, da NASA (National Aeronautics and Space Administration), sobre a região amazônica durante o pico da estação de queimadas (agosto e setembro) de 2000 a 2009.

Em resumo, os objetivos deste trabalho foram:

1. Calcular a forçante radiativa direta de aerossóis em larga escala na região amazônica utilizando técnicas de sensoriamento remoto, bem como sua incerteza e quantificar os processos associados à esta forçante.
2. Estudar o efeito da forçante radiativa direta de aerossóis sobre os dois principais tipos de vegetação que compõem a flora brasileira, floresta e cerrado, a fim de melhor compreender o impacto dos aerossóis de queimadas no balanço radiativo sobre diferentes tipos de superfície.
3. Calcular a forçante radiativa devida a mudanças no albedo de superfície sobre Rondônia, uma região que vem sendo continuamente desmatada desde os anos 70.
4. Quantificar a alteração da quantidade de vapor d'água após o desflorestamento e estudar qual é o impacto desta alteração no balanço radiativo da região amazônica.

Devido às grandes modificações observadas para as propriedades de superfície nos trópicos e à alta carga de aerossóis de queimadas na região, espera-se que as

## 2. *Objetivos*

emissões da queima de biomassa, mudanças no albedo da superfície e mudanças na coluna de vapor de água precipitável tenham profundas influências sobre o balanço radiativo na Amazônia. Estes efeitos podem ter fortes implicações na convecção, no desenvolvimento de nuvens e na relação entre a radiação direta e difusa, influenciando a absorção de carbono e a taxa fotossintética da floresta (Artaxo et al. (2013); Davidson et al. (2011)). Uma combinação de medidas dos sensores MODIS e CERES e da rede AERONET, acopladas a códigos de transferência radiativa foram utilizadas na obtenção dos objetivos acima. Os resultados obtidos neste trabalho foram avaliados a partir de medidas de forçante obtidas por radiômetros em superfície. Alguns dos resultados esperados consistem na quantificação das alterações no balanço radiativo atmosférico, além de estudos de sensibilidade que apontam os parâmetros mais importantes nesta questão.



## 3. Fundamentação teórica

Neste capítulo serão introduzidos conceitos referentes à transferência radiativa na atmosfera, propriedades ópticas de partículas de aerossol, gases e da superfície. Estes conceitos serão amplamente utilizados ao longo deste trabalho.

### 3.1. Grandezas radiométricas

A radiometria consiste essencialmente na teoria utilizada na detecção de radiação eletromagnética, antes que a energia radiativa seja convertida em alguma outra forma de energia (como, por exemplo, elétrica ou térmica) que será utilizada pelo instrumento de medida (Marshak and Davis (2005)).

A irradiância ( $F$ ) é uma medida fluxo de energia radiante ( $\delta E$ ) que atravessa um elemento de superfície  $\delta A$  em um intervalo de tempo  $\delta t$ :

$$F = \lim_{\delta A, \delta t \rightarrow 0} \frac{\delta E}{\delta A \delta t}. \quad (3.1)$$

No sistema internacional, esta grandeza é medida em  $\text{W}/\text{m}^2$ .

A irradiância incidente sobre uma superfície depende do efeito cumulativo de todos os feixes que cruzam esta superfície em diferentes direções do espaço, conforme ilustrado na figura 3.1.

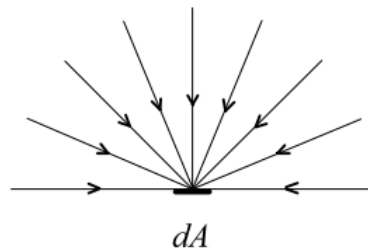


Figura 3.1.: Irradiância incidente sobre uma superfície de área  $dA$ .

### 3. Fundamentação teórica

Logo, esta quantidade não fornece informações sobre a dependência direcional do fluxo de energia radiativa. Para aplicações na área de sensoriamento remoto de partículas e gases, no entanto, é necessária uma descrição mais precisa do fluxo radiativo, que considere a geometria de observação do sensor. Para isso, utiliza-se o conceito de radiância.

A radiância ( $L$ ) é uma medida de um subconjunto da energia radiativa,  $\delta E$ , contida em um cone diferencial de ângulo sólido  $\delta\Omega$  em torno da direção  $\Omega = (\theta, \phi)$  que incide na superfície infinitesimal  $\delta A$  por unidade de tempo  $\delta t$  (Figura 3.2).

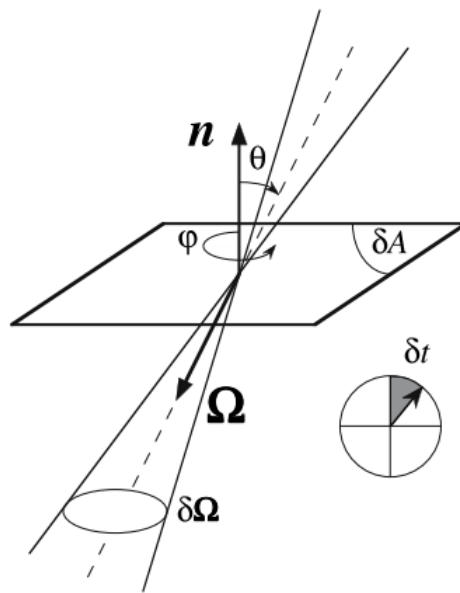


Figura 3.2.: Ilustração do conceito de radiância (extraído de Marshak and Davis (2005)).

Como a radiação eletromagnética intercepta a superfície em um ângulo  $\theta$  entre o feixe e o vetor normal a essa superfície, deve-se considerar a projeção da área  $\delta A$  na direção perpendicular ao feixe ( $\delta A \cos\theta$ ). Desta forma a radiância é dada pela equação 3.2, e é medida em unidades de  $\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}$  (Thomas and Stamnes (2002)).

$$L(\theta, \phi) = \lim_{\delta A, \delta t, \delta\Omega \rightarrow 0} \frac{\delta E}{\delta A \delta t \delta\Omega \cos\theta}. \quad (3.2)$$

A irradiância pode ser expressa em termos da radiância a partir da integral desta grandeza em um dado hemisfério:

### 3.2. Lei de Beer-Lambert-Bouguer

$$F = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\theta, \phi) \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi, \quad (3.3)$$

onde  $\theta$  e  $\phi$  correspondem aos ângulos zenital e azimutal de observação.

A radiância e a irradiância são grandezas radiométricas muito importantes no estudo dos processos atmosféricos. Diversos instrumentos desenvolvidos com o intuito de estudar processos radiativos na atmosfera utilizam estes conceitos, como, por exemplo, os piranômetros e pirgeômetros, que medem a irradiância descendente na superfície no espectro solar e terrestre, respectivamente. Em alguns instrumentos são adaptados colimadores a fim de diminuir o campo de visão de forma a converter esta medida em radiância, como por exemplo, em radiômetros solares espectrais. Além disso, a radiância é a grandeza que mais se aproxima das medidas efetuadas por sensores a bordo de satélites (Kidder et al. (1995)).

## 3.2. Lei de Beer-Lambert-Bouguer

Ao atravessar um meio material, de volume  $\delta V = \delta A \delta s$ , a radiação eletromagnética pode interagir com esse meio através de diferentes processos. O feixe direto pode ser atenuado por absorção de fótons pelo meio material ou espalhamento de fótons para outras direções. Além disso, fótons podem ser adicionados a este pequeno volume por emissão de fótons na direção do feixe incidente, e espalhamento de fótons proveniente de outras fontes na direção do feixe incidente.

### 3. Fundamentação teórica

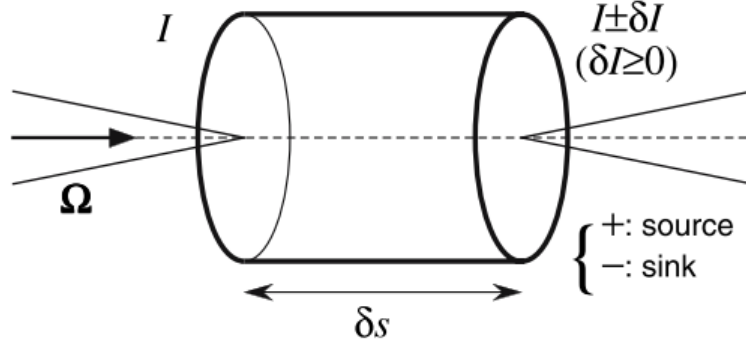


Figura 3.3.: Interação de radiação eletromagnética com um meio material, considerando todas as fontes e sorvedouros de fótons (modificada de Marshak and Davis (2005))

O espalhamento Raman e a fluorescência são outros processos de interação que ocorrem na atmosfera. Estes processos não serão discutidos neste texto devido à sua menor importância para o balanço de energia da atmosfera na faixa espectral de ondas curtas.

Inicialmente consideraremos apenas os processos de atenuação de um feixe direto de radiação por absorção e espalhamento pelo meio material. A seção de choque de extinção ( $\sigma_{ext}(\lambda, s)$ ) de um meio material é dada pela soma das seções de choque de espalhamento ( $\sigma_{esp}(\lambda, s)$ ) e absorção ( $\sigma_{abs}(\lambda, s)$ ):

$$\sigma_{ext}(\lambda, s) = \sigma_{esp}(\lambda, s) + \sigma_{abs}(\lambda, s). \quad (3.4)$$

Para uma distribuição de partículas (moléculas ou aerossóis) confinadas no volume  $\delta V$ , em geral, a distância de separação entre as partículas é muito maior do que seu raio. Logo, as partículas podem ser consideradas independentes umas das outras. Para um volume unitário contendo  $N$  partículas de raio variável  $r$ , o coeficiente linear de extinção ( $b_{ext}(\lambda, s)$ ) é dado pela integral

$$b_{ext}(\lambda, s) = \int_0^\infty \sigma_{ext}(\lambda, r) N(r) dr. \quad (3.5)$$

O mesmo raciocínio se aplica para os coeficientes de espalhamento e absorção.

A interação entre a radiação eletromagnética e um meio material opticamente homogêneo (ou seja, que apresente índice de refração constante) é descrita pela lei de Beer-Lambert-Bouguer. De acordo com esta lei, a atenuação do feixe de

### 3.2. Lei de Beer-Lambert-Bouguer

radiação ( $dL(\lambda, \Omega)$ ) pelo meio ao atravessar um comprimento infinitesimal  $ds$  é proporcional à quantidade de radiação incidente ( $L(\lambda, \Omega)$ ), de forma que:

$$dL(\lambda, \Omega) = -b_{ext}(\lambda, s)L(\lambda, \Omega)ds, \quad (3.6)$$

onde a constante de proporcionalidade  $b_{ext}(\lambda, s)$  é o coeficiente linear de extinção do meio, dado pela equação 3.5.

Integrando a equação 3.6, obtemos,

$$L(\lambda, \Omega) = L_0(\lambda, \Omega)e^{-\int_{s_1}^{s_2} b_{ext}(\lambda, s)ds}. \quad (3.7)$$

O expoente da equação 3.7 é denominado espessura óptica do meio material:

$$\delta_{ext}(\lambda) = \int_{s_1}^{s_2} b_{ext}(\lambda, s)ds. \quad (3.8)$$

A espessura óptica é uma medida da quantidade de radiação eletromagnética extinta pelas partículas e gases no meio material. Esta grandeza, porém, não é um bom parâmetro para medir a quantidade de poluição de um dado ambiente. Isto porque a radiação eletromagnética atravessa um caminho óptico menor quando o sol está a pino (ângulo zenital solar zero) do que no início da manhã ou final da tarde (ângulo zenital solar próximo a  $90^0$ ) (Figura 3.4).

### 3. Fundamentação teórica

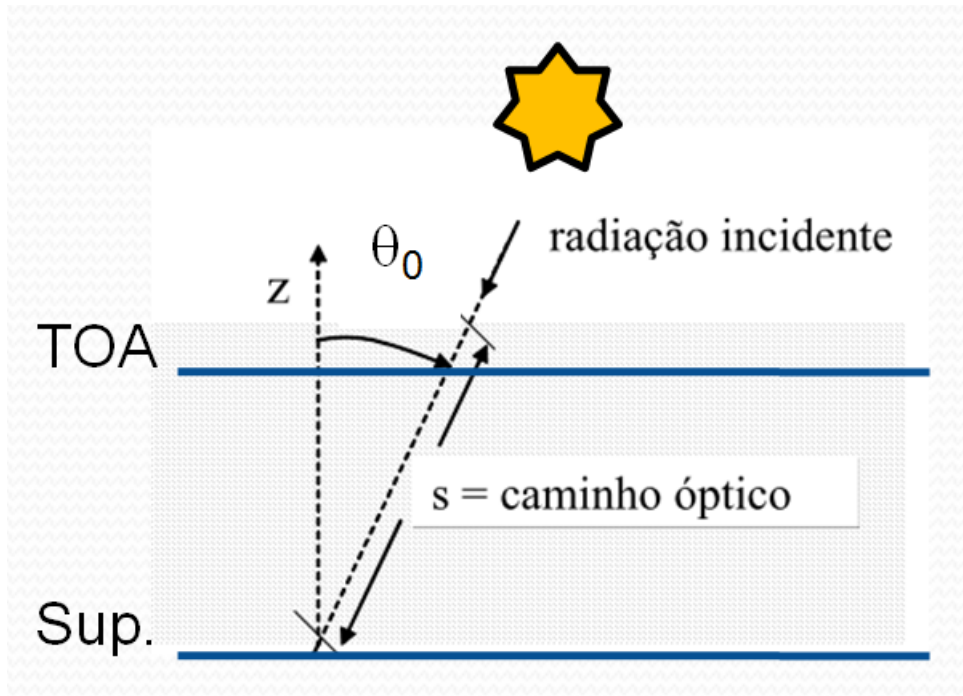


Figura 3.4.: Interação entre um feixe direto e a atmosfera, ilustrando o caminho óptico.

Desta forma, para uma mesma concentração de partículas presentes na atmosfera, a extinção da radiação eletromagnética é maior para ângulos zenitais solares baixos. Por este motivo, definiu-se o conceito de profundidade óptica, baseado na aproximação de uma atmosfera plano-paralela, em que os efeitos de curvatura da Terra são desprezados. Para ângulos de observação ou iluminação menores do que aproximadamente  $80^\circ$ , estes efeitos não exercem influência significativa nos processos de transferência radiativa na atmosfera. Utilizando esta aproximação, a profundidade óptica é definida na direção vertical, a partir da multiplicação entre a espessura óptica e o cosseno do ângulo zenital solar ( $\theta_0$ ):

$$\tau_{ext}(\lambda) = \delta_{ext}(\lambda) \cos \theta_0, \quad (3.9)$$

sendo que no topo da atmosfera considera-se que  $\tau_{ext}(\lambda) = 0$ , devido à ausência de partículas e moléculas.

A profundidade óptica é um conceito amplamente utilizado em estudos na área de ciências atmosféricas. Ela pode ser decomposta em suas componentes devidas à extinção da radiação por partículas de aerossol e molecular:

### 3.3. Propriedades intensivas das partículas de aerossol e gases atmosféricos

$$\tau_{ext}(\lambda) = \tau_{ext}^{aer}(\lambda) + \tau_{ext}^{molec}(\lambda). \quad (3.10)$$

Tipicamente a profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm varia entre 0,05 sobre o oceano ou áreas continentais remotas, como a Amazônia durante a estação chuvosa, até valores de 1, 2 ou até 5, durante eventos de extrema poluição, fumaça proveniente de queimadas ou tempestades de poeira no deserto.

Embora a atmosfera não seja um meio homogêneo, a lei de Lambert-Beer-Bouguer (eq 3.7), descreve muito bem a quantidade de radiação eletromagnética proveniente de um feixe direto atenuada pela presença de partículas de aerossol e moléculas de gases na atmosfera. Por este motivo, diversos instrumentos, como, por exemplo, radiômetros solares (Seção 4.3) e espectrômetros de ozônio Dobson (Andrews (2010)) utilizam aplicações diretas desta lei para obter parâmetros físicos de interesse.

### 3.3. Propriedades intensivas das partículas de aerossol e gases atmosféricos

As partículas de aerossol e os gases atmosféricos podem absorver, espalhar ou transmitir radiação, de acordo com seu índice de refração, composição química e orientação (no caso de partículas não esféricas).

O albedo simples,  $\omega_0(\lambda, s)$ , é definido como a razão entre a quantidade de radiação espalhada e a quantidade de radiação extinta por uma partícula considerando que tenha ocorrido somente uma interação entre a radiação eletromagnética e a partícula, ou seja, desprezando o efeito de espalhamento múltiplo.

$$\omega_0(\lambda, s) = \frac{b_{esp}(\lambda, s)}{b_{ext}(\lambda, s)}, \quad (3.11)$$

onde  $b_{esp}(\lambda, s)$  e  $b_{ext}(\lambda, s)$  são os coeficientes lineares de espalhamento e extinção, respectivamente.

A partir desta definição, podemos verificar que  $\omega_0(\lambda, s) = 1$  para partículas totalmente espalhadoras e  $\omega_0(\lambda, s) = 0$  para partículas totalmente absorvedoras.

A maioria das partículas de aerossol absorvem fracamente a radiação no espectro visível, de forma que a extinção ocorre majoritariamente por espalhamento e,

### 3. Fundamentação teórica

em geral,  $\omega_0(\lambda = 550 \text{ nm}) > 0,9$ . Partículas compostas por carbono elementar ou “*black carbon*” (fuligem) podem apresentar valores de  $\omega_0(\lambda = 550 \text{ nm}) > 0,5$  (Bond and Bergstrom (2006)), especialmente próximo às fontes de emissão. Partículas de poeira mineral apresentam uma dependência espectral de absorção bastante peculiar, absorvendo radiação mais fortemente na faixa entre o ultravioleta e azul ( $\lambda < 470 \text{ nm}$ ), do que para comprimentos de onda maiores.

As propriedades de extinção dependem do comprimento de onda da radiação incidente ( $\lambda$ ), bem como das características dos aerossóis, tais como, sua distribuição de tamanho ( $N(r)$ ), composição química, e formato físico (Fraser (1975)). Para uma única partícula de aerossol, a combinação do índice de refração complexo ( $n=m+ki$ ), e do parâmetro de tamanho

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \tag{3.12}$$

é suficiente para descrever suas propriedades de espalhamento e absorção.

A interação entre a radiação eletromagnética e partículas pequenas comparadas ao comprimento de onda incidente ( $x \ll 1$ ) pode ser descrita pela teoria de espalhamento Rayleigh. Já a teoria de espalhamento Mie é bastante utilizada para descrever a interação entre a radiação e partículas esféricas homogêneas, de diâmetros da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda da radiação incidente ( $x \sim 1$ ). Para partículas muito maiores do que o comprimento de onda da radiação incidente ( $x \gg 1$ ) utiliza-se a óptica geométrica. Estes diferentes regimes de espalhamento são ilustrados na figura 3.5, em função do raio da partícula e do comprimento de onda da radiação incidente.



### 3.3. Propriedades intensivas das partículas de aerossol e gases atmosféricos

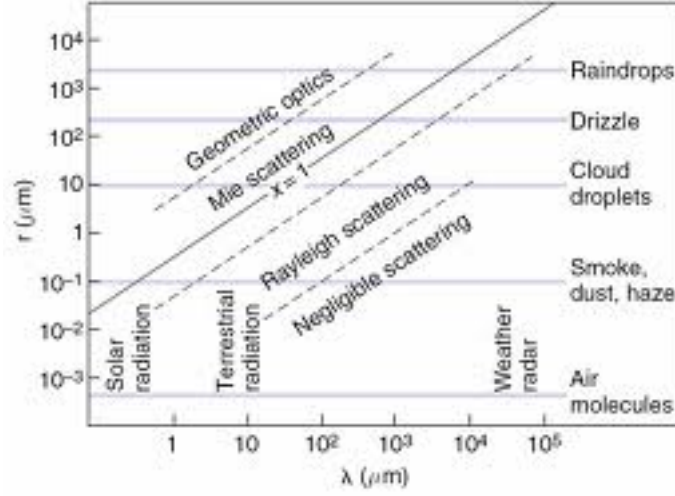


Figura 3.5.: Relação entre raio das partículas, comprimento de onda e regime de espalhamento (Seinfeld and Pandis (2006)).

O fator de eficiência de extinção de uma única partícula,  $Q_{ext}(\lambda)$ , é dado pela razão entre o coeficiente linear de extinção e a área geométrica da partícula. Para partículas esféricas, por exemplo, temos,

$$Q_{ext}(\lambda) = \frac{\sigma_{ext}(\lambda, s)}{\pi r^2}. \quad (3.13)$$

Para um conjunto de partículas confinadas em um meio material, o fator de eficiência de extinção deve levar em consideração a distribuição de tamanho das partículas, de forma que:

$$Q_{ext}(\lambda) = \frac{\int_0^\infty \sigma_{ext}(\lambda, r)N(r)dr}{\int_0^\infty \pi r^2 N(r)dr}. \quad (3.14)$$

A seguinte relação pode ser verificada para partículas esféricas e monodispersas (Seinfeld and Pandis (2006)):

$$\frac{Q_{ext}(\lambda_1)}{Q_{ext}(\lambda_2)} = \frac{\tau(\lambda_1)}{\tau(\lambda_2)}. \quad (3.15)$$

A função de fase  $P(\lambda, \Omega, \Omega') = P(\lambda, \Theta)$  descreve a distribuição angular da radiação espalhada por um meio material. Esta função representa a probabilidade de que um fóton de comprimento de onda  $\lambda$  que incide em um dado material na direção  $\Omega = (\theta, \phi)$  seja espalhado para a direção  $\Omega' = (\theta', \phi')$ . Para a maioria das

### 3. Fundamentação teórica

aplicações em física atmosférica, é razoável assumir que o espalhamento apresente simetria axial em torno do feixe incidente. O ângulo de espalhamento  $\Theta$  pode ser escrito em termos dos ângulos do feixe incidente e do feixe emergente  $(\theta, \phi, \theta', \phi')$  de acordo com a lei dos cossenos:

$$\cos\Theta = \cos\theta\cos\theta' + \sin\theta\sin\theta'\cos(\phi - \phi'). \quad (3.16)$$

Integrando a função de fase sobre todas as direções possíveis, esta probabilidade de espalhamento deve ser 1, ou seja, a função de fase é normalizada de acordo com a equação:

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{4\pi} P(\lambda, \Theta) d\Theta = 1, \quad (3.17)$$

A função de fase pode ser expressa em termos das funções de fase de espalhamento molecular ( $P_{Ray}(\lambda, \Theta)$ ) e das partículas de aerossol ( $P_{aer}(\lambda, \Theta)$ ):

$$P(\lambda, \Theta) = \frac{b_{esp}^{aer} P_{aer}(\lambda, \Theta) + b_{esp}^{mol} P_{Ray}(\lambda, \Theta)}{b_{esp}^{aer} + b_{esp}^{mol}}, \quad (3.18)$$

onde a função de fase de espalhamento molecular é dada por:

$$P_{Ray}(\lambda, \Theta) = \frac{3}{4} [1 + \cos^2(\Theta)]. \quad (3.19)$$

Em resoluções numéricas da equação de transferência radiativa por códigos computacionais é usual expressar a função de fase  $P(\lambda, \Theta)$  na forma de função polinomial do ângulo de espalhamento  $\Theta$ . Em geral, a função de fase é expandida em uma série de polinômios de Legendre ( $P_j(\Theta)$ ), de acordo com:

$$P(\lambda, \Theta) = \sum_{j=0}^{2M-1} (2j+1)\chi_j P_j(\cos\Theta), \quad (3.20)$$

onde, devido à ortogonalidade dos polinômios de Legendre, os termos desta expansão são dados por:

$$\chi_j = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_j(\cos\Theta) P(\cos\Theta) d(\cos\Theta). \quad (3.21)$$

Os termos do polinômio de Legendre,  $P_j(x)$ , podem ser obtidos a partir da função

### 3.3. Propriedades intensivas das partículas de aerossol e gases atmosféricos

$$P_j(x) = \frac{1}{j!} \left( \frac{\partial}{\partial y} \right)^j \Phi(x, y)|_{y=0}, \quad (3.22)$$

onde

$$\Phi(x, y) = (1 - 2xy + y^2)^{-1/2}. \quad (3.23)$$

Conforme discutido anteriormente, a distribuição da radiação emergente em diferentes orientações depende da distribuição de tamanho das partículas constituintes do meio material. Em particular, a razão entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda da radiação incidente é um parâmetro chave na determinação da distribuição angular do espalhamento. Quanto maior a partícula, mais frontal é o espalhamento. Partículas muito pequenas com relação ao comprimento de onda do feixe incidente espalham radiação de forma simétrica (Figura 3.6).

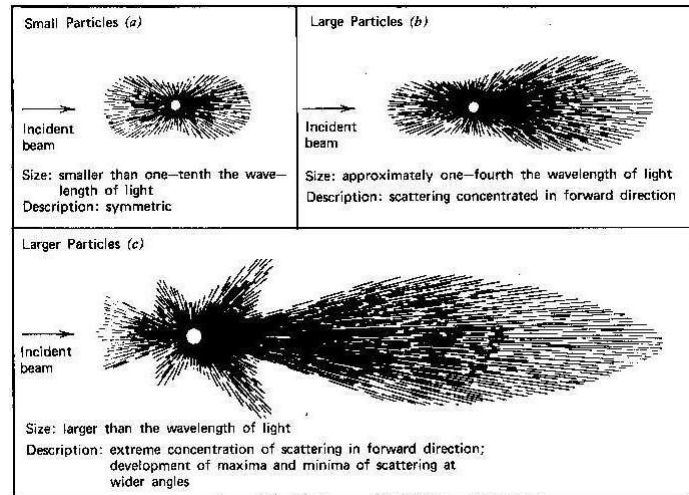


Figura 3.6.: Espalhamento de radiação eletromagnética por partículas de diversos tamanhos (extraído de McCartney (1976)).

O parâmetro de assimetria,  $g(\lambda)$ , dado pela média do cosseno do ângulo de espalhamento, representa o grau de assimetria do espalhamento angular:

$$g(\lambda) = \langle \cos\Theta \rangle = \frac{1}{2} \int_0^\pi P(\lambda, \Theta) \cos\Theta \sin\Theta d\Theta. \quad (3.24)$$

Os valores deste parâmetro variam entre -1 e 1, sendo que  $g = -1$ , se a radiação for totalmente retroespalhada,  $g = 0$ , para espalhamento simétrico, e  $g = 1$  para

### 3. Fundamentação teórica

espalhamento totalmente frontal. Considerando radiação solar incidindo sobre as moléculas e partículas na atmosfera,  $g = 0$  para o espalhamento molecular. Para partículas de aerossol, o parâmetro de assimetria varia tipicamente entre 0,6 e 0,7 em 550 nm, sendo que os valores mais baixos ocorrem em casos em que as condições atmosféricas apresentam baixa umidade relativa (ex. Andrews et al. (2006)). Este parâmetro em geral decresce monotonicamente com o comprimento de onda, e está fortemente relacionado com a distribuição de tamanho das partículas.

A função de fase de Henyey-Greenstein ( $P_{HG}$ ) é uma das principais expressões analíticas utilizadas para descrever a dependência angular da radiação espalhada em função de um único parâmetro, o parâmetro de assimetria:

$$P_{HG}(\Theta, g) = \frac{1 - g^2}{[1 + g^2 - 2g \cos \Theta]^{\frac{3}{2}}} = \sum_{j=0}^N (2j + 1) g^j P_j(\cos \Theta) \quad (3.25)$$

A equação 3.25 foi inicialmente utilizada para modelar o espalhamento de radiação por poeira interestelar (Henyey and Greenstein (1941)), e, embora seja bastante conveniente, esta função não possui nenhum significado físico.

O cálculo das propriedades de espalhamento em dois ou mais comprimentos de onda fornece informações sobre o tamanho médio das partículas de aerossol. O expoente de Ångström ( $\alpha$ ) relaciona a dependência espectral da extinção (ou do espalhamento, ou da profundidade óptica de aerossóis) em dois diferentes comprimentos de onda,  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$  (Ångström (1929)):

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_2) = -\frac{\ln(\tau_1/\tau_2)}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)}. \quad (3.26)$$

Quanto maior o valor de  $\alpha$ , maior é a dependência espectral, e, portanto, menor o tamanho das partículas de aerossol. Partículas maiores estão relacionadas a valores menores de  $\alpha$ . Desta forma, distribuições de aerossol dominadas por partículas da moda fina apresentam  $\alpha \geq 1,6$ , enquanto para distribuições dominadas por partículas da moda grossa,  $\alpha \leq 0,6$ . Para a maior parte das partículas de aerossol presentes na atmosfera  $\alpha$  é um número entre 1 e 2. Ajustes quadráticos para mais de dois comprimentos de onda, conhecidos como expoentes de Ångström modificados (ex. O'Neill et al. (2001)), podem fornecer informações adicionais sobre a distribuição de tamanho, incluindo a fração de partículas da moda fina em relação ao total de partículas.

## 3.4. Equação de transferência radiativa para uma atmosfera plano-paralela

A lei de Beer-Lambert-Bouguer, apresentada na seção 3.2, é um caso particular da equação de transferência radiativa, onde são considerados apenas os processos de remoção de energia de um feixe direto de radiação devido à absorção e espalhamento ao longo do caminho óptico. No entanto, para a equação geral de transferência radiativa, outros processos que contribuem para a adição de energia ao feixe direto devem ser considerados, tais como a emissão de radiação térmica devida à superfície, gases ou nuvens, e o espalhamento de radiação proveniente de outras orientações do espaço para a direção de observação, causado por outros constituintes atmosféricos ou pela superfície em eventos de espalhamento simples ou múltiplo. Neste último caso, a probabilidade de ocorrência de mais de um evento de espalhamento aumenta com o aumento da concentração de partículas espalhadoras.

A equação que descreve a propagação de um feixe monocromático de comprimento de onda  $\lambda$  em uma atmosfera plano-paralela é dada por:

$$\mu \frac{dL_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \phi)}{d\tau_\lambda} = L_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \phi) - S_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \phi), \quad (3.27)$$

onde  $\mu = \cos\theta$ ,  $\tau_\lambda$  corresponde à profundidade óptica de extinção e  $S_\lambda$  representa a quantidade de radiação adicionada ao feixe direto.

Por simplicidade, a dependência espectral de todas as grandezas será omitida nos próximos parágrafos. Considerando condições de equilíbrio termodinâmico local, a equação 3.27 pode ser expressa por:

$$\mu \frac{dL(\tau, \mu, \phi)}{d\tau} = L(\tau, \mu, \phi) - \omega_0(\tau)J(\tau, \mu, \phi) - [1 - \omega_0(\tau)]B(T(\tau)), \quad (3.28)$$

onde  $\omega_0$  corresponde ao albedo simples, e  $B(T(\tau))$  representa a função de Planck para a emissão de um corpo negro de temperatura  $T$ , dada por:

$$B(T(\tau)) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left[ \exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1 \right]}, \quad (3.29)$$

onde  $h$  é a constante de Planck,  $c$  é a velocidade da luz no vácuo e  $k$  é a constante

### 3. Fundamentação teórica

de Boltzmann.

A contribuição do espalhamento de outras direções do espaço para a direção de observação é dada pelo termo  $J(\tau, \mu, \phi)$ , denominado função fonte de espalhamento:

$$J(\tau, \mu, \phi) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L(\tau, \mu', \phi') P(\tau, \mu, \phi, \mu', \phi') d\mu' d\phi'. \quad (3.30)$$

É importante ressaltar que, para temperaturas típicas da Terra, a contribuição do termo de emissão de radiação para a equação 3.28 é muito menor do que a contribuição devida à irradiância solar. A figura 3.7 ilustra a irradiância de dois corpos negros em função do comprimento de onda. A curva em preto ilustra a irradiância espectral de um corpo negro de temperatura 5765 K, medida a uma distância de cerca de 150 milhões de km (aproximadamente a distância entre a Terra e Sol), representando a irradiância solar na superfície terrestre. A curva em vermelho representa a irradiância espectral de um corpo negro de 310 K, simulando a emissão terrestre.

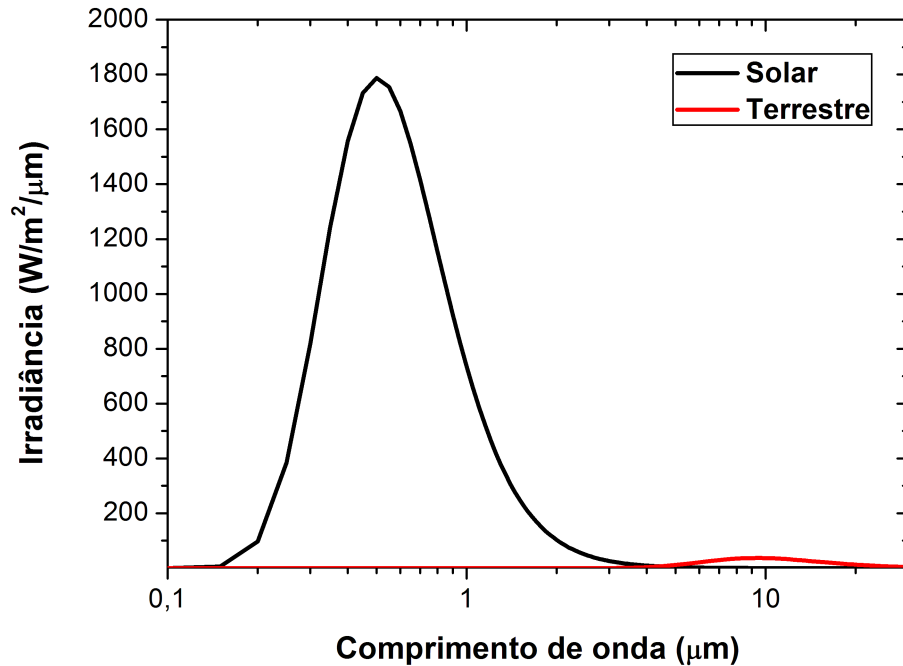


Figura 3.7.: Irradiância na superfície terrestre de dois corpos negro de temperaturas 5765 K (preto) e 350 K (vermelho).

A figura 3.7 mostra que o pico de radiação solar ocorre no espectro visível, em aproximadamente 0,5  $\mu\text{m}$ , enquanto o pico de radiação terrestre (para um corpo de 310K) ocorre na faixa do infravermelho, por volta de 10  $\mu\text{m}$ . Para a faixa espectral utilizada neste trabalho, entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$ , a contribuição devida à emissão terrestre pode ser desprezada.

### 3.5. Propriedades da superfície

O albedo de superfície é um dos parâmetros mais importantes na caracterização do balanço radiativo e de sua importância para os processos climáticos. Este parâmetro representa a fração de radiação refletida pela radiação total incidente sobre uma superfície. Diversos fatores contribuem para a anisotropia da refletância de superfície, tais como sua rugosidade, distribuição volumétrica, espaçamento entre componentes, uniformidade e espalhamento especular (Figura 3.8, Lucht et al. (2000)).

### 3. Fundamentação teórica

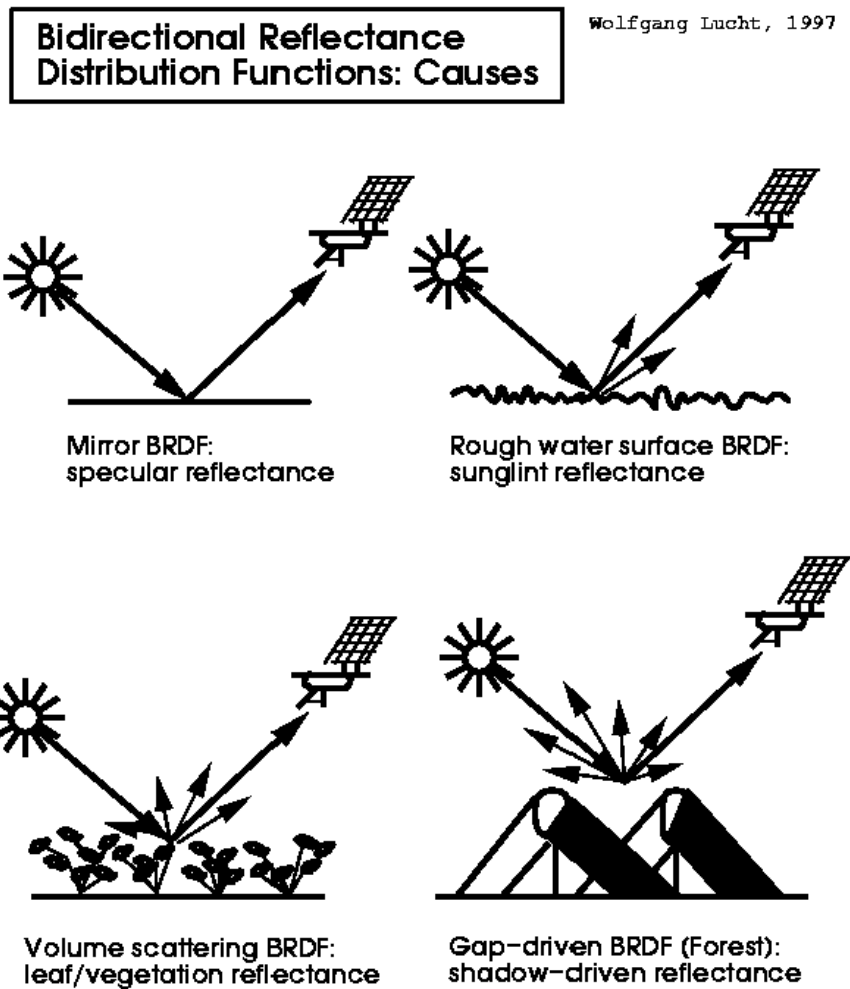


Figura 3.8.: Ilustração de diferentes tipos de espalhamento que contribuem para a anisotropia da refletância (Lucht et al. (2000))

Como a refletância de superfície em geral é anisotrópica, para obtermos o albedo, é necessário conhecer a função de distribuição de refletância bidirecional (BRDF). Esta função pode ser utilizada para padronizar observações de refletância obtidas em diferentes geometrias de iluminação e observação para uma geometria comum. As especificações da BRDF fornecem a refletância de superfície explicitamente em termos das características especulares, direcionais, espaciais e temporais. A figura 3.9 ilustra a refletância espectral de diferentes tipos de superfície (grama seca, grama verde e florestas decíduas). Estas funções foram obtidas na biblioteca espectral ASTER da NASA (<http://speclib.jpl.nasa.gov/>).



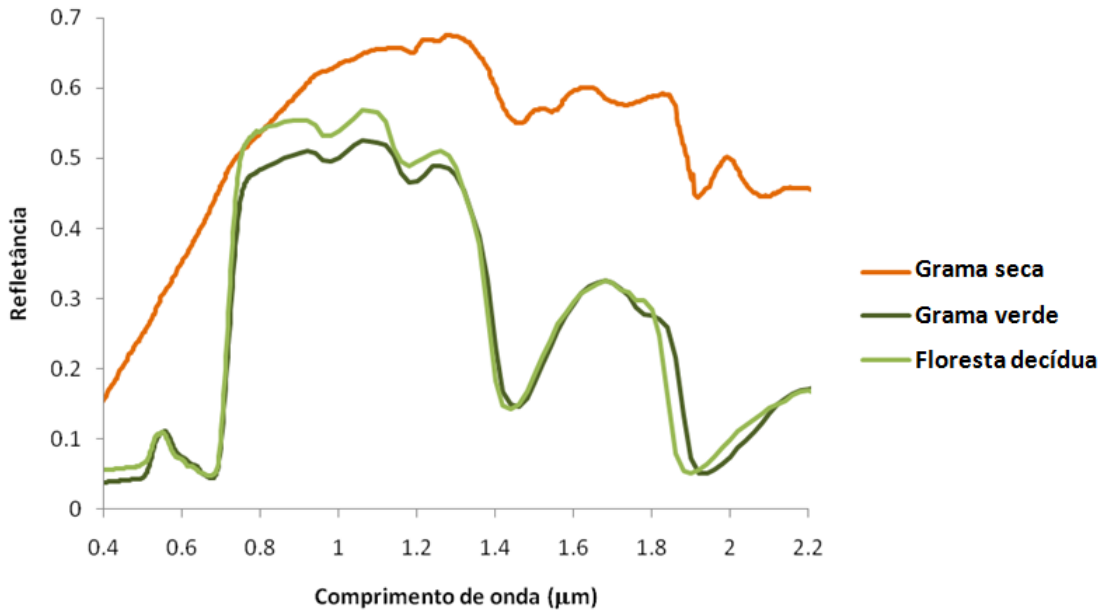


Figura 3.9.: Refletância espectral dos seguintes tipos de vegetação: grama seca, grama verde e floresta decídua (<http://speclib.jpl.nasa.gov/>).

A quantidade de radiação direta versus difusa sobre uma determinada região depende da profundidade óptica dos aerossóis sobre essa região e da geometria de iluminação solar. O albedo “black-sky” representa o albedo que a superfície apresentaria caso toda a radiação fosse direta, enquanto o albedo “white-sky” representa o albedo que a superfície apresentaria caso toda a radiação fosse difusa. O albedo da superfície é dado por uma combinação linear dos albedos direto e difuso, ponderados pelas frações de irradiância direta e difusa, de acordo com a equação abaixo (Schaaf et al. (2002)).

$$A(\theta_0, \lambda) = [1 - S(\theta_0, \tau(\lambda))]A_{bs}(\theta_0, \lambda) + S(\theta_0, \tau(\lambda))A_{ws}(\lambda), \quad (3.31)$$

onde  $S(\theta_0, \tau(\lambda))$  é a fração de radiação difusa que chega à superfície, e  $A_{bs}(\theta_0, \lambda)$  e  $A_{ws}(\lambda)$  são os albedos direto (black-sky) e difuso (white-sky), respectivamente.

A base teórica de modelos semi-empíricos é a de que a refletância da superfície pode ser modelada a partir da soma de três termos, que representam as formas básicas de espalhamento: isotrópico, volumétrico e geométrico (Lucht et al. (2000)).

A dependência do albedo de superfície direto (black-sky) com o ângulo zenital

### 3. Fundamentação teórica

solar é muito bem reproduzida pelo seguinte polinômio de ordem 3 (Lucht et al. (2000); Schaaf et al. (2002); Wanner et al. (1997))

$$A_{bs}(\theta_0, \lambda) = f_{iso}(\lambda)(g_{0iso} + g_{1iso}\theta_0^2 + g_{2iso}\theta_0^3) + f_{vol}(\lambda)(g_{0vol} + g_{1vol}\theta_0^2 + g_{2vol}\theta_0^3) + f_{geo}(\lambda)(g_{0geo} + g_{1geo}\theta_0^2 + g_{2geo}\theta_0^3), \quad (3.32)$$

onde os termos  $f_{iso}(\lambda)$ ,  $f_{vol}(\lambda)$  e  $f_{geo}(\lambda)$ , são fatores representativos das influências dos espalhamentos isotrópico, volumétrico e geométrico, respectivamente, para uma dada superfície, e os coeficientes  $g_{jk}$  são apresentados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1.: Tabela com os coeficientes  $g_{jk}$  utilizados no polinômio 3.32 para a obtenção do albedo direto.

<b>Termo <math>g_{jk}</math></b>	<b>k = Isotrópico</b>	<b>k = Volumétrico</b>	<b>k = Geométrico</b>
$g_{0k}$ (termo 1)	1.0	-0.007574	-1.284909
$g_{1k}$ (termo $\theta_0^2$ )	0.0	-0.070987	-0.166314
$g_{2k}$ (termo $\theta_0^3$ )	0.0	0.307588	0.041840

O albedo difuso (white-sky) não varia com a geometria de iluminação. Utilizando os mesmos parâmetros da equação 3.32, o albedo difuso é dado por

$$A_{ws}(\lambda) = f_{iso}(\lambda) + 0,189184f_{vol}(\lambda) - 1,377622f_{geo}(\lambda). \quad (3.33)$$

O produto de albedo de superfície do sensor MODIS foi utilizado para obter os parâmetros  $f_{iso}(\lambda)$ ,  $f_{vol}(\lambda)$  e  $f_{geo}(\lambda)$ , para o cálculo do albedo de superfície espectral para regiões cobertas por floresta, cerrado e desflorestadas. Este produto será detalhado na seção 4.1 e o procedimento utilizado para obter os modelos de superfície será detalhado na seção 5.8.1.

## 3.6. Definição de forçante radiativa

Como discutido anteriormente, a forçante radiativa direta de aerossóis (do inglês, Shortwave aerosol radiative forcing, SWARF) é dada pela diferença entre as

### 3.6. Definição de forçante radiativa

irradiâncias ascendentes no topo da atmosfera para uma condição de referência ( $F_{cl}$ ) e para uma condição perturbada pela presença de aerossóis ( $F_{pol}$ ):

$$SWARF = F_{cl} - F_{pol}. \quad (3.34)$$

Alguns autores utilizam como condição de referência a ausência de aerossóis (AOD=0), enquanto outros adotam como referência a irradiância obtida para condições consideradas não perturbadas (background).

Outro parâmetro comumente utilizado para avaliar o impacto dos aerossóis é a eficiência da forçante radiativa de aerossóis, que representa a razão entre a forçante radiativa de aerossóis e a profundidade óptica de aerossóis em 550 nm.

$$E_{\tau} = \frac{SWARF}{\tau_{550nm}} \quad (3.35)$$

Este parâmetro pode ser utilizado, por exemplo, para avaliar o impacto de um mesmo tipo de aerossóis sobre diferentes tipos de superfície, ou para avaliar o impacto de diferentes tipos de aerossóis sobre o mesmo tipo de superfície. A figura 3.10 mostra a forçante radiativa direta no topo da atmosfera em função do albedo de superfície, considerado uniformemente espectral, para aerossóis de diferentes albedos de espalhamento simples, de acordo com cálculos efetuados no código de transferência radiativa SBDART, que será apresentado na próxima seção. Esta figura ilustra a grande dependência da SWARF tanto com as propriedades ópticas da superfície quanto com as propriedades ópticas dos aerossóis. O mesmo tipo de aerossol sobre superfícies de albedos diferentes apresenta valores diferentes para a SWARF. Analogamente, diferentes tipos de aerossol sobre o mesmo tipo de superfície também apresentam diferentes SWARFs.

### 3. Fundamentação teórica

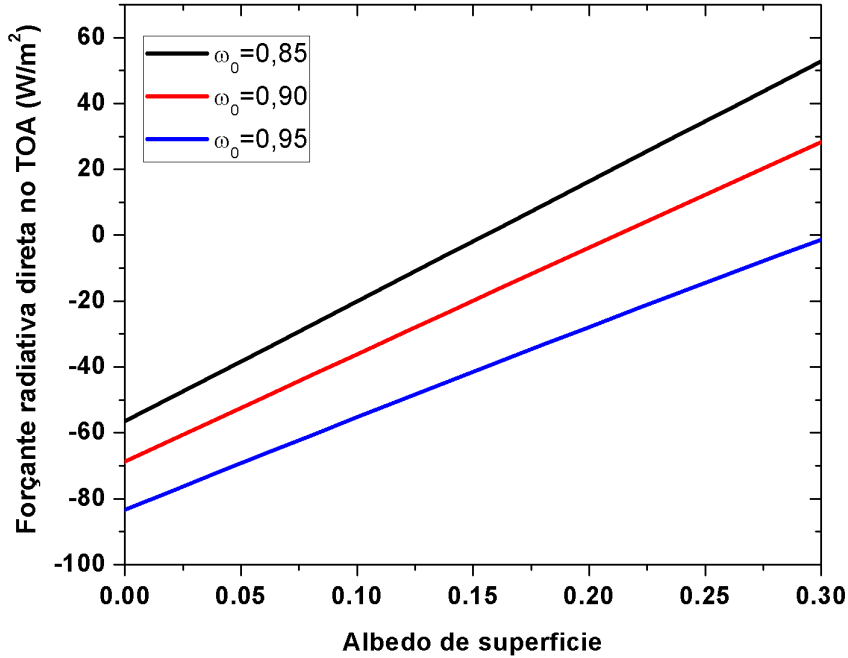


Figura 3.10.: Forçante radiativa direta no TOA em função do albedo de superfície para aerossóis de diferentes albedos de espalhamento simples ( $\omega_0$ ). Nos cálculos de transferência radiativa foram considerados AOD = 1 em 550 nm, dia do ano 243 e horário 14:30 UTC.

O balanço radiativo também pode ser alterado por modificações no albedo de superfície. Estas mudanças podem ser causadas por alterações na forma de uso do solo, devidas ao desflorestamento, práticas agrícolas e urbanização, ou pela deposição de partículas de fuligem na neve, por exemplo. A forçante radiativa de mudança do albedo de superfície (LURF) é dada pela diferença entre as irradiancias ascendentes no topo da atmosfera antes ( $F_{preservada}$ ) e após a modificação do albedo de superfície ( $F_{modificada}$ ).

$$LURF = F_{preservada} - F_{modificada} \quad (3.36)$$

Esta grandeza é calculada considerando uma atmosfera livre de aerossóis, ou seja, para AOD = 0. Neste trabalho este conceito foi utilizado para o cálculo do efeito radiativo da mudança de albedo de superfície devida ao desflorestamento.

## 4. Descrição instrumental

### 4.1. O sensor MODIS

O sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) é um radiômetro espectral passivo desenvolvido para monitorar as propriedades da superfície terrestre, oceanos e atmosfera, a fim de melhorar o entendimento do meio ambiente global e dos impactos das atividades humanas. Dentre as diversas aplicações, observações deste sensor têm sido amplamente utilizadas, para obter informações relativas às propriedades ópticas de nuvens e aerossóis, de suas variações espaciais e temporais, e da interação entre aerossóis e nuvens (King et al. (1992)).

O MODIS é operado a bordo de dois satélites do sistema EOS (Earth Observing System), o Terra e o Aqua, lançados em 1999 e 2002, respectivamente (King (2003)). Ambos os satélites operam em órbita polar em sincronia com o Sol, a 705 km de altitude, e cruzam o Equador em torno das 10h30min/22h30min e 13h30min/1h30min (horário local de passagem), respectivamente. Suas órbitas se repetem na mesma localidade a cada 16 dias. A varredura de 55° para cada lado da órbita, resulta em uma faixa imageada de 2330 km de largura, o que é suficiente para realizar uma cobertura global completa a cada 2 dias (Figura 4.1).

O sensor MODIS mede a radiância no topo da atmosfera em 36 bandas espectrais estreitas entre 0,4 e 14,4  $\mu\text{m}$  (Salomonson et al. (1989)), sendo que duas bandas são adquiridas com resolução espacial de 250 m, cinco com resolução de 500 m e as demais 29 com resolução de 1km. Destas, sete estão na região do espectro solar, em regiões espectrais denominadas janelas atmosféricas (cuja absorção gasosa é baixa), e podem ser utilizadas para o estudo dos aerossóis e seus impactos radiativos no clima nas faixas espectrais centradas em: 0,47, 0,55, 0,66, 0,86, 1,20, 1,65, e 2,13  $\mu\text{m}$ . O algoritmo de aerossóis ainda utiliza a radiância medida em outras bandas espectrais para remover o sinal proveniente da superfície e evitar contaminação por nuvens. Possui uma elevada razão sinal/ruído ( $>500$ ),

#### 4. Descrição instrumental



Figura 4.1.: Composição global das imagens obtidas pelos canais vermelho, verde e azul (RGB) do sensor MODIS, a bordo do satélite Terra, para o dia 1° de abril de 2001.

e as incertezas das radiâncias absolutas são da ordem de 2%. Dois produtos derivados de inferências do sensor MODIS foram utilizados neste trabalho: o produto de aerossóis (MOD04) e o produto de albedo (MCD43B). Estes produtos serão brevemente discutidos nos próximos parágrafos.

##### 4.1.1. O produto de profundidade de aerossóis (MOD04)

Os produtos de aerossóis obtidos pelo MODIS (MOD04) são derivados a partir de dois algoritmos distintos para obtenção das propriedades de partículas sobre os continentes (Kaufman et al. (1997)) e sobre os oceanos (Tanre et al. (1997)). Ambos os algoritmos tentam conciliar as medidas de radiâncias espectrais do MODIS a valores pré-computados (look-up tables) de radiância, obtidas a partir de cálculos de transferência radiativa para diversas condições de iluminação e observação, para diferentes concentrações de partículas de aerossol e refletâncias de superfície (King et al. (1999)). Estes produtos estão disponíveis com resolução espacial de 10 km.

Os algoritmos utilizados para fornecer as propriedades ópticas de aerossóis são constantemente aprimorados. Quando uma nova versão de algoritmo é desenvolvida, este produto do MODIS é reprocessado e distribuído como uma nova

coleção. Atualmente, o produto da coleção 5.1 está disponível, e a coleção 6 deverá ser distribuída em breve. Neste trabalho, foram utilizados produtos das coleções 4 (Remer et al. (2005)) e 5 (Levy et al. (2007b,a)). Detalhes sobre estas coleções e as principais diferenças entre elas podem ser obtidos na página dos produtos do MODIS na internet: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>.

As maiores fontes de erros na derivação da profundidade óptica de aerossóis pelo MODIS vêm da incerteza em relação à refletância da superfície e ao modelo de aerossol a ser utilizado. A incerteza da profundidade óptica de aerossóis sobre o continente é estimada em  $\sigma_{\tau_{550nm}}^{land} = \pm 0,05 \pm 0,15\tau_{550nm}$ . Esta incerteza deixa claro que há um termo aditivo e um termo que depende linearmente da profundidade óptica de aerossóis. Como o oceano é um alvo escuro, e apresenta função de refletância bidirecional mais homogênea do que áreas continentais, a incerteza da profundidade óptica de aerossóis sobre o oceano é menor do que sobre o continente  $\sigma_{\tau_{550nm}}^{oceano} = \pm 0,03 \pm 0,05\tau_{550nm}$ . Comparações de medidas de profundidade óptica obtidas pelo sensor MODIS e por radiômetros em solo da rede AERONET para diversas localizações ao redor do mundo, em geral, apresentam boa concordância. As curvas de regressão entre estimativas de AOD obtidas pelo MODIS com relação às medidas da AERONET foram  $AOD_{MODIS} = 0,1 + 0,9AOD_{AERONET}$  e  $AOD_{MODIS} = 0,03 + 1,01AOD_{AERONET}$ , para dados da coleção 4 e da coleção 5, respectivamente (Chu et al. (2002); Levy et al. (2005, 2007a); Remer et al. (2005)).

#### 4.1.2. O produto de função de refletância bidirecional (BRDF) e albedo de superfície (MCD43)

Três diferentes produtos MCD43 (Schaaf et al. (2002)) foram desenvolvidos a partir da combinação de inferências de radiância dos sensores MODIS abrigados nos satélites Terra e Aqua, com o intuito de fornecer informações sobre a função de refletância bidirecional (BRDF) e albedo de superfície da região estudada: MCD43B1, MCD43B3 e MCD43B4. Para obter estes produtos, as radiâncias medidas pelo sensor MODIS são pré-processadas, a fim de considerar os efeitos de absorção e espalhamento atmosféricos. Em seguida, são selecionados os pixels com evidência de menor contaminação por nuvens de um conjunto de 16 imagens diárias, para produzir uma imagem composta da área de interesse.

#### 4. Descrição instrumental

Conforme explicado na seção 3.5, o albedo de superfície pode ser dividido em suas componentes direta e difusa, sendo que a componente direta pode ser descrita em função do ângulo zenital solar, enquanto a componente difusa é constante em relação a esse parâmetro. O produto MCD43B1 fornece os parâmetros anisotrópicos  $f_{iso}(\lambda)$ ,  $f_{vol}(\lambda)$  e  $f_{geo}(\lambda)$  necessários para a obtenção do albedo de superfície em função do ângulo zenital solar em 7 bandas espectrais discretas (0,47, 0,555, 0,648, 0,858, 1,24, 1,64, 2,13  $\mu\text{m}$ ) e nas bandas visível (0,3 a 0,7  $\mu\text{m}$ ), infra-vermelho próximo (0,7 a 5,0  $\mu\text{m}$ ) e de ondas curtas (0,3 a 5,0  $\mu\text{m}$ ), de acordo com os modelos semi-empíricos descritos na seção 3.5. Estes parâmetros podem ser ajustados a uma função cúbica do ângulo solar para a obtenção do albedo direto (equação 3.32), de acordo com o trabalho de Lucht et al. (2000) e a uma função constante para a obtenção do albedo difuso (equação 3.33) para cada banda espectral. O produto MCD43B3 (Schaaf et al. (2002)) fornece os albedos direto e difuso calculados para o meio dia local de cada região para cada banda espectral. Já o produto MCD43B4 fornece as refletâncias de superfície no nadir ajustadas de acordo com a BRDF em cada banda espectral para o ângulo zenital solar médio observado durante o período estudado. Todos estes produtos são derivados com resolução espacial de 1 km.

Os pacotes computacionais do produto MCD43 apresentam tabelas com valores de fração de irradiância difusa ( $S(\theta_0, \tau(\lambda))$ ) em função do tipo de aerossol (continental ou marítimo), da profundidade óptica de aerossóis e do ângulo zenital solar para cada banda espectral. Estes valores podem ser utilizados em conjunto com os resultados obtidos para os albedos direto e difuso para calcular o albedo de superfície de acordo com a equação 3.31.

Neste trabalho os parâmetros anisotrópicos fornecidos pelo produto MCD43B1 foram utilizados para desenvolver os modelos de albedo de superfície para regiões cobertas por floresta, cerrado e desflorestadas (seção 5.8.1). Estes modelos foram utilizados em um código de transferência radiativa para expandir as forçantes radiativas instantâneas, calculadas a partir dos sensores CERES e MODIS, em médias diárias (seção 5.8).



## 4.2. O sensor CERES

O sensor CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) é uma componente fundamental do sistema EOS da NASA. Uma das componentes do EOS tem por objetivo mensurar o balanço radiativo terrestre e compreender os impactos das mudanças nas propriedades de nuvens e aerossóis no clima global. Os sensores CERES consistem de radiômetros de varredura em três canais de banda larga: i) um canal no espectro de ondas curtas para mensurar a radiação solar refletida na região espectral de 0,3 a 5,0  $\mu\text{m}$ ; ii) um canal entre 8 e 12  $\mu\text{m}$  para mensurar a radiação térmica emitida pela Terra na região espectral denominada janela atmosférica, e, iii) um canal total, entre 0,3 e 200  $\mu\text{m}$ , para medir todo o espectro de radiação emergente no topo da atmosfera (Wielicki et al. (1996)). As propriedades das nuvens e aerossóis são determinadas a partir do uso de medidas simultâneas de outros instrumentos, como por exemplo, o sensor MODIS.

Os instrumentos CERES são capazes de operar em dois diferentes modos de varredura. No primeiro modo (cross-track), o plano de varredura azimutal é fixo, e as linhas de varredura são perpendiculares ao caminho do satélite. No segundo modo (biaxial), o plano de varredura azimutal rotaciona, e as linhas de varredura são obtidas em uma ampla faixa de ângulos com relação ao caminho do satélite. A varredura cross-track visa essencialmente obter os fluxos radiativos no topo da atmosfera terrestre, enquanto a varredura no modo biaxial tem por intuito fornecer novas informações de fluxo angular a fim de possibilitar medidas da anisotropia da cena visualizada e melhorar a acurácia de modelos angulares utilizados para a derivação da irradiância no topo da atmosfera (Loeb et al. (2005, 2007)).

O primeiro sensor CERES foi lançado a bordo do satélite de órbita circular TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) da NASA em 1997, com cobertura espacial entre as latitudes 35°N e 35°S. Posteriormente, outros quatro novos instrumentos CERES foram lançados em dois satélites de órbita polar do sistema EOS, dois sensores no satélite Terra e dois sensores no satélite Aqua. As resoluções espaciais para a irradiância no topo da atmosfera estimada por estes sensores (com relação ao nadir) são de 10 km para o CERES lançado no TRMM e 20 km para os instrumentos a bordo dos satélites Terra e Aqua (Loeb et al. (2005)).

As fontes de calibração do sensor consistem de um difusor solar, uma lâmpada

#### 4. Descrição instrumental

de tungstênio associada a um monitor de estabilidade e um par de corpos negros que podem ser controlados em diferentes temperaturas. As calibrações internas são efetuadas tanto durante as varreduras sobre a Terra quanto através da observação do espaço. As medidas radiativas obtidas pelos instrumentos CERES demonstram grande estabilidade. Não foram identificadas mudanças significativas no ganho do instrumento para quaisquer canais no nível de 0,2% com 95% de confiança. As calibrações em terra e no espaço discordam em até 0,25%. O estudo de Loeb et al. (2005) estima que a incerteza instrumental do sensor CERES para a irradiância instantânea ascendente no topo da atmosfera seja de 5,2 W/m<sup>2</sup> para regiões tropicais em condições de céu livre de nuvens. Este valor corresponde a aproximadamente 3% do valor médio observado para a irradiância instantânea no topo da atmosfera nestas regiões.

Neste trabalho o produto Single Scanner Footprint (CERES-SSF) do sensor CERES foi utilizado para calcular a forçante radiativa direta de partículas de aerossol de queimadas sobre a Amazônia e a forçante devida à mudança do albedo de superfície sobre Rondônia, decorrente do desflorestamento da região. Este produto disponibiliza a irradiância no topo da atmosfera para os 3 canais mencionados acima, além de propriedades de aerossóis e nuvens, obtidas pelo sensor MODIS (produto MOD04) (Remer et al. (2010)), e informações meteorológicas computadas pelo modelo desenvolvido pelo Global Modelling and Assimilation Office (GMAO) Goddard Earth Observing System (GEOS) Data Assimilation System (DAS). Os dados do produto de aerossóis do MODIS (MOD04), cuja resolução é de 10 km, são reprojatados para a resolução do CERES, de 20 km (Smith (1994)). Nestas análises, a edição mais recente do produto CERES-SSF disponível até o momento, edição 3A, foi utilizada. Os produtos de aerossóis do sensor MODIS disponibilizados nesta base de dados, utilizam o algoritmo da coleção 4 até junho de 2005, e da coleção 5 após esta data.

##### 4.2.1. Modelo de distribuição angular para os sensores CERES a bordo dos satélites Terra e Aqua

Conforme descrito na seção 3.1, sensores a bordo de satélites são capazes de medir apenas a radiância no topo da atmosfera ( $L$ ), que, por sua vez, pode ser integrada sobre o ângulo sólido e convertida para irradiância de acordo com a

equação 3.3. Se a superfície que retroespalha a radiação eletromagnética for considerada isotrópica (Lambertiana), ou seja, se a radiação for espalhada uniformemente em todas as direções, então a irradiância ( $F$ ) pode ser aproximada por

$$F(\theta_0) = \pi L(\theta_0), \quad (4.1)$$

onde  $L(\theta_0)$  corresponde à radiância observada pelo sensor e  $\theta_0$  é o ângulo zenital solar.

Contudo, na realidade tanto as superfícies oceânicas quanto as continentais são anisotrópicas e portanto a radiação retroespalhada é uma forte função das geometrias de iluminação e de observação. Além disso, mudanças nas propriedades físicas e ópticas de uma cena (ex., tipo de superfície, fração de nuvens, espessura óptica de aerossóis e nuvens, etc.) influenciam fortemente na anisotropia da radiação ascendente no topo da atmosfera (Loeb et al. (2005); Zhang et al. (2005)). Negligenciar estes efeitos pode resultar em grandes erros no valor da irradiância no topo da atmosfera (Chang et al. (2000)). Para levar em conta essa anisotropia na distribuição da radiância no TOA, é necessário utilizar modelos de distribuição angulares, ou fatores anisotrópicos, que relacionam a radiância à irradiância para uma dada condição de observação. Logo, um modelo de distribuição angular (ADM) é uma função ( $R$ ) que compara a radiância de uma superfície àquela obtida por uma superfície Lambertiana e fornece os fatores anisotrópicos necessários para determinar a irradiância no topo da atmosfera a partir da radiância observada pelo sensor de acordo com a equação abaixo:

$$F(\theta_0) = \frac{\pi L(\theta_0, \theta, \phi)}{R(\theta_0, \theta, \phi)}. \quad (4.2)$$

Os fatores anisotrópicos podem ser determinados tanto teoricamente (Li et al. (2000)) quanto empiricamente, a partir de observações de satélites (Loeb et al. (2005); Zhang et al. (2005)). Para cenas livres de nuvens e de desertos em áreas continentais os ADMs do CERES a bordo do satélite Terra são calculados para cada mês com resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$  de latitude por longitude e em faixas de  $2^\circ$  de ângulos solares e de observação.

Em seguida, uma função analítica proposta por Ahmad and Deering (1992) é aplicada às refletâncias no canal de ondas curtas para representar sua dependên-

#### 4. Descrição instrumental

cia angular. A função de distribuição de refletância bidirecional (BRDF) utilizada neste ajuste considera espalhamento múltiplo de acordo com a solução da equação de transferência radiativa para um meio semi-finito (Chandrasekhar (1960)). Estes ajustes são derivados em intervalos angulares de  $\mu_0 = 0, 2$ . As BRDFs são então integradas para calcular o albedo em cada cena. A razão entre a refletância e o albedo define o ADM de uma determinada localização.

Os modelos de distribuição angulares descritos acima não levam em consideração as características de anisotropia dos aerossóis na cena observada. Isto pode acarretar em grandes erros nas irradiâncias derivadas para áreas com altas concentrações de aerossóis, como por exemplo, para a região amazônica durante a estação de queimadas. Com o intuito de considerar a anisotropia dos aerossóis, Patadia et al. (2011) desenvolveu modelos empíricos de distribuições angulares para aerossóis de queimadas na Amazônia. Esses modelos serão discutidos com mais detalhes na seção 5.6, e a correção proposta por Patadia and Christopher (2013) será aplicada às estimativas de irradiância obtidas pelo sensor CERES.

### 4.3. A rede AERONET (Aerosol Robotic Network)

A fim de complementar as medidas efetuadas pelos sensores CERES e MODIS foram utilizadas medidas de propriedades ópticas de aerossóis obtidas pelos radiômetros solares da rede AERONET (Aerosol Robotic Network), localizados na região amazônica. A AERONET (Holben (1998)) é uma rede global de monitoramento de aerossóis por sensoriamento remoto em solo, mantida pelo sistema EOS (Earth Observing System) da NASA. A figura 4.2 mostra a localização dos radiômetros solares da rede AERONET.

### 4.3. A rede AERONET (Aerosol Robotic Network)



Figura 4.2.: Localização da extensa rede de radiômetros solares da AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

Os equipamentos da AERONET consistem em radiômetros espectrais solares automáticos e idênticos, modelo CIMEL Eletronic 318A, cujas medidas permitem o monitoramento em tempo quase real de parâmetros como a espessura óptica dos aerossóis, distribuição de tamanho das partículas, coluna de vapor d'água precipitável, entre outros. Estes produtos podem ser acessados a partir do endereço <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, onde também estão disponíveis informações adicionais sobre o sistema.

Os radiômetros solares são constituídos por sensores aos quais são acoplados colimadores projetados para rejeitar a luz difusa refletida pelas suas paredes (Figura 4.3). Estes colimadores são protegidos por uma janela de quartzo que permite observações com um detector de silício enriquecido, com suficiente relação sinal-ruído para medidas espectrais precisas entre 300 e 1200 nm.

#### 4. Descrição instrumental



Figura 4.3.: Instrumentação da rede AERONET ilustrando o radiômetro solar CIMEL 318A, a antena de transmissão de dados e o painel solar.

Os sensores rotacionam no sentido dos ângulos zenital e azimutal com o auxílio de motores de passo com uma precisão de 0,05 graus. Um microprocessador calcula a posição solar baseado em informações de hora, latitude e longitude, direcionando os colimadores a menos de  $1^{\circ}$  do sol. Um pequeno detector localiza precisamente o sol para que se dê início à sequência de medidas. Após o término das medidas o instrumento retorna à posição de repouso, apontando aproximadamente para o nadir. Um sensor de umidade cancela qualquer sequência de medidas em caso de precipitação (Holben (1998)). Estes instrumentos podem medir tanto a radiação solar direta quanto a radiação solar difusa (celeste). Os procedimentos completos utilizados para essas medidas serão detalhados nas próximas subseções.

##### 4.3.1. Medidas de radiação solar direta

Uma das técnicas de sensoriamento remoto atmosférico mais simples é a radiometria solar, onde o disco solar é observado através de um colimador. O radiômetro solar mede a extinção do feixe direto de radiação em bandas de diferentes comprimentos de onda, e deriva a contribuição das partículas de aerossol na extinção total do feixe. Nesta técnica assume-se que a radiação tenha tido

### 4.3. A rede AERONET (Aerosol Robotic Network)

pouca (ou nenhuma) interação com a superfície ou nuvens, e que a absorção gasosa seja mínima (ou conhecida) para o comprimento de onda escolhido (Figura 4.4).

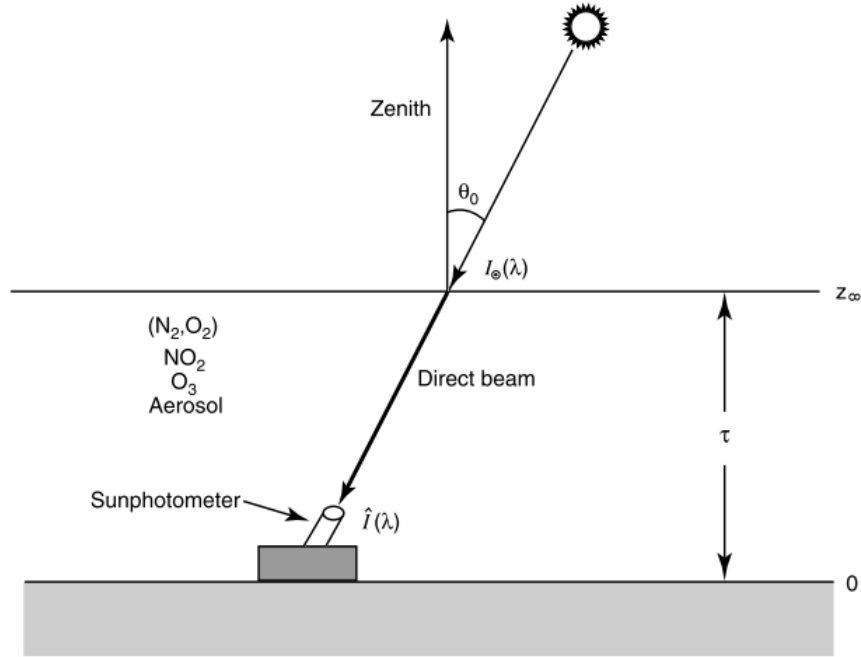


Figura 4.4.: Ilustração esquemática do funcionamento de um radiômetro solar (extraído de Liou (2002))

Os radiômetros solares da rede AERONET realizam medidas de radiância solar direta em oito bandas espectrais estreitas (centradas em 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm), determinadas através de filtros de interferência rotacionais, e têm um campo de visão de 1,2°. O canal de 940 nm está centrado em uma região espectral que sofre alta absorção pela molécula de água, e, portanto, pode ser utilizado para obtenção da coluna de vapor d'água precipitável (Halthore et al. (1997); Bruegge et al. (1992)). Os outros canais são utilizados para obter a espessura óptica espectral das partículas de aerossol, a partir do cálculo da extinção da radiação solar de acordo com a lei de Beer-Lambert-Bouguer (equação 3.7).

A profundidade óptica de extinção pode ser dividida em suas várias componentes (extinção por aerossóis, espalhamento molecular e absorção gasosa), conforme a equação 3.10. A fim de determinar a espessura óptica devida apenas às par-

#### 4. Descrição instrumental

tículas de aerossóis, a atenuação de radiação solar por outros gases que possam interferir nas medidas são estimadas e removidas. A contribuição do espalhamento molecular (Rayleigh) depende apenas da altitude do alvo na superfície, e pode ser determinada acuradamente a partir do perfil de densidade do ar de uma atmosfera padrão (Bucholtz (1995); Kasten and Young (1989); Penndorf (1957)), corrigidos de acordo com a temperatura e pressão atmosférica. Embora o perfil vertical da absorção gasosa de cada componente atmosférico varie, a absorção gasosa pode ser razoavelmente bem estimada. A espessura óptica do ozônio é obtida a partir do coeficiente de absorção deste gás (Bass and Paur (1984)) e da concentração de ozônio integrada na coluna vertical (Komhyr et al. (1995); London et al. (1976)). Desta forma, a obtenção da profundidade óptica de aerossóis a partir dos radiômetros solares é bastante direta, já que as incertezas envolvidas nesta estimativa estão bem definidas. Como mais de um comprimento de onda é utilizado, os radiômetros solares fornecem a profundidade óptica espectral, que pode ser utilizada para caracterizar o tamanho relativo do aerossol a partir do expoente de Ångström (Eck et al. (1999); O'Neill et al. (2003)), de acordo com a equação 3.26.

Para diferenciar os aerossóis das nuvens, a cada 15 minutos são efetuadas três medidas de radiação direta para cada comprimento de onda (tripletos), em intervalos de 30 segundos entre cada medida. Como a variação temporal das nuvens é bem maior que a dos aerossóis, a contaminação por nuvens (Smirnov et al. (2000)) pode ser estimada a partir de análises da variabilidade do sinal em cada triplete.

Neste trabalho foram utilizados dados de nível 2.0, que correspondem ao maior nível de controle de qualidade, onde são eliminadas medidas contaminadas pela presença de nuvens, e são aplicadas correções devidas a problemas de calibração e degradação do instrumento (Eck et al. (1999)). Para este nível de qualidade a incerteza da profundidade óptica de aerossóis varia entre 0,01 e 0,02 (Eck et al. (1999)) e a incerteza do conteúdo de vapor d'água precipitável está entre 5 e 10% (Smirnov et al. (2000)).

#### 4.3.2. Medidas de radiação solar difusa

Além das medidas de radiação solar direta, os instrumentos da rede AERONET são programados para observar a distribuição angular da radiação celeste



### 4.3. A rede AERONET (Aerosol Robotic Network)

espalhada, em intervalos de aproximadamente 1 hora ao longo do dia. Estas medidas celestes são feitas no almucântar (um círculo imaginário feito considerando o ângulo zenital do instrumento igual ao ângulo zenital solar), e no plano principal (linha no qual o ângulo azimutal é constante) em pelo menos 4 comprimentos de onda (440, 670, 870 e 1020 nm), com o intuito de observar o espalhamento espectral dos aerossóis (Figura 4.5).

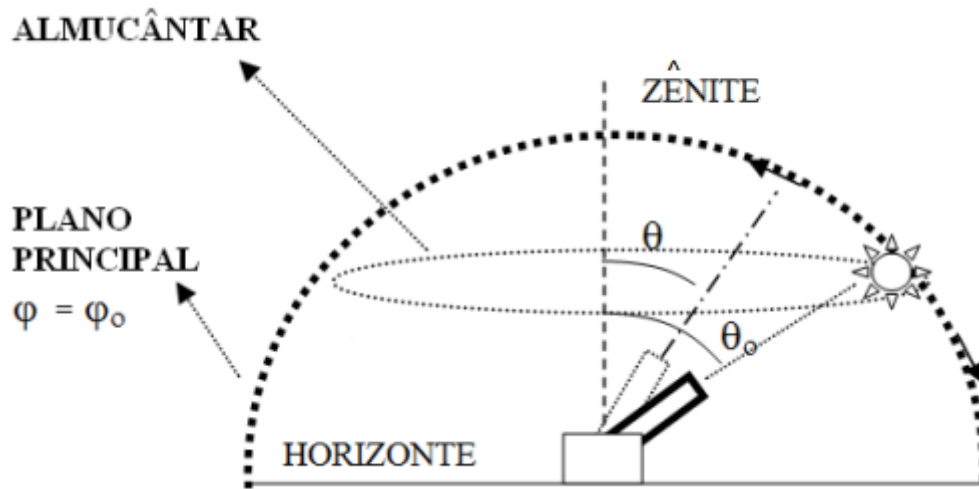


Figura 4.5.: Ilustração das medidas de radiação difusa da rede AERONET (extraído de Castanho (2005)).

Um algoritmo de inversão é utilizado em conjunto com medidas da radiação direta e difusa para calcular diversas propriedades das partículas de aerossol integradas na coluna atmosférica. Esta técnica requer hipóteses adicionais com relação à forma das partículas, interação com a superfície e processos de espalhamento múltiplo. Assume-se que as partículas de aerossol estão particionadas em duas componentes: esférica (Dubovik and King (2000); Nakajima and King (1990); Kaufman et al. (1994)) e não-esférica (Dubovik et al. (2002b, 2006)). A componente esférica é modelada por um conjunto de esferas homogêneas (índice de refração complexo é o mesmo para partículas de qualquer tamanho) e polidispersas. A componente não esférica é uma mistura de esferóides homogêneos, polidispersos e orientados aleatoriamente (ex. Mishchenko et al. (1997)). A atmosfera é considerada plano-paralela e a distribuição vertical de aerossol é considerada homogênea nas inversões no almucântar, e em duas camadas para as

#### 4. Descrição instrumental

inversões no plano principal. A refletância de superfície é aproximada de acordo a função de distribuição de refletância bidirecional (BRDF) obtida pelo sensor MODIS.

O produto gerado pelo algoritmo de inversão da AERONET fornece a distribuição volumétrica de tamanho de partículas dividida em 22 faixas para o raio da partícula (equidistantes na escala logarítmica) entre 0,05 e 15  $\mu\text{m}$  e o índice de refração complexo espectral para os comprimentos de onda correspondentes às medidas de radiância celeste. A distribuição de tamanho e o índice de refração complexo, obtidos pelo instrumento, determinam a função de fase para 83 ângulos de espalhamento, o albedo simples e o fator de assimetria para cada banda espectral. Todos os parâmetros são calculados apenas quando o ângulo zenital solar maior do que  $50^\circ$ . Para obter o índice de refração complexo e o albedo simples é necessário ainda que a concentração de aerossóis seja relativamente alta ( $AOD_{440nm} \geq 0,4$ ). Nestas condições as incertezas são estimadas em 0,03 para o albedo simples, de 30 a 50% para a parte imaginária do índice de refração e 0,04 para a parte real. Esta limitação é importante, pois a maior parte dos parâmetros de inversão só podem ser derivados para atmosferas relativamente carregadas de aerossóis.

As propriedades detalhadas de aerossóis são utilizadas para calcular as irradiancias ascendentes e descendentes no topo da atmosfera e na superfície na faixa espectral entre 0,2 e 4,0  $\mu\text{m}$  a partir do código de transferência radiativa GAME (Global Atmospheric Model) (Dubuisson et al. (1996)). A forçante radiativa de aerossóis também é calculada para a mesma faixa espectral. As simulações utilizam interpolações e extrapolações das propriedades ópticas de aerossóis obtidas nos comprimentos de onda das medidas de radiância celeste. De maneira similar, o albedo de superfície, obtido a partir de dados do sensor MODIS, também é interpolado. Neste trabalho, medidas de propriedades ópticas de aerossóis sobre a Amazônia, obtidas pela rede AERONET, foram utilizadas em um código de transferência radiativa para expandir as forçantes instantâneas, calculadas a partir dos sensores CERES e MODIS, em médias diárias (seção 5.8). Na seção 6.5.1, as forçantes radiativas diretas obtidas pela AERONET serão comparadas às forçantes obtidas neste trabalho, a partir das metodologias explicadas nas seções 5.4 e 5.5.

## 4.4. Os piranômetros da rede SolRad-Net (Solar Radiation Network)

A rede de radiômetros de superfície SolRad-Net (Solar Radiation Network) fornece medidas de irradiância solar descendente na superfície com resolução temporal de 2 minutos (Schafer et al. (2002b)). Os instrumentos da rede SolRad-Net estão instalados ao lado dos radiômetros espectrais solares da rede AERONET, a fim de complementar suas medidas. Esta rede não possui uma cobertura espacial tão ampla quanto a AERONET, sendo que são preferencialmente selecionados locais próximos a eventos de queimadas, tais como a Amazônia e a África sub-Saariana, para monitoramento de longo prazo. Diversos instrumentos foram instalados na Bacia Amazônica no contexto do experimento LBA (Large-Scale Biosphere Experiment in Amazônia). Um dos principais instrumentos que compõem esta rede, consiste em um piranômetro, fabricado pela Kipp & Zonen - modelo CM-21, que mede a irradiância solar total descendente na superfície entre 305 e 2800 nm (Figura 4.6).



Figura 4.6.: Piranômetro Kipp and Zonen modelo CM-21 da rede SolRad-Net.

De acordo com o fabricante, a incerteza esperada para a média horária das medidas é da ordem de 2%. Neste trabalho foram utilizadas medidas de irra-

#### 4. Descrição instrumental

diância solar na superfície provenientes do produto de nível 2.0, ou seja, com o maior nível de qualidade disponível. Os radiômetros são calibrados em períodos recomendados pelo protocolo da rede AERONET.

### 4.5. O código de transferência radiativa SBDART

O SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer code) (Ricchiazzi et al. (1998)) é um código desenvolvido na linguagem Fortran, amplamente utilizado para estudar processos de transferência radiativa em atmosferas planetárias. Este código soluciona a equação de transferência radiativa, considerando uma atmosfera plano-paralela, tanto na presença quanto na ausência de nuvens. Os principais processos que afetam a radiação solar e terrestre são considerados nos cálculos. Para a resolução das equações de transferência radiativa (ETR), o programa baseia-se no método das ordenadas discretas (DISORT – Discrete Ordinate Radiative Transfer) (Stamnes et al. (1988)). A intensidade da radiação espalhada ou emitida pode ser calculada para diferentes altitudes e direções (Figura 4.7).

4.5. O código de transferência radiativa SBDART

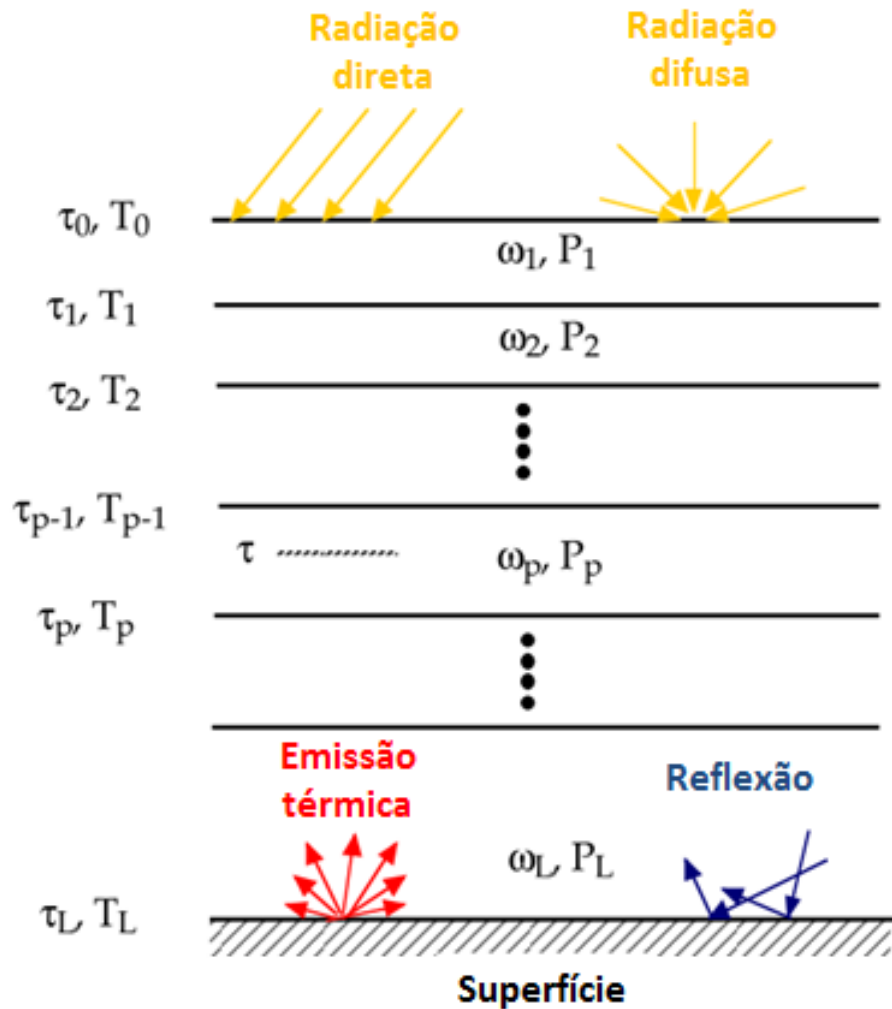


Figura 4.7.: Ilustração esquemática da transferência radiativa em um meio óptico. Os seguintes parâmetros são especificados para cada camada do meio: albedo simples de espalhamento ( $\omega_i$ ), função de fase ( $P_i$ ), temperatura ( $T_i$ ) e profundidade óptica ( $\tau_i$ ) (Stamnes et al. (2000)).

Este código disponibiliza uma biblioteca com propriedades pré-definidas para representar diferentes perfis atmosféricos, tipos de superfície, tipos de partículas de aerossol, razão de mistura de diferentes gases atmosféricos (por exemplo, nitrogênio, oxigênio, gás carbônico, metano, vapor d'água), entre outras. O SBDART é bastante flexível e permite que todas estas propriedades sejam modificadas. O usuário pode definir um novo tipo de superfície, especificando o valor do albedo de superfície em função do comprimento de onda. Para definir um perfil atmosférico

#### 4. Descrição instrumental

não-padrão, é necessário especificar os perfis verticais de temperatura, pressão, vapor d'água e densidade de ozônio. As propriedades ópticas das partículas de aerossol também podem ser especificadas a partir das funções espectrais do albedo simples, fator de eficiência de extinção, função de fase e da profundidade óptica de aerossóis. Quando o fator de assimetria é especificado a função de fase é calculada a partir da aproximação de Henyey-Greenstein; se preferir, o usuário pode especificar os momentos da expansão da função de fase em polinômios de Legendre. Diversas propriedades de nuvens podem ser definidas, tais como altura das camadas, raio efetivo de gotas, profundidade óptica, conteúdo de água líquida, entre outras propriedades. A geometria de iluminação pode ser definida a partir dos ângulos zenital e azimutal solar, ou computada a partir do dia do ano, horário, latitude e longitude do local de interesse. Como exemplos de saída de dados podem ser obtidas as irradiâncias ascendentes e descendentes no topo da atmosfera e na superfície ou radiâncias para diferentes geometrias de observação definidas pelo usuário.

Como o SBDART é um modelo de transferência unidimensional, não é possível reproduzir efeitos de gradientes horizontais no meio espalhador. Estes efeitos podem ser importantes em casos onde existem grandes gradientes, como, por exemplo, nas bordas das nuvens. Além disso, efeitos de polarização também não são incluídos neste código. Apesar destas limitações, este código tem sido amplamente utilizado em estudos de transferência radiativa na atmosfera e fornece bons resultados para simulações de processos atmosféricos na ausência de nuvens. Neste trabalho, o SBDART foi utilizado para expandir resultados instantâneos da forçante radiativa direta de aerossóis (SWARF) e da forçante de mudança de uso do solo (LURF) em médias diárias (24 horas). Este procedimento será detalhado na seção 5.8.

## 5. Metodologia

Neste trabalho foram desenvolvidos métodos para quantificar a forçante radiativa direta de partículas de aerossol de queimadas e a forçante radiativa de mudança de uso do solo, devida ao desflorestamento da região amazônica, a partir de medidas utilizando sensoriamento remoto. Para isso, foram analisadas observações simultâneas de irradiância no topo da atmosfera e profundidade óptica de aerossóis sobre a Amazônia durante o pico da estação de queimadas (entre agosto e setembro) de 2000 a 2009. Estas grandezas foram obtidas a partir dos sensores CERES e MODIS, ambos a bordo do satélite Terra, da NASA.

A forçante radiativa direta de aerossóis (SWARF) é definida como a diferença entre as irradiâncias ascendentes no topo da atmosfera (TOA) em condições limpas ( $F_{cl}$ ) e em condições poluídas ( $F_{pol}$ ), para cenas livres de nuvens. Conforme descrito na seção 4.2.1, o sensor CERES utiliza modelos de distribuições angulares (Loeb et al. (2005, 2007)) para estimar a irradiância ascendente no TOA, ou seja  $F_{pol}$ , no horário de passagem do satélite. Logo, para calcularmos a forçante radiativa direta de aerossóis é necessário definir uma estratégia para obter a irradiância para condições limpas ( $F_{cl}$ ).

Duas diferentes metodologias foram utilizadas para calcular  $F_{cl}$  e a SWARF com resolução espacial de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  de latitude por longitude. A primeira metodologia, descrita na seção 5.4, fornece as médias de  $F_{cl}$  e da SWARF durante a estação de queimadas; já a segunda metodologia, desenvolvida neste trabalho, fornece ainda estimativas individuais de  $F_{cl}$  e da SWARF para cada dia do ano, e será detalhada na seção 5.5.

Visando avaliar o impacto dos aerossóis sobre diferentes tipos de superfícies, a forçante radiativa direta e a eficiência da forçante radiativa foram analisadas separadamente para regiões classificadas como floresta e para áreas de maior albedo de superfície, tais como cerrado, plantações ou pastagens (Seção 5.3). As distribuições espaciais e temporais da forçante radiativa direta foram obtidas para

## 5. Metodologia

a região amazônica em larga escala.

Estimativas de  $F_{cl}$  sobre áreas desflorestadas e preservadas, obtidas por essas duas metodologias, também foram utilizadas para calcular a forçante radiativa de mudança de uso do solo (LURF), causada pela modificação do albedo de superfície, decorrente do desflorestamento. Esta forçante foi calculada a partir da equação 3.36. Os procedimentos utilizados para a determinação das forçantes acima mencionadas são sumarizados na figura 5.1.

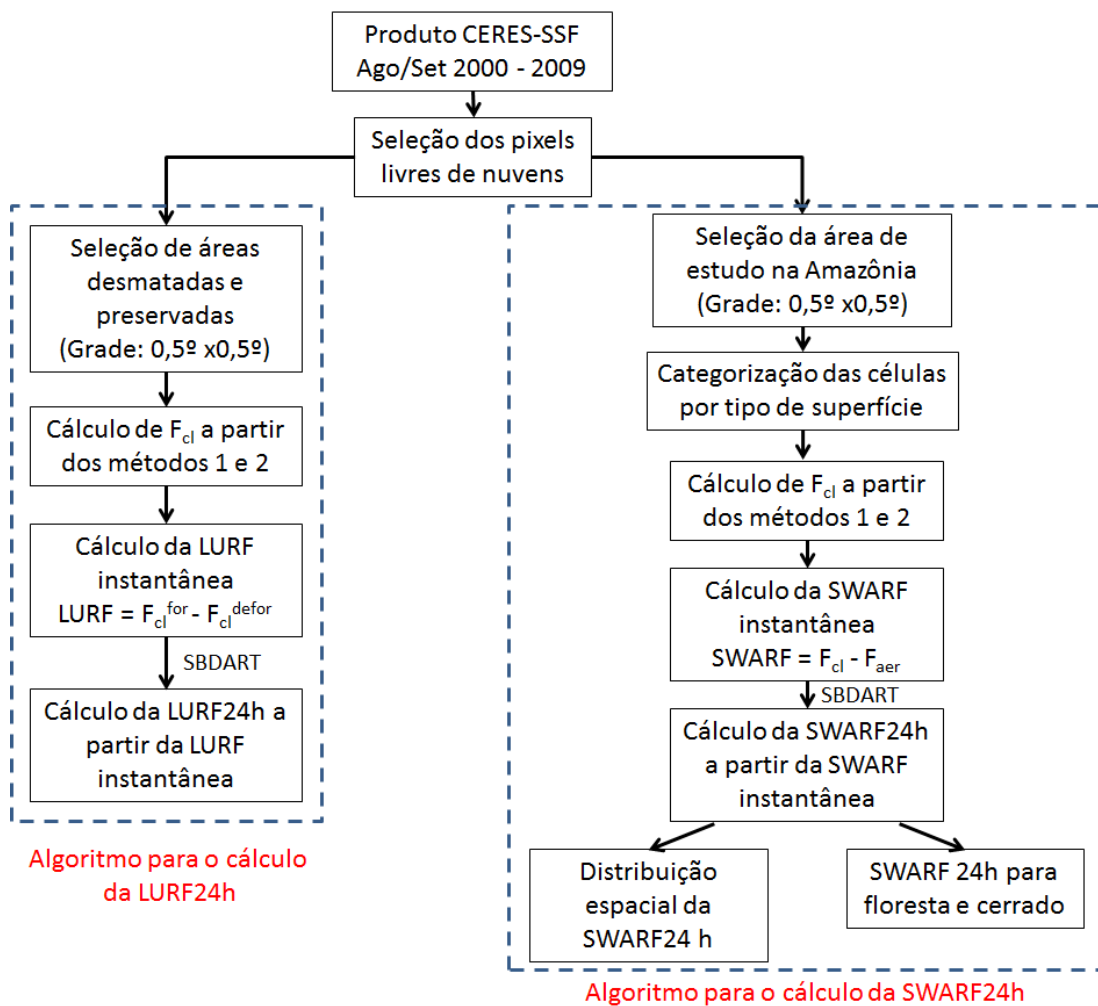


Figura 5.1.: Diagrama esquemático ilustrando o procedimento utilizado para o cálculo da forçante de aerossóis e de mudança do albedo de superfície causada pelo desflorestamento na Amazônia.

Inicialmente foram obtidos apenas resultados instantâneos destas forçantes, isto



### *5.1. Seleção da área estudada e o procedimento de identificação de nuvens*

é, no horário de passagem do satélite. Um código de transferência radiativa do tipo DISORT (DIScrete-Ordinate Radiative Transfer) foi utilizado para expandir esses valores instantâneos para médias diárias. Os modelos de aerossóis utilizados neste código foram desenvolvidos a partir de estimativas de propriedades ópticas de aerossóis, obtidas por radiômetros solares da rede AERONET localizados na região amazônica (Seção 5.8.2). O produto de albedo de superfície e BRDF do MODIS foi utilizado para elaborar os modelos de aerossóis utilizados nas simulações (Seção 5.8.2). A expansão das forçantes instantâneas em médias diárias será detalhada na seção 5.8. Cada um dos passos esquematizados na figura 5.1 será detalhado nas seções posteriores.

## **5.1. Seleção da área estudada e o procedimento de identificação de nuvens**

Para que possamos obter tanto a forçante radiativa direta dos aerossóis de queimadas quanto a forçante de mudança de albedo de superfície sobre a Amazônia, devemos garantir que os parâmetros utilizados nestes cálculos não estejam contaminados por nuvens. Durante o período da manhã a cobertura de nuvens sobre a região estudada é menor do que no período da tarde, devido à dinâmica convectiva ao longo do dia (Koren et al. (2004)). Por este motivo, foram utilizadas inferências dos sensores CERES e MODIS a bordo do satélite Terra, cujas passagens ocorrem no período da manhã (aproximadamente às 10:30 no horário local). A área de estudo foi limitada entre coordenadas 3°N e 20°S e 45°O e 65°O e entre 3°N e 11°S e 65°O e 74°O. Esta grande área engloba não apenas a floresta amazônica, como também regiões cobertas por cerrado e áreas desflorestadas. Foram analisados 20 meses de dados, durante os picos das estações de queimadas (entre os meses de agosto e setembro) de 2000 a 2009.

O ano de 2004 não foi considerado nas análises devido à alta quantidade de valores faltantes para as propriedades de aerossóis e nuvens contidas nas bases de dados do produto CERES-SSF (Single Scanner Footprint) daquele ano. Este problema é exemplificado na figura 5.2, que mostra a porcentagem de valores faltantes para as estações de queimada de cada ano.

## 5. Metodologia

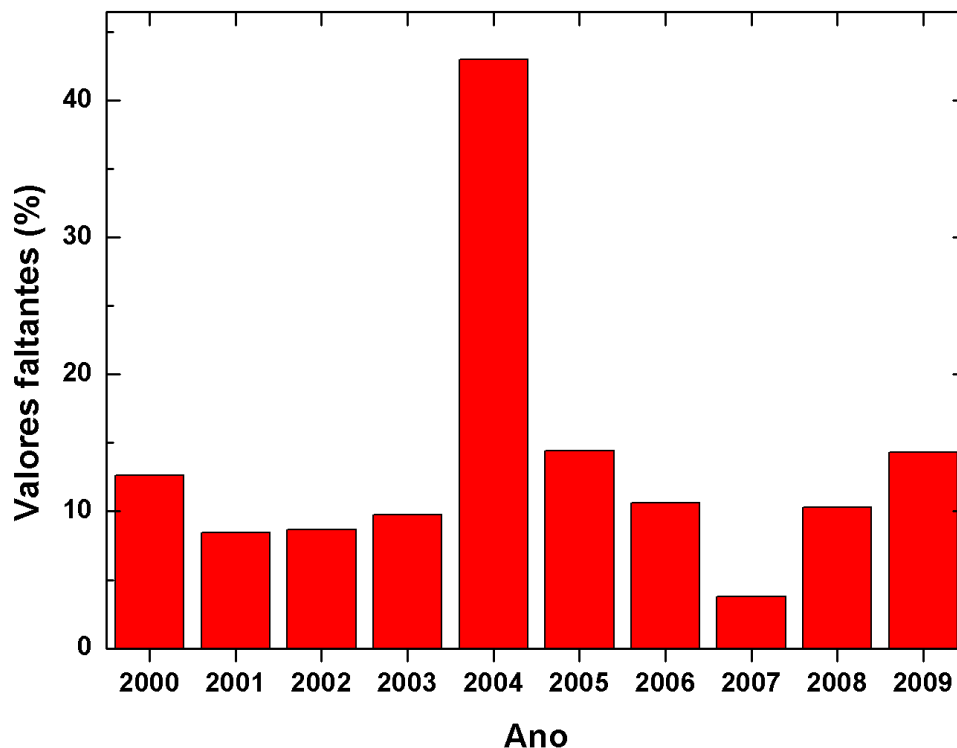


Figura 5.2.: Porcentagem de valores faltantes para as propriedades de aerossóis e nuvens na base de dados do produto CERES-SSF (Single Scanner Footprint) para as estações de queimada de cada ano.

De acordo com a figura 5.2, a quantidade de valores faltantes para as propriedades ópticas de aerossóis e nuvens na base do CERES-SSF foi da ordem de 45% para 2004, enquanto para todos os outros anos (2000-2003 e 2005-2009), os valores faltantes foram em média apenas 10%. Os pixels remanescentes em 2004 estavam localizados em uma pequena área, insuficiente para representar a área total estudada.

Duas restrições foram utilizadas para detectar e selecionar apenas pixels obtidos em condições livres de nuvens. Foram removidos pixels cuja fração de nuvens calculada de acordo com a máscara de nuvens do sensor MODIS na resolução de 1 km, era maior do que 0,5%. Além disso, o produto CERES-SSF reporta a porcentagem de área livre de nuvens, computada a partir da máscara de nuvens

## 5.2. Distribuições de ocorrência das principais variáveis analisadas

derivada a partir dos 2 canais visíveis do sensor MODIS na resolução de 250 m foram utilizados sempre que disponível. Pixels cuja porcentagem de área livre de nuvens era menor do que 99,9% também foram excluídos da análise.

Para evitar distorções acentuadas, foram removidos dados obtidos quando os ângulos zenitais solar e de observação eram maiores do que  $60^\circ$ . Pixels localizados em regiões de rios ou lagos também foram desconsiderados, uma vez que o canal de ondas curtas do CERES possui um espectro largo (0,3 a 5,0  $\mu\text{m}$ ), que se sobrepõe aos canais de absorção de vapor de água. A remoção destes pixels foi feita a partir da análise da refletância de superfície detectada no canal 1,2  $\mu\text{m}$  do sensor MODIS, de acordo com o produto MOD09, que fornece a média de 8 dias da refletância de superfície em 7 comprimentos de onda com resolução de 500 m (Vermote and Vermeulen (1999)). Foram removidos pixels do sensor CERES que apresentavam refletância de superfície menor do que 0,15 no comprimento de onda de 1,2  $\mu\text{m}$  em mais de 15% de sua área.

## 5.2. Distribuições de ocorrência das principais variáveis analisadas

Após a seleção dos dados livres de nuvens e remoção dos pixels considerados inadequados à análise pelas razões explicitadas na sessão anterior, as distribuições das principais variáveis que contribuem para a forçante radiativa direta de aerossóis foram analisadas. As figuras 5.3 e 5.4 mostram os histogramas das distribuições da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm, conteúdo de vapor d'água precipitável integrado na coluna atmosférica, albedo de superfície entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$  e ângulo zenital solar durante o horário de passagem do satélite sobre a Amazônia. Estes histogramas foram construídos a partir de mais de 848 mil pixels válidos na região estudada obtidos entre os meses de agosto e setembro de 2000 a 2009.

## 5. Metodologia

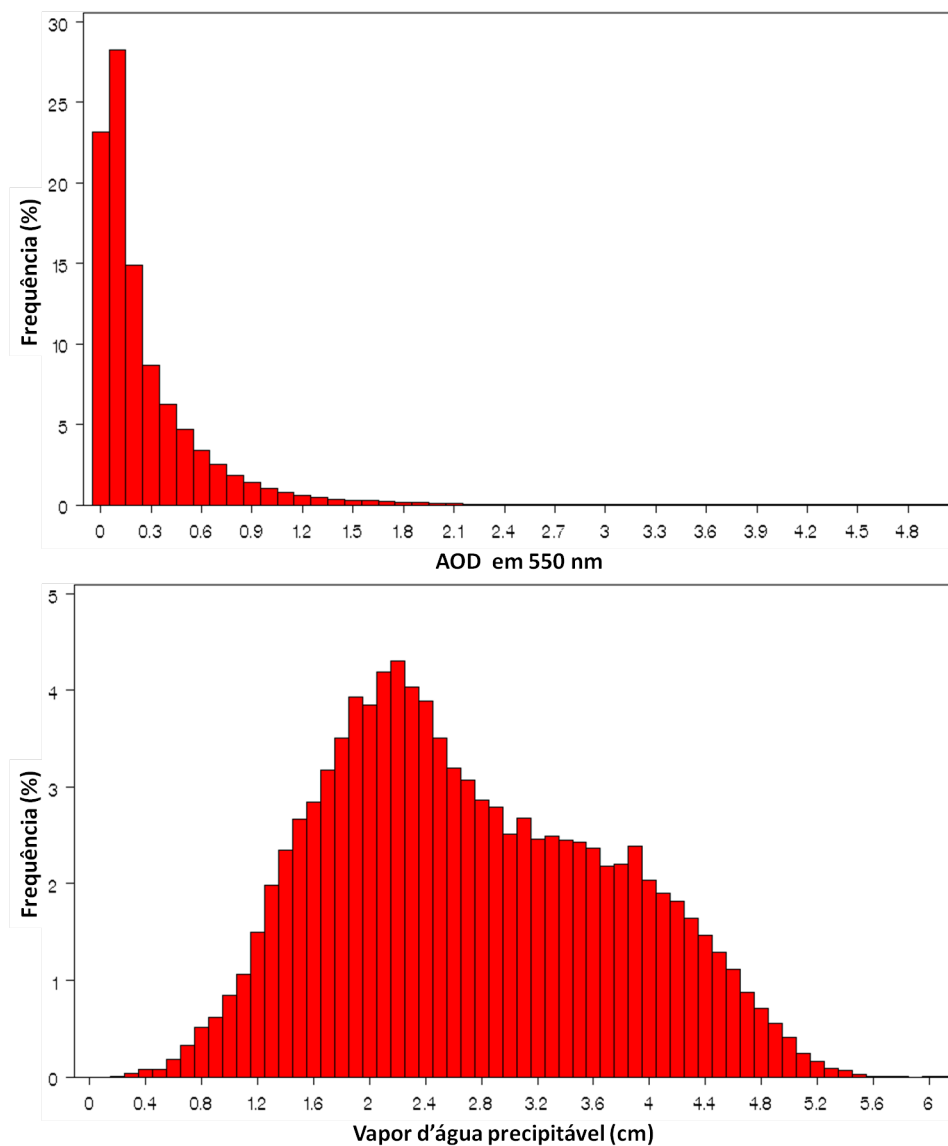


Figura 5.3.: Histogramas das distribuições de profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm e vapor d'água precipitável entre os meses de agosto e setembro de 2000 a 2009.

A figura 5.3 mostra que o número de casos decai com o aumento da profundidade óptica de aerossóis. A média e o desvio padrão da AOD durante o período estudado foram de 0,27 e 0,37, respectivamente. O conteúdo vapor d'água precipitável integrado na coluna atmosférica apresenta uma distribuição bimodal, com picos em aproximadamente 2,2 cm e 3,7 cm. Estas duas modas são devidas aos diferentes tipos de vegetação que compõem a área estudada: áreas cobertas

## 5.2. Distribuições de ocorrência das principais variáveis analisadas

por floresta tendem a ser mais úmidas devido à evapotranspiração das árvores, enquanto áreas cobertas por cerrado ou desflorestadas tendem a ser mais secas. Na seção 5.3 serão avaliadas as diferenças na quantidade de vapor d'água sobre a coluna atmosférica de regiões classificadas como floresta e cerrado. A média apresentada por esta variável para toda a região estudada foi de 2,7 cm, e seu desvio-padrão foi de 1,0 cm.

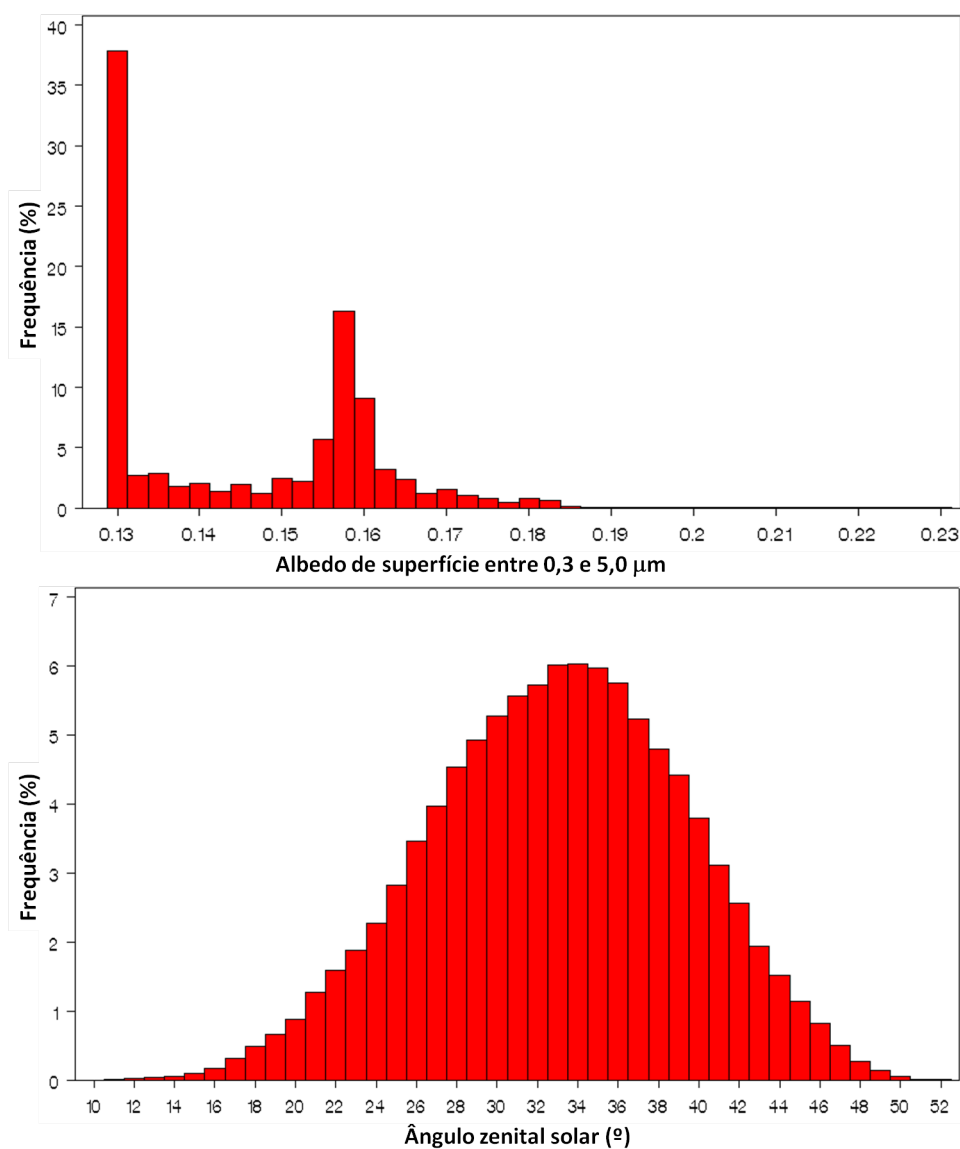


Figura 5.4.: Histogramas das distribuições de albedo de superfície entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$  e ângulo zenital solar para os meses de agosto e setembro de 2000 a 2009.

## 5. Metodologia

O albedo de superfície integrado entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$  apresenta um grande pico no valor de 0,130, devido às grandes áreas de floresta presentes na região estudada, e outro pico menos pronunciado em aproximadamente 0,158, devido a áreas mais claras, como cerrado ou áreas desmatadas. O valor médio de albedo da região selecionada foi de 0,146 com desvio-padrão de 0,015. A análise da distribuição do albedo de superfície (Figura 5.4) foi utilizada para definir os limites utilizados para classificar as células de grade em áreas cobertas por floresta ou por vegetação mais clara (como cerrado e áreas desmatadas), conforme será descrito na próxima seção. O ângulo zenital solar apresentou uma distribuição gaussiana, variando entre  $10^\circ$  e  $52^\circ$ , com média de  $33^\circ$  e desvio padrão de  $6^\circ$ . Esta alta variabilidade deve-se tanto às variações no horário de passagem do satélite durante o período estudado, quanto à variação do ângulo solar ao longo dos dois meses selecionados para estudo (agosto e setembro).

### 5.3. Classificação das células de acordo com o tipo de superfície

Em condições livres de nuvens, a presença de partículas de aerossol sobre uma superfície modifica o fluxo radiativo emergente no topo da atmosfera. Aerossóis provenientes de queima de biomassa na região amazônica apresentam valores de albedo simples da ordem de 0,9 em 550 nm (Dubovik et al. (2002a); Procopio et al. (2003); Schafer et al. (2008)). Por este motivo, seu impacto é maior sobre superfícies escuras (ex.: florestas) do que sobre superfícies claras (ex.: cerrado). Para investigar a influência dos diferentes tipos de superfície que compõem a área estudada (floresta, cerrado, plantações e pastagens) sobre a forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas, a área total analisada foi dividida em células de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  de latitude por longitude, e cada célula foi classificada de acordo com o tipo de superfície predominante. Esta resolução foi escolhida de forma a maximizar a quantidade de pixels válidos dentro de cada célula e ao mesmo tempo minimizar a heterogeneidade da refletância de superfície nesta área.

O produto CERES-SSF fornece informações sobre a cobertura percentual dos 8 tipos de superfície mais proeminentes em cada pixel de 20 km, de acordo com mapas de cobertura de superfície do International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) (Loveland and Belward (1997)). Em seguida o albedo de superfície mé-

### 5.3. Classificação das células de acordo com o tipo de superfície

dio em cada pixel é calculado a partir da multiplicação da cobertura percentual de cada superfície dentro do campo de visão do sensor CERES pelos valores de albedo de superfície integrados entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$  associados a cada tipo de superfície, de acordo com observações de campo.

Como o tamanho de célula necessário para calcular a forçante radiativa direta de aerossóis e a forçante de mudança de albedo de superfície ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) é maior do que a resolução de mapas de cobertura de superfície (da ordem de 1 km), uma única célula pode apresentar diversos tipos de superfície dentro dela, impossibilitando a classificação de cada célula individual em uma única categoria de cobertura de superfície. Por este motivo, cada célula foi classificada de acordo com a média do albedo de superfície estimado pelo CERES durante os meses de agosto e setembro de cada ano.

Neste trabalho, caso a média do albedo de superfície em uma dada célula fosse menor do que 0,140, a célula era considerada floresta; caso este valor fosse maior do que 0,155, a célula era considerada cerrado; caso contrário (valores de albedo entre 0,140 e 0,155) a célula era classificada como área de transição entre floresta e cerrado. É importante ressaltar que a categoria classificada como cerrado também inclui áreas de pastagens e plantações. Por simplicidade, contudo, ao longo deste texto, áreas que apresentam alto valor de albedo de superfície serão denominadas simplesmente como cerrado. Esta classificação foi utilizada para a avaliação da forçante radiativa direta de aerossóis e da eficiência da forçante sobre áreas cobertas por floresta e por cerrado (ou pastagens e plantações), conforme apresentado na seção 6.2.4. A figura 5.5 ilustra a distribuição do conteúdo de vapor d'água precipitável integrado na coluna atmosférica para regiões de floresta e cerrado de acordo com esta classificação.

## 5. Metodologia

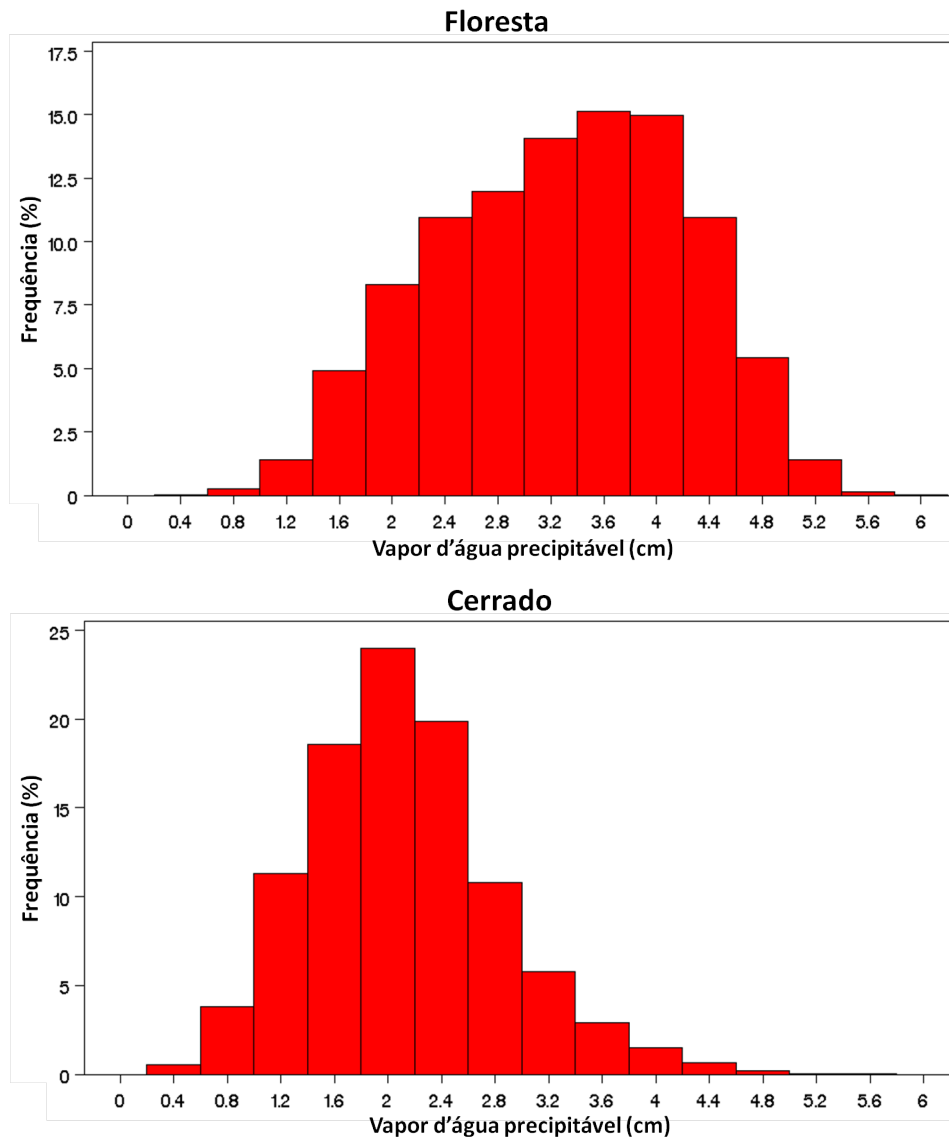


Figura 5.5.: Histogramas de distribuições do conteúdo de vapor d'água precipitável integrado na coluna atmosférica para áreas classificadas como floresta e cerrado.

Os histogramas acima mostram que a quantidade de vapor d'água precipitável sobre regiões de floresta é em média 3,3 cm, enquanto para regiões de cerrado esse valor é significativamente menor, da ordem de 2,1 cm. O desvio-padrão dessa variável também foi bastante alto, da ordem de 0,9 cm para floresta e de 0,7 cm para cerrado. Os valores médios de vapor d'água precipitável para floresta e cerrado foram utilizados no código de transferência radiativa SBDART



#### 5.4. Cálculo da forçante radiativa direta média durante a estação seca (Método 1)

em conjunto com modelos de superfície e de aerossóis para a obtenção das médias diárias da forçante radiativa de aerossóis, como será explicado na seção 5.8.

### 5.4. Cálculo da forçante radiativa direta média durante a estação seca (Método 1)

Nesta seção será utilizado um procedimento, proposto por Patadia et al. (2008), para calcular a média da forçante radiativa direta de aerossóis durante a estação de queimadas da Amazônia. De acordo com a equação 3.34, esta forçante (do inglês SWARF, shortwave aerosol radiative forcing) pode ser definida como a diferença entre a irradiância média para condições livres de aerossóis de queimada ( $F_{cl}$ ) e a irradiância média na presença desses aerossóis ( $F_{pol}$ ) observadas durante o período estudado. Para a obtenção de  $F_{cl}$ , para cada célula de  $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ , foi calculada a regressão linear da irradiância ascendente no topo da atmosfera, obtida durante o horário de passagem do satélite, em função da profundidade óptica de aerossóis. O coeficiente linear de cada regressão fornece a média da irradiância no topo da atmosfera durante a estação de queima de biomassa no limite em que AOD=0 para cada célula. Este valor foi considerado a irradiância para condições livres de aerossóis e foi utilizado para calcular a forçante radiativa direta. A figura 5.6 mostra exemplos desta regressão para duas células: uma coberta por floresta e outra por cerrado.

## 5. Metodologia

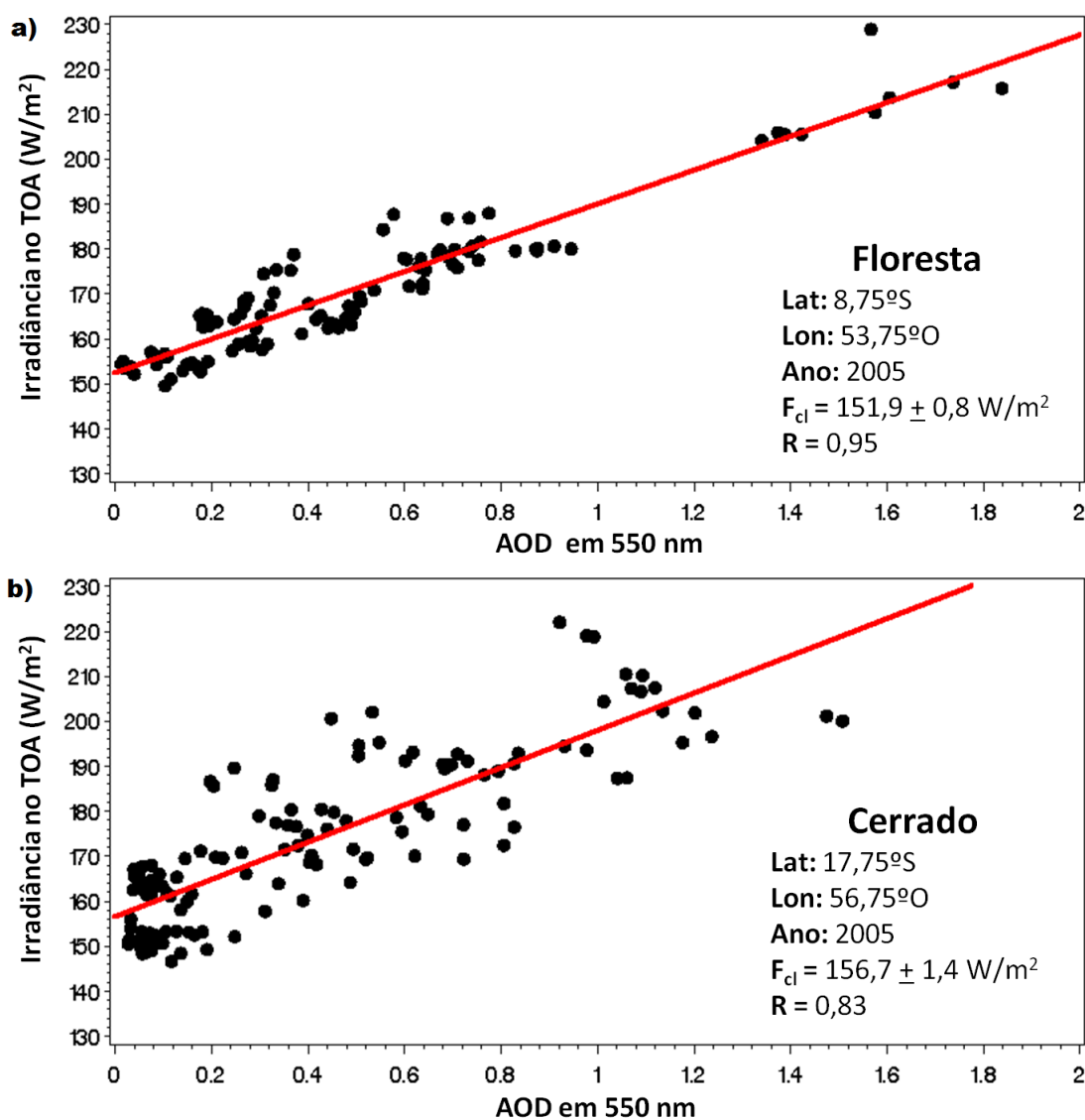


Figura 5.6.: Exemplos da regressão dos dados de irradiância no topo da atmosfera pela profundidade óptica de aerossóis obtida entre os meses de agosto e setembro de 2005 pelos sensores CERES e MODIS para células de  $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$  de latitude por longitude localizadas sobre regiões classificadas como: a) floresta e b) cerrado.

De acordo com a figura 5.6, apesar da área classificada como floresta estar mais próxima do equador (latitude =  $8,75^{\circ}$  S) e, portanto, mais radiação solar incidir em sua superfície do que sobre a área classificada como cerrado (latitude =  $17,75^{\circ}$  S), os valores obtidos para a irradiância média no topo da atmosfera para condições limpas ( $F_{cl}$ ) durante a estação de queimadas foi maior sobre cerrado

#### 5.4. Cálculo da forçante radiativa direta média durante a estação seca (Método 1)

do que sobre floresta. Isto se deve ao fato de o albedo de superfície de áreas cobertas por cerrado ser maior do que o albedo de superfície de floresta, o que aumenta o fluxo de radiação retroespalhada para o topo da atmosfera. Nota-se também que a dispersão das medidas adquiridas mostradas no exemplo a) é bem menor do que no exemplo b), indicando que a heterogeneidade na refletância de superfície observada na célula classificada como cerrado é maior do que na célula classificada como floresta.

É importante salientar que a linearidade da irradiância ascendente no topo da atmosfera com a profundidade óptica dos aerossóis não é válida para valores altos de AOD. Por isso, foram utilizados apenas dados cujo valor da AOD era menor do que 2, a fim de assegurar que a regressão fosse efetuada na região em que esta função era linear.

Note que neste procedimento a definição de forçante radiativa direta considera o efeito total dos aerossóis no balanço radiativo, incluindo a contribuição dos aerossóis de background na Amazônia (de aproximadamente  $AOD=0,1$  em 550 nm). Formalmente alguns autores (Yu et al. (2006)) utilizam o termo efeito radiativo direto para distinguir esta grandeza da forçante radiativa direta de aerossóis. Na próxima seção será proposta uma nova metodologia para calcular a forçante radiativa direta de aerossóis para cada dia do ano, considerando apenas o efeito das partículas de queimadas. Neste texto, por simplicidade, utilizaremos o termo forçante radiativa para nos referirmos aos produtos obtidos por ambas as metodologias, apesar das diferenças nas premissas assumidas.

Nesta metodologia, os gráficos da irradiância no topo da atmosfera pela AOD, utilizados para o cálculo da SWARF para cada célula de  $0,5^\circ$  por  $0,5^\circ$  foram construídos a partir de dois meses de medidas. Variações no horário de passagem do satélite, conteúdo de vapor d'água precipitável na coluna atmosférica e heterogeneidades no albedo de superfície de uma dada célula, podem introduzir outras fontes de incerteza além da incerteza instrumental do sensor. A fim de incluir as variabilidades destes parâmetros na incerteza final da SWARF, a incerteza individual de cada medida de irradiância foi recalculada. Para isso, assumimos a hipótese de que, as incertezas de todas as medidas para uma dada célula são iguais e o chi-quadrado reduzido do ajuste foi igualado a 1. Para cada célula, a incerteza da irradiância no topo da atmosfera medida pelo CERES foi estimada pela equação:

## 5. Metodologia

$$\chi_{red}^2 = \frac{1}{N-2} \sum_{i=1}^N \frac{(y_i - y(x_i))^2}{\sigma^2} = 1, \quad (5.1)$$

onde  $N - 2$  corresponde ao número de graus de liberdade,  $y_i$  e  $y(x_i)$  correspondem, respectivamente, aos valores observado e previsto pelo ajuste linear para a irradiância para o ponto  $i$ , e  $\sigma$  corresponde a incerteza da irradiância para cada ponto experimental. Em seguida, as incertezas dos coeficientes lineares e angulares foram recalculadas para cada célula de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ . Para o cálculo da incerteza da SWARF ( $\sigma_{SWARF}$ ), a covariância entre a irradiância no topo da atmosfera para condições limpas e a irradiância média observada na presença de aerossóis ( $cov(F_{cl}, F_{pol})$ ) para cada célula foi levada em consideração de acordo com a equação (Helene (2006)).

$$\sigma_{SWARF}^2 = \sigma_{F_{cl}}^2 + \sigma_{F_{pol}}^2 + 2cov(F_{cl}, F_{pol}), \quad (5.2)$$

onde  $\sigma_{F_{cl}}$  e  $\sigma_{F_{pol}}$  são as incertezas da irradiância para condições limpas e poluídas.

Para que fosse garantida uma estatística adequada dos dados de cada célula, foram excluídos da análise casos em que a célula apresentasse menos de 10 pontos válidos ou em que a correlação entre os pontos fosse menor do que 0,2.

A eficiência da forçante radiativa direta de aerossóis, definida como a taxa de mudança entre a SWARF por unidade de AOD (equação 3.35), foi utilizada para estimar o impacto dos aerossóis sobre diferentes tipos de superfície. Neste procedimento foi assumida a hipótese de que, tanto a superfície quanto as propriedades ópticas dos aerossóis permaneceram as mesmas durante os meses de agosto e setembro de cada ano. Para calcular a eficiência da forçante em 550 nm, os pixels foram agrupados de acordo com o tipo de superfície (floresta ou cerrado), conforme a metodologia explicada na seção 5.3. A regressão linear da irradiância ascendente no topo da atmosfera pela AOD foi efetuada para cada tipo de superfície para cada ano. As eficiências das forçantes de aerossóis sobre floresta e cerrado foram obtidas a partir dos coeficientes angulares destes ajustes lineares. As forçantes e as eficiências instantâneas da forçante radiativa de aerossóis de queimada foram expandidas em média de 24 horas de acordo com o procedimento explicado na seção 5.8.

## 5.5. Cálculo da forçante radiativa direta para cada dia do ano (Método 2)

Conforme discutido anteriormente, a metodologia apresentada na seção anterior permite apenas o cálculo da distribuição espacial da SWARF média durante a estação de queima de biomassa. Devemos lembrar, no entanto, que o tempo de residência dos aerossóis na atmosfera é curto (da ordem de dias). Por este motivo, nos empenhamos em desenvolver um método para o cálculo da forçante radiativa de aerossóis para cada dia do ano a partir de dados de sensoriamento remoto. Para o desenvolvimento dessa nova metodologia foram utilizadas as bases de dados do produto CERES-SSF obtidas durante o período de 1<sup>o</sup> de julho a 31 de outubro entre os anos 2000 e 2009. Nesta nova abordagem, cenas que apresentavam profundidade óptica (AOD) menor do que 0,1 foram consideradas cenas de background. Como o horário de passagem do satélite e a iluminação solar variam para cada dia do ano, o ângulo zenital solar durante a medida do sensor apresentou variações entre 10<sup>o</sup> e 52<sup>o</sup> sobre a área estudada no período de queimadas (Figura 5.4). Para o cálculo da irradiância no topo da atmosfera para condições de background ( $F_{cl}$ ), a área total estudada foi dividida em células de 0,5<sup>o</sup> x 0,5<sup>o</sup>. Para cada célula,  $F_{cl}$  foi estimada a partir da regressão linear da irradiância no topo da atmosfera pelo cosseno do ângulo zenital solar ( $\cos(\theta_0)$ ) para condições de background (AOD < 0,1). Exemplos de regressões obtidas para células classificadas como floresta e cerrado são mostradas na figura 5.7.

## 5. Metodologia

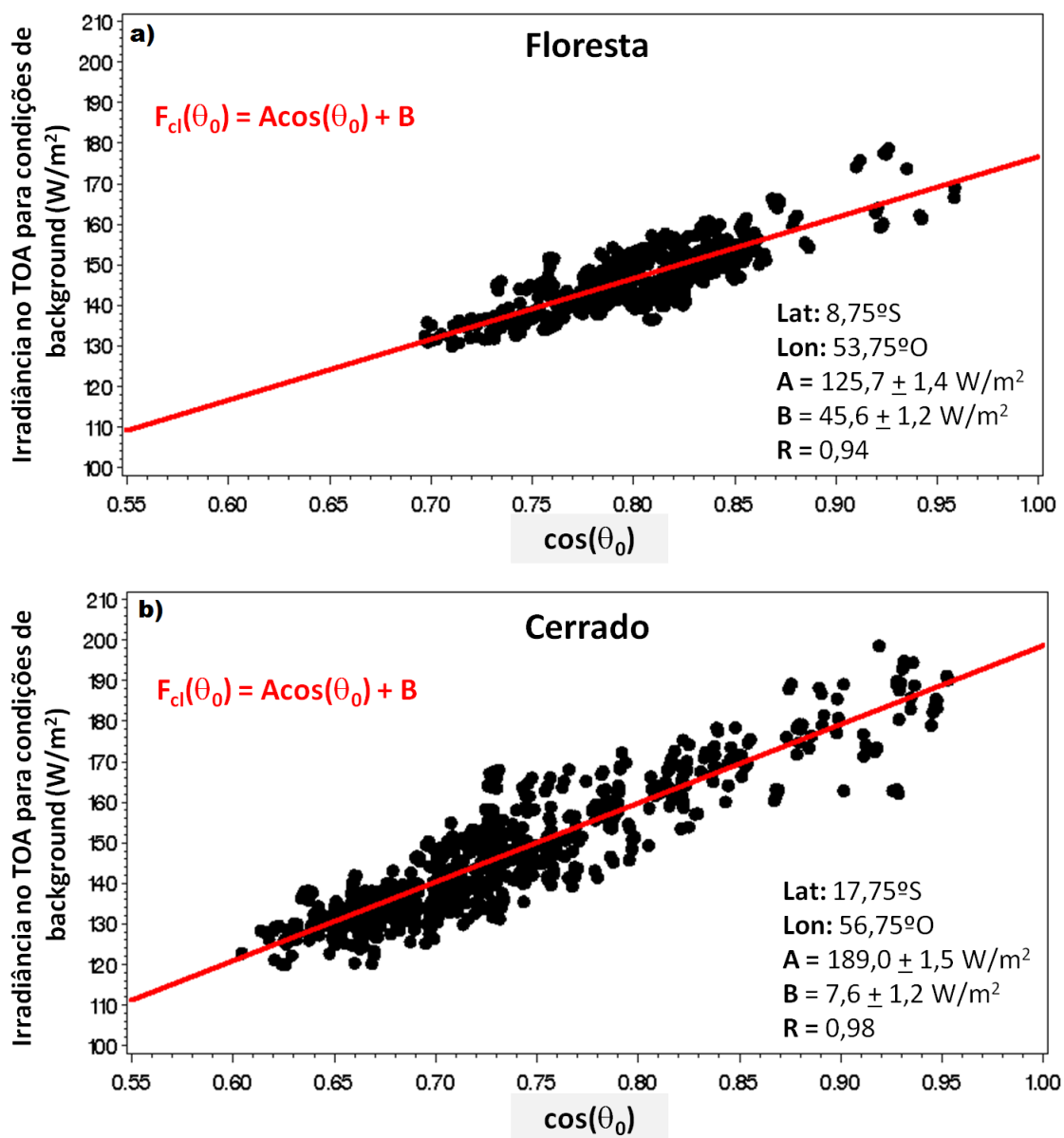


Figura 5.7.: Exemplos da regressão linear da irradiância no topo da atmosfera para condições de background ( $F_{cl}$ ) pelo cosseno do ângulo zenital solar para células de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  localizadas sobre regiões classificadas como: a) floresta e b) cerrado. Estes gráficos foram construídos a partir de cenas cuja  $AOD_{550nm} < 0,1$ .

Para cada pixel do CERES, foi identificado qual era o ângulo zenital solar no horário de passagem do satélite. A forçante radiativa instantânea foi calculada pela diferença entre o valor de  $F_{cl}(\theta_0)$ , obtido pelo ajuste da função linear, e o

### 5.5. Cálculo da forçante radiativa direta para cada dia do ano (Método 2)

valor de irradiância no TOA ( $F_{pol}$ ) medido pelo CERES, de acordo com a equação abaixo.

$$SWARF = A \cos(\theta_0) + B - F_{pol} \quad (5.3)$$

Casos cuja correlação entre  $F_{cl}(\theta_0)$  e o  $\cos(\theta_0)$  era menor do que 0,2 foram desconsiderados. Da mesma forma, se o número de pontos em cada célula fosse  $< 10$ , o cálculo da SWARF não era efetuado. Assim como na seção anterior, a forçante radiativa instantânea (para o horário de passagem do satélite) foi expandida para forçante média de 24 horas a partir do código de transferência radiativa SBDART, de acordo com a metodologia explicada na seção 5.8.

A figura 5.8 ilustra o comportamento da SWARF24h em função da AOD para pixels classificados como área de transição durante a estação de queimadas de 2006.

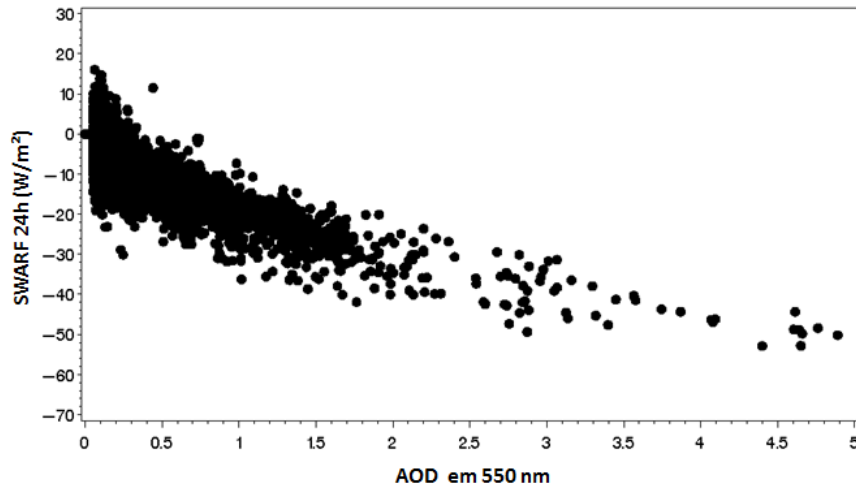


Figura 5.8.: Média diária da forçante radiativa direta (SWARF 24h) em função da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm para áreas de transição durante a estação de queimadas de 2006.

Conforme discutido na seção 5.4, a figura 5.8 mostra que para altas concentrações de partículas a forçante radiativa de aerossóis não apresenta comportamento linear com a AOD. Os resultados de forçante radiativa obtidos a partir da metodologia proposta neste capítulo foram utilizados para estimar a eficiência da forçante radiativa de aerossóis de queimada sobre diferentes tipos de superfície. Como na seção anterior, os pixels foram agrupados de acordo com a classificação

## 5. Metodologia

de superfície, explicada na seção 5.3, para cada ano. A eficiência da forçante foi estimada a partir do coeficiente angular da regressão da SWARF24h por AOD para cada tipo de superfície, considerando apenas casos em que  $AOD < 2$ . Na seção 6.1.4, as duas metodologias utilizadas para o cálculo da forçante radiativa de aerossóis e sua eficiência serão comparadas. Alguns exemplos das distribuições espaciais e temporais da forçante radiativa diária, com suas respectivas incertezas, serão mostrados na seção 6.2.3.

### 5.6. Correção da forçante radiativa direta de acordo com modelos empíricos de distribuição angular

Um dos grandes desafios na determinação da irradiância ascendente no topo da atmosfera a partir de sensores a bordo de satélites envolve a construção de modelos de distribuição angulares (ADM) precisos, utilizados para converter radiância em irradiância, de acordo com a equação 4.2. Os modelos de distribuição angular utilizados atualmente pelos sensores CERES, a bordo dos satélites Terra e Aqua, não levam em consideração as características anisotrópicas do espalhamento de radiação por partículas de aerossol.

Com o intuito de estimar o impacto da alta concentração de aerossóis de queimadas na anisotropia da irradiância no topo da atmosfera, Patadia et al. (2011) desenvolveram uma metodologia para obter novos modelos empíricos de distribuição angular para a região amazônica durante a estação seca. Para isso, os autores utilizaram medidas de radiância entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$  obtidas pelo sensor CERES sobre a Amazônia em diversas geometrias de observação e iluminação solar entre 2000 e 2008. As cenas observadas foram caracterizadas a partir de medidas simultâneas de profundidade óptica de aerossóis e de albedo de superfície, obtidas pelo sensor MODIS, a bordo do satélite Terra. Para formular os modelos de distribuição angular empíricos, as medidas foram agrupadas em  $j$  intervalos de acordo com a profundidade óptica de aerossóis e albedo de superfície. Cada intervalo  $j$  de albedo de superfície e AOD foi então subdividido em  $i$  intervalos de ângulo zenital solar,  $k$  intervalos de ângulo zenital de observação e  $l$  intervalos de ângulo azimutal de observação. Para um dado tipo de cena  $j$ , as medidas de



### 5.6. Correção da forçante radiativa direta de acordo com modelos empíricos de distribuição angular

radiância do CERES podem ser diretamente convertidas em irradiância  $F_j(\theta_{0i})$  integrando  $L_j(\theta_{0i}, \theta_{0k}, \phi_l)$  sobre todos os ângulos sólidos disponíveis, de acordo com a equação 3.3. Os modelos de distribuição angular empíricos ( $R_j$ ) podem ser obtidos por:

$$R_j(\theta_{0i}, \theta_{0k}, \phi_l) = \frac{\pi \overline{L}_j(\theta_{0i}, \theta_{0k}, \phi_l)}{F_j(\theta_{0i})}, \quad (5.4)$$

onde  $\overline{L}_j$  é a radiância média no intervalo  $(\theta_{0i}, \theta_{0k}, \phi_l)$  para a faixa  $j$  de albedo de superfície e AOD, e  $F_j$  é a irradiância ascendente no topo da atmosfera para o intervalo  $i$  de ângulo zenital solar para o tipo de cena  $j$ .

Em um outro trabalho, Patadia and Christopher (2013) utilizaram uma metodologia semelhante à descrita na seção 5.4 para calcular a forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas sobre a Amazônia a partir de dados de irradiância obtidos pelos modelos de distribuição angulares atuais do CERES (CADM) e pelos modelos empíricos desenvolvidos em Patadia et al. (2011) (EADM), com o intuito de comparar estes resultados. A figura 5.9 ilustra os resultados de forçante instantânea de aerossóis obtidos pelos dois modelos angulares em função da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm.

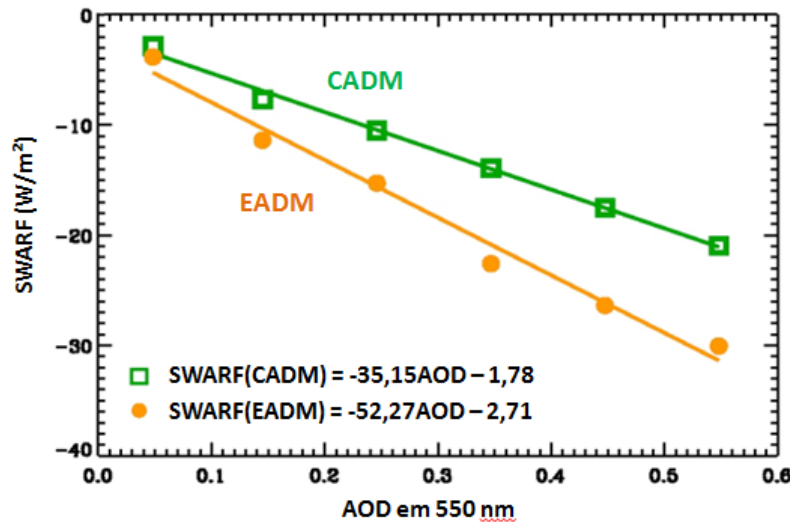


Figura 5.9.: Forçantes radiativas diretas de aerossóis obtidas a partir dos modelos de distribuição angular atuais do CERES (CADM) e os modelos empíricos (EADM) propostos por Patadia et al. (2011) em função da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm.

## 5. Metodologia

A figura 5.9 mostra que as forçantes calculadas a partir dos modelos de distribuições angulares empíricos são sistematicamente mais negativas do que as forçantes calculadas a partir dos modelos de distribuições angulares do sensor CERES. A diferença entre as forçante calculadas a partir destes dois modelos aumenta linearmente com a profundidade óptica de aerossóis.

A diferença entre as forçantes radiativas diretas de aerossóis obtidas a partir destes dois modelos de distribuição angular também foi avaliada em função do albedo de superfície e da profundidade óptica de aerossóis (Figura 5.10).

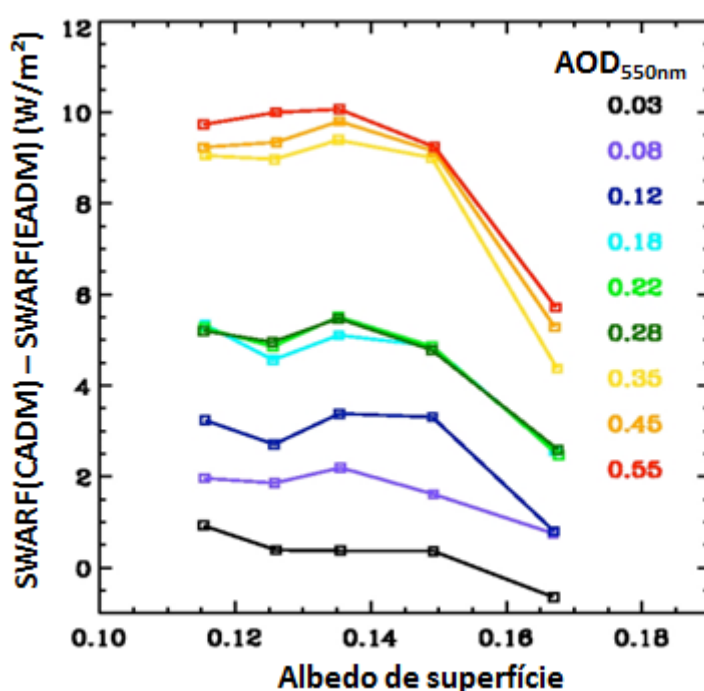


Figura 5.10.: Diferença entre as forçantes radiativas obtidas utilizando os modelos de distribuição angular atuais do CERES (CADM) e os modelos empíricos (EADM) propostos por Patadia et al. (2011) em função do albedo de superfície e da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm.

A figura 5.10 mostra que os modelos de distribuição angulares utilizados atualmente pelo CERES subestimam a intensidade da forçante radiativa instantânea de aerossóis. Para uma variação de aproximadamente 0,5 na AOD em 550 nm, a diferença entre as forçantes alcança valores de até  $10 W/m^2$  para regiões de albedo de superfície baixo e profundidade óptica de aerossóis em 550 nm de 0,55.

### 5.7. A forçante radiativa devida à mudança de albedo de superfície

Para regiões de maior albedo de superfície, esta diferença é menor (da ordem de  $6 \text{ W/m}^2$ ), mas ainda significativa.

Um ajuste linear simples dos dados mostrados na figura 5.10 indica que a forçante radiativa instantânea de aerossóis obtida pelos modelos angulares empíricos (EADM) pode ser descrita em função de forçante obtida pelos modelos angulares do CERES (CADM) a partir das seguintes relações:

$$SWARF_{EADM} = SWARF_{CADM} - (19,071AOD + 0,6554), \text{ para floresta,}$$

e

$$SWARF_{EADM} = SWARF_{CADM} - (15,957AOD + 0,4153), \text{ para cerrado.}$$

Com o intuito de considerar o efeito da anisotropia dos aerossóis de queimadas no cálculo final da forçante, estas duas equações foram aplicadas aos valores instantâneos de forçante radiativa direta obtidas pelas metodologias explicadas nas seções 5.4 e 5.5. A primeira equação foi utilizada sobre área classificadas como floresta (albedo de superfície médio = 0,13) e a segunda para cerrado (albedo de superfície médio = 0,1575).

## 5.7. A forçante radiativa devida à mudança de albedo de superfície

Uma das consequências do desflorestamento da região amazônica consiste no aumento do albedo de superfície, causando uma forçante radiativa negativa no topo da atmosfera. Ao contrário da forçante radiativa devida à queima de biomassa, que apresenta uma alta sazonalidade ao longo do ano, os impactos da mudança no albedo de superfície, decorrente do desflorestamento, sobre o balanço radiativo sobre a área modificada podem ser observados ao longo de todo o ano. Neste trabalho quantificamos a forçante radiativa de ondas curtas devida à mudança de uso do solo (LURF) sobre áreas desmatadas em Rondônia, uma região que vem sendo continuamente desmatada desde a década de 70. A figura 5.11 mostra a evolução do desflorestamento em Rondônia deste 1975 até 2005.

## 5. Metodologia

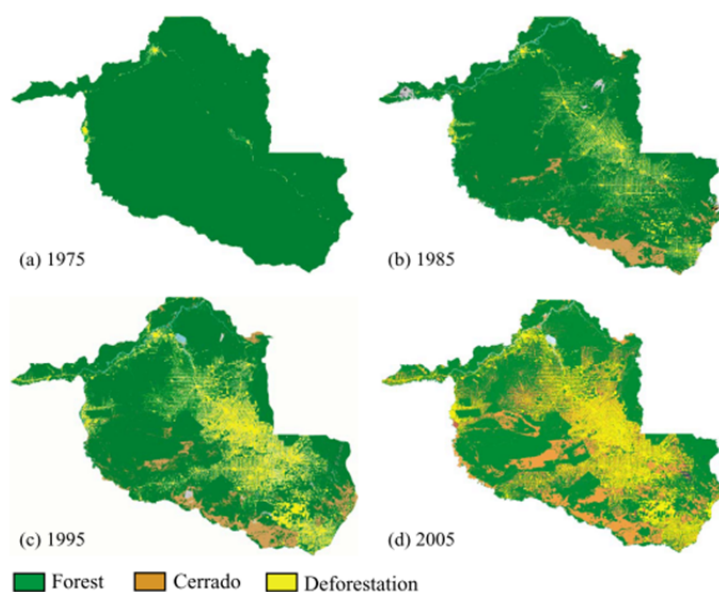


Figura 5.11.: Evolução do desflorestamento no estado de Rondônia entre 1975 e 2005 (Dados do sistema PRODES do INPE - Butt et al. (2011)).

Para isso, regiões predominantemente desflorestadas e preservadas foram selecionadas e classificadas a partir da análise de imagens compostas pelos canais vermelho (648 nm), verde (555 nm) e azul (470 nm) do sensor MODIS. Com o intuito de maximizar a área que representava regiões desflorestadas, duas áreas desmatadas (D1 e D2) foram selecionadas, cujas localizações podem ser observadas na figura 5.12. Uma área preservada (P), próxima às áreas desmatadas, foi selecionada para representar como era o albedo de superfície antes do desflorestamento. Esta região está localizada entre as mesmas faixas de latitudes das áreas desmatadas e sua área geométrica é de aproximadamente 20000 km<sup>2</sup>. A localização das áreas selecionadas para este estudo estão listadas na tabela 5.1 e ilustradas na figura 5.12. Elas apresentaram características médias similares de ângulos solar zenital e vapor d'água integrado na coluna atmosférica durante o período estudado, para que possamos focar apenas nas alterações do albedo de superfície. Estes parâmetros influenciam fortemente a forçante radiativa de mudança de albedo de superfície e de aerossóis, conforme será discutido na seção 6.3.

### 5.7. A forçante radiativa devida à mudança de albedo de superfície

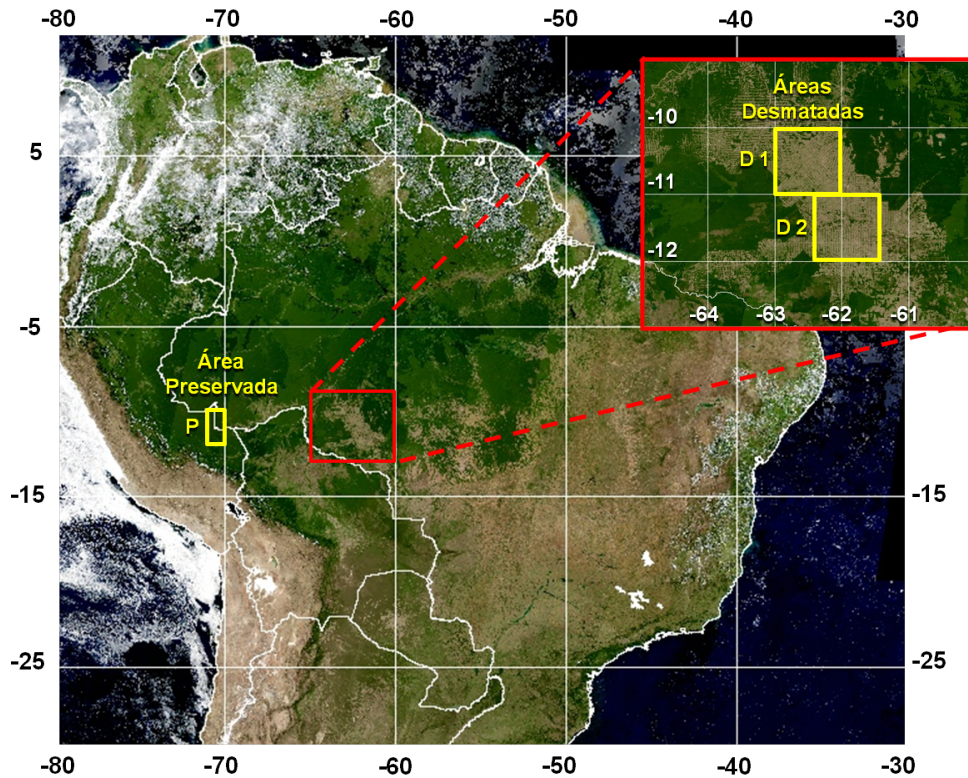


Figura 5.12.: Mapa das áreas selecionadas para o cálculo da forçante radiativa de mudança de uso do solo (LURF) devido ao aumento do albedo de superfície causado pelo desflorestamento na Amazônia.

As regiões selecionadas foram divididas em células de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ . Para cada célula a irradiância no topo da atmosfera para condições limpas foi calculada para as áreas desmatadas e preservadas de acordo com as duas metodologias discutidas nas seções 5.4 e 5.5. Todos os dados livres de nuvens válidos da estação de queima de biomassa (meses de agosto e setembro) de 2000 a 2009 foram utilizados para a obtenção de  $F_{cl}$  para ambas as regiões. As incertezas obtidas para estes parâmetros foram corrigidas pelo fator  $t$  de Student devido ao baixo número de células (apenas oito) que compõem cada região. A LURF foi obtida pela diferença entre a irradiância ascendente no topo da atmosfera para condições limpas sobre áreas preservadas e desmatadas, de acordo com a equação 3.36. A incerteza da LURF foi obtida a partir das regras usuais de propagação de incertezas. Os resultados obtidos para a forçante radiativa de mudança de albedo de superfície são discutidos na seção 6.3.

## 5.8. Cálculo da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis

O código de transferência radiativa SBDART (Ricchiazzi et al. (1998)) foi utilizado para expandir os valores instantâneos das forçantes radiativas diretas de aerossóis e das forçantes de mudança de albedo de superfície, obtidos de acordo com as metodologias explicadas nas seções 5.4, 5.5 e 5.7, em médias diárias. Para isso, foram desenvolvidos modelos para representar o albedo espectral de superfície de 4 diferentes tipos de superfície (floresta, cerrado, áreas desmatadas e áreas preservadas) e para representar as propriedades ópticas de aerossóis de queimadas. Estes modelos e a metodologia utilizada nesta expansão será detalhada nas próximas subseções.

### 5.8.1. Modelos de propriedades radiativas de superfície

A utilização de um código de transferência radiativa para a expansão das forçantes radiativas instantâneas em médias diárias requer bastante cuidado na escolha do modelo de propriedades ópticas de superfície utilizado, uma vez que o albedo de superfície contribui fortemente para os resultados das irradiâncias ascendentes no topo da atmosfera. Desta forma, a representação incorreta da superfície simulada pode ser considerada uma fonte potencial de erros para as irradiâncias obtidas pelo modelo.

As dependências dos albedos direto (black-sky) e difuso (white-sky) com o ângulo zenital solar podem ser parametrizadas por funções polinomiais (Lucht et al. (2000)), conforme descrito na seção 3.5. O produto de MCD43B1 de BRDF/Albedo do sensor MODIS (Schaaf et al. (2002)) fornece os parâmetros necessários para formular modelos anisotrópicos usados para derivar os albedos de superfície direto e difuso em 7 comprimentos de onda (0,47, 0,555, 0,648, 0,858, 1,24, 1,64, 2,13  $\mu\text{m}$ ) para uma dada área (Seção 4.1.2). Cinco áreas foram selecionadas para a elaboração dos modelos de superfícies utilizados no código de transferência radiativa SBDART para representar:

i) as áreas desmatadas (D1 e D2) e preservadas (P) utilizadas anteriormente na determinação da forçante radiativa de mudança de uso do solo (LURF) causada pela mudança de albedo de superfície decorrente do desflorestamento da região

### 5.8. Cálculo da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis

(Figura 5.12); e,

ii) regiões cobertas por floresta (F) e por áreas mais brilhantes, como cerrado (C), para o estudo do impacto do albedo de superfície sobre a forçante radiativa direta de aerossóis (Figura 5.13).

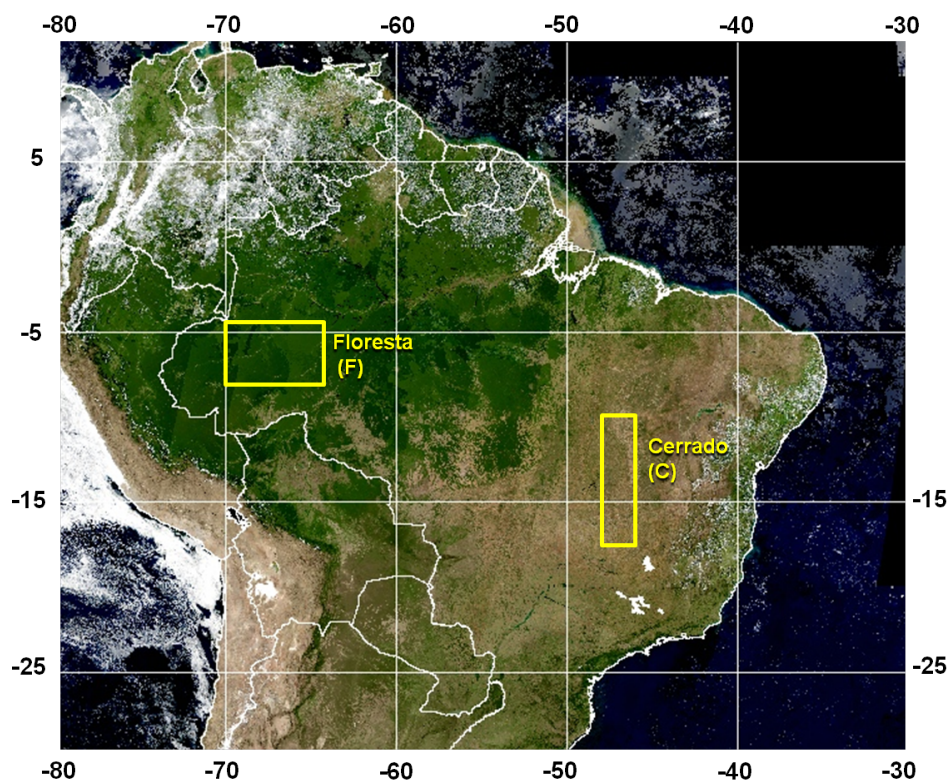


Figura 5.13.: Áreas selecionadas para representar floresta e cerrado nos modelos de superfície utilizados no SBDART.

A localização geográfica dessas cinco áreas selecionadas estão listadas na tabela 5.1.

## 5. Metodologia

Tabela 5.1.: Localização geográfica das áreas selecionadas para a elaboração dos modelos de superfície utilizados no código de transferência radiativa SBDART.

<b>Descrição da área de estudo</b>	<b>Coordenadas (Latitude; Longitude)</b>
SWARF 24h: Floresta (F)	4.5°S – 8.0°S; 64.0°O – 70.0°O
SWARF 24h: Cerrado (C)	10.0°S – 18.0°S; 46.0°O – 48.0°O
LURF 24h: Área Desmatada 1 (D1)	10.0°S – 11.0°S; 62.0°O – 63.0°O
LURF 24h: Área Desmatada 2 (D2)	11.0°S – 12.0°S; 61.4°O – 62.4°O
LURF 24h: Área preservada (P)	10.0°S – 12.0°S; 70.0°O – 71.0°O

Para cada área, foram obtidos os albedos direto e difuso em função do ângulo zenital solar a partir dos valores médios dos parâmetros de refletância bidirecional reportados pelo produto MCD43B1 entre os dias 241 e 256 de 2000 a 2009 para as 7 bandas espectrais utilizadas neste produto do MODIS. O albedo de superfície (blue-sky) para cada comprimento de onda foi obtido pela combinação linear entre os albedos direto e difuso, de acordo com equação 3.31. A variação da fração de radiação difusa com o ângulo zenital solar e com a profundidade óptica de aerossóis foi obtida a partir de valores pré-computados disponibilizados online pelos desenvolvedores dos produtos de albedo do MODIS. Finalmente, a dependência espectral do albedo foi obtida pela interpolação linear dos albedos de superfície calculados nesses 7 comprimentos de onda com resolução de 0,1 para a AOD e 1° para o ângulo zenital solar.

### 5.8.2. Modelo propriedades ópticas de aerossóis de queimadas

Nesta seção explicaremos o procedimento adotado para a construção do modelo de aerossóis de queimadas utilizado para expandir os valores instantâneos de forçante radiativa direta em médias diárias. Os algoritmos de inversão da rede AERONET (Dubovik and King (2000); Dubovik et al. (2002b)) fornecem as propriedades ópticas médias de aerossóis na coluna atmosférica, derivadas de medidas de radiação direta e difusa pelos radiômetros solares desta rede global de



### 5.8. Cálculo da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis

monitoramento (Seção 4.3.2). Neste trabalho o modelo de aerossóis de queimadas utilizado no código de transferência radiativa SBDART foi construído a partir de dados de nível 2.0 de propriedades ópticas de aerossóis obtidos por radiômetros solares localizados na região amazônica entre 2000 e 2009. Neste período, 7 estações da AERONET estavam ativas na área estudada: Alta Floresta, Abracos Hill, Ji Paraná, Rio Branco, Cuiabá, Balbina e Belterra. As localizações geográficas destes sítios estão listadas na tabela 5.2.

Tabela 5.2.: Localização dos radiômetros solares da rede AERONET em funcionamento na região amazônica entre os anos 2000 e 2009.

<b>Sítio</b>	<b>Latitude (°)</b>	<b>Longitude (°)</b>	<b>Altitude (m)</b>
Abracos Hill	-10,76	-62,36	200
Alta Floresta	-9,87	-56,10	277
Balbina	-1,92	-59,49	80
Belterra	-2,65	-54,95	70
Cuiabá	-15,73	-56,02	210
Ji-Paraná	-10,93	-61,85	218
Rio Branco	-9,96	-67,87	212

O fator de eficiência de extinção para cada comprimento de onda foi obtido a partir da equação 3.35, considerando que o fator de eficiência de extinção em 550 nm é igual a 1. Este valor foi obtido por Procopio et al. (2003) para este parâmetro sobre a região amazônica a partir das propriedades ópticas de aerossóis e de um código Mie (Wiscombe (1980)). Os valores médios das propriedades intensivas dos aerossóis de queimada (albedo simples ( $\omega_0$ ), fator de assimetria ( $g$ ) e fator de eficiência de extinção ( $Q_{ext}$ )) obtidos pelos radiômetros solares em 4 comprimentos de onda (441, 673, 873 e 1022 nm) durante as estações de queimadas (entre agosto e setembro) de 2000 a 2009 estão listados na tabela 5.3, com suas respectivas incertezas.

## 5. Metodologia

Tabela 5.3.: Propriedades ópticas dos aerossóis obtidas pelo algoritmo de inversão dos radiômetros solares da rede AERONET durante os meses de agosto e setembro dos anos 2000 a 2009 sobre os sítios localizados na Amazônia. Os valores entre parêntesis correspondem às incertezas dessas grandezas na última casa decimal.

$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	<b>0,441</b>	<b>0,673</b>	<b>0,873</b>	<b>1,022</b>
$\omega_0$	0,921 (1)	0,904 (1)	0,885 (1)	0,871 (2)
g	0,680 (1)	0,577 (1)	0,518 (1)	0,491 (1)
$Q_{\text{ext}}$	1,419 (59)	0,703 (29)	0,435 (18)	0,324 (13)

Os valores mostrados na tabela acima concordam com estimativas de propriedades ópticas de aerossóis de queimadas sobre a Amazônia previamente reportadas em outros estudos científicos (Procopio et al. (2003); Remer et al. (1998); Reid and Hobbs (1998); Dubovik et al. (2002a); Eck et al. (1998); Kaufman et al. (1992); Schafer et al. (2002a)). Em conjunto com as propriedades listadas na tabela 5.3, o coeficiente de Ångström também foi utilizado no código de transferência radiativa SBDART para simular as propriedades ópticas dos aerossóis provenientes da queima de biomassa. O coeficiente de Ångström médio entre 440 e 870 nm observado pelos radiômetros solares para a região amazônica durante o período estudado foi de  $1,647 \pm 0,002$ , similar ao valor reportado a partir de medidas em superfície realizadas com nefelômetros (Rizzo et al. (2013)). Este valor foi utilizado para extrapolar as propriedades ópticas dos aerossóis para comprimentos de onda menores do que 440 nm e maiores do que 1022 nm.

### 5.8.3. Ciclos de 24 horas da irradiância no topo da atmosfera

Para o cálculo da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis (SWARF24h), o ciclo de 24 horas da irradiância para o dia médio do período analisado (dia 243) foi obtido pelo código SBDART utilizando os modelos de superfície e de aerossóis, detalhados nas seções 5.8.2 e 5.8.1. Nestas simulações foram utilizados os valores médios de vapor d'água integrado na coluna atmosférica de regiões cobertas por

### 5.8. Cálculo da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis

floresta (3,3 cm) e cerrado (2,1 cm) observados durante as estações de queimadas entre 2000 e 2009 (Seção 5.3). A irradiância no topo da atmosfera foi obtida entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$ , correspondente à faixa espectral do canal de ondas curtas do sensor CERES, em intervalos de 0,1 para a AOD, de  $1^\circ$  para o ângulo zenital solar e de  $2^\circ$  para a latitude. A metodologia utilizada para a obtenção do ciclo de 24 horas da forçante radiativa direta está ilustrada na figura 5.14.

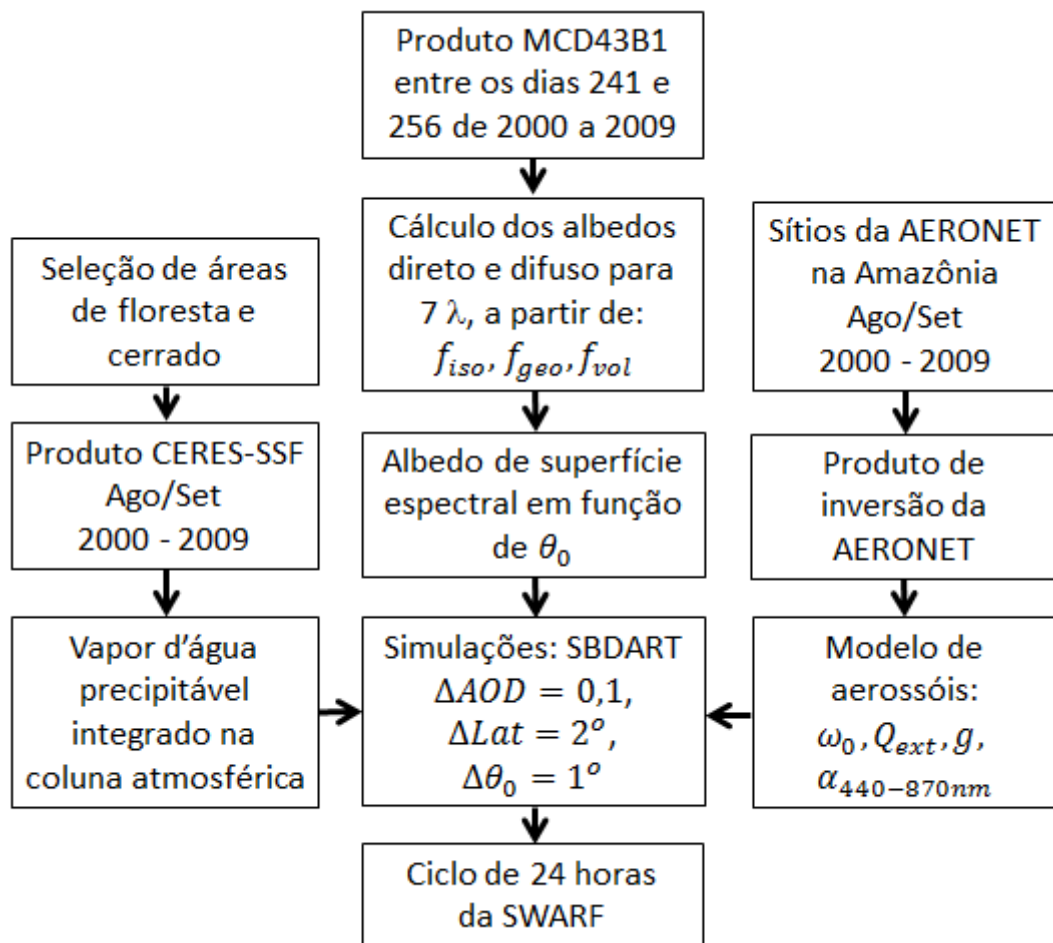


Figura 5.14.: Diagrama esquemático ilustrando o cálculo dos ciclos de 24 horas para a expansão dos valores instantâneos de forçante radiativa direta de aerossóis (SWARF) para médias diárias, a partir do código de transferência radiativa SBDART.

Os valores de ângulo zenital solar foram convertidos para horas, a partir do dia do ano (considerado dia 243) e da latitude, de acordo com a equação horária.

## 5. Metodologia

A função que relacionava a forçante radiativa direta instantânea com a hora do dia foi interpolada, e integrada desde o horário do nascer do Sol até o horário do pôr do Sol. O resultado desta integral foi dividido por 24 horas fornecendo a média diária da forçante radiativa, de acordo com a simulação do SBDART. A partir dos resultados destas simulações foram construídas duas tabelas: i) a primeira tabela relacionava a forçante radiativa média diária de aerossóis teórica ( $\overline{SWARF}_{24h}^{SBD}$ ) aos valores de latitude, profundidade óptica de aerossóis e tipo de superfície; ii) a segunda tabela relacionava a forçante radiativa instantânea teórica ( $\overline{SWARF}_{Inst}^{SBD}$ ) ao ângulo zenital solar, profundidade óptica de aerossóis e tipo de superfície.

A figura 5.15 mostra os resultados obtidos pelo código de transferência radiativa SBDART para a forçante radiativa direta de aerossóis instantânea no topo da atmosfera em função do ângulo zenital solar para diferentes profundidades ópticas de aerossóis para áreas cobertas por floresta (em verde) e cerrado (em laranja).

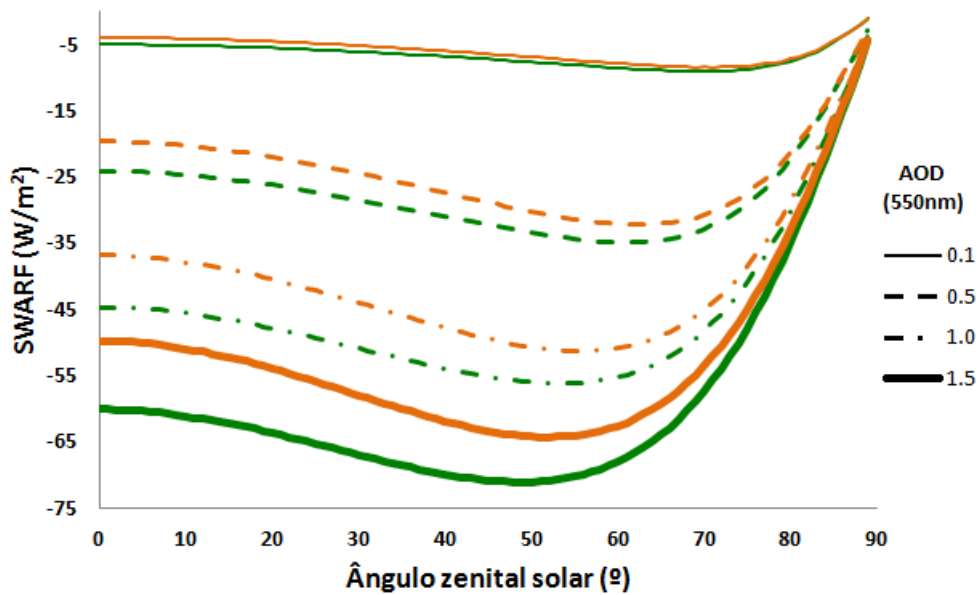


Figura 5.15.: Forçante radiativa instantânea direta de aerossóis (SWARF) no topo da atmosfera em função do ângulo zenital solar para diferentes profundidades ópticas de aerossóis para floresta (verde) e cerrado (laranja)

Note que para condições idênticas de iluminação solar e concentração de partículas na atmosfera, a forçante radiativa de regiões de cerrado é menos negativa

### 5.8. Cálculo da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis

do que a de floresta, indicando que o impacto dos aerossóis sobre floresta é mais significativo do que sobre áreas de cerrado. Além disso, a forçante radiativa instantânea é mais intensa para ângulos solares entre 50° e 60°, dependendo da profundidade óptica de aerossóis. Isso acontece por causa do balanço entre a quantidade de radiação que atravessa a atmosfera e o espalhamento dessa radiação pelos aerossóis. Para ângulos zenitais solares baixos, a quantidade de radiação que atravessa a camada atmosférica é alta, porém essa radiação interage com poucas partículas de aerossóis, já que o caminho óptico é curto. Para ângulos zenitais solares maiores, menos radiação percorre um caminho óptico maior na atmosfera, interagindo com mais partículas de aerossóis, que, por sua vez, espalham essa radiação de volta para o espaço.

Para cada célula de 0,5° x 0,5°, a média diária da forçante radiativa ( $\overline{SWARF}_{24h}$ ) foi calculada pela ponderação da forçante instantânea de aerossóis, obtida pela regressão dos dados CERES ( $\overline{SWARF}_{Inst}^{CER}$ ), pela razão entre a média diária da forçante sobre a forçante instantânea, ambas obtidas por simulações no SBDART (equação 5.5). Nesta ponderação foram considerados os valores médios de latitude, profundidade óptica de aerossóis e ângulo zenital solar de cada célula, bem como o tipo de superfície de acordo com a classificação explicada na seção 5.3.

$$\overline{SWARF}_{24h}(\bar{\tau}, \overline{Lat}, Sup) = \overline{SWARF}_{Inst}^{CER}(\bar{\tau}, \bar{\theta}_0, Sup) \frac{\overline{SWARF}_{24h}^{SBD}(\bar{\tau}, \overline{Lat}, Sup)}{\overline{SWARF}_{Inst}^{SBD}(\bar{\tau}, \bar{\theta}_0, Sup)} \quad (5.5)$$

O fator utilizado para expandir as forçantes radiativas instantâneas de aerossóis em médias diárias para áreas de transição foi estimado pela média dos fatores de ponderação calculados separadamente para floresta e cerrado.

Para o cálculo da média diária da forçante de mudança de albedo de superfície foi adotado um procedimento similar ao explicado acima. Os modelos de superfície para áreas desmatadas e preservadas detalhados na seção 5.8.1 foram utilizados no código de transferência radiativa SBDART. Para essas simulações foram considerados os valores médios das latitudes das áreas selecionadas (11°S) e da quantidade de vapor d'água integrado na coluna atmosférica observada sobre essas áreas durante o período estudado (3,0 cm) nos cálculos de transferência radiativa. A profundidade óptica de aerossóis foi considerada 0, uma vez que o estudo de mudança de albedo de superfície pressupõe condições livres de aerossóis.



## 6. Resultados e discussões

Neste capítulo serão analisados e discutidos os principais resultados obtidos ao longo deste trabalho. Inicialmente serão mostrados alguns resultados preliminares, tais como a caracterização das propriedades ópticas das áreas que compõem a região estudada, e estudos de sensibilidade, que visam avaliar a influência de diversos parâmetros na forçante radiativa direta de aerossóis. Em seguida, as médias das distribuições temporais e espaciais das forçantes radiativas diretas, obtidas a partir das metodologias 1 e 2, durante as estações de queimadas entre 2000 e 2009 serão comparadas. Estes resultados serão analisados de acordo com a profundidade óptica de aerossóis observada durante o período. Além disso, alguns exemplos da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis, obtida de acordo com a metodologia descrita na seção 5.5, e sua variação ao longo da estação de queimadas serão apresentados na seção 6.2.3. Discutiremos, então, a influência do tipo de superfície na forçante radiativa direta que foi estudada para áreas classificadas como floresta e cerrado.

Os resultados obtidos para a forçante de mudança de albedo de superfície sobre áreas desmatadas em Rondônia serão analisados e comparados com a forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas na seção 6.3. O impacto do desflorestamento na quantidade de vapor d'água precipitável presente na coluna atmosférica, também será quantificado, e sua influência no balanço radiativo será estimada. Na seção 6.5, as forçantes radiativas diretas, obtidas a partir da metodologia 2, serão avaliadas a partir da utilização conjunta de medidas em solo e cálculos de transferência radiativa. Finalmente, discutiremos os principais resultados apresentados neste trabalho e faremos uma comparação com outros estudos sobre o balanço radiativo na Amazônia, reportados previamente na literatura.

## 6.1. Análises exploratórias

Nesta seção serão mostrados alguns resultados preliminares importantes para estimar corretamente a forçante radiativa direta de aerossóis e da forçante devida à mudança de albedo de superfície na Amazônia. Inicialmente as funções espectrais do albedo de superfície de regiões desmatadas e preservadas, obtidas a partir de medidas do sensor MODIS, serão comparadas e analisadas. As componentes direta e difusa do albedo de superfície serão analisadas separadamente para cada região. Em seguida, o impacto da refletância de superfície na irradiância ascendente no topo da atmosfera na ausência de partículas de aerossol e sua variação com a geometria de iluminação será explorado. Na seção 6.1.3, serão efetuados diversos testes de sensibilidade, a fim de avaliar como a forçante radiativa, calculada a partir de um código de transferência radiativa unidimensional, é modificada devido a pequenas alterações nas propriedades ópticas da superfície e das partículas de aerossol. Além disso, a influência destes fatores na razão  $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$ , utilizada para ponderar as forçantes instantâneas obtidas a partir de sensoriamento remoto (Equação 5.5), também foi avaliada. A partir destes estudos, foi possível estimar a contribuição dos modelos de partículas e de superfície, para a incerteza final da forçante radiativa calculada neste trabalho. Finalmente, a média da profundidade óptica de aerossóis durante as estações de queimadas entre 2000 e 2009 e sua variabilidade espacial foram analisadas.

### 6.1.1. Caracterização dos diferentes tipos de superfície estudados

Neste trabalho foi selecionada uma grande área de estudo, que contém diversos tipos de superfície, e, portanto, apresenta alta heterogeneidade nos valores de albedo de superfície. De acordo com a figura 5.4, o albedo de superfície na área analisada neste trabalho varia entre 0,13 até cerca de 0,23. Por este motivo, é interessante caracterizar e comparar as propriedades ópticas dos diferentes tipos de superfície que compõem a região estudada. Para isso, foram utilizados dados de sensoriamento remoto fornecidos pelos produtos MCD43B1 e MCD43B3, do sensor MODIS, sobre as áreas previamente selecionadas para representar regiões cobertas floresta e áreas desmatadas (Tabela 5.1).

Para cada região selecionada, foram calculados os valores médios dos albedos



de superfície entre os dias 241 e 256 dos anos 2000 e 2009 para 7 bandas espectrais, de acordo com o produto MCD43B3, detalhado na seção 4.1. As funções espectrais dos albedos de superfície para o meio dia solar local para floresta e áreas desmatadas foram obtidas a partir da interpolação linear dos albedos de superfície médios nestes 7 comprimentos de onda. (Figura 6.1).

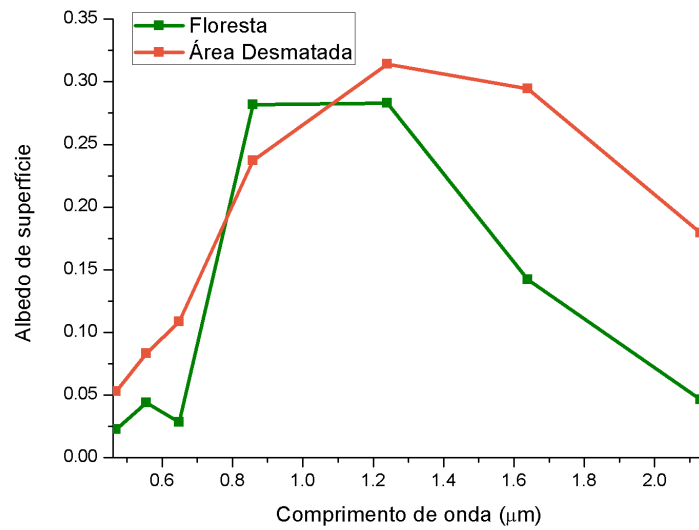


Figura 6.1.: Funções espectrais dos albedos de superfície de ondas curtas para floresta (em verde) e para áreas desmatadas (em laranja) para o meio dia local obtidas a partir do produto MCD43B3 do sensor MODIS.

A figura 6.1 indica que as funções espectrais dos albedos de superfície de floresta e áreas desmatadas são bastante diferentes. A curva de albedo espectral de florestas segue um padrão típico, observado para diversos tipos de vegetação. No espectro visível, o fator dominante para a refletância deste tipo de superfície é a pigmentação das folhas. Por este motivo, florestas apresentam baixa refletância tanto para os canais azul (470 nm) quanto para o vermelho (648 nm), devido à absorção de radiação solar pela clorofila causada pela fotossíntese. Além disso, pode-se notar um pico de refletância no canal verde (555 nm). Na região do infravermelho próximo (entre 0,7 e 1,3 µm), a refletância é muito maior do que na banda visível devido a estrutura celular das folhas (Sims and Gamon (2002)). Para comprimentos de onda maiores do que 1,3 µm nota-se uma queda acentuada do albedo de superfície, devido à absorção da radiação solar pela água presente

## 6. Resultados e discussões

nas folhas. Já para áreas desmatadas, a função espectral do albedo de superfície é bastante diferente, apresentando maior refletância no espectro visível e menor refletância na faixa espectral do infravermelho próximo. O pico de refletância no canal verde não é observado para este tipo de superfície, que, ao contrário, exibe alta refletância no canal vermelho. A queda da refletância após  $1,3 \mu\text{m}$ , não é tão acentuada quanto para áreas de floresta, indicando que a quantidade de água presente nas folhas de áreas desmatadas é muito menor. Podemos notar ainda, que a curva espectral obtida para floresta assemelha-se muito às curvas de refletância de vegetação (grama verde, coníferas e vegetação decídua) da biblioteca espectral ASTER da NASA (<http://speclib.jpl.nasa.gov/>), enquanto a curva obtida para áreas desmatadas assemelha-se à da superfície grama seca (Figura 3.9).

As componentes direta e difusa do albedo de superfície também foram calculadas a partir da média dos parâmetros anisotrópicos entre os dias 241 e 256 de 2000 a 2009, fornecidos pelo produto MCD43B1 do sensor MODIS (Seção 4.1.2). A variação destas componentes com o ângulo zenital solar na região do espectro de ondas curtas ( $0,3$  a  $5,0 \mu\text{m}$ ) foi analisada separadamente para áreas classificadas como floresta e desmatadas (Figura 6.2).

A figura 6.2 mostra que tanto o albedo direto quanto o albedo difuso são maiores para regiões desmatadas do que para áreas de floresta para qualquer valor de ângulo zenital solar. De acordo com a teoria explicada na seção 3.5, o albedo direto pode ser descrito por uma função cúbica do ângulo zenital solar, enquanto o albedo difuso é constante. Além disso, podemos notar que o albedo direto apresenta pouca variação com o ângulo zenital solar até cerca de  $30^\circ$ , podendo, portanto, ser considerado constante para ângulos de iluminação baixos. Para regiões desmatadas o albedo direto é de aproximadamente  $0,16$  para condições de sol a pino, enquanto para floresta este valor é  $0,035$  menor. As componentes difusas dos albedos de floresta e áreas desmatadas são da ordem de  $0,14$  e  $0,175$ , respectivamente. Para ângulos de iluminação menores do que  $55^\circ$  o albedo difuso é maior do que o albedo direto. Esta situação se inverte quando o ângulo zenital solar é maior do que  $55^\circ$ . Vale lembrar que a contribuição de cada componente para o albedo de superfície depende da fração de radiação difusa que alcança o solo, que, por sua vez, é uma função da geometria de iluminação e da profundidade óptica de aerossóis na atmosfera (Equação 3.31).

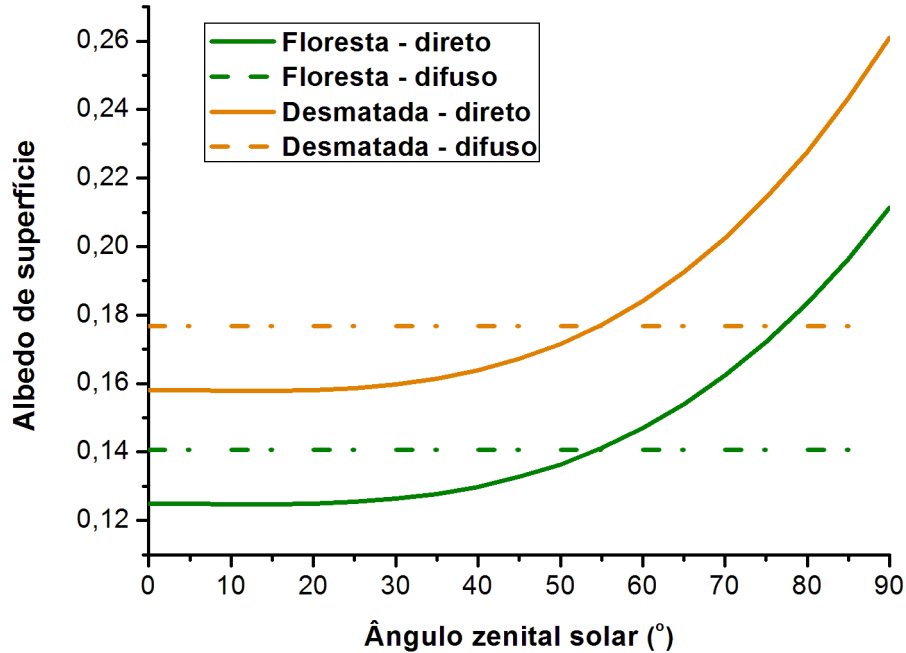


Figura 6.2.: Componentes direta (“black-sky”) e difusa (“white-sky”) dos albedos de superfície (entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$ ) em função do ângulo zenital solar para áreas de floresta (verde) e cerrado (laranja), calculadas a partir do produto MCD43B1 do sensor MODIS.

### 6.1.2. Impacto da refletância de superfície na irradiância

Procuramos entender como heterogeneidades nas características de refletância de superfície e albedo de um determinado tipo de vegetação podem influenciar a irradiância ascendente no topo da atmosfera (TOA). Como o efeito das partículas de aerossol sobre a radiação solar decresce com o comprimento de onda, a refletância observada pelo satélite no canal 2,1  $\mu\text{m}$  pode ser utilizada para representar a refletância de superfície nesta banda espectral. A influência da refletância em 2,1  $\mu\text{m}$  no valor da irradiância ascendente para condições limpas (AOD=0) foi estudada, a partir de dados referentes a todos os pixels válidos localizados na região amazônica entre os anos 2000 e 2009 cujo ângulo zenital de observação do satélite estava compreendido entre 0 e 5°. O valor do ângulo zenital de observação do satélite foi limitado, pois ao contrário do albedo, a refletância é uma grandeza que depende da geometria de observação, por isso, procuramos trabalhar em uma

## 6. Resultados e discussões

faixa estreita de ângulos zenitais solares. Para esse estudo, adotou-se o seguinte procedimento: os pixels da região analisada foram agrupados em faixas de acordo com sua refletância e com o ângulo zenital solar; para cada grupo, foi efetuada uma regressão linear da irradiância de ondas curtas no topo da atmosfera pela profundidade óptica de aerossóis (AOD); o coeficiente linear desta curva representa o efeito da irradiância ascendente no topo da atmosfera para o caso em que a  $AOD=0$ , ou seja, para condições limpas para cada faixa de refletância e de ângulo zenital solar. A figura 6.3 mostra o comportamento da irradiância ascendente no topo da atmosfera para  $AOD=0$  em função da refletância detectada pelo satélite em  $2,1 \mu\text{m}$  para diferentes geometrias de iluminação solar.

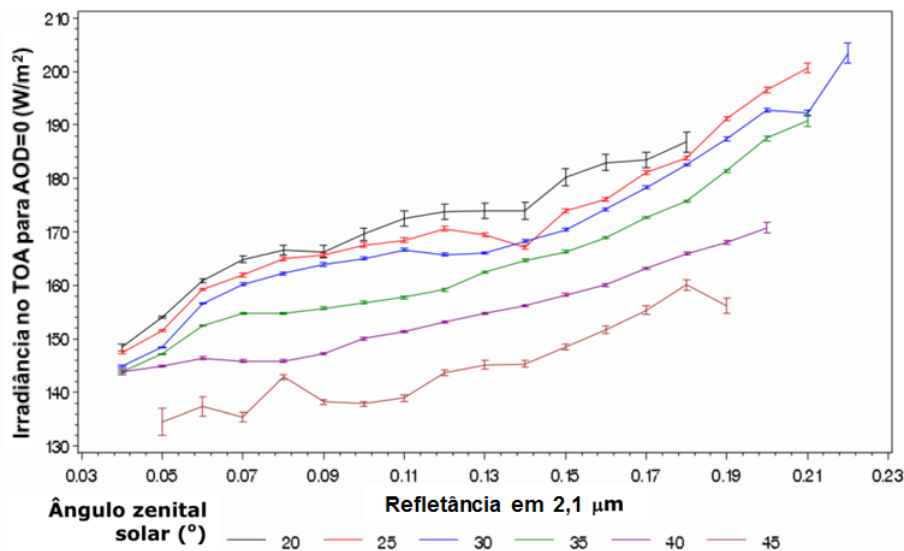


Figura 6.3.: Irradiância ascendente no topo da atmosfera (TOA) na ausência de aerossóis ( $AOD=0$ ) em função da refletância medida pelo sensor MODIS em  $2,1 \mu\text{m}$  para diferentes condições de iluminação solar.

A figura 6.3 indica que, na ausência de partículas de aerossol, observa-se uma tendência linear de crescimento no valor da irradiância no topo da atmosfera em função da refletância de superfície para qualquer ângulo de iluminação analisado. Para cada aumento de 1% no valor da refletância em  $2,1 \mu\text{m}$ , a irradiância aumentou entre 1 e 3  $\text{W}/\text{m}^2$ , de acordo com o ângulo zenital solar. Para ângulos de iluminação mais altos a taxa de aumento da irradiância com a refletância foi menor do que para situações de ângulo zenital solar menores. Além disso, esta figura mostra que a magnitude da irradiância decresce não linearmente com o

aumento do ângulo zenital solar. Um aumento do ângulo zenital solar de  $20^\circ$  para  $45^\circ$  gera uma diminuição de cerca de  $30 \text{ W/m}^2$  na irradiância ascendente no topo da atmosfera. Estes resultados indicam que regiões cobertas por vegetações mais escuras e úmidas, como florestas, absorvem maior quantidade de radiação solar do que vegetações mais brilhantes e secas, como cerrado. Logo, a irradiância ascendente no topo da atmosfera sobre a floresta é menor do que sobre o cerrado para qualquer geometria de iluminação solar. Embora estes resultados fossem esperados, é interessante notar a forte influência destes parâmetros no fluxo de energia terrestre.

### 6.1.3. Testes de sensibilidade do modelo

As escolhas dos modelos de superfície e de aerossóis, utilizados no código de transferência radiativa SBDART para expandir as forçantes radiativas instantâneas em médias em 24 horas, podem contribuir para aumentar as incertezas das médias diárias da forçante radiativa direta de aerossóis. Com o intuito de estimar a magnitude da incerteza proveniente destes modelos, foram efetuados diversos testes de sensibilidade, a fim de compreender como possíveis erros nas estimativas das principais variáveis utilizadas na simulação do SBDART afetam o valor final das médias diárias das forçantes radiativas. Em particular, foram analisados os impactos no fluxo radiativo devido às incertezas nas estimativas de duas importantes variáveis: o albedo espectral de superfície e o albedo simples das partículas de aerossol.

Inicialmente, procuramos entender como o tipo de superfície altera a média diária da forçante radiativa direta computada a partir do código SBDART. Para isso, foram analisados os resultados de simulações, utilizando os modelos de superfície construídos para representar áreas de floresta e cerrado descritos na seção 5.8.1. Para esta análise, as propriedades ópticas de aerossóis foram mantidas fixas, de acordo com os valores médios obtidos pelo algoritmo de inversão da rede AERONET (Tabela 5.3). A latitude foi mantida fixa em  $10^\circ\text{S}$  nestas simulações. A forçante radiativa de áreas de transição foi estimada pela média das forçantes calculadas para floresta e cerrado. Os resultados da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis, obtidos a partir destas simulações para cada diferente tipo de superfície, foram analisados em função da profundidade óptica de aerossóis em  $550 \text{ nm}$  (Figura 6.4).

## 6. Resultados e discussões

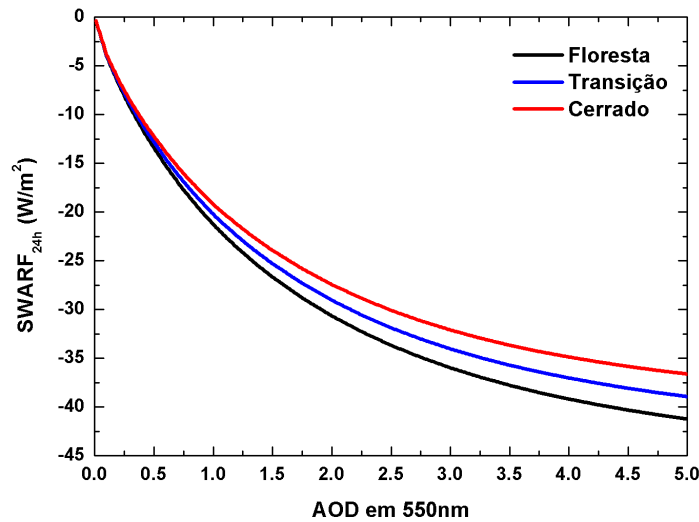


Figura 6.4.: Média diária da forçante radiativa direta ( $SWARF_{24h}$ ) em função da profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm para três diferentes tipos de superfície: floresta, áreas de transição e cerrado.

A figura 6.4 indica que a diferença entre as forçantes radiativas, calculadas a partir destes três modelos para as funções espectrais de albedo de superfície, exibe um aumento não-linear com a profundidade óptica de aerossóis. As diferenças entre as forçantes calculadas considerando áreas cobertas por floresta (ou cerrado) e áreas de transição é de aproximadamente  $1 \text{ W/m}^2$  para casos em que a  $AOD = 1$ , podendo chegar a até cerca de  $2 \text{ W/m}^2$  em casos de poluição extrema ( $AOD = 5$ ).

Em seguida, avaliamos o impacto causado por alterações no albedo de espalhamento simples das partículas de aerossol na forçante radiativa direta. Para isso, foram efetuados cálculos de transferência radiativa com o SBDART, adotando um procedimento similar ao descrito anteriormente. Nestas simulações, foram consideradas variações de  $\pm 0,03$  nos valores médios de albedo de espalhamento simples reportados na tabela 5.3 em 4 comprimentos de onda. Esta variação de  $\pm 0,03$  corresponde ao valor estimado para a incerteza do albedo simples derivado a partir dos modelos de inversão da AERONET (Seção 4.3). A figura 6.5 mostra os resultados da média diária da forçante radiativa direta, obtidas utilizando o SBDART, em função da variação de albedo de espalhamento simples de aerossóis

em 440 nm e da AOD em 550 nm para superfícies cobertas por floresta e cerrado.

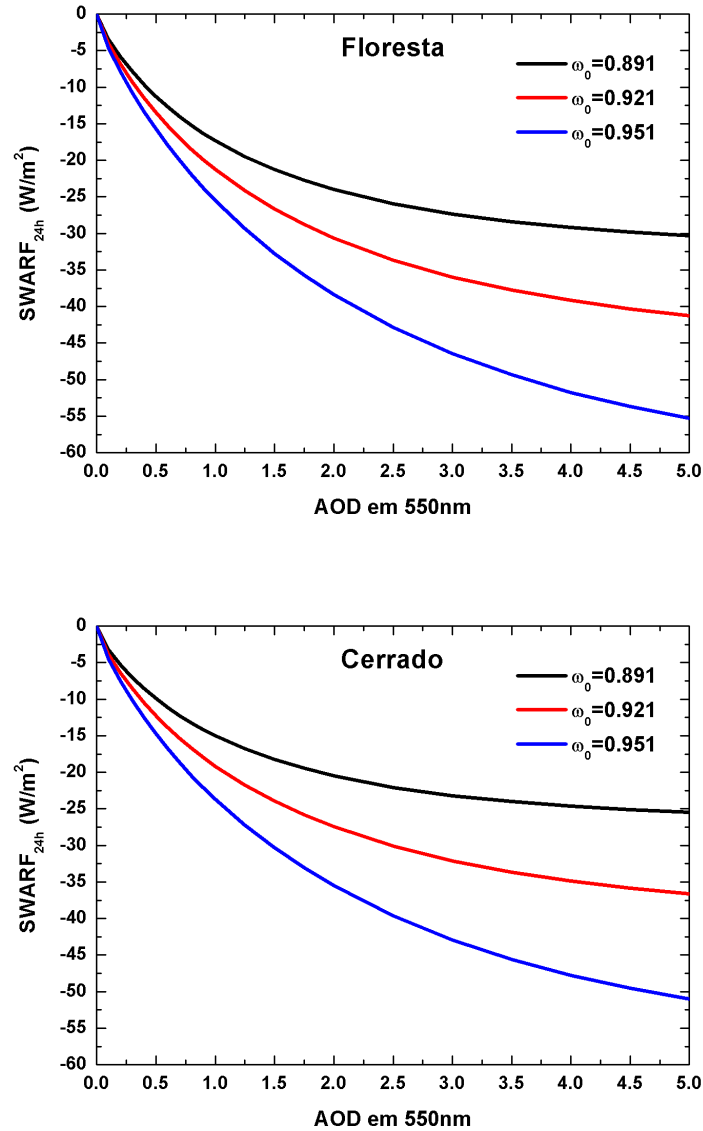


Figura 6.5.: Média diária da forçante radiativa direta ( $SWARF_{24h}$ ) em função da profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm para diferentes valores de albedo de espalhamento simples em 440 nm ( $\omega_o$ ) para áreas cobertas por: a) floresta e b) cerrado.

A figura 6.5 mostra grandes diferenças entre as curvas obtidas para a média diária da forçante radiativa direta de aerossóis utilizando diferentes valores de

## 6. Resultados e discussões

albedo de espalhamento simples das partículas, para ambos os tipos de superfície considerados. Isto indica que pequenas variações no albedo de espalhamento simples influenciam fortemente o valor forçante radiativa direta de aerossóis. Pode-se notar ainda que o impacto da variação do albedo simples na SWARF24h não é simétrico, ou seja, um aumento no albedo simples por 0,03 tem maior impacto na SWARF24h do que uma diminuição do albedo simples pelo mesmo valor. Uma diminuição de 0,03 no valor do albedo simples pode causar uma diferença na SWARF24h de aproximadamente 5 W/m<sup>2</sup> para casos em que AOD = 1, e de 12 W/m<sup>2</sup> quando AOD = 5. No caso de um aumento de 0,03 no albedo simples, as diferenças são ainda maiores, podendo chegar a 6 W/m<sup>2</sup> quando AOD = 1 e 14 W/m<sup>2</sup> para AOD = 5. Embora as forçantes radiativas diretas sejam mais negativas sobre floresta do que sobre cerrado, a magnitude do impacto de alterações do albedo simples na forçante radiativa direta é semelhante para ambos os tipos de superfície. As diferenças entre as forçantes radiativas obtidas sobre diferentes tipos de superfície serão exploradas com mais detalhes na seção 6.2.4.

Os resultados mostrados nas figuras 6.4 e 6.5 indicam que as incertezas dos modelos de superfície e de propriedades ópticas de aerossóis podem contribuir significativamente para elevar a incerteza da média diária da forçante radiativa direta, no caso desta ter sido obtida utilizando apenas cálculos de transferência radiativa. Contudo, devemos lembrar que neste trabalho as simulações efetuadas com o auxílio do código de transferência radiativa SBDART foram utilizadas apenas para expandir as forçantes instantâneas, obtidas por sensoriamento remoto, em médias diárias. Para isso, o valor da forçante radiativa direta instantânea, calculado a partir de dados dos sensores CERES e MODIS, foi ponderado pela razão entre a forçante média de 24 horas e a forçante instantânea, calculadas pelo SBDART, de acordo com a equação 5.5. Desta forma, estamos na verdade interessados em estimar a incerteza da razão:

$$Razão = \frac{SWARF_{24h}^{SBDART}(\tau, Lat, Sup)}{SWARF_{Inst}^{SBDART}(\tau, \theta_0, Sup)}. \quad (6.1)$$

Para avaliarmos a sensibilidade da razão definida pela equação 6.1 aos parâmetros de interesse, a forçante radiativa instantânea foi obtida a partir do código SBDART considerando diferentes funções espectrais de albedo superfície e diferentes valores de albedo simples e profundidade óptica para as partículas de aerossol. Estes resultados foram utilizados em conjunto com os resultados obti-



dos anteriormente para média diária da forçante radiativa. Para obter a forçante radiativa instantânea, o ângulo zenital solar foi mantido fixo em 33 graus nos cálculos de transferência radiativa. Este valor corresponde à média observada durante o horário de passagem do satélite no período de estudo, de acordo com a figura 6.6. A razão entre a média diária da forçante radiativa e a forçante radiativa instantânea ( $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$ ) em função da profundidade óptica de aerossóis é mostrada na figura 6.6 para diferentes tipos de superfície.

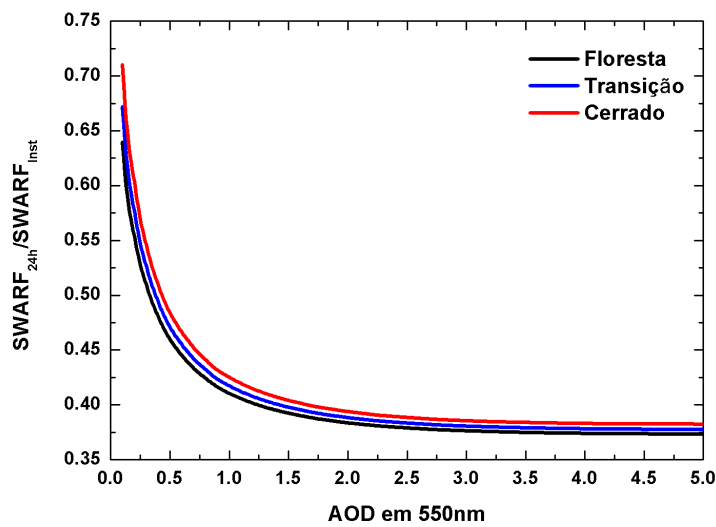


Figura 6.6.: Razão entre a média diária da forçante radiativa direta e a forçante instantânea ( $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$ ) em função da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm para diferentes tipos de superfície.

A figura 6.6 mostra que a diferença entre os valores calculados para a razão  $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$  utilizando diferentes tipos de superfície varia muito pouco com a profundidade óptica de aerossóis. As diferenças entre as razões calculadas considerando o albedo espectral de superfície de áreas cobertas por floresta (ou cerrado) e áreas de transição é de no máximo 0,005. Estes resultados indicam que um erro na classificação do tipo de superfície (de floresta ou cerrado para área de transição) contribui muito pouco para o aumento da incerteza da estimativa média diária da forçante radiativa (equação 5.5).

O impacto das propriedades ópticas de aerossóis na razão  $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$  também foi estimado. Para isso, foram consideradas variações de  $\pm 0,03$  no valor

## 6. Resultados e discussões

médio do albedo simples, em analogia com o procedimento utilizado nas análises anteriores. A variação da razão  $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$  em função da profundidade óptica de aerossóis para diferentes valores de albedo simples é mostrada na figura 6.7.

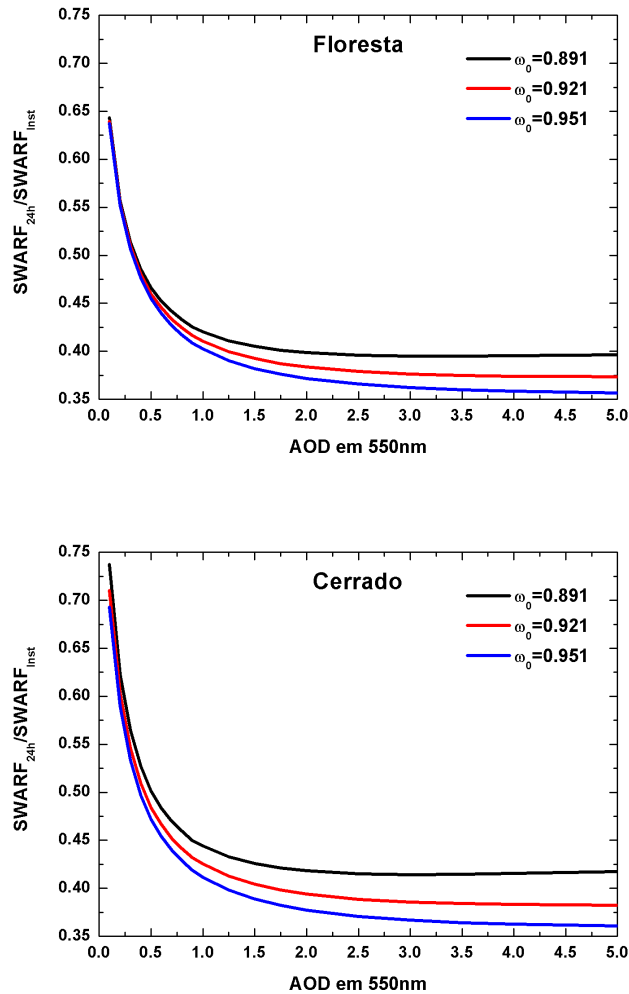


Figura 6.7.: Razão entre a média diária da forçante radiativa direta e a forçante instantânea ( $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$ ) em função da profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm para diferentes valores de albedo simples em 440 nm ( $\omega_0$ ) para áreas cobertas por: a) floresta e b) cerrado.

Os resultados ilustrados na figura 6.7 indicam que a incerteza na razão  $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$  devida ao albedo de espalhamento simples das partículas é maior sobre cerrado

do que sobre floresta, e aumenta não-linearmente com a profundidade óptica de aerossóis. É interessante notar que para a razão  $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$ , uma diminuição do albedo de espalhamento simples ( $\omega_0(440nm) = 0,921$ ) por 0,03 causa uma diferença maior do que um aumento do albedo de espalhamento simples pelo mesmo valor, ao contrário do que acontece para a média diária da forçante radiativa direta (Figura 6.5). As incertezas na razão, devido a erros na estimativa do albedo simples para superfícies classificadas como floresta foram estimadas em aproximadamente 0,01 para  $AOD = 1$  e em cerca de 0,02 para  $AOD = 5$ . Para cerrado, estas incertezas variam entre 0,015 e 0,02 para  $AOD = 1$ , e entre 0,025 e 0,037 para  $AOD = 5$ , onde (para um valor fixo de  $AOD$ ) os menores valores são observados quando o albedo simples é superestimado, e os maiores valores ocorrem quando o albedo simples é subestimado.

Neste trabalho, a incerteza da razão  $SWARF_{24h}/SWARF_{Inst}$  foi levada em consideração nas estimativas das incertezas da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis a partir da equação 5.5, de acordo com as regras usuais de propagação de incerteza:

$$\sigma_{SWARF_{24h}}^2 = Razão^2 \sigma_{SWARF_{CERES}^{Inst}}^2 + (SWARF_{CERES}^{Inst})^2 \sigma_{Razão}^2. \quad (6.2)$$

Vale salientar, no entanto, que conforme mostrado na figura 5.3, a profundidade óptica de aerossóis em 550 nm em geral segue uma distribuição aproximadamente lognormal, apresentando valores menores do que 1 para mais de 95% das cenas analisadas durante o período estudado. Por este motivo, para a grande maioria dos casos, a contribuição da incerteza da razão para a incerteza final da média diária da forçante radiativa é de 1 a 2 ordens de magnitude menor do que a incerteza final, podendo, portanto, ser desprezada.

#### 6.1.4. Variação espacial e temporal da AOD

Nesta seção, serão analisadas as distribuições espaciais e temporais médias da profundidade óptica de aerossóis e da forçante radiativa direta durante as estações de queimadas de 2000 a 2009, obtidas pelas diferentes metodologias detalhadas nas seções 5.4 e 5.5.

A figura 6.8 mostra os valores médios da profundidade óptica de aerossóis em

## 6. Resultados e discussões

550 nm, de acordo com observações do sensor MODIS, durante os picos das estações de queimadas da região amazônica para cada ano, de 2000 a 2009, com suas respectivas incertezas. Nesta mesma figura é mostrada ainda a variabilidade espacial da profundidade óptica de aerossóis durante o período estudado, calculada a partir do desvio-padrão desta variável em cada período.

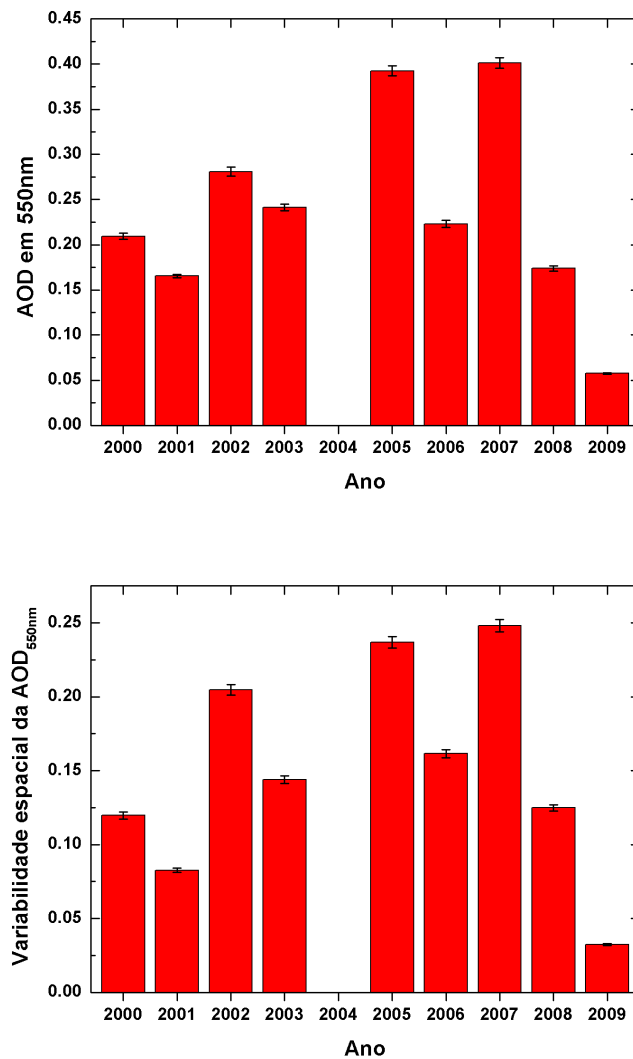


Figura 6.8.: a) Média da profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm observada durante os picos das estações de queimadas (agosto a setembro) da Amazônia de 2000 a 2009 e, b) variabilidade espacial da AOD neste período, com suas respectivas incertezas.

A figura 6.8 indica que a profundidade óptica de aerossóis de queimadas apresenta alta variabilidade temporal e espacial para a área e período estudado. A profundidade óptica de aerossóis média durante as estações queimadas variou entre 0,05 e 0,4. O menor valor apresentado para esta variável no período estudado ocorreu em 2009, devido ao fato deste ano ter sido anormalmente chuvoso. As médias das profundidades ópticas durante as estações de queimadas de 2005 e 2007, foram bastante altas, de aproximadamente 0,4, para ambos os anos. Os altos valores apresentados em 2005 podem ser explicados pela severa seca que atingiu a região naquele ano (Lewis et al. (2011); Marengo et al. (2011); Tomasella et al. (2013)). É válido notar que, apesar dos anos 2005 e 2007 apresentarem valores semelhantes para a média da profundidade óptica de aerossóis durante a estação seca, o total de área desmatada em 2007 foi de cerca de 11,7 mil km<sup>2</sup>, muito menor do que em 2005, quando o desmatamento foi aproximadamente 19 mil km<sup>2</sup>. No entanto, a média da AOD para estes dois anos foram iguais, pois as estimativas de desmatamento mostradas na figura 1.8 consideram apenas a área denominada Amazônia Legal, composta pelos estados do Acre, Amazonas, Amapá, Maranhão, Mato Grosso, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins. Contudo, dados de satélites indicam que em 2007 diversos focos de queimadas foram observados em outras áreas (Figura 6.9), que não fazem parte da Amazônia legal.

## 6. Resultados e discussões

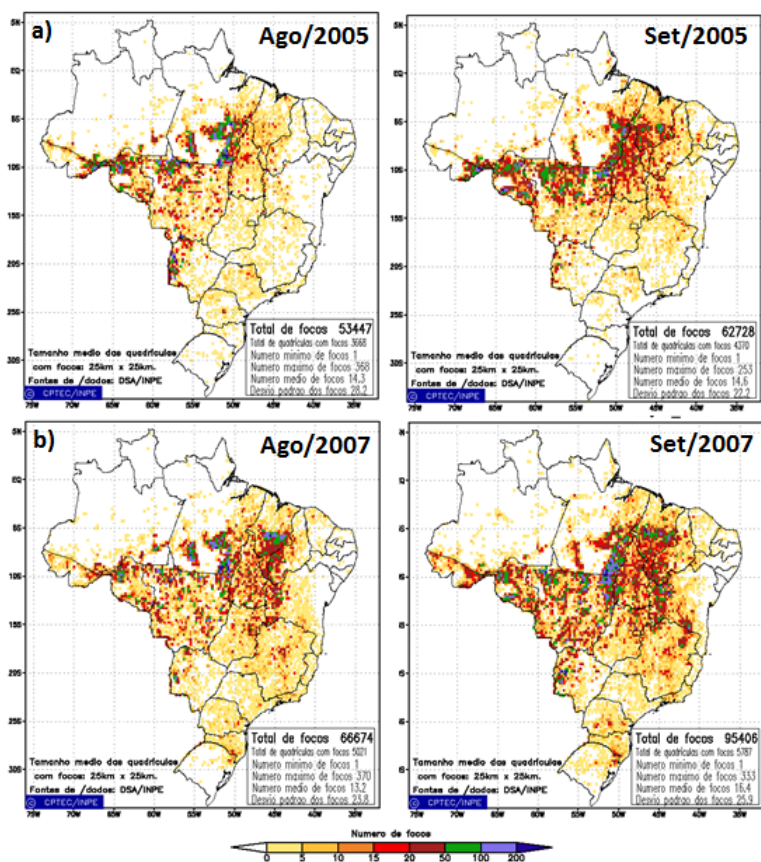


Figura 6.9.: Focos de queimadas no Brasil observados pelo sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua, durante os meses de agosto e setembro de: a) 2005, e b) 2007.

A figura 6.9 indica que nos meses de agosto e setembro de 2007 uma alta quantidade de focos de queimadas pode ser observada a leste da Amazônia legal, em particular no sudeste do Piauí e no leste da Bahia. O mesmo padrão não é observado em 2005, onde os focos estão mais concentrados próximos ao arco do desflorestamento. Esta migração dos focos de queimadas de locais onde existem florestas nativas para cerrado e áreas que já haviam sido previamente desmatadas para fins agrícolas e pecuários tem sido observada e estudada recentemente (Hoeve et al. (2012)).

Conforme discutido na seção 5.1, a base de dados do produto CERES-SSF apresentou uma grande quantidade de valores faltantes para as propriedades ópticas de aerossóis e nuvens em 2004, e, por este motivo, este ano foi excluído das análises dos resultados. A média da profundidade óptica de aerossóis para

as estações de queimadas durante este período de dez anos (excluindo 2004) foi de  $0,25 \pm 0,04$ . A variabilidade espacial desta grandeza também foi bastante alta, apresentando valores correspondentes a cerca de 50% a 73% do valor médio de profundidade óptica de aerossóis, e média de  $0,15 \pm 0,02$  para todo o período estudado. Esta alta variabilidade espacial e temporal da profundidade óptica de aerossóis e seu efeito na forçante radiativa direta serão explorados mais detalhadamente nas próximas seções deste trabalho.

## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

No capítulo anterior, foram introduzidas duas diferentes metodologias para calcular a forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas sobre a Amazônia, a partir de dados obtidos por sensoriamento remoto em satélites. Na primeira metodologia (Seção 5.4), a média da irradiância para condições atmosféricas livres de aerossóis ( $F_{cl}$ ) durante a estação de queimadas foi estimada para cada célula de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ , a partir do coeficiente linear do ajuste de medidas de irradiância no topo da atmosfera ( $F_{TOA}$ ), fornecidas pelo CERES, em função da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm (AOD), fornecida pelo sensor MODIS. Nestas regressões lineares foram utilizados dados obtidos durante os meses de agosto e setembro de cada ano. A diferença entre  $F_{cl}$  e a irradiância média observada no topo da atmosfera durante o período estudado, fornece a média da forçante radiativa direta durante a estação de queimadas no horário de passagem do satélite. Uma segunda metodologia foi proposta para calcular a forçante radiativa direta de aerossóis para cada dia do ano (Seção 5.5), uma vez que a primeira metodologia fornece apenas o valor médio desta forçante durante o período de queimadas. Para isso, cenas cuja concentração de partículas era muito baixa (AOD < 0,1) foram consideradas como background. Para cada célula de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ , a irradiância para condições não perturbadas ( $F_{cl}$ ) foi estimada a partir da regressão linear da irradiância no topo da atmosfera ( $F_{TOA}$ ) pelo cosseno do ângulo zenital solar ( $\cos(\theta_0)$ ) para condições de background. Para cada célula e para cada dia do ano, a forçante radiativa direta instantânea foi calculada pela diferença entre o valor de  $F_{cl}(\cos(\theta_0))$ , obtido pelo ajuste da função linear, e o valor de irradiância ascendente no topo da atmosfera ( $F_{TOA}$ ), reportado pelo sensor CERES. O diagrama 6.10 ilustra resumidamente o procedimento utilizado em cada uma das

## 6. Resultados e discussões

duas metodologias empregadas.

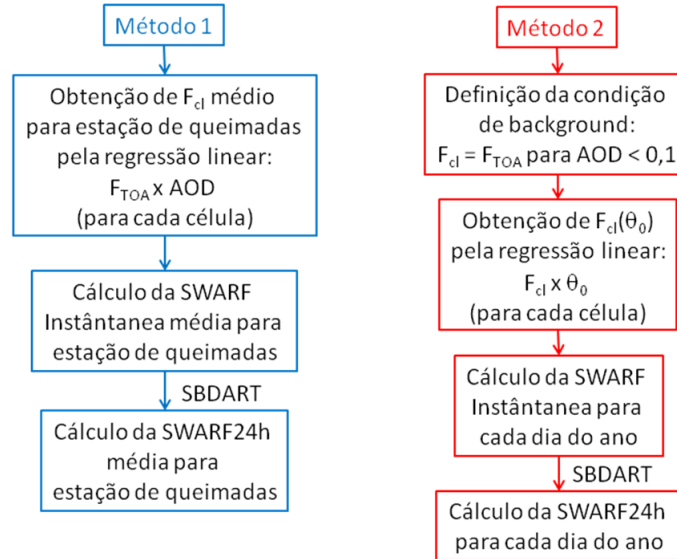


Figura 6.10.: Diagrama esquemático das duas diferentes metodologias utilizadas para obtenção da distribuição espacial da forçante radiativa direta de aerossóis.

Nesta seção os resultados obtidos a partir destas duas diferentes metodologias serão analisados e comparados. Serão mostradas as distribuições espaciais e temporais da forçante radiativa direta de aerossóis médias durante a estação de queimadas, além de alguns exemplos de forçantes obtidas a partir da metodologia 2, para alguns dias particulares do ano. A forçante radiativa direta será analisada separadamente sobre áreas classificadas como floresta e cerrado, e o impacto do tipo de superfície na forçante radiativa direta também será investigado.

### 6.2.1. Variações temporais médias durante as estações de queimadas

A fim de compararmos os resultados obtidos para as forçantes a partir das diferentes metodologias introduzidas nas seções 5.4 e 5.5, calculamos a média das forçantes radiativas diretas diárias, obtidas a partir da metodologia 2, entre os meses de agosto e setembro de cada ano para cada célula de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ . Este procedimento fornece as distribuições espaciais da média da forçante radiativa



## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

direta durante a estação de queimadas, que serão analisadas na próxima subseção. Por hora, analisaremos as médias das forçantes radiativas diretas ( $SWARF_{24h}$ ) sobre a área total analisada durante as estações de queimadas de 2000 a 2009, obtidas a partir de ambas as metodologias, (Figura 6.11), e suas incertezas. A magnitude da variabilidade espacial da forçante radiativa direta para estação de queimadas também é mostrada na figura 6.11.

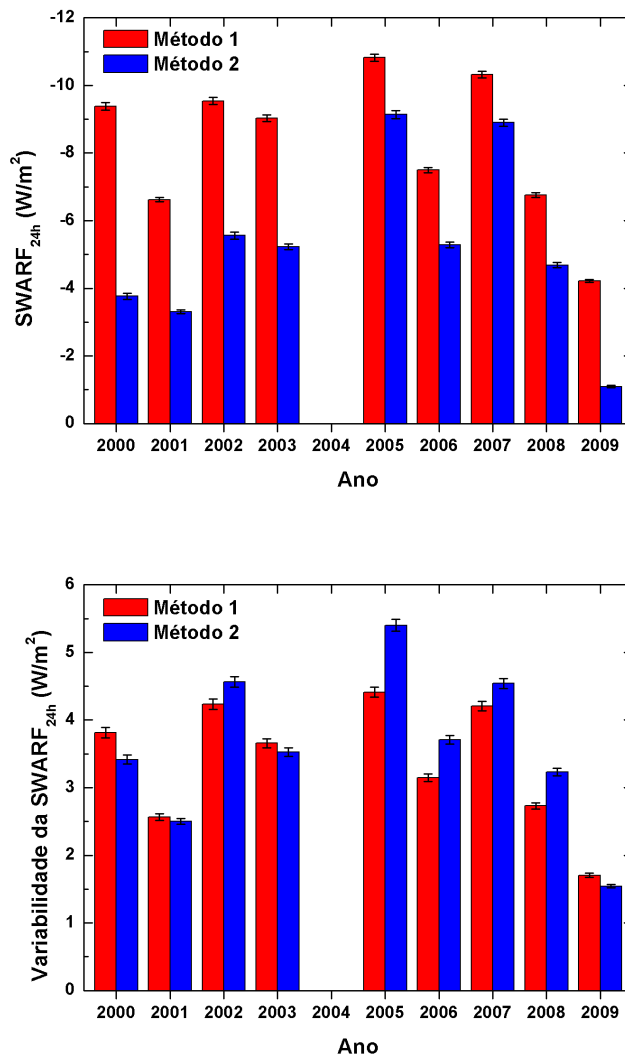


Figura 6.11.: Média da forçante radiativa direta de aerossóis ( $SWARF_{24h}$ ) durante as estações de queimadas (agosto a setembro) de 2000 a 2009 e sua variabilidade espacial.

## 6. Resultados e discussões

Assim como a profundidade óptica de aerossóis, a forçante radiativa direta no topo da atmosfera também sofre grandes variações espaciais e temporais ao longo da estação de queimadas. Esta variabilidade é devida a diferenças na concentração e localização das fontes de aerossóis e à dinâmica de transporte das plumas de fumaça. A diminuição do valor absoluto da forçante radiativa de aerossóis nos anos de 2008 e 2009 é consistente com a baixa emissão de partículas na Amazônia e com a queda do desmatamento observada durante estes anos, conforme a figura 1.8 (INPE, 2012).

Os resultados indicados na figura 6.11 mostram que os valores de forçante radiativa direta obtidos pela metodologia 2 são consistentemente menores do que os obtidos pela metodologia 1. Para este período de 10 anos, a média da forçante radiativa direta no TOA durante a estação de queimadas calculada a partir da metodologia 1 foi de  $-8,2 \pm 2,1 \text{ W/m}^2$ . Este valor diminuiu para  $-5,2 \pm 2,6 \text{ W/m}^2$  quando utilizamos a metodologia 2 para calcular a forçante. Parte desta diferença pode ser explicada pelas diferentes definições da cena limpa utilizadas em cada metodologia. Como no método 1,  $F_{cl}$  foi definida para condições em que  $\text{AOD} = 0$ , a contribuição dos aerossóis de background são contabilizadas na soma final da forçante radiativa direta. Já para a metodologia 2,  $F_{cl}$  foi definida para condições de background ( $\text{AOD} < 0,1$ ) e, portanto, a contribuição dos aerossóis de background para a forçante nesta definição é nula. Logo, espera-se que a forçante radiativa direta calculada pelo método 2 seja menos negativa do que calculada pelo método 1. Cálculos de transferência radiativa efetuados no código SBDART sugerem que a contribuição das partículas de background para a média diária da forçante radiativa direta de aerossóis sobre a Amazônia é da ordem de  $-2 \text{ W/m}^2$ . Logo, a contribuição dos aerossóis de background não é suficiente para explicar as magnitudes das diferenças das forçantes calculadas pelas duas metodologias propostas entre os anos 2000 e 2003. Uma possível explicação para esta diferença está associada às diferentes coleções do produto de aerossóis do MODIS disponibilizadas no produto do CERES, e será explorada a seguir.

Conforme discutido na seção 4.2, o produto CERES-SSF, utilizado neste trabalho, disponibiliza propriedades ópticas de aerossóis calculadas a partir do algoritmo da coleção 4 do MODIS até meados de 2005, e da coleção 5 após esta data. Uma das principais diferenças entre as profundidades ópticas obtidas por estas duas coleções, consiste no fato de que na coleção 4 apenas valores positivos

## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

de AOD eram permitidos, enquanto para a coleção 5, o limite inferior permitido para a AOD é de  $-0,05$ , a fim de considerar a incerteza nas inferências desta grandeza. Esta pequena diferença entre os algoritmos, pode fazer com que a profundidade óptica de aerossóis fornecida pela coleção 4 seja superestimada quando reprojeta para a resolução do sensor CERES, uma vez que valores negativos não serão considerados no cálculo da média desta variável dentro do pixel do CERES. Desta forma, o valor do coeficiente linear obtido pela regressão entre irradiância no topo da atmosfera e profundidade óptica de aerossóis (de acordo com a metodologia 1) será subestimado, e, portanto, o coeficiente angular desta curva será superestimado. Por consequência, a forçante radiativa direta calculada pela metodologia 1 a partir de dados da coleção 4, será maior em módulo (mais negativa) do que quando calculada pela metodologia 2. A figura 6.12 é uma representação esquemática do cálculo da SWARF a partir da metodologia 1 utilizando dados da coleção 4 e da coleção 5 do MODIS.

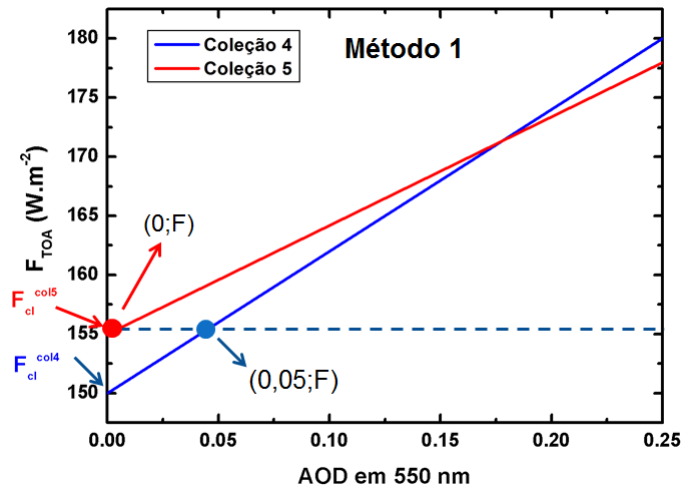


Figura 6.12.: Ilustração esquemática das regressões lineares entre irradiância ascendente no topo da atmosfera ( $F_{TOA}$ ) e profundidade óptica de aerossóis (AOD) obtidas a partir de dados das coleções 4 e 5 do sensor MODIS.

Embora as forçantes radiativas obtidas pela metodologia 2 tenham sido menores em módulo do que as forçantes obtidas pela metodologia 1, as variabilidades espaciais apresentadas por esta variável foram similares, de  $3,3 \pm 0,3 \text{ W/m}^2$  e  $3,6 \pm 0,4 \text{ W/m}^2$  para as metodologias 1 e 2, respectivamente. Estes valores

## 6. Resultados e discussões

correspondem a cerca de  $41 \pm 1\%$  e  $78 \pm 9\%$  das médias das forçantes radiativas diretas observadas neste período a partir de ambas as metodologias.

Vale ressaltar que a correção efetuada no valor final da forçante radiativa direta (Seção 5.6), a fim de considerar o efeito da anisotropia das partículas de aerossol nos modelos de distribuição angular, foi bastante significativa. Esta correção contribui com cerca de  $-2,6 \text{ W/m}^2$  e  $-2,3 \text{ W/m}^2$  para os valores médios das forçantes durante as estações de queimadas destes 10 anos, calculadas a partir das metodologias 1 e 2, respectivamente. Esta grande diferença indica que o algoritmo utilizado pelo sensor CERES para obter as irradiâncias ascendentes no topo atmosfera sobre a Amazônia (e, provavelmente, sobre outras regiões de queimadas) deveria ser revisto.

Vários autores calcularam a forçante radiativa direta instantânea de aerossóis sobre a Bacia Amazônica (por exemplo, Christopher et al. (2000); Christopher and Zhang (2002); Li et al. (2000); Patadia et al. (2008); Martins (1999)), observando valores instantâneos da ordem de até centenas de  $\text{W/m}^2$  para esta forçante. Estes estudos utilizaram inferências de diferentes instrumentos a bordo de satélites ou aeronaves (ex., GOES-8, TRMM, Terra, ER-2) ou medidas de propriedades ópticas de aerossóis in situ em conjunto com um código de transferência radiativa assumindo um dado ângulo zenital solar. O problema de considerarmos apenas uma geometria de iluminação particular é que a forçante radiativa de aerossóis e sua eficiência dependem fortemente do ângulo zenital solar (Figura 5.15). Além disso, embora avaliações de efeitos radiativos instantâneos nos ajudem a entender qualitativamente o desbalanceamento energético, elas não podem ser utilizadas em modelos climáticos, já que os mesmos necessitam desta informação em uma escala de tempo maior. Por isso, optamos por comparar apenas os resultados das médias diárias das forçantes radiativas diretas de aerossóis com outras avaliações reportadas anteriormente sobre o balanço radiativo atmosférico na Amazônia e em outras regiões de queimadas. (Tabela 6.1).

## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

Tabela 6.1.: Resultados de forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas no TOA obtidos neste trabalho e em outras referências. As siglas M1 e M2, referem-se, respectivamente, às metodologias 1 e 2, introduzidas no presente trabalho.

Referência	Região	Período	SWARF 24h (W/m <sup>2</sup> )
Este trabalho – M1	Amazônia	2000-2009	-8,2 ± 2,1
Este trabalho – M2	Amazônia	2000-2009	-5,2 ± 2,6
Liu, 2005	Amazônia (pluma)	1995	-16,5
Patadia et al., 2008	Amazônia	2000-2005	-7,6 ± 1,9
Procopio et al., 2004	Amazônia	2002	-5,6 ± 0,6 <sup>a</sup>
Zhang et al., 2008	Amazônia	2002	entre -1 e -8
Procopio et al., 2004	Alta Floresta, MT	1993-2002	-8,3 ± 2,0
Procopio et al., 2004	Ji Paraná, RO	1994-2002	-8,4 ± 2,2
Ramanathan et al., 2001	Oceano Índico	1999	-7,0 ± 1,0
Mallet et al., 2008	Benin, África	2006	-18,4

<sup>a</sup> Este valor foi obtido a partir da média da SWARF<sub>24h</sub> entre os meses de agosto e setembro de 2002.

A tabela 6.1 mostra que as médias diárias das forçantes radiativas diretas de aerossóis obtidas neste trabalho são da mesma ordem de grandeza de outros resultados de forçantes reportados anteriormente na literatura. Contudo, a comparação entre estes resultados não é direta, já que eles foram obtidos em períodos diferentes dos considerados neste trabalho, com diferentes concentrações de aerossóis. Patadia et al. (2008) calculou a forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas no TOA sobre a Amazônia, a partir de dados dos sensores CERES e MODIS, entre 2000 e 2005, e obteve um valor de  $-7,6 \pm 1,9$  W/m<sup>2</sup>. Para fins de comparação, a forçante radiativa direta média entre 2000 e 2005 foi calculada a partir das duas diferentes metodologias propostas no presente trabalho. Estes cálculos forneceram valores médios de  $-9,1 \pm 1,5$  W/m<sup>2</sup> e  $-5,4 \pm 2,3$  W/m<sup>2</sup>, para as metodologias 1 e 2, respectivamente. As diferenças entre os resultados podem ser

## 6. Resultados e discussões

explicadas pelas diferentes representações utilizadas para as cenas não-poluídas, no caso da metodologia 2, e pelo fato de não terem sido aplicadas correções aos dados do CERES, a fim de considerar a anisotropia das partículas no trabalho de Patadia et al. (2008).

O trabalho de Procopio et al. (2004) reportou o valor de  $-5,6 \pm 0,6 \text{ W/m}^2$  para a média da forçante radiativa direta de aerossóis na Amazônia no TOA entre os meses de agosto e setembro de 2002. A metodologia 2, utilizada no presente trabalho, forneceu exatamente o mesmo valor médio para esta grandeza, porém com menor incerteza, para a estação de queimadas de 2002, de  $-5,6 \pm 0,1 \text{ W/m}^2$  (Figura 6.11). Utilizando a metodologia 1, por outro lado, este valor foi estimado em  $-9,5 \pm 0,1 \text{ W/m}^2$ . Zhang et al. (2008) obtiveram valores entre  $-1$  e  $-8 \text{ W/m}^2$  para a forçante direta sobre a Amazônia, utilizando o modelo regional do Abdus Salam Institute for Theoretical Physics Regional Climate Model, versão 3 (RegCM3) para simular eventos de queimada entre agosto e outubro 2002. Liu (2005) obteve um valor de  $-16,5 \text{ W/m}^2$  para a forçante radiativa direta sobre a Amazônia durante a estação seca de 1995, utilizando o modelo climático regional do NCAR (National Center for Atmospheric Research). Este alto valor deve-se à alta emissão de partículas naquele ano, quando foram desmatados quase 30 mil  $\text{km}^2$  na Amazônia legal (1.8), e também ao fato desta forçante ter sido calculada especificamente para a pluma de fumaças que cobria a região.

Os valores de forçantes radiativas diretas obtidos neste trabalho foram comparados com resultados de forçantes obtidos para outras regiões do planeta sobre influência de queimadas. A forçante radiativa direta no TOA durante o experimento INDOEX (Indian Ocean Experiment) na estação de queimadas (dezembro a abril) de 1999 foi de  $-7,0 \pm 0,1 \text{ W/m}^2$  (Ramanathan et al. (2001)), bastante similar aos resultados obtidos para a Amazônia. Por outro lado, a forçante direta na África em janeiro de 2006, reportada por Mallet et al. (2008), durante o experimento AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) foi de uma a duas vezes maior do que as forçantes calculadas para a Amazônia a partir de dados do CERES. Esta grande diferença pode ser explicada pela diferença entre as propriedades ópticas das partículas emitidas em cada região. Tanto na Amazônia quanto próximo ao Oceano Índico, as partículas apresentam albedo de espalhamento simples em 550 nm da ordem de 0,94 enquanto para a África, as partículas são muito mais absorvedoras, apresentando albedo de espalhamento simples da

ordem de 0,86 (ex., Yu et al. (2006)).

### 6.2.2. Distribuições espaciais médias durante as estações de queimadas

A fim de entendermos melhor as diferenças apresentadas na figura 6.11, as distribuições espaciais da forçante radiativa direta de aerossóis sobre a região amazônica foram analisadas. A análise destes mapas permite avaliar quais regiões são mais impactadas pela presença de aerossóis provenientes de queima de biomassa. A figura 6.13 ilustra as distribuições espaciais médias da forçante radiativa durante o pico da estação de queimadas de 2005, obtidas a partir das duas metodologias, com suas respectivas incertezas. A distribuição espacial média da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm observada para este mesmo período também está ilustrada na figura 6.13. As incertezas das forçantes radiativas obtidas a partir da metodologia 1, foram calculadas de acordo com a equação 5.2. Já as incertezas das forçantes radiativas obtidas de acordo com a metodologia 2 e das profundidades ópticas de aerossóis foram calculadas a partir do desvio-padrão da média destas variáveis durante o período analisado.

A figura 6.13 mostra que o valor absoluto da forçante radiativa direta de aerossóis é menor, em média, para áreas localizadas a leste do arco do desflorestamento. Um dos fatores que contribuem para esta diferença é a baixa concentração de partículas de aerossol sobre essas regiões. Isto deve-se à dinâmica predominante sobre a região, que faz com que a maioria das partículas sejam transportadas de leste para oeste pelos ventos alísios (Fisch et al. (1998)). Por este motivo, notamos que a maior concentração de aerossóis localiza-se majoritariamente sobre grandes áreas cobertas por florestas. Além disso, como as florestas são densas e escuras, e, portanto, apresentam baixo albedo de superfície, a intensidade das forçantes radiativas diretas sobre áreas de floresta é maior do que sobre cerrado. Este fenômeno será explorado mais cuidadosamente na seção 6.2.4. Para casos em que a concentração de aerossóis é muito alta durante a estação de queima de biomassa ( $AOD > 1$ ), a média diária da forçante radiativa direta durante a estação de queimadas de 2005 alcançou valores de até  $-20 \text{ W/m}^2$ . Este alto valor também mostra que, para certas áreas da Amazônia, a média da forçante radiativa direta de aerossóis no TOA durante o período de queimadas pode ser uma ordem de

## 6. Resultados e discussões

magnitude maior do que a forçante radiativa devida aos gases de efeito estufa, que é da ordem de  $2,6 \text{ W/m}^2$  (Forster et al. (2007)).

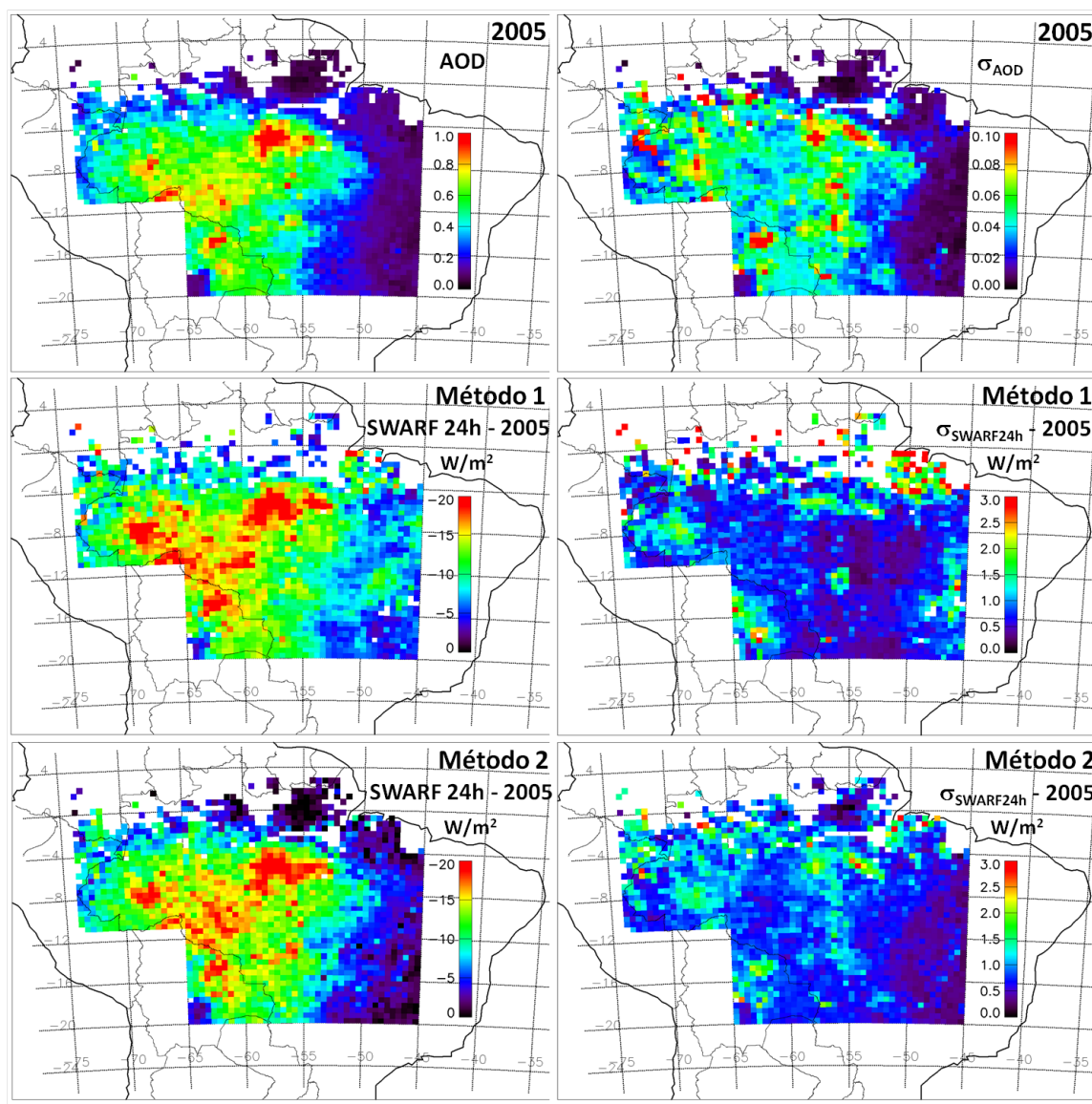


Figura 6.13.: Distribuições espaciais médias da profundidade óptica de aerossóis e das forçantes radiativas diretas de aerossóis médias no TOA ( $SWARF_{24h}$ ), calculadas a partir das metodologias 1 e 2, para a estação de queimadas (agosto e setembro) de 2005, com suas respectivas incertezas.



## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

A comparação entre as distribuições espaciais das forçantes obtidas pelas diferentes metodologias, indica que embora os padrões espaciais da forçante radiativa direta sejam semelhantes em grande parte da imagem, certas regiões, por exemplo em torno das coordenadas 13°S e 48°O, apresentam diferenças de até 8 W/m<sup>2</sup>. As maiores diferenças localizam-se em áreas que apresentam baixa profundidade óptica de aerossóis. Uma possível explicação para essas diferenças consiste no fato de que, para casos em que a concentração de partículas é baixa, os pontos do gráfico de irradiância ascendente no topo da atmosfera por profundidade óptica de aerossóis, utilizados na metodologia 1, estarão bastante concentrados próximos a  $x = 0$ . Isto pode aumentar os erros dos parâmetros estimados pelo ajuste linear, e, por consequência, da forçante radiativa direta obtida para estas situações.

Para ambos os métodos, as incertezas variam desde valores próximos a zero até valores da ordem de 3 W/m<sup>2</sup>. As incertezas médias das forçantes radiativas de aerossóis em 2005 foram da ordem de  $0,93 \pm 0,02$  W/m<sup>2</sup> para o método 1 e de  $0,85 \pm 0,01$  W/m<sup>2</sup> para o método 2.

Como um segundo exemplo, as distribuições espaciais médias da forçante radiativa de aerossóis e da profundidade óptica de aerossóis em 550 nm durante a estação de queimadas de 2008 são mostradas na figura 6.14.

As figuras 6.13 e 6.14 mostram que há uma diminuição no valor absoluto da forçante radiativa em todas as regiões da Amazônia de 2005 para 2008, consistente com a redução da profundidade óptica de aerossóis média observada neste período (Figura 6.8). Os valores máximos para a forçante radiativa direta observados para a estação de queimadas de 2008 foram da ordem de -15 W/m<sup>2</sup>, para ambas as metodologias. Para este ano, as incertezas médias das forçantes radiativas foram de  $0,85 \pm 0,01$  W/m<sup>2</sup> para a metodologia 1, e de  $0,69 \pm 0,01$  W/m<sup>2</sup> para a metodologia 2.

## 6. Resultados e discussões

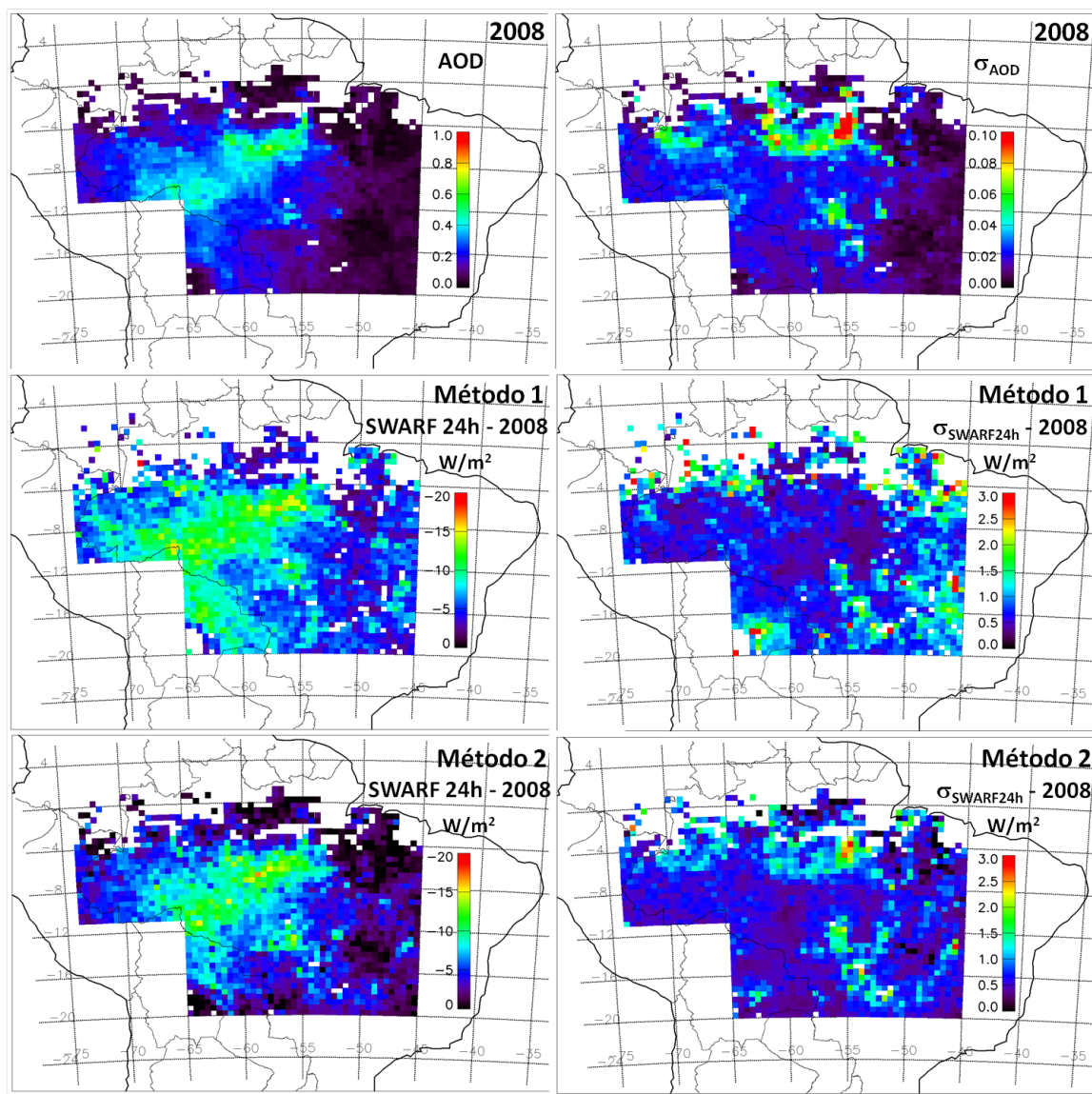


Figura 6.14.: Distribuições espaciais médias da profundidade óptica de aerossóis e das forças radiativas diretas de aerossóis médias no TOA ( $SWARF_{24h}$ ), calculadas a partir das metodologias 1 e 2, para a estação de queimadas (agosto e setembro) de 2008 com suas respectivas incertezas.

## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

Em seguida, comparamos os mapas de forçante com a distribuição espacial da profundidade óptica de aerossóis, tanto para 2005 (Figura 6.13) quanto para 2008 (Figura 6.14). Estas análises qualitativas indicam que a forçante obtida pela metodologia 2 exibe um padrão de distribuição espacial mais contínuo e mais similar ao padrão de distribuição espacial da profundidade óptica de aerossóis do que a forçante obtida pela metodologia 1. Com o intuito de quantificar este efeito, a correlação entre os valores de forçante radiativa direta ( $SWARF_{24h}$ ) e a profundidade óptica de aerossóis (AOD) foi calculada para cada célula. Em seguida, a correlação média entre essas duas variáveis durante a estação de queimadas de cada ano foi analisada para ambas as metodologias (Figura 6.15).

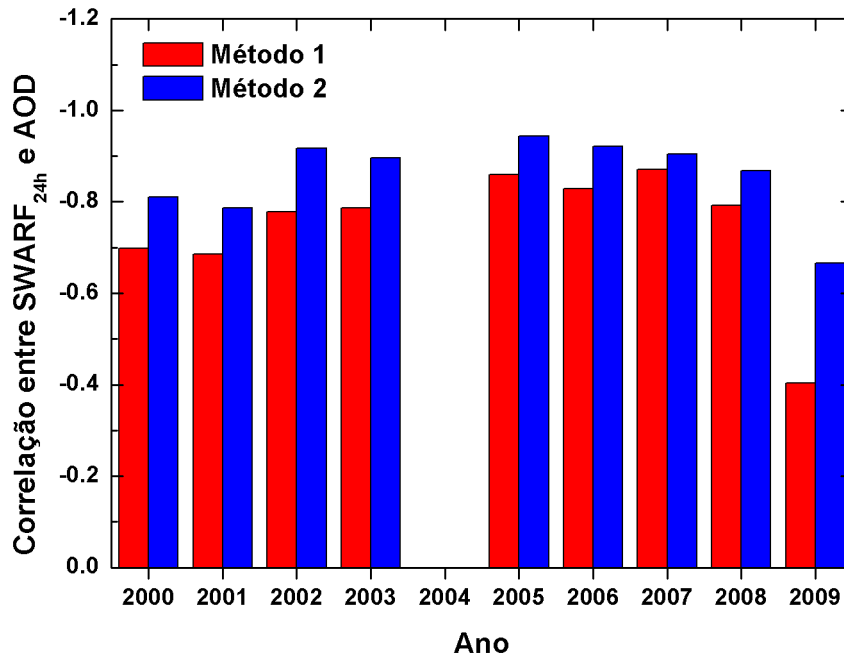


Figura 6.15.: Correlações entre a forçante radiativa direta ( $SWARF_{24h}$ ), calculadas de acordo com as metodologias 1 e 2, e a profundidade óptica de aerossóis (AOD) durante as estações de queimadas de cada ano.

É interessante notar que as correlações entre a forçante direta e a profundidade óptica de aerossóis são maiores para a segunda metodologia do que para a primeira. A correlação média observada entre estas variáveis para a metodologia 1 foi de  $-0,75 \pm 0,05$ , enquanto para a metodologia 2, este valor foi de  $-0,86 \pm 0,03$ .

## 6. Resultados e discussões

Isso é um indicativo de que a metodologia 2 é mais robusta do que a metodologia 1 para o cálculo de  $F_{cl}$ , e conseqüentemente, da forçante radiativa direta de aerossóis. Em uma primeira análise, este resultado pode parecer anti-intuitivo, uma vez que, ao contrário da metodologia 1, a profundidade óptica de aerossóis (AOD) não é utilizada diretamente para a obter a forçante a partir da metodologia 2. Contudo, devemos lembrar que o ângulo zenital solar influencia fortemente o valor da irradiância ascendente no topo da atmosfera ( $F_{TOA}$ ), medida pelo sensor CERES (Figura 6.3). Para a metodologia 1, a regressão linear entre  $F_{TOA}$  e AOD foi utilizada, e desta forma medidas realizadas em diferentes dias e em horários diferentes, (e, portanto, diferentes ângulos zenitais solares) contribuíram para aumentar a dispersão dos pontos no eixo y. Já para a metodologia 2, é utilizada a regressão linear da irradiância ascendente no topo da atmosfera para condições de background em função do cosseno do ângulo zenital solar ( $F_{cl} \times \cos(\theta_0)$ ), e, por este motivo, a dispersão dos pontos no eixo y é muito menor do que no primeiro caso. A influência de outros parâmetros físicos na forçante radiativa de aerossóis, tais como a quantidade de vapor d'água precipitável na coluna atmosférica e o albedo de superfície, será explorada mais profundamente nas próximas seções.

### 6.2.3. Distribuições espaciais da forçante radiativa direta para cada dia do ano

Nesta seção, analisaremos alguns resultados obtidos para a forçante radiativa direta diária a partir da metodologia 2. Estes resultados permitem entender e explorar mais detalhadamente como a dinâmica de transporte das plumas de aerossol afeta o balanço radiativo da região. Exemplos da distribuição espacial da média diária da forçante radiativa direta de aerossóis para os dias 13 e 15 de agosto de 2005, com suas respectivas incertezas, são ilustrados na figura 6.16. Como referência, imagens compostas a partir dos canais vermelho, azul e verde do sensor MODIS, também são mostradas nesta figura.

## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

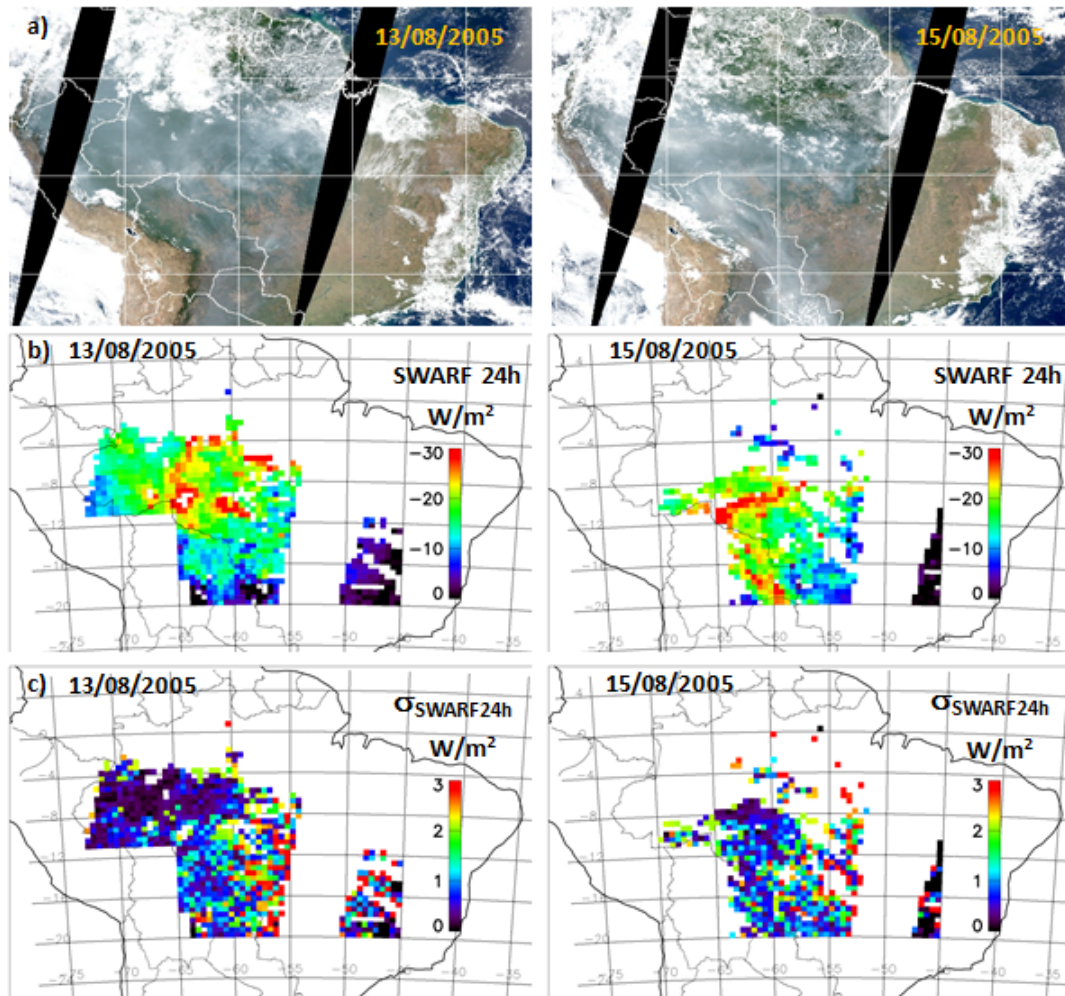


Figura 6.16.: Imagens compostas a partir dos canais vermelho, verde e azul do sensor MODIS sobre a Amazônia (a), e distribuições espaciais das médias diárias das forçantes radiativas diretas de aerossóis ( $SWARF_{24h}$ ) (b), com suas respectivas incertezas (c) para os dias 13 (esquerda) e 15 de agosto de 2005 (direita).

A figura 6.16 mostra que a média diária da forçante radiativa sobre a Amazônia para estes dois dias alcançaram valores de até  $-30 W/m^2$ . Dentre as regiões mais impactadas pelos aerossóis no Brasil nestes dois dias destacam-se o estado de Rondônia e o noroeste do Mato Grosso (entre  $8^{\circ} S$  e  $12^{\circ} S$  e  $60^{\circ} O$  e  $65^{\circ} O$ ). No dia 13 de agosto, a pluma de aerossóis está localizada sobre uma grande área da Amazônia. Já, no dia 15 de agosto podemos notar que a pluma de aerossóis está sendo transportada para o Sudeste, seguindo a linha da cordilheira dos Andes,

## 6. Resultados e discussões

atingindo inclusive regiões da Bolívia e o norte do Paraguai. A forçante radiativa direta nestes locais variou entre  $-15$  e  $-30$   $\text{W}/\text{m}^2$  para a maior parte da região localizada entre  $8^\circ$  S e  $20^\circ$  S e  $55^\circ$  O e  $65^\circ$  O. O efeito da forçante radiativa direta de aerossóis no norte da Amazônia não é tão significativo devido à alta cobertura de nuvens sobre esta região. Para o dia 15, pode-se notar que a máscara de nuvens do sensor MODIS parece ter classificado erroneamente parte da pluma de aerossóis, próxima da região entre  $4^\circ$  S e  $8^\circ$  S e  $65^\circ$  O e  $70^\circ$  O, como nuvens.

Uma das vantagens de se calcular a forçante radiativa a partir da metodologia 2, está no fato de podermos analisar a variabilidade temporal da forçante ao longo da estação de queimadas. A média da forçante radiativa direta foi calculada para cada cada período de 10 dias, a partir de  $1^\circ$  de agosto para cada ano. Os valores médios da forçante em cada período e sua variabilidade espacial para os anos 2005, 2006 e 2007, são mostrados na figura 6.17.

A figura 6.17 mostra que a forçante radiativa direta apresenta grande variabilidade interanual. Embora 2005 e 2007 apresentem valores similares para as forçantes médias durante a estação de queimadas, em torno de  $-9$   $\text{W}/\text{m}^2$ , o padrão temporal é bastante diferente. Em 2005 a forçante radiativa apresentou valores praticamente constantes durante toda a estação de queimadas. Já no ano 2007, a forçante aumentou gradativamente para cada período de 10 dias, iniciando em torno de  $-3$   $\text{W}/\text{m}^2$  e alcançando valores da ordem de  $-15$   $\text{W}/\text{m}^2$  no final da estação. Já para 2006, o padrão da variação temporal da forçante é diferente dos apresentados nos anos 2005 e 2007, com a forçante aumentando gradativamente até a terceira dezena, mantendo-se constante na quarta dezena, aumentando novamente na quinta dezena e diminuindo significativamente na sexta dezena.

## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

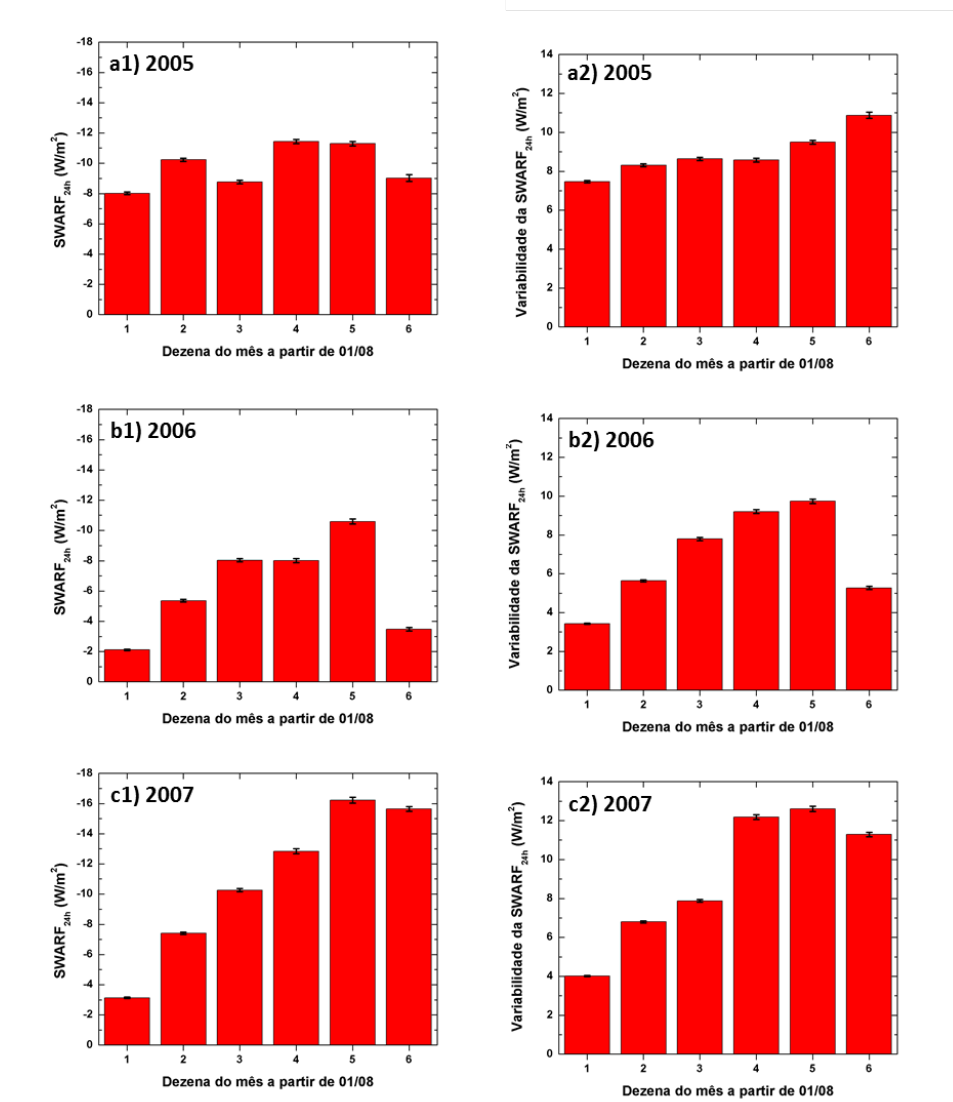


Figura 6.17.: Exemplos da forçante radiativa direta de aerossóis ( $SWARF_{24h}$ ) média para cada período de 10 dias a partir do dia 1<sup>o</sup> de agosto os anos: a) 2005, b) 2006, e c) 2007.

### 6.2.4. Influência do tipo de superfície na forçante direta de aerossóis

Uma das metas deste trabalho foi compreender como diferentes tipos de superfície impactam a forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas. A fim de quantificarmos o efeito das partículas sobre diferentes tipos de superfície, a

## 6. Resultados e discussões

profundidade óptica e a forçante radiativa direta de aerossóis foram analisadas separadamente para células classificadas como floresta e cerrado, de acordo com a metodologia discutida na seção 5.3. A figura 6.18 ilustra as médias e a variabilidade espacial da profundidade óptica de aerossóis sobre floresta e cerrado durante as estações de queimadas de 2000 a 2009, com suas respectivas incertezas.

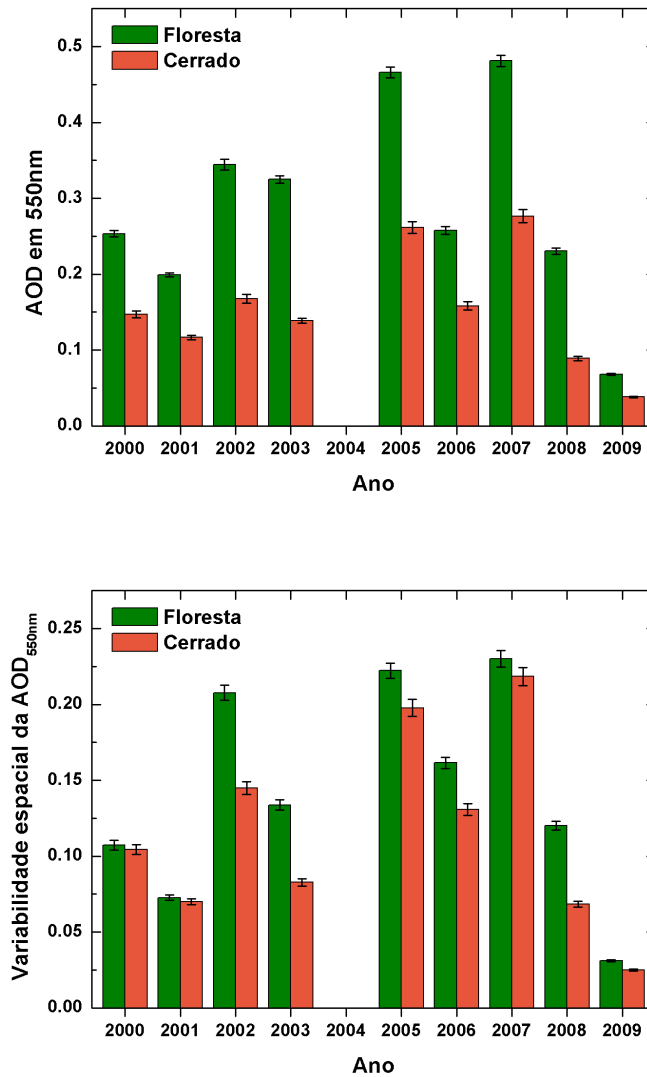


Figura 6.18.: Médias anuais da profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm e de sua variabilidade espacial, obtida a partir do desvio-padrão da AOD, com suas respectivas incertezas para áreas cobertas por floresta e cerrado.



## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

A figura 6.18 mostra que a profundidade óptica de aerossóis é sistematicamente maior sobre regiões cobertas por florestas do que sobre o cerrado. Os valores médios apresentados por esta variável para todo o período estudado foram de  $0,29 \pm 0,12$  sobre floresta e  $0,15 \pm 0,08$  sobre cerrado. A variabilidade espacial da profundidade óptica de aerossóis sobre estes tipos de superfície foi bastante elevada, da ordem de  $48 \pm 9 \%$  e  $73 \pm 10 \%$ , respectivamente. Estes resultados indicam que, em média, a concentração de aerossóis é aproximadamente o dobro sobre áreas cobertas por florestas do que sobre o cerrado. Isto se deve principalmente à dinâmica dos ventos alísios (Fisch et al. (1998)), que faz com que as plumas de aerossóis sejam transportadas de leste para oeste, até alcançarem a cordilheira dos Andes e mudarem de direção e velocidade. Como a maior parte da área de cerrado é localizada a leste das fontes de emissão, as partículas provenientes de queimadas não permanecem por muito tempo sobre áreas de cerrado. A figura 6.19 ilustra a dinâmica dos ventos e a localização dos focos de queimada para setembro de 2006, de acordo com observações do sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua.

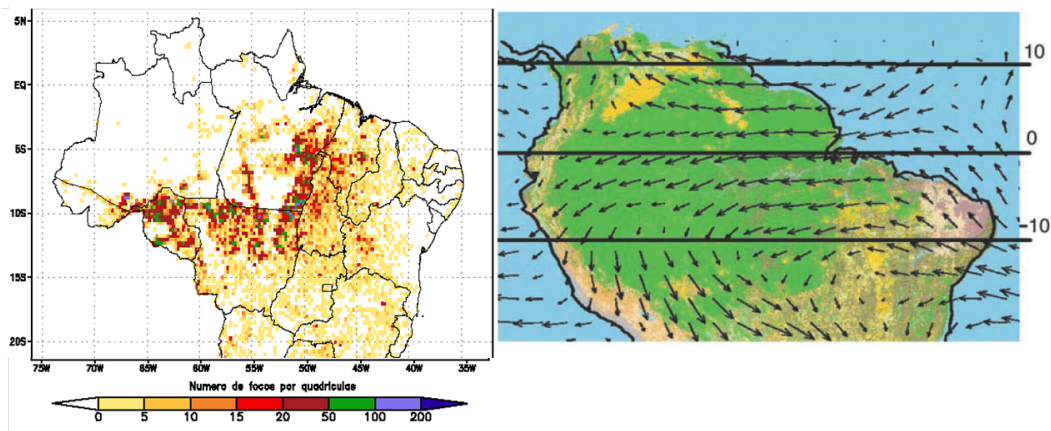


Figura 6.19.: Focos de queimadas na Amazônia observados para o mês de setembro de 2006 pelo sensor MODIS a bordo do satélite Aqua da NASA (esquerda) (INPE, 2012) e mapa de ventos a um nível de pressão de 850 hPa (direita) (Extraído de Koren et al. (2004))

As forçantes radiativas diretas de aerossóis ( $SWARF_{24h}$ ) também foram analisadas separadamente para regiões de cerrado e de floresta. As figuras 6.20 e 6.21 mostram os valores médios das forçantes, calculadas de acordo com as duas metodologias explicadas nas seções anteriores, bem como sua variabilidade espacial,

## 6. Resultados e discussões

para as estações de queimadas durante o período estudado.

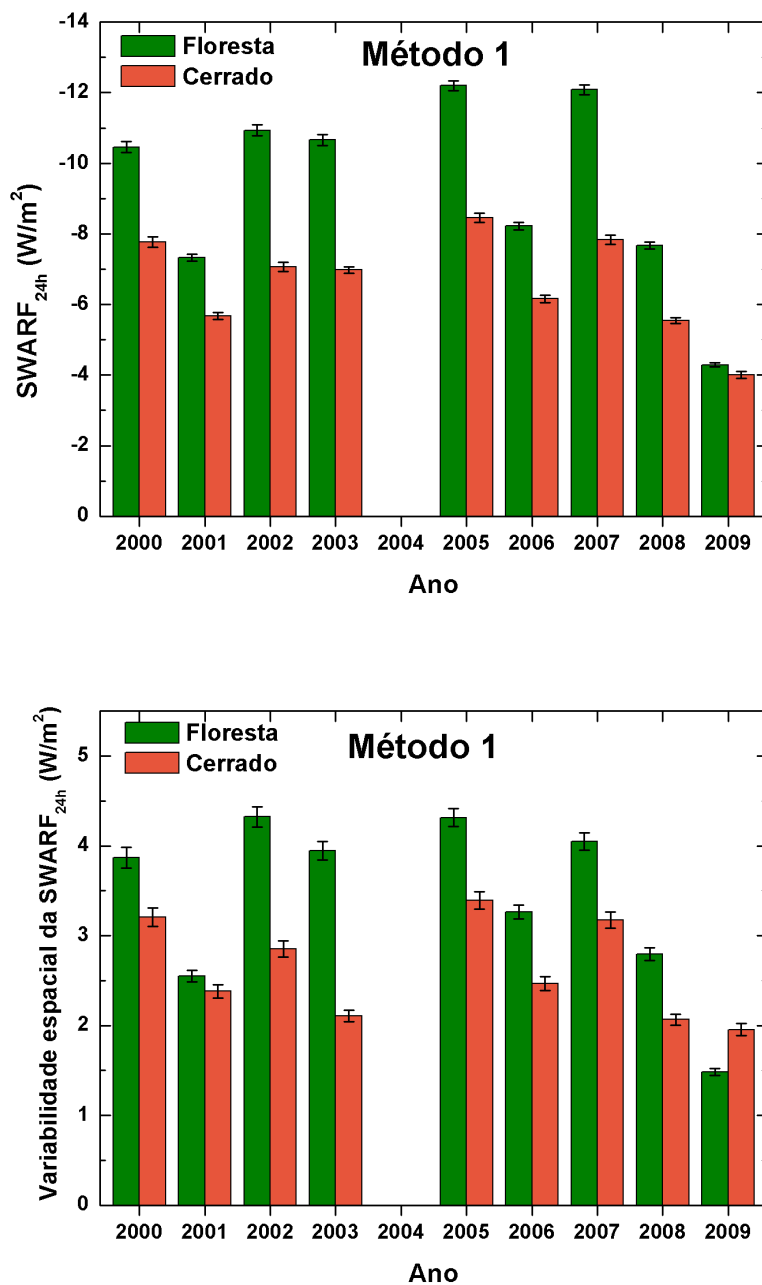


Figura 6.20.: Médias das forçantes radiativas diretas de aerossóis ( $SWARF_{24h}$ ) calculadas pela metodologia 1 durante as estações de queimadas de 2000 a 2009, e sua variabilidade espacial com suas respectivas incertezas para áreas cobertas por floresta e cerrado.

6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

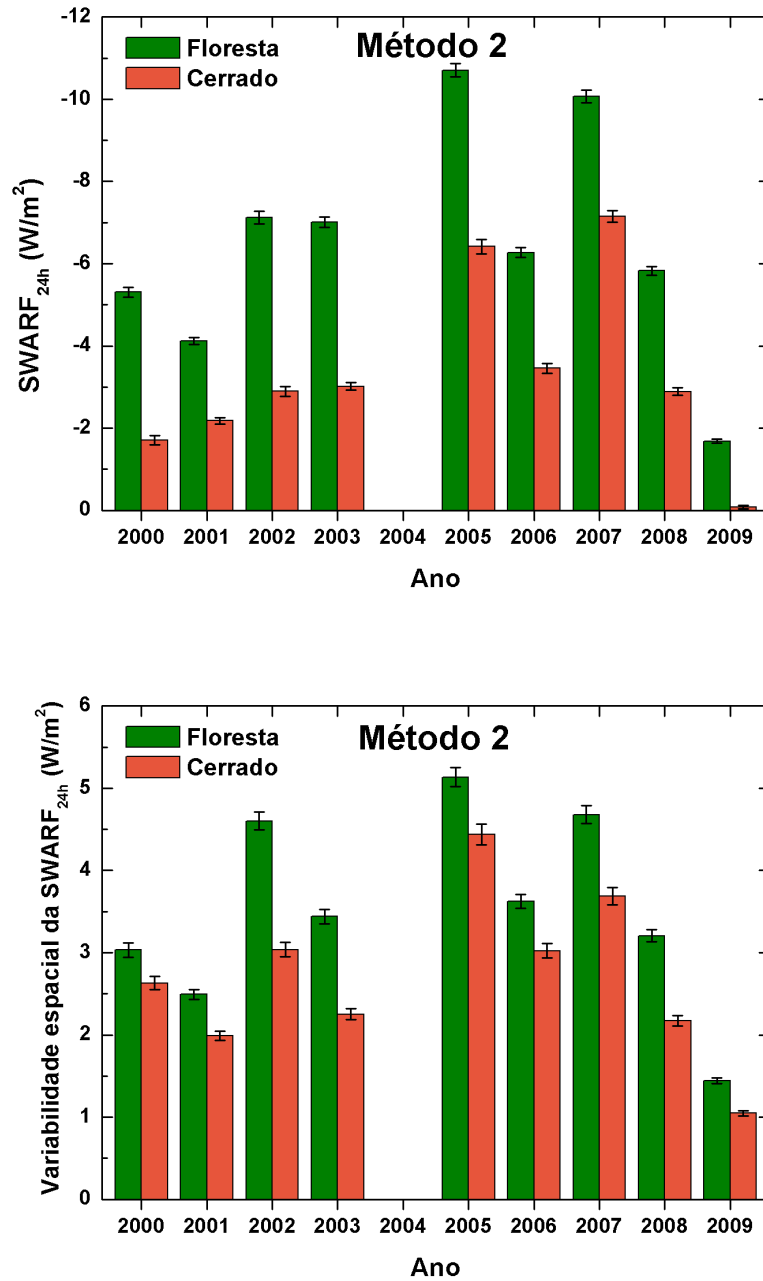


Figura 6.21.: Médias das forçantes radiativas diretas de aerossóis ( $SWARF_{24h}$ ) calculadas pela metodologia 2 durante as estações de queimadas de 2000 a 2009, e sua variabilidade espacial com suas respectivas incertezas para áreas cobertas por floresta e cerrado.

## 6. Resultados e discussões

As figuras 6.20 e 6.21 apresentam diferenças significativas entre as forçantes radiativas diretas obtidas pelas metodologias 1 e 2. Assim como na seção 6.2.1, as maiores diferenças são observadas entre os anos 2000 e 2003, indicando que uma possível razão para esta discrepância seja a utilização de dados de aerossóis obtidos pelo algoritmo da coleção 4 do sensor MODIS para estes anos, conforme explicado anteriormente. Além disso, podemos notar uma grande diferença entre os valores de forçantes calculadas por estas duas metodologias para o ano de 2009. A baixa concentração de partículas observada para este ano pode ter sido responsável por este efeito, uma vez que a forçante radiativa obtida nestas situações é mais imprecisa. A figura 6.15 mostra que a correlação entre a forçante direta e a profundidade óptica de aerossóis para 2009 foi de aproximadamente 0,7 para a metodologia 2, enquanto utilizando a metodologia 1, a correlação entre esses dois parâmetros foi de apenas 0,4. Nesta seção as correlações entre estas duas variáveis serão analisadas separadamente para áreas cobertas por floresta e cerrado.

Em quase todos os casos analisados, a variabilidade espacial da forçante sobre floresta foi maior do que sobre cerrado para ambas as metodologias. A única exceção ocorre para a variabilidade da forçante calculada pela metodologia 1 durante a estação de queimadas 2009, que pode ter sido decorrente do ruído proveniente da aplicação desta metodologia, causada pelos baixos valores de profundidade óptica de aerossóis neste ano. Para a metodologia 1, as variabilidades espaciais sobre floresta e cerrado foram em média de  $3,4 \pm 1,0$  e  $2,6 \pm 0,5$ , respectivamente. Estes valores são bastante similares às médias da variabilidade obtidas a partir da metodologia 2, de  $3,5 \pm 1,2$  para floresta e  $2,7 \pm 1,0$  para cerrado. Embora estes valores sejam compatíveis entre si, a variabilidade espacial relativa à média foi bem maior para a metodologia 2, visto que o valor absoluto da forçante calculada por essa metodologia é menor do que pela metodologia 1. Para a metodologia 2, a variabilidade espacial superou o valor médio da forçante sobre cerrado nos anos 2000, 2002 e 2009. Em particular, para 2009, a variabilidade observada a partir desta última metodologia foi mais de 12 vezes maior do que a média.

Os valores da forçante radiativa de aerossóis sobre floresta são consistentemente mais negativos do que sobre cerrado para ambas as metodologias. Isto se deve à combinação de dois efeitos: o maior impacto dos aerossóis sobre regiões de menor albedo de superfície e a menor concentração de aerossóis sobre as áreas de cerrado

quando comparadas à floresta (Figura 6.18).

As correlações entre as forçantes radiativas diretas, obtidas por ambas as metodologias, e a profundidade óptica de aerossóis foram analisadas separadamente para áreas classificadas como floresta e cerrado. Os resultados são mostrados na figura 6.22.

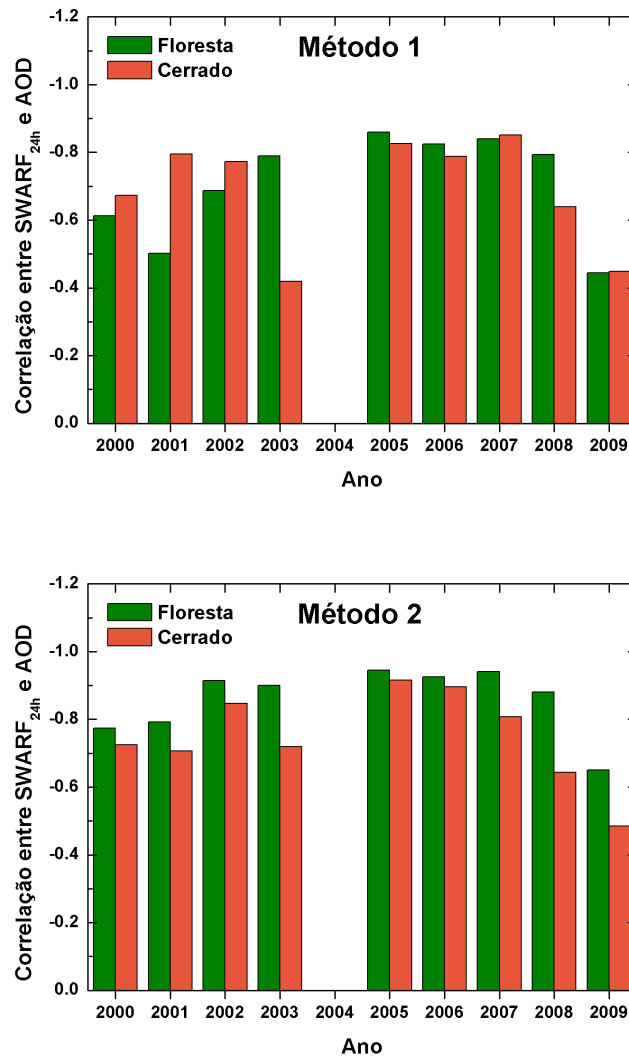


Figura 6.22.: Correlações entre a forçante radiativa direta ( $SWARF_{24h}$ ), calculadas de acordo com as metodologias 1 e 2, e a profundidade óptica de aerossóis (AOD) durante as estações de queimadas de cada ano, para áreas classificadas como floresta e cerrado.

## 6. Resultados e discussões

A figura 6.22 indica que, tanto para floresta quanto para cerrado, as correlações entre forçante e profundidade óptica de aerossóis são, em geral, maiores para a segunda metodologia. As correlações apresentadas para a metodologia 2, foram sistematicamente menores para áreas de cerrado do que para floresta. Já a metodologia 1, não apresenta este padrão: para as estações de queimadas dos anos 2000 a 2002, as correlações foram maiores para cerrado; para 2003 e 2008, as correlações foram maiores para floresta; os anos restantes não apresentaram diferenças significativas para esta variável para os diferentes tipos de superfície estudados.

As médias das correlações entre a forçante radiativa direta e a profundidade óptica de aerossóis durante todo o período estudado, sobre floresta e cerrado são mostradas na tabela 6.2, com suas respectivas incertezas, para as duas metodologias utilizadas neste trabalho.

Tabela 6.2.: Correlações médias entre as forçantes radiativas diretas de aerossóis ( $SWARF_{24h}$ ) sobre floresta e cerrado, obtidas pelas metodologias 1 e 2, e as profundidades ópticas de aerossóis (AOD) em 550 nm, durante as estações de queimadas entre 2000 e 2009.

<b>Média das correlações entre <math>SWARF_{24h}</math> e AOD</b>		
	<b>Floresta</b>	<b>Cerrado</b>
<b>Método 1</b>	$-0,71 \pm 0,05$	$-0,69 \pm 0,05$
<b>Método 2</b>	$-0,86 \pm 0,03$	$-0,75 \pm 0,05$

De acordo com esta tabela, para a metodologia 1, as médias das correlações entre forçante e profundidade óptica de aerossóis para este período de dez anos foram compatíveis para floresta e cerrado, em torno de -0,7. Já para a metodologia 2, as diferenças entre as correlações obtidas para estes dois tipos de superfície são grandes, da ordem de 9%, sendo que o maior valor é observado para áreas de floresta. Podemos notar ainda, que sobre floresta a segunda metodologia apresenta correlação média de  $-0,86 \pm 0,03$ , mais alta do que a apresentada pela primeira metodologia, de  $-0,71 \pm 0,05$ . Sobre cerrado, esta diferença é menor, de  $-0,75 \pm 0,05$  para a metodologia 2, e  $-0,69 \pm 0,05$  para a metodologia 1.

A eficiência da forçante radiativa direta de aerossóis ( $E_{\tau 24h}$ ), definida pela

## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

equação 3.35, é uma medida da taxa de variação da forçante com a profundidade óptica de aerossóis. Por ser normalizada, esta grandeza pode ser utilizada para fornecer a estimativa do impacto de um mesmo tipo de aerossóis sobre diferentes tipos de superfícies. Com o intuito de entender o impacto de aerossóis de queimada sobre os diferentes tipos de superfície que compõem a região estudada, este parâmetro foi analisado separadamente para regiões classificadas como floresta e cerrado. Os valores obtidos para as médias diárias das eficiências das forçantes radiativas de aerossóis durante as estações de queimadas de 2000 a 2009, para ambas as metodologias, são mostrados na figura 6.24.

As eficiências da forçante radiativa direta, ilustradas na figura 6.24, indicam que o impacto dos aerossóis no balanço radiativo é, em geral, maior sobre floresta do que sobre cerrado. Para ambas as metodologias, as eficiências das forçantes para 2009 foram muito maiores do que a média observada para os outros anos. Esta grande discrepância pode ter ocorrido porque, como discutido anteriormente, a forçante radiativa direta de aerossóis não é linear com a AOD. Isto faz com que a eficiência da forçante, calculada a partir da regressão linear da SWARF com a AOD, varie de acordo com o limite escolhido para a AOD para efetuar este ajuste linear. A figura 6.23 mostra o comportamento da SWARF com a AOD, de acordo com simulações no SBDART, e os respectivos ajustes lineares obtidos utilizando diferentes limites para a AOD.

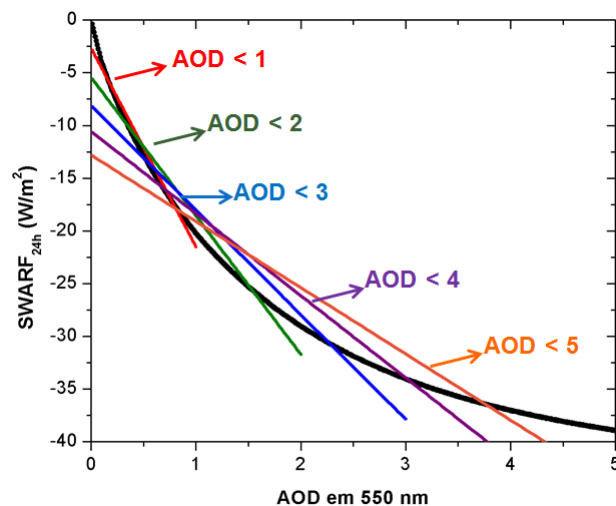


Figura 6.23.: Ilustração do cálculo da eficiência da forçante radiativa direta de aerossóis, utilizando diferentes limites para a AOD.

## 6. Resultados e discussões

De acordo com a figura 6.23, a eficiência da forçante é maior quando calculada considerando casos em que a AOD é menor, e vice-versa. Este resultado indica que, para aerossóis de queimada na Amazônia, a hipótese de que eficiência da forçante é uma constante, amplamente utilizada na literatura, é falha, já que existe uma grande arbitrariedade na definição deste parâmetro. Como sugestão para trabalhos futuros, a eficiência da forçante poderia ser descrita como uma função da AOD.

O ano de 2009 foi bastante chuvoso, e apresentou baixas concentrações de aerossóis, e, portanto, a eficiência da forçante calculada para este ano foi superestimada, quando comparada às eficiências calculadas para os outros anos, nos quais foi empregada a restrição  $AOD < 2$ . Por este motivo, a eficiência da forçante em 2009 será desconsiderada das análises seguintes.

Estes resultados indicam que regiões com menor albedo de superfície estão sujeitas a forçantes radiativas de aerossóis mais significativas (isto é, maiores em módulo) do que regiões de solo mais brilhante, para o mesmo tipo de aerossol. Em outras palavras, o impacto dos aerossóis de queimadas é maior sobre superfícies escuras, como florestas, do que sobre superfícies claras, como cerrado ou áreas desmatadas. Isto acontece porque o albedo simples dos aerossóis de queimadas na Amazônia é alto, da ordem de 0,92 em 440 nm (Tabela 5.8.2), e, portanto, o contraste entre estas partículas e a superfície é maior sobre regiões de menor albedo de superfície. Estes resultados apontam a necessidade de tratar cerrado e floresta como entidades distintas, que sofrerão diferentes impactos devido à queima de biomassa na região amazônica.

Para este período de dez anos estudado, as médias das principais variáveis analisadas nesta seção e suas respectivas incertezas foram calculadas separadamente sobre áreas classificadas como floresta e cerrado. Estes resultados são sumarizados na tabela 6.3, que mostra as médias das profundidades ópticas de aerossóis em 550 nm, eficiências e forçantes radiativas diretas, calculadas pelas duas diferentes metodologias propostas neste trabalho, para ambos os tipos de superfície. Como discutido anteriormente, os anos 2004 e 2009 foram excluídos do cálculo das médias das eficiências das forçantes.



## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

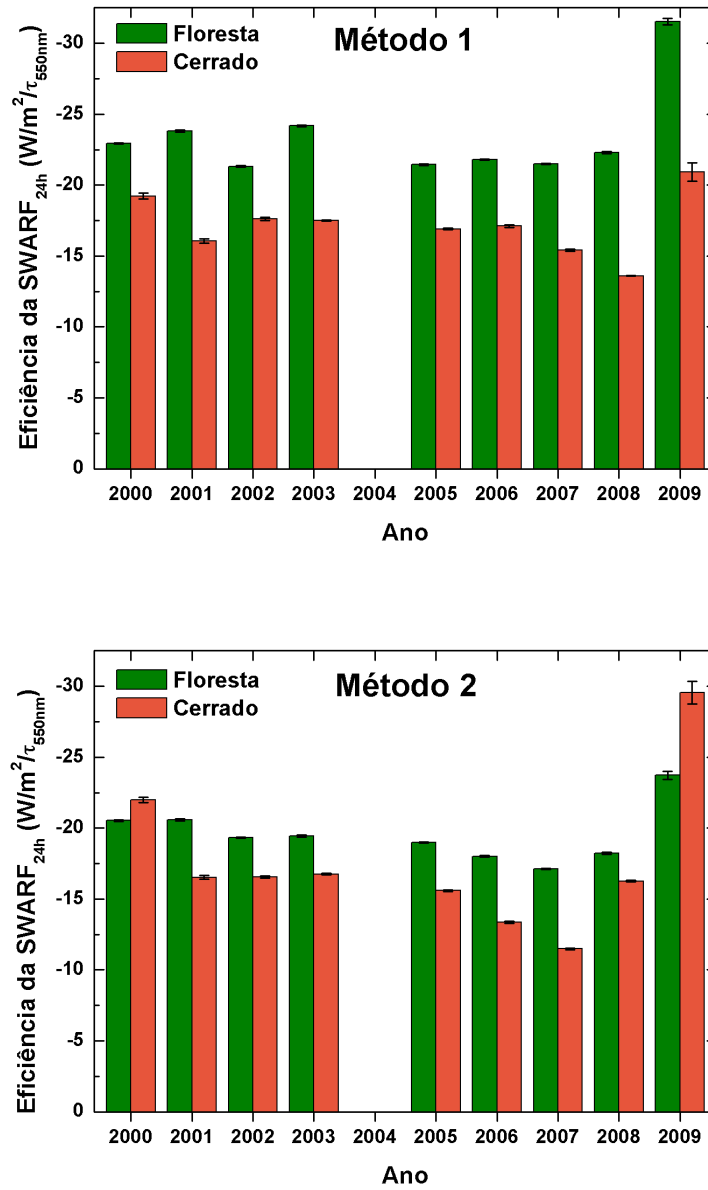


Figura 6.24.: Médias das eficiências diárias da forçante radiativa direta de aerossóis, obtidas por duas diferentes metodologias, durante as estações de queimadas de 2000 a 2009, para áreas classificadas como floresta e cerrado, com suas respectivas incertezas.

## 6. Resultados e discussões

Tabela 6.3.: Médias da profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm, forçante radiativa direta de aerossóis diária ( $SWARF_{24h}$ ) e eficiência diária da forçante radiativa ( $E_{\tau}24h$ ), calculadas a partir duas diferentes metodologias, durante as estações de queimadas de 2000 a 2009, para áreas cobertas por floresta e cerrado.

	<b>Floresta</b>	<b>Cerrado</b>
<b>AOD</b>	$0,29 \pm 0,13$	$0,15 \pm 0,08$
<b>SWARF 24h - Método 1</b>	$-9,3 \pm 2,6 \text{ W/m}^2$	$-6,6 \pm 1,4 \text{ W/m}^2$
<b>SWARF 24h - Método 2</b>	$-6,5 \pm 2,8 \text{ W/m}^2$	$-3,3 \pm 2,2 \text{ W/m}^2$
<b><math>E_{\tau}</math> 24h - Método 1*</b>	$-22 \pm 1 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$	$-17 \pm 2 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$
<b><math>E_{\tau}</math> 24h - Método 2*</b>	$-19 \pm 1 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$	$-16 \pm 3 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$

Obs.: \* O ano 2009 foi excluído do cálculo da média da eficiência da forçante radiativa direta de aerossóis.

Os resultados mostrados na tabela 6.3 mostram que a profundidade óptica de aerossóis sobre áreas de floresta foi praticamente o dobro do que sobre áreas de cerrado. Esta relação também é observada para a forçante radiativa direta calculada pela metodologia 2, que apresentou médias de  $-6,5 \pm 2,8 \text{ W/m}^2$  para floresta e de  $-3,3 \pm 2,2 \text{ W/m}^2$  para cerrado. Já para a forçante radiativa de aerossóis calculada de acordo com a metodologia 1, esta diferença foi de apenas cerca de 50%. Os valores médios obtidos para a forçante por esta metodologia foram de  $-9,3 \pm 2,6 \text{ W/m}^2$  e  $-6,6 \pm 1,4 \text{ W/m}^2$ , para floresta e cerrado, respectivamente.

As médias da eficiência da forçante, calculadas pela metodologia 1, durante as estações de queimadas do período estudado, foram de  $-22 \pm 1 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$  para floresta e de  $-17 \pm 2 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$  para cerrado. Estes resultados mostram uma clara diferença, de cerca de  $5 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$ , entre os impactos de aerossóis sobre os diferentes tipos de superfície analisados. Pela metodologia 2, estes valores foram de  $-19 \pm 1 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$  e  $-16 \pm 3 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$  para floresta e cerrado, respectivamente, indicando uma diferença menor, porém ainda substancial, para o impacto do albedo de superfície na forçante radiativa de aerossóis. Como esperado, os valores médios obtidos para as eficiências e forçantes a partir da segunda metodologia são menos negativos do que para a primeira metodologia. Isto ocorre principalmente por causa das diferentes definições para a cena limpa

## 6.2. Forçante radiativa direta de aerossóis

utilizadas em cada metodologia, embora outros efeitos também contribuam para esta diferença, conforme discutido na seção 6.2.1.

A comparação entre as eficiências das forçantes radiativas de aerossóis requer bastante atenção, uma vez que não existe na comunidade científica uma metodologia padronizada para a obtenção desta grandeza. De acordo com a equação 3.35, esta grandeza depende tanto da forçante radiativa direta quanto da profundidade óptica de aerossóis, que, por sua vez, dependem das faixas espectrais utilizadas para obter estas variáveis. Li et al. (2000), Christopher and Zhang (2002) e Procopio et al. (2004) calcularam a eficiência da forçante em 640 nm, 670 nm e 500 nm, respectivamente. Para entender as diferenças associadas com a dependência espectral da eficiência da forçante e para padronizar os resultados, a eficiência da forçante em 550 nm foi estimada, assumindo um valor de 1,647 para o expoente de Ångström, de acordo com medidas da AERONET durante a estação seca (Seção 5.8.2). A normalização destes resultados para o comprimento de onda de 550 nm aumenta 17% a eficiência da forçante calculada em 500 nm, e diminui 28% a eficiência calculada em 670 nm. Esta análise mostra a alta variação espectral da eficiência de forçante de aerossóis provenientes de queima de biomassa.

A tabela 6.4 apresenta os resultados de eficiência da forçante radiativa obtidos no presente trabalho e outros resultados reportados anteriormente pela comunidade científica para a Amazônia e outras regiões de queimadas. Para fins de comparação, a eficiência da forçante para a área total analisada neste trabalho foi estimada considerando que esta área fosse composta por 60% de floresta e 40% de cerrado.

## 6. Resultados e discussões

Tabela 6.4.: Resultados de eficiência da forçante radiativa direta de aerossóis de queimada obtidos neste trabalho e em outras referências. As siglas M1 e M2, referem-se, respectivamente, às metodologias 1 e 2, introduzidas no presente trabalho.

Referência	Região	Período	$E_{\tau}$ 24h ( $W/m^2/\tau_{550nm}$ )
Este trabalho – M1	Amazônia	2000-2009	$-20 \pm 1$
Este trabalho – M2	Amazônia	2000-2009	$-18 \pm 2$
Procopio et al., 2004	Amazônia	2002	$-10,5^b$
Zhou et al., 2005	Alta Floresta, MT	1993-2003	$-19^a$
Martins, 1999	Cuiabá	1995	$-11 \pm 4^b$
Este trabalho – M1	Floresta	2000-2009	$-22 \pm 1$
Este trabalho – M2	Floresta	2000-2009	$-19 \pm 1$
Ross et al., 1998	Floresta	1995	$-20 \pm 7$
Este trabalho – M1	Cerrado	2000-2009	$-17 \pm 2$
Este trabalho – M2	Cerrado	2000-2009	$-16 \pm 3$
Ross et al., 1998	Cerrado	1995	$-8 \pm 9$
Ramanathan et al., 2001	Oceano Índico	1999	$-18^b$
Zhou et al., 2005	Mongu e Shukuzu, África	1993-2003	$-11^a$

<sup>a</sup> No artigo original estes valores foram reportados em termos da média diurna (12 horas).

<sup>b</sup> A eficiência da forçante direta foi normalizada para AOD em 550 nm utilizando um expoente de Angstrom de 1.647.

Os valores obtidos neste trabalho para a média diária da eficiência da forçante radiativa de aerossóis sobre a Amazônia são semelhantes aos resultados reportados por Zhou et al. (2005), para Alta Floresta, e por Ramanathan et al. (2001), durante o experimento INDOEX, no Oceano Índico. A eficiência da forçante na África (Zhou et al. (2005)), no entanto, é bem menor do que as eficiências obtidas no presente trabalho a partir das metodologias 1 e 2. Conforme discu-

tido na seção 6.2.1, esta diferença deve-se ao fato de as partículas de aerossol de queimadas na África absorverem radiação solar mais eficientemente. Ross et al. (1998) calculou a eficiência da forçante direta sobre diferentes tipos de superfície, a partir de um código de transferência radiativa e medidas in situ, obtendo  $-20 \pm 7 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$  e  $-8 \pm 9 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$  para esta grandeza, sobre floresta e cerrado, respectivamente. A alta incerteza apresentada por Ross et al. (1998) é devida à alta variabilidade dos coeficientes de espalhamento e absorção de aerossóis observada durante o experimento SCAR-B (Smoke, Clouds and Radiation - Brazil), no qual aquele trabalho se baseou. Durante este mesmo experimento, Martins (1999) obteve a eficiência da forçante sobre a cidade de Cuiabá a partir do sensor AVIRIS (Airborne Visible / Infrared Imaging Spectrometer). A região estudada em seu trabalho apresentava grande heterogeneidade no albedo de superfície, e, portanto, na forçante radiativa direta, (Figura 1.12), sendo composta por grandes áreas desmatadas, corpos d'água e diferentes tipos de vegetação. A eficiência da forçante radiativa direta obtidas por Martins (1999) para esta região foi menor, em módulo, do que as obtidas no presente trabalho. O mesmo ocorreu para o valor médio reportado para esta grandeza por Procopio et al. (2004) sobre toda a Amazônia. As eficiências obtidas por Martins (1999) e Procopio et al. (2004) foram entre 7,5 a 9,5  $\text{W/m}^2/\tau_{550nm}$  menores do que as eficiências de forçante calculadas neste trabalho. Estas discrepâncias não podem ser explicadas por diferenças nas propriedades ópticas dos aerossóis. Acreditamos que o problema esteja na própria definição de eficiência da forçante direta, uma vez que, conforme ilustrado nas figuras 5.8 e 6.23, para aerossóis de queimadas na Amazônia, o comportamento da forçante direta não é linear com a profundidade óptica de aerossóis. Ou seja, a eficiência da forçante estimada a partir de valores altos de AOD será menor (em módulo) do que a eficiência estimada quando a AOD é baixa. Neste trabalho, este efeito pôde ser observado para a eficiência da forçante do ano 2009 (Figura 6.24). Isto significa que diferenças nas metodologias empregadas e na concentração de partículas atmosféricas levarão a diferentes resultados para a eficiência da forçante radiativa direta.

### 6.3. Forçante radiativa de mudança de uso do solo sobre Rondônia

Nesta seção serão mostrados os resultados obtidos para a forçante radiativa de mudança de uso do solo (LURF), causada pelo desflorestamento da região amazônica. De acordo com a equação 3.36, a forçante radiativa devida à mudança de albedo de superfície pode ser obtida a partir da diferença entre os valores de irradiância ascendente no topo da atmosfera para condições limpas ( $F_d$ ) em áreas desmatadas e preservadas. Conforme explicado na seção 5.7, duas diferentes metodologias foram utilizadas para calcular esta grandeza durante a estação de queimadas. O código de transferência radiativa SBDART foi utilizado para expandir a forçante radiativa instantânea de mudança de uso do solo sobre Rondônia, que inicialmente é obtida apenas no horário de passagem do satélite Terra, em médias de 24 horas, de acordo com a seção 5.8. Estes resultados são mostrados na tabela 6.5, com suas respectivas incertezas. Para fins de comparação, as médias das forçantes radiativas diretas de aerossóis para as estações de queimadas de 2000 a 2009, calculadas a partir das metodologias explicadas nas seções 5.4 e 5.5, também são reportadas nesta tabela.

Tabela 6.5.: Valores médios das forçante radiativas de mudança de uso do solo ( $LURF_{24h}$ ) e forçantes radiativas diretas de aerossóis ( $SWARF_{24h}$ ) durante as estações de queimadas de 2000 a 2009, obtidas por duas diferentes as metodologias.

	<b>Média durante a estação de queimadas</b>	
	<b>LURF 24h (W/m<sup>2</sup>)</b>	<b>SWARF 24h (W/m<sup>2</sup>)</b>
<b>Método 1</b>	$-7,2 \pm 0,9$	$-8,2 \pm 2,1$
<b>Método 2</b>	$-7,9 \pm 0,9$	$-5,2 \pm 2,6$

Embora estes resultados indiquem que as forçantes radiativas de aerossóis e de mudança de albedo de superfície sejam bastante próximas durante o período considerado (entre os meses de agosto e setembro), é importante lembrar que a variabilidade sazonal dos aerossóis de queimadas é muito maior do que a de mudança de albedo de superfície. Ao contrário de florestas localizadas em latitudes

### 6.3. Forçante radiativa de mudança de uso do solo sobre Rondônia

temperadas, que apresentam grandes mudanças em sua vegetação de acordo com a estação do ano, espera-se que para a vegetação tropical a variação sazonal do albedo de superfície seja baixa. A fim de compararmos os impactos da mudança de uso do solo e dos aerossóis de queimada no balanço radiativo para condições livres de nuvens, as médias anuais da forçante de mudança de albedo de superfície e da forçante direta de aerossóis de queimadas na Amazônia foram estimadas. Para isso, assumimos que os albedos de superfície das regiões estudadas não variam significativamente ao longo do ano. A média anual da forçante radiativa de mudança de albedo de superfície foi calculada a partir do valor médio obtido para esta forçante durante a estação de queimadas. As variações nos valores de irradiância ascendente no topo da atmosfera ao longo do ano sobre áreas desmatadas e preservadas foram utilizadas neste cálculo. Em uma primeira aproximação, a média anual da forçante radiativa de aerossóis de 24 horas para condições livres de nuvens no TOA foi estimada assumindo que a estação de queima de biomassa dura aproximadamente 2 meses. Estes resultados são mostrados na tabela 6.6.

Tabela 6.6.: Média anual das forçante radiativas de mudança de uso do solo ( $LURF_{24h}$ ) e forçantes radiativas diretas de aerossóis ( $SWARF_{24h}$ ), calculadas a partir de duas diferentes metodologias.

	<b>Média anual</b>	
	<b>LURF 24h (W/m<sup>2</sup>)</b>	<b>SWARF 24h (W/m<sup>2</sup>)</b>
<b>Método 1</b>	$-7,4 \pm 0,9$	$-1,4 \pm 0,4$
<b>Método 2</b>	$-8,1 \pm 1,0$	$-0,9 \pm 0,4$

A análise desta tabela mostra que o impacto da mudança de albedo de superfície no balanço radiativo é da ordem de 5 a 8 vezes mais significativa do que o impacto dos aerossóis de queimada sobre áreas livres de nuvens na Amazônia. Esta grande diferença indica que o efeito isolado da mudança de superfície, causada pelo desflorestamento, pode ter grandes implicações para o balanço energético, para a convecção e para a formação de nuvens sobre a região. Não foram encontrados outros trabalhos que houvessem calculado a forçante de mudança de albedo de superfície causada pelo desflorestamento da região amazônica.

## 6.4. O impacto do desflorestamento no conteúdo de vapor d'água

O desflorestamento também pode contribuir para a redução da quantidade de vapor d'água atmosférico sobre a região desmatada. Este fenômeno foi estudado a partir de medidas de vapor d'água integrado na coluna atmosférica obtidas pelos radiômetros solares da rede AERONET (Holben (1998)) em dois sítios: uma área preservada, localizada na reserva biológica Jaru, e uma área predominantemente desmatada, na cidade de Ji-Paraná. Os sítios escolhidos estão localizados a aproximadamente 86 km de distância um do outro (Figura 6.25) e os radiômetros operaram simultaneamente por cerca de 4 meses no ano de 2002.



Figura 6.25.: Localização dos sítios selecionados para o estudo do impacto do desflorestamento na quantidade de vapor d'água integrado na coluna atmosférica.

Estes sítios estão localizados relativamente próximos um do outro e isto nos



#### 6.4. O impacto do desflorestamento no conteúdo de vapor d'água

permite assumir que eles estão sob influência de condições meteorológicas semelhantes. Estes sítios já foram utilizados em outros estudos para investigar os efeitos do desflorestamento nos fluxos de calor e nas nuvens (Fisch et al. (2004); von Randow et al. (2012); Von Randow et al. (2004)). A diferença média no vapor d'água integrado na coluna atmosférica, medido pela AERONET, nessas duas estações entre julho e outubro de 2002 foi de aproximadamente 0,35 cm (Figura 6.26). Esta importante redução de cerca de 10% na coluna de vapor de água mostra que a redução na evapotranspiração sobre as áreas desmatadas é observável, mesmo quando calculada sobre a coluna atmosférica integral. Ten Hoeve et al. (2011), observaram uma diferença menor, porém ainda significativa, de cerca de 0,22 cm na quantidade de vapor d'água precipitável sobre áreas desmatadas e preservadas da Amazônia, utilizando dados do sensor MODIS obtidos sobre esta mesma região, entre os meses de agosto a outubro de 2004 e 2007. As diferenças observadas para o valor da redução do conteúdo de vapor d'água precipitável por estes dois trabalhos pode ser justificada pelo fato deste impacto ter sido analisado em períodos diferentes, a partir de instrumentos e metodologias diferentes.

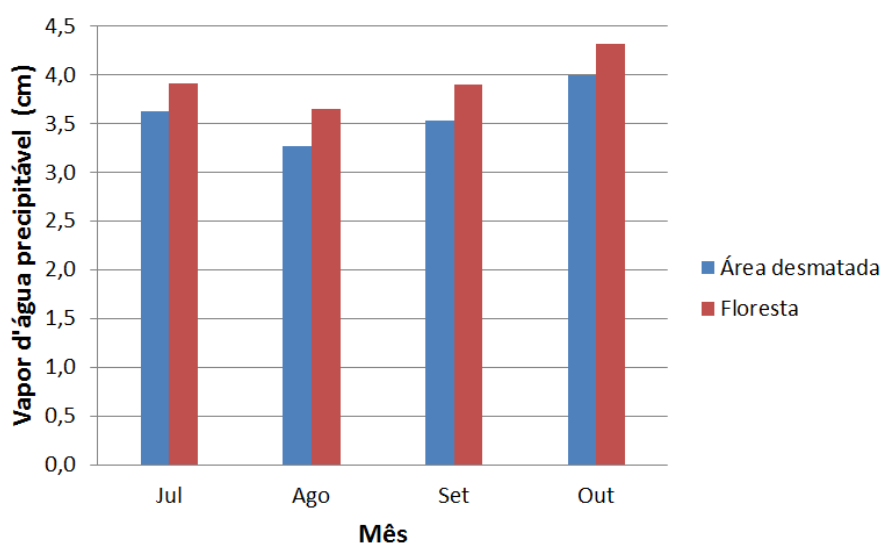


Figura 6.26.: Vapor d'água integrado na coluna obtido pelos radiômetros da AERONET para os sítios Reserva Biológica Jaru (área preservada) e Abracos Hill - Ji Paraná (área desmatada) entre os meses de julho e outubro de 2002.

O impacto desta redução do conteúdo de vapor d'água precipitável no efeito

## 6. Resultados e discussões

radiativo da mudança de albedo de superfície no topo da atmosfera foi estudado a partir do código de transferência radiativa SBDART e dos modelos de superfície (Seção 5.8.1) construídos para representar áreas desmatadas e preservadas na região amazônica (Figura 5.13). Estes dois modelos de superfície foram utilizados no SBDART para calcular o efeito radiativo de mudança do albedo de superfície, causada pelo desflorestamento, em função da quantidade de vapor d'água integrada na coluna atmosférica. Estas simulações foram efetuadas entre os comprimentos de onda 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$ , pois este é o intervalo espectral compreendido pelo canal de ondas curtas do sensor CERES. Nas simulações, foi utilizado o perfil atmosférico tropical e a quantidade total de vapor d'água integrado na coluna atmosférica foi variada entre 1,5 e 5,0 cm. Estes foram valores típicos observados para o conteúdo de vapor d'água precipitável para a região estudada durante a estação de queimadas (Figura 5.3).

Para estudar o efeito do desmatamento na irradiância ascendente no topo da atmosfera foram consideradas duas situações distintas: i) assumindo que a quantidade de vapor d'água sobre a área desmatada permanece a mesma após o desflorestamento e, ii) assumindo que a coluna de vapor d'água precipitável sobre a área desflorestada é reduzida por 0,35 cm após o desflorestamento (Figura 6.27).

A figura 6.27 mostra que a diminuição do conteúdo de vapor d'água precipitável sobre a região desmatada gera uma amplificação do efeito da alteração do albedo de superfície na forçante radiativa. Isto ocorre, pois a molécula de água possui fortes bandas de absorção entre 1 e 3  $\mu\text{m}$ , e, portanto, o fluxo de radiação que atinge o solo é menor quanto maior a quantidade de vapor d'água presente na atmosfera. Logo, uma redução no conteúdo de vapor d'água atmosférico fará com que a radiação ascendente no topo da atmosfera seja maior do que para situações em que este conteúdo não é alterado. De acordo com esta figura, a redução da quantidade de vapor d'água causada pelo desmatamento contribui para um aumento do efeito radiativo, que pode variar entre 0,4 e 1,2  $\text{W}/\text{m}^2$ , dependendo da quantidade de vapor d'água presente na coluna atmosférica antes do desflorestamento.

#### 6.4. O impacto do desflorestamento no conteúdo de vapor d'água

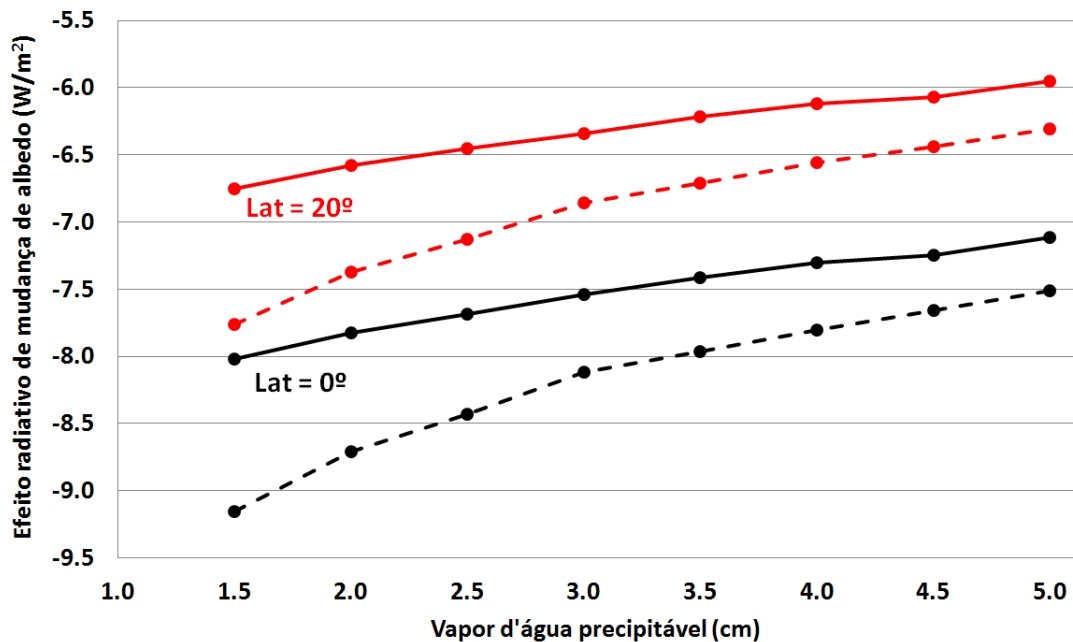


Figura 6.27.: Efeito radiativo da mudança de albedo de superfície no topo da atmosfera em função da quantidade de vapor d'água precipitável antes do desflorestamento: i) assumindo quantidades iguais de vapor d'água antes e depois do desflorestamento (linhas contínuas) e ii) assumindo que a quantidade de vapor d'água integrado na coluna atmosférica sobre a região desmatada é 0,35 cm menor após o desflorestamento (linhas pontilhadas). Os cálculos de transferência radiativa foram efetuados para as latitudes 0° (preto) e 20° (vermelho).

Além disso, podemos notar que o impacto da mudança de albedo de superfície é mais significativo para situações em que a quantidade de radiação que chega ao solo é maior. Logo, este efeito é maior perto do Equador, ou seja, para latitudes menores, e para casos em que a quantidade de vapor d'água presente na atmosfera, e, portanto, a absorção de radiação por este gás na faixa do infravermelho próximo, é mais baixa. Estes resultados mostram que a forçante radiativa de mudança de albedo de superfície devida ao desflorestamento é aproximadamente 1,2  $W/m^2$  mais negativa para sítios localizados na latitude 0° do que para sítios localizados na latitude 20°, para uma dada quantidade de vapor d'água atmosférico. Estes resultados ressaltam a importância de considerar variações da quantidade de vapor d'água e do ângulo zenital solar no cálculo de forçantes radiativas.

## 6.5. Avaliação dos resultados de forçante radiativa de aerossóis

Neste trabalho as forçantes radiativas diretas de aerossóis e de mudança de albedo de superfície foram calculadas a partir de medidas de sensoriamento remoto. Estas estimativas dependem da irradiância ascendente no topo da atmosfera, que é obtida pelo sensor CERES a partir da conversão de radiância em irradiância, utilizando modelos de distribuição angulares. Porém, como não existem instrumentos que meçam esta grandeza diretamente, não é possível validar o produto de irradiância (CERES-SSF) fornecido por este sensor. Até o presente momento esta “validação” foi feita de forma indireta, a partir da intercomparação de inferências de irradiância dos sensores CERES a bordo dos satélites Terra e TRMM (Loeb et al. (2007)). Devemos lembrar, contudo, que ambos os instrumentos dependem de modelos de distribuições angulares para estimar a irradiância no topo da atmosfera, que, por sua vez, também não são validados.

Com o intuito de fornecer formas alternativas para avaliar as forçantes radiativas diretas, calculadas neste trabalho, estes resultados foram comparados com forçantes estimadas a partir de medidas de propriedades ópticas de aerossóis e da superfície e modelos de transferência radiativa. Na seção 6.5.1, mostraremos análises da comparação entre as forçantes calculadas a partir de sensoriamento remoto por satélites, de acordo com a metodologia explicada na seção 5.5, com o produto de forçante radiativa da rede AERONET. Na seção 6.5.2, estes resultados serão comparados ainda com as forçantes obtidas a partir do código de transferência radiativa SBDART.

### 6.5.1. Comparação entre as forçantes obtidas pelo CERES e pela AERONET

Como descrito na seção 4.3.2, recentemente foi implantado um produto para a obtenção da forçante radiativa direta de aerossóis a partir de medidas dos radiômetros solares da rede AERONET. Este produto obtém a forçante radiativa de aerossóis a partir do código de transferência radiativa GAME (Global Atmospheric Model) (Dubuisson et al. (1996)) em conjunto com os modelos de aerossóis, determinados pelo algoritmo de inversão da AERONET (Dubovik and

### 6.5. Avaliação dos resultados de forçante radiativa de aerossóis

King (2000)), e de modelos de superfície desenvolvidos a partir de dados de refletância bidirecional do sensor MODIS.

Visando avaliar as forçantes radiativas diretas obtidas neste trabalho, estes resultados foram comparados com as forçantes reportadas pelo produto de inversão da AERONET. Para isso, foram selecionados resultados de forçantes calculados para cada dia do ano, de acordo com a metodologia 2 (Seção 5.5), localizados a até 25 km de distância dos sítios da AERONET que estavam operando na Amazônia durante o período estudado. Como o satélite Terra passa sobre a região amazônica por volta das 10:30 (horário local), o ângulo zenital solar durante a estação de queimadas varia em torno de  $33^\circ$  (Figura 5.4). A AERONET, no entanto, apenas efetua as medidas de almucântar, utilizadas para calcular a forçante radiativa, no início da manhã ou final da tarde (ângulo zenital solar maior do que  $50^\circ$ ). Por este motivo, não havia dados coincidentes do CERES e dos radiômetros solares da AERONET. Para compararmos os resultados, as forçantes radiativas instantâneas foram expandidas para médias diárias utilizando a metodologia descrita na seção 5.8, a partir do código SBDART (Ricchiazzi et al. (1998)). A comparação entre as forçantes radiativas diretas no TOA obtidas pela AERONET e pelo CERES é mostrada na figura 6.28.

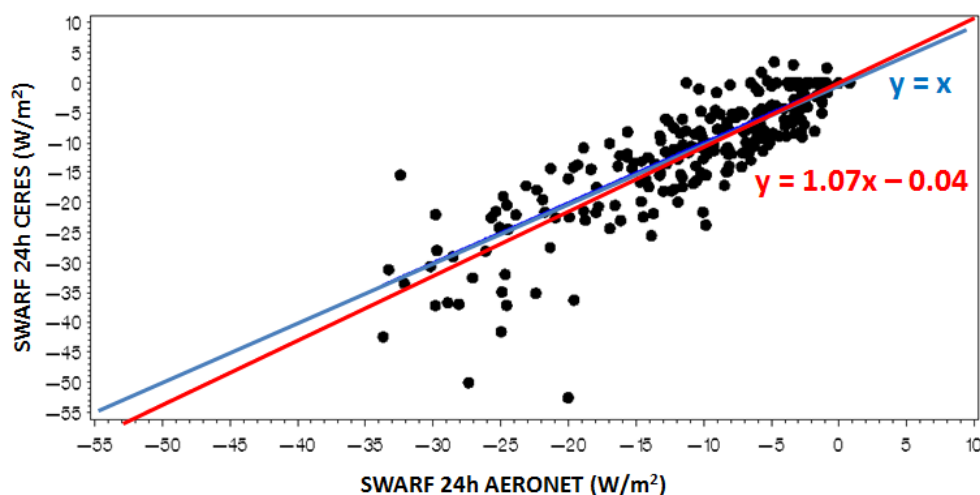


Figura 6.28.: Comparação entre as médias diárias das forçantes radiativas diretas no TOA obtidas pelos radiômetros solares da rede AERONET e a partir da combinação de medidas dos sensores CERES e MODIS, de acordo com a metodologia descrita no capítulo 5.5.

## 6. Resultados e discussões

A regressão linear das médias diárias das forçantes radiativas obtidas a partir do CERES em função das médias diárias das forçantes obtidas pela AERONET é dada pela equação:

$$SWARF_{CERES} = (1,07 \pm 0,04)SWARF_{AERONET} - (0,0 \pm 0,6) \quad [em W/m^2]. \quad (6.3)$$

De acordo com esta equação, o coeficiente angular desta regressão é muito próximo a 1 e o coeficiente linear é 0. Este resultado é impressionante, já que as forçantes comparadas na figura 6.28 foram obtidas utilizando metodologias totalmente diferentes, a partir de instrumentos diferentes, localizados em altitudes diferentes (os radiômetros da AERONET em solo, e o CERES a 705 km a bordo do satélite Terra), e que observavam a atmosfera em horários diferentes.

Em seguida, analisamos a distribuição das diferenças entre as médias diárias das forçantes obtidas pela metodologia 2 a partir de dados do CERES e do MODIS e pelos algoritmos de inversões da rede AERONET (Figura 6.29).

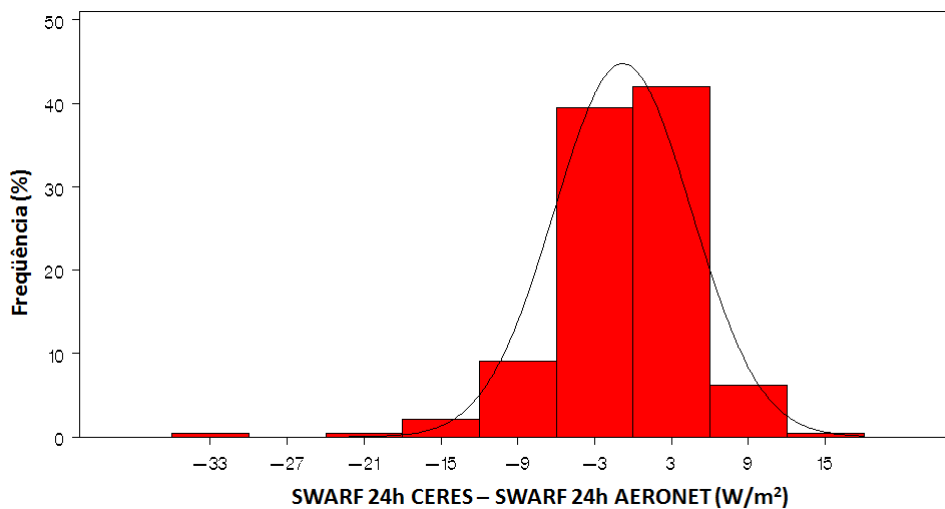


Figura 6.29.: Histograma das diferenças entre as forçantes radiativas obtidas a partir do CERES e do MODIS, e pelos algoritmos de inversão da rede AERONET.

O histograma 6.29 mostra que a diferença entre as forçantes segue uma distribuição gaussiana, com desvio padrão da ordem de  $5 W/m^2$  e média de  $-0,81 W/m^2$ . Estes resultados indicam que, apesar da alta dispersão dos pontos ob-

### 6.5. Avaliação dos resultados de forçante radiativa de aerossóis

servada nas figuras 6.28 e 6.29, as forçantes radiativas diretas obtidas por estes dois procedimentos independentes concordam muito bem. Esta dispersão pode ser explicada pelo fato de as medidas por satélite e em solo terem sido efetuadas em horários diferentes, para várias localizações da Amazônia, e devido às incertezas envolvidas nos modelos ópticos de superfície e de aerossóis utilizados pelos algoritmos da AERONET no cálculo da forçante radiativa direta.

#### 6.5.2. Comparação entre as forçantes obtidas pelo CERES e pelo SBDART

Dando continuidade ao processo de avaliação os resultados, foram comparados os valores instantâneos das forçantes radiativas diretas para cada dia do ano (Seção 5.5) com resultados de forçantes obtidas a partir do código de transferência radiativa SBDART.

Para formular os modelos de superfície utilizados no SBDART, foram selecionadas áreas de 50 x 50 km centradas nas localizações das estações da AERONET que estavam em funcionamento na Amazônia durante o período analisado. As funções espectrais de albedo de superfície de cada um destes sítios, foram obtidas a partir do produto MCD43B1 do MODIS, de acordo com a metodologia discutida na seção 5.8.1. No código de transferência radiativa foram utilizadas medidas de profundidade óptica de aerossóis e conteúdo de vapor d'água precipitável obtidas por radiômetros da AERONET em um intervalo de até meia hora antes e depois do horário de passagem do satélite Terra sobre cada sítio. Os modelos de aerossóis utilizados nestas simulações foram definidos a partir das propriedades ópticas de aerossóis obtidas pelo algoritmo de inversão da rede AERONET para os dias em que haviam medidas coincidentes do sensor CERES e dos radiômetros solares da AERONET.

Os resultados de irradiância descendente na superfície entre 0,3 e 2,8  $\mu\text{m}$ , calculados a partir do código SBDART, foram comparados com medidas coincidentes, obtidas pelos piranômetros da rede SolRad-NET (Figura 6.30).

Uma análise qualitativa da figura 6.30 mostra um aparente descasamento de cerca de 20  $\text{W}/\text{m}^2$  entre os valores calculados e medidos, que representa aproximadamente 2,2% do valor médio da irradiância descendente na superfície. Este valor é próximo ao reportado para a incerteza instrumental do piranômetro, estimada

## 6. Resultados e discussões

em cerca de 2%. Um ajuste linear das irradiâncias descendentes na superfície medidas pelo piranômetro ( $F_{BOA}^{Piranômetro}$ ) e calculadas pelo SBDART ( $F_{BOA}^{SBDART}$ ) indica que estas variáveis se relacionam através da seguinte equação:

$$F_{BOA}^{Piranômetro} = (1,00 \pm 0,04)F_{BOA}^{SBDART} - (20 \pm 27) \quad [em W/m^2]. \quad (6.4)$$

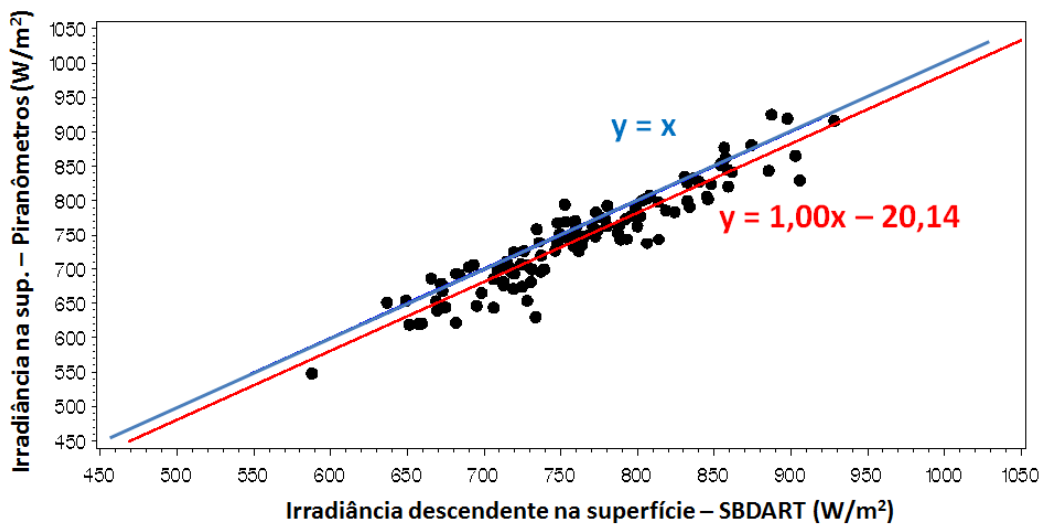


Figura 6.30.: Comparação entre a irradiância descendente na superfície medida pelos piranômetros da rede Sol-RadNET e calculadas a partir do código SBDART.

De acordo com parâmetros obtidos para este ajuste e suas incertezas, os coeficientes angular e linear da equação 6.4 são compatíveis com 1 e 0, respectivamente. Estes resultados indicam que as irradiâncias descendentes na superfície, calculadas a partir do SBDART, são compatíveis com as medidas pelos piranômetros dentro de uma incerteza.

Em seguida, analisaremos os resultados obtidos para a intercomparação das forçantes radiativas diretas de aerossóis (SWARF) instantâneas para cada dia do ano, calculadas de acordo com a seção 5.5, com as forçantes obtidas a partir do SBDART (Figura 6.31).



### 6.5. Avaliação dos resultados de forçante radiativa de aerossóis

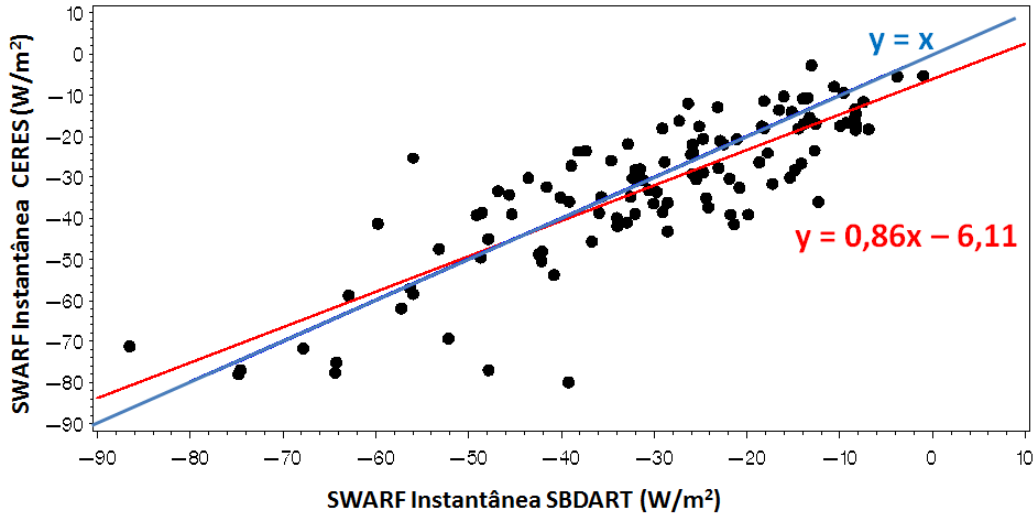


Figura 6.31.: Comparação entre as forçantes radiativas instantâneas de aerossóis (SWARF) obtidas a partir de sensoriamento remoto (sensores CERES e MODIS) e pelo código de transferência radiativa SBDART.

A figura 6.31 mostra que os valores apresentam alta dispersão em torno da reta 1:1. A regressão linear das forçantes radiativas obtidas a partir do CERES em função das forçantes obtidas com o SBDART é descrita pela seguinte relação:

$$SWARF_{CERES} = (0,86 \pm 0,06)SWARF_{SBDART} - (6 \pm 2) \quad [em W/m^2]. \quad (6.5)$$

A equação 6.5 indica que a curva obtida pela regressão linear dos pontos se aproxima bastante da reta  $y = x$  para a faixa de valores analisada.

Com o intuito de explorar mais profundamente estes resultados, a distribuição das diferenças entre as forçantes radiativas instantâneas obtidas a partir do CERES e a partir do código de transferência radiativa SBDART ( $SWARF_{CERES} - SWARF_{SBDART}$ ) foi avaliada (Figura 6.32).

## 6. Resultados e discussões

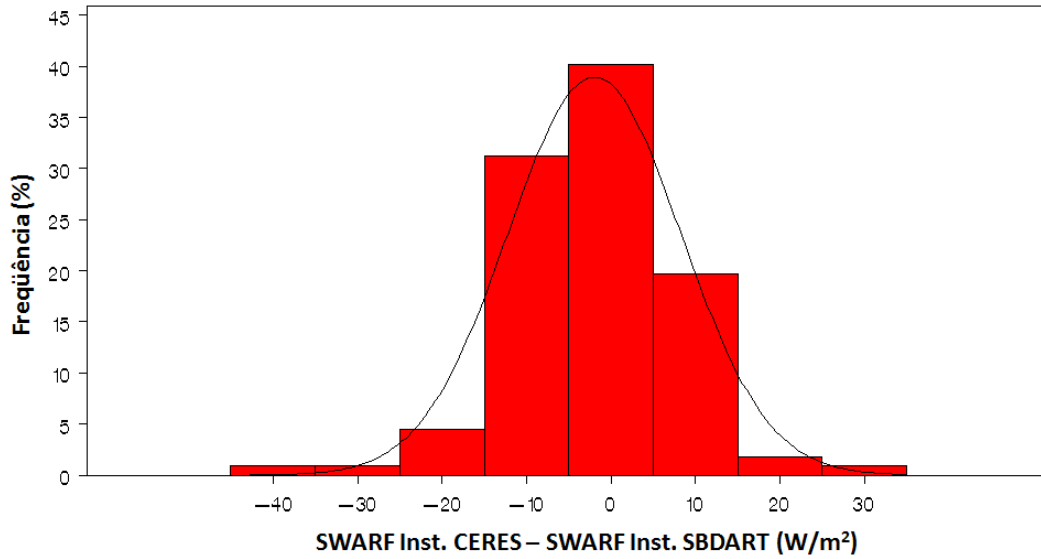


Figura 6.32.: Histograma das diferenças entre os valores instantâneos de forçante radiativa direta de aerossóis (SWARF) obtidos a partir de sensoriamento remoto (sensores CERES e MODIS) e a partir do código de transferência radiativa SBDART.

O histograma mostrado na figura 6.32 indica que apesar da dispersão dos dados ser elevada, apresentando um desvio-padrão de aproximadamente  $10 \text{ W/m}^2$ , a média da distribuição é de cerca de  $-2 \text{ W/m}^2$ , ou seja, razoavelmente próxima do valor esperado que seria zero. Estes resultados são bastante satisfatórios, tendo em vista que referem-se a uma comparação indireta, já que não é possível obter a irradiância no topo da atmosfera por métodos diretos. Vale lembrar que para obter a forçante radiativa a partir do SBDART foi necessário utilizar modelos de propriedades ópticas de aerossóis, superfície e gases, e que existem grandes incertezas associadas a estes modelos. Conforme discutido na seção 6.1.3, pequenos erros nas estimativas do albedo simples das partículas de aerossol, por exemplo, podem gerar grandes diferenças nos valores de forçantes calculadas a partir de códigos de transferência radiativa.

## 7. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros

Este trabalho teve por objetivo principal avaliar o impacto do desflorestamento no balanço radiativo de ondas curtas (entre 0,3 e 5,0  $\mu\text{m}$ ) sobre a região amazônica. Três diferentes aspectos do desflorestamento foram avaliados para condições livres de nuvens: i) a emissão de partículas de aerossol de queimadas, que podem ser causadas por desflorestamento ou pela manutenção de áreas previamente desflorestadas; ii) o efeito do desmatamento no albedo de superfície da região desmatada e seu impacto no balanço radiativo local; e, iii) o impacto do desmatamento na quantidade de vapor d'água precipitável integrada na coluna atmosférica.

Para atingir os objetivos descritos acima foram utilizados dez anos de medidas de sensoriamento remoto por satélite, obtidas durante a estação seca (agosto a setembro) sobre a região amazônica, acopladas a modelos de transferência radiativa unidimensionais. Duas diferentes metodologias foram empregadas para estimar a irradiância no topo da atmosfera para condições não perturbadas ( $F_{cl}$ ), ou seja, livres de partículas antrópicas: a primeira metodologia desenvolvida fornecia  $F_{cl}$  média durante a estação de queimadas, enquanto a segunda metodologia fornecia  $F_{cl}$  para cada dia do ano. Estes valores foram utilizados em conjunto com medidas de irradiância para cenas poluídas, fornecidas pelo sensor CERES, e com medidas de profundidade óptica de aerossóis, obtidas pelo sensor MODIS para calcular dois importantes resultados deste trabalho: i) a forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas sobre a Amazônia em larga escala e ii) a forçante de mudança de albedo de superfície, decorrente do desflorestamento, em Rondônia. Um código de transferência radiativa do tipo DISORT (Discrete Ordinate Radiative Transfer) foi utilizado para expandir as forçantes radiativas instantâneas, no horário de passagem do satélite Terra, em médias diárias. As funções de distri-

## 7. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros

buição de refletância bidirecional (BRDF) e de albedo de superfície obtidas pelo sensor MODIS sobre a área estudada foram utilizadas para o desenvolvimento dos modelos de superfície utilizados neste código. Os modelos de aerossóis foram desenvolvidos a partir de medidas de propriedades ópticas de aerossóis, obtidas a partir dos radiômetros solares da rede AERONET (Aerosol Robotic Network).

Como discutido na seção 4.2.1, o sensor CERES utiliza modelos de distribuição angulares para converter a radiância, medida na geometria de observação deste sensor, para irradiância. Estes modelos, contudo, não consideram corretamente a anisotropia da cena observada causada pela presença de partículas de aerossol de queimadas. Recentemente, Patadia et al. (2011) elaborou novos modelos de distribuição angulares a fim de considerar este efeito de anisotropia e corrigir os resultados de irradiância reportados pelo CERES. Esta correção foi utilizada no cálculo da forçante radiativa direta de aerossóis neste trabalho, e modificou o valor final da forçante média durante todo o período estudado em cerca de  $2,5 \text{ W/m}^2$ , o que mostra que este fator é significativo. Esta grande alteração no valor final da forçante radiativa, devida à correção de anisotropia indica a importância de desenvolver modelos de distribuição angulares confiáveis e adequados para regiões impactadas por queimadas. Estes novos modelos deveriam ser implementados no algoritmo do CERES para a obtenção da irradiância no topo da atmosfera para estas regiões, a fim de fornecer estimativas mais precisas para a forçante radiativa direta dos aerossóis.

De acordo com as duas metodologias utilizadas neste trabalho, as médias diárias da forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas no topo da atmosfera para o período estudado, foram de  $-8,2 \pm 2,1 \text{ W/m}^2$  e  $-5,2 \pm 2,6 \text{ W/m}^2$ . A diferença entre estes valores, deve-se principalmente a dois fatores: i) a diferença na referência utilizada para representar a cena limpa nestas duas metodologias, e, ii) o fato de o produto do CERES disponibilizar produtos de propriedades de aerossóis de uma coleção do MODIS mais antiga (coleção 4) antes de 2005, que faz com que as estimativas de forçante pela metodologia 1, sejam superestimadas. Uma nova edição do produto do CERES (edição 4A), contendo produtos de aerossol da coleção 5 do MODIS, deverá ser lançada em breve, e as metodologias propostas neste trabalho poderão ser aplicadas a este novo produto para calcular a forçante radiativa levando em conta fatores importantes neste cálculo.

As distribuições espaciais e temporais da forçante radiativa direta de aerossóis

sobre a região amazônica apresentam grande variabilidade, indicando que o impacto dos aerossóis é mais pronunciado sobre a Amazônia Central e Ocidental. Para altas concentrações de aerossóis (profundidade óptica em 550 nm > 1) a média diária da forçante radiativa no topo da atmosfera pode atingir valores de até  $-30 \text{ W/m}^2$  localmente. Além disso, a variabilidade da forçante radiativa durante a estação de queimadas também é bastante alta. Para o ano 2007, por exemplo, a forçante radiativa média variou cerca de  $12 \text{ W/m}^2$ , do início para o final da estação de queimadas. Estes resultados indicam a importância de obter a forçante radiativa direta em alta resolução espacial e temporal, para uma avaliação correta de seus efeitos no ecossistema (Davidson et al. (2012)).

As propriedades de refletância da superfície impactam fortemente a forçante radiativa direta de aerossóis no topo da atmosfera. Os resultados obtidos para a forçante radiativa direta de aerossóis sobre diferentes tipos de superfície indicam que o impacto dos aerossóis de queimadas no balanço radiativo é maior sobre áreas de florestas do que sobre cerrado. A média diária da eficiência da forçante radiativa direta foi entre  $3 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$  e  $5 \text{ W/m}^2/\tau_{550nm}$  maior sobre floresta do que sobre cerrado, dependendo da metodologia utilizada. A média diária da forçante radiativa direta de aerossóis foi da ordem de 50% maior sobre floresta do que sobre cerrado durante o período estudado, de acordo com a metodologia 1, e 100% maior sobre floresta do que sobre cerrado quando a metodologia 2 foi utilizada. Dois fatores contribuem para esta diferença: i) A dinâmica dos ventos alísios (de leste para oeste) predominante na região, que em média transporta os aerossóis para grandes áreas cobertas por florestas, e ii) a maior eficiência da forçante radiativa de aerossóis sobre regiões de menor albedo de superfície.

Os testes de sensibilidade efetuados neste trabalho mostraram a grande influência do albedo de espalhamento simples de aerossóis na forçante radiativa direta no topo da atmosfera. Variações relativamente pequenas, de 0,03, no albedo de espalhamento simples podem contribuir para modificar a média diária da forçante radiativa em até  $6 \text{ W/m}^2$ , quando a AOD = 1 em 550 nm. Esta grande diferença mostra a importância de uma caracterização precisa das propriedades ópticas de aerossóis, a fim de reduzir as incertezas na quantificação da forçante radiativa. Em particular, atualmente, os erros associados a medidas do coeficiente linear de absorção dos aerossóis ainda são grandes e as técnicas utilizadas na obtenção desta grandeza precisam ser aperfeiçoadas.

## 7. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros

Embora o efeito líquido total dos aerossóis na coluna atmosférica seja de resfriamento, este efeito não é homogêneo no perfil vertical atmosférico, e pode causar aquecimento ou resfriamento em função da altitude, da concentração de aerossóis e gases e da variação vertical do albedo simples. Como sugestão para trabalhos futuros, a análise do balanço de radiação pode ser estendida com o intuito de verificar a sua distribuição vertical desde o topo da atmosfera até a superfície. Para isso, perfis verticais de aerossóis obtidos por Lidars em solo e pelo satélite CALIPSO e mapas da distribuição espacial da profundidade óptica de aerossóis fornecidos pelo sensor MODIS poderão ser utilizados em conjunto com códigos de transferência radiativa para calcular a forçante radiativa direta de aerossóis, considerando tanto a variabilidade vertical quanto horizontal da distribuição de partículas.

O efeito da alteração no fluxo de radiação incidente na superfície, devido ao aumento na concentração de aerossóis, tem grandes implicações para o ecossistema local. Durante eventos de queimadas, a fração de radiação difusa sobre a radiação total aumenta, modificando a absorção de carbono pela floresta e, consequentemente, a taxa fotossintética (Cirino (2011); Oliveira et al. (2007); Yamasoe et al. (2006)). Estes trabalhos mostram que a taxa fotossintética pode aumentar em 30 a 40% com um aumento da AOD de 0,1 a 1,2 em 550 nm. Este forte aumento na taxa fotossintética altera fortemente o Net Ecosystem Exchange, alterando os processos de absorção de carbono pela floresta Amazônica. Como observamos neste trabalho, os aerossóis de queimadas podem atingir uma extensão em área de mais de 4 milhões de quilômetros quadrados por vários meses. Portanto, os aerossóis tem forte impacto no balanço de carbono.

Além das emissões de aerossóis de queima de biomassa, o desflorestamento também impacta o balanço radiativo através da modificação do albedo de superfície da área desflorestada e da taxa de emissão de vapor de água. Esta modificação pode alterar processos convectivos, a formação e desenvolvimento vertical e horizontal de nuvens e o regime de precipitação sobre a área. A média anual desta forçante foi calculada como sendo em torno de  $-7,4 \pm 0,9 \text{ W/m}^2$  e  $-8,1 \pm 1,0 \text{ W/m}^2$ , de acordo com as duas metodologias deste trabalho. As partículas de queimadas impactam mais fortemente o balanço radiativo por aproximadamente 2 meses por ano, enquanto o impacto do albedo de superfície pode ser observado ao longo de todo o ano. Esta diferença devida à sazonalidade da estação

de queimadas, indica que a média anual do impacto da mudança de albedo de superfície sobre o balanço radiativo amazônico é da ordem de 5 a 8 vezes maior do que o impacto anual dos aerossóis de queimadas. Este foi o primeiro trabalho a quantificar este importante efeito, e compará-lo com outras forçantes radiativas, utilizando a mesma métrica.

Neste primeiro trabalho, no entanto, não foram consideradas as variações sazonais da mudança de cobertura vegetal, que podem ter um impacto significativo sobre o balanço radiativo local, tendo em vista a alta magnitude da forçante de mudança de albedo de superfície calculada. A variação sazonal do albedo de superfície e seu impacto no balanço radiativo da Amazônia poderá ser investigada em trabalhos futuros. Percebemos também a necessidade de uma melhor caracterização das propriedades da superfície estudada. Em particular, é necessário obter o albedo de superfície em alta resolução espectral, uma vez que sensores em satélites fornecem este parâmetro apenas em poucas bandas espectrais estreitas (7 bandas no caso do MODIS). O albedo espectral de superfície é importante tanto para o cálculo da forçante radiativa de mudança de albedo de superfície, quanto para a forçante radiativa direta de aerossóis (Zhu et al. (2012)). Um instrumento interessante para este tipo de medida é o albedômetro espectral SMART (ex., Ehrlich et al. (2012)), desenvolvido no Leibniz Institute for Tropospheric Research, que tem sido utilizado em campanhas de avião para obter propriedades ópticas de superfície, aerossóis e nuvens.

O desflorestamento também contribui para alterar a quantidade de vapor d'água atmosférico sobre a região desmatada, devido à modificação da evapotranspiração local. A influência da quantidade de vapor d'água atmosférico no balanço radiativo para condições livres de nuvens também foi analisada em detalhes. Medidas de vapor d'água integrado na coluna atmosférica obtidas pelos radiômetros solares da rede AERONET indicam que a quantidade de vapor d'água integrado na coluna atmosférica é 0,35 cm (cerca de 10% do total) menor sobre áreas desmatadas do que sobre áreas preservadas. Esta redução é bastante significativa. A redução da quantidade de vapor d'água causada pelo desmatamento contribui para um aumento no fluxo radiativo ascendente no topo da atmosfera, que pode variar entre 0,4 e 1,2 W/m<sup>2</sup>, dependendo da quantidade de vapor d'água presente na coluna atmosférica antes do desflorestamento.

Os resultados obtidos neste trabalho apontam para a importância de considerar

## *7. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros*

uma abordagem integrada no estudo do balanço radiativo amazônico, que leve em conta os impactos das alterações na quantidade de vapor d'água e nas propriedades da superfície além dos efeitos dos aerossóis propriamente ditos. Tanto a mudança de albedo de superfície, causada pelo desflorestamento da região amazônica, quanto o aumento da concentração de partículas de aerossol atmosférico, provenientes das queimadas, podem ter fortes implicações para os mecanismos associados à convecção, desenvolvimento de nuvens e para o ciclo hidrológico na Amazônia.

Um tema de extrema importância para os estudos climáticos consiste no estudo da interação entre aerossóis, nuvens e radiação, que não foi abordado diretamente no presente trabalho. Como discutido anteriormente, os aerossóis podem agir como núcleos de condensação de nuvens, influenciando fortemente as propriedades microscópicas das nuvens, seu tempo de vida e padrão de precipitação. Além disso, as propriedades da superfície e as condições meteorológicas têm forte influência nas emissões de aerossóis, vapor de água e na termodinâmica atmosférica. Como estes processos na Amazônia são fortemente integrados, é difícil a análise em separado de cada um destes processos, e o próximo passo neste trabalho consiste na análise integrada, com novas ferramentas para este fim. A inclusão de medidas de nuvens por radares, do perfil vertical de aerossóis por Lidars, e de ferramentas de modelagem mais complexas aliadas a medidas do MODIS, CERES e AERONET pode permitir esta abordagem mais ampla. O experimento GoAmazon 2014-2015 tem um desenho experimental que vai permitir esta abordagem.

Este trabalho também mostrou o quão complexo e não linear é o funcionamento do ecossistema amazônico. O desafio de sua preservação passa pelas questões científicas associadas ao melhor entendimento de seu funcionamento. A implementação de políticas públicas eficientes passa pela questão científica, e esperamos que este trabalho tenha fornecido uma contribuição neste sentido.



# Referências Bibliográficas

- Ackerman, A., Toon, O., Stevens, D., Heymsfield, A., Ramanathan, V., and Welton, E. (2000). Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science (New York, N.Y.)*, 288(5468):1042–7.
- Ahlm, L., Krejci, R., Nilsson, E., Mårtensson, E., Vogt, M., and Artaxo, P. (2010a). Emission and dry deposition of accumulation mode particles in the amazon basin. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(21):10237–10253.
- Ahlm, L., Nilsson, E., Krejci, R., Mårtensson, E., Vogt, M., and Artaxo, P. (2010b). A comparison of dry and wet season aerosol number fluxes over the amazon rain forest. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(6):3063–3079.
- Ahmad, S. P. and Deering, D. W. (1992). A simple analytical function for bidirectional reflectance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D17):18867–18886.
- Albrecht, B. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923):1227.
- Allen, R. and Sherwood, S. (2010). Aerosol-cloud semi-direct effect and land-sea temperature contrast in a gcm. *Geophysical Research Letters*, 37(7).
- Andreae, M., Artaxo, P., Brandao, C., Carswell, F., Ciccioli, P., Da Costa, A., Culf, A., Esteves, J., Gash, J., Grace, J., et al. (2002). Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in amazonia: The lba-eustach experiments. *J. Geophys. Res.*, 107(10.1029).
- Andreae, M. and Merlet, P. (2001). Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global biogeochemical cycles*, 15(4):955–966.

## Referências Bibliográficas

- Andreae, M., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A., Frank, G., Longo, K., and Silva-Dias, M. (2004). Smoking rain clouds over the amazon. *Science*, 303(5662):1337–1342.
- Andreae, M. O., Artaxo, P., Barrie, L. A., Brsenguier, J. L., Cotton, W. R., Feingold, G. G., L., S., Hegg, D. A., Kauffman, Y. D., Levin, Z., Lohmann, U., Tanre, D., and Yuter, S. (2008). *The WMO/IUGG International Aerosol Precipitation Science Assessment Group (IAPSAG) Aerosol Pollution Impact on Precipitation: A Scientific Review*.
- Andreae, M. O. et al. (2007). Aerosols before pollution. *Science(Washington)*, 315(5808):50–51.
- Andrews, D. G. (2010). *An introduction to atmospheric physics*. Cambridge University Press.
- Andrews, E., Sheridan, P., Fiebig, M., McComiskey, A., Ogren, J., Arnott, P., Covert, D., Elleman, R., Gasparini, R., Collins, D., et al. (2006). Comparison of methods for deriving aerosol asymmetry parameter. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 111(D5).
- Ångström, A. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografiska Annaler*, 11:156–166.
- Antony Chen, L.-W., Doddridge, B. G., Dickerson, R. R., Chow, J. C., and Henry, R. C. (2002). Origins of fine aerosol mass in the baltimore–washington corridor: implications from observation, factor analysis, and ensemble air parcel back trajectories. *Atmospheric Environment*, 36(28):4541–4554.
- Artaxo, P., Gerab, F., Yamasoe, M. A., and Martins, J. V. (1994). Fine mode aerosol composition at three long-term atmospheric monitoring sites in the amazon basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 99(D11):22857–22868.
- Artaxo, P. and Hansson, H. (1995). Size distribution of biogenic aerosol particles from the amazon basin. *Atmospheric Environment*, 29(3):393–402.
- Artaxo, P., Martins, J., Yamasoe, M., Procópio, A., Pauliquevis, T., Andreae, M., Guyon, P., Gatti, L., and Leal, A. (2002). Physical and chemical properties

- of aerosols in the wet and dry season in rondônia, amazonia. *J. Geophys. Res.*, 107(D20):49–1.
- Artaxo, P., Rizzo, L. V., Brito, J. F., Barbosa, H. M. J., Arana, A., Sena, E. T., Cirino, G. G., Martin, S. T., and Andreae, M. O. (2013). Atmospheric aerosols in amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. *Aceito para publicação: Faraday Discussions*.
- Artaxo, P., Rizzo, L. V., Paixão, M., De Lucca, S., Oliveira, P. H., Lara, L. L., Wiedemann, K. T., Andreae, M. O., Holben, B., Schafer, J., et al. (2009). Aerosol particles in amazonia: Their composition, role in the radiation balance, cloud formation, and nutrient cycles. *Amazonia and Global Change*, pages 233–250.
- Artaxo, P., Storms, H., Bruynseels, F., Van Grieken, R., and Maenhaut, W. (1988). Composition and sources of aerosols from the amazon basin. *Journal of Geophysical Research*, 93(D2):1605–1615.
- Atwater, M. A. (1970). Planetary albedo changes due to aerosols. *Science*, 170(3953):64–66.
- Bass, A. and Paur, R. (1984). The uv cross-sections of ozone: 1. measurements in atmospheric ozone. In *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium 1984*, pages 606–616.
- Bevan, S. L., North, P. R. J., Grey, W. M. F., Los, S. O., and Plummer, S. E. (2009). Impact of atmospheric aerosol from biomass burning on Amazon dry-season drought. *Journal of Geophysical Research*, 114(D9):1–11.
- Blasing, T. J. (2013). Recent greenhouse gas concentrations.
- Bond, T. C. and Bergstrom, R. W. (2006). Light absorption by carbonaceous particles: An investigative review. *Aerosol Science and Technology*, 40(1):27–67.
- Bowman, D., Balch, J., Artaxo, P., Bond, W., Carlson, J., Cochrane, M., D Antonio, C., DeFries, R., Doyle, J., Harrison, S., et al. (2009). Fire in the earth system. *science*, 324(5926):481.

## Referências Bibliográficas

- Bruegge, C. J., Conel, J. E., Green, R. O., Margolis, J. S., Holm, R. G., and Toon, G. (1992). Water vapor column abundance retrievals during fife. *Journal of geophysical research*, 97(D17):18759–18.
- Bucholtz, A. (1995). Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*, 34(15):2765–2773.
- Butt, N., de Oliveira, P. A., and Costa, M. H. (2011). Evidence that deforestation affects the onset of the rainy season in Rondonia, Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 116(D11):2–9.
- Castanho, A. (2005). *Tese de Doutorado. Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para a obtenção de espessura óptica via satélite sobre São Paulo*. Instituto de Física da Universidade de São Paulo.
- Chagnon, F. and Bras, R. (2005). Contemporary climate change in the amazon. *Geophysical Research Letters*, 32(13):L13703.
- Chandrasekhar, S. (1960). *Radiative transfer*. Courier Dover Publications.
- Chang, F.-L., Li, Z., and Trishchenko, A. P. (2000). The dependence of toa reflectance anisotropy on cloud properties inferred from scarab satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 39(12):2480–2493.
- Charlson, R. and Pilat, M. (1969). Climate: The influence of aerosols. *Journal of Applied Meteorology*, 8:1001–1001.
- Charlson, R. J. and Heintzenberg, J. (1995). *Aerosol forcing of climate*. Wiley New York.
- Christopher, S., Li, X., Welch, R., Reid, J., Hobbs, P., Eck, T., and Holben, B. (2000). Estimation of surface and top-of-atmosphere shortwave irradiance in biomass-burning regions during SCAR-B. *Journal of Applied Meteorology*, 39(10):1742–1753.
- Christopher, S. A. and Zhang, J. (2002). Daytime Variation of Shortwave Direct Radiative Forcing of Biomass Burning Aerosols from GOES-8 Imager. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(3):681–691.

- Chu, D. A., Kaufman, Y. J., Ichoku, C., Remer, L. A., Tanré, D., and Holben, B. N. (2002). Validation of modis aerosol optical depth retrieval over land. *Geophysical Research Letters*, 29(12):MOD2-1–MOD2-4.
- Chylek, P. and Wong, J. (1995). Effect of absorbing aerosols on global radiation budget. *Geophysical Research Letters*, 22(8):929–931.
- Cirino, G. G. (2011). *Dissertação de Mestrado. Os efeitos dos aerossóis e nuvens sobre o fluxo de CO<sub>2</sub> na Amazônia Central e em Rondônia*. Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia.
- Claeys, M., Graham, B., Vas, G., Wang, W., Vermeylen, R., Pashynska, V., Cafmeyer, J., Guyon, P., Andreae, M. O., Artaxo, P., et al. (2004). Formation of secondary organic aerosols through photooxidation of isoprene. *Science*, 303(5661):1173–1176.
- Coakley Jr, J. A., Cess, R. D., and Yurevich, F. B. (1983). The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: A parameterization for climate models. *Journal of Atmospheric Sciences*, 40:116–138.
- Cook, J. and Highwood, E. (2004). Climate response to tropospheric absorbing aerosols in an intermediate general-circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(596):175–191.
- Dandin, P., Pontikis, C., and Hicks, E. (1997). Sensitivity of a gcm to changes in the droplet effective radius parameterization. *Geophysical research letters*, 24(4):437–440.
- Davidson, E., Lefebvre, P. A., Brando, P. M., Ray, D. M., Trumbore, S. E., Solorzano, L. A., Ferreira, J. N., da C Bustamante, M., and Nepstad, D. C. (2011). Carbon inputs and water uptake in deep soils of an eastern amazon forest. *Forest Science*, 57(1):51.
- Davidson, E. A. and Artaxo, P. (2004). Globally significant changes in biological processes of the amazon basin: results of the large-scale biosphere–atmosphere experiment. *Global Change Biology*, 10(5):519–529.

## Referências Bibliográficas

- Davidson, E. A., de Araújo, A. C., Artaxo, P., Balch, J. K., Brown, I. F., Bustamante, M. M., Coe, M. T., DeFries, R. S., Keller, M., Longo, M., et al. (2012). The amazon basin in transition. *Nature*, 481(7381):321–328.
- Dickerson, R., Kondragunta, S., Stenchikov, G., Civerolo, K., Doddridge, B., and Holben, B. (1997). The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog. *Science*, 278(5339):827–830.
- Drake, F. (2000). Global warming-the science of climate change. *Global Warming-The Science of Climate Change, by Frances Drake, pp. 288. Foreword by Frances Drake. Oxford University Press, Jul 2000. ISBN-10: 0340653019. ISBN-13: 9780340653012*, 1.
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T., Smirnov, A., Kaufman, Y., King, M., Tanré, D., and Slutsker, I. (2002a). Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(3):590–608.
- Dubovik, O., Holben, B., Lapyonok, T., Sinyuk, A., Mishchenko, M., Yang, P., and Slutsker, I. (2002b). Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids. *Geophysical Research Letters*, 29(10):54–1.
- Dubovik, O. and King, M. D. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, 105(D16):20673–20696.
- Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T. F., Volten, H., Muñoz, O., Veihelmann, B., et al. (2006). Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 111(D11).
- Dubuisson, P., Buriez, J., and Fouquart, Y. (1996). High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media: Application to the satellite simulation. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 55(1):103–126.

- Durieux, L., Machado, L. A. T., and Laurent, H. (2003). The impact of deforestation on cloud cover over the amazon arc of deforestation. *Remote Sensing of Environment*, 86(1):132–140.
- Echalar, F., Artaxo, P., Martins, J. V., Yamasoe, M., Gerab, F., Maenhaut, W., and Holben, B. (1998). Long-term monitoring of atmospheric aerosols in the amazon basin: Source identification and apportionment. *Journal of Geophysical Research*, 103(D24):31849–31.
- Eck, T., Holben, B., Reid, J., Dubovik, O., Smirnov, A., O’neill, N., Slutsker, I., and Kinne, S. (1999). Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 104(D24):31333–31349.
- Eck, T., Holben, B., Slutsker, I., and Setzer, A. (1998). Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosols in amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 103(D24):31–865.
- Ehrlich, A., Bierwirth, E., Wendisch, M., Herber, A., and Gayet, J.-F. (2012). Airborne hyperspectral observations of surface and cloud directional reflectivity using a commercial digital camera. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(7):3493–3510.
- Feingold, G., Jiang, H., and Harrington, J. Y. (2005). On smoke suppression of clouds in amazonia. *Geophysical Research Letters*, 32(2).
- Feingold, G., Remer, L. A., Ramaprasad, J., and Kaufman, Y. J. (2001). Analysis of smoke impact on clouds in brazilian biomass burning regions: An extension of twomey’s approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 106(D19):22907–22922.
- Fisch, G., Marengo, J. A., and Nobre, C. A. (1998). Uma revisão geral sobre o clima da amazônia. *Acta Amazonia*, 28(2):101–126.
- Fisch, G., Tota, J., Machado, L., Dias, M. S., Lyra, R. d. F., Nobre, C., Dolman, A., and Gash, J. (2004). The convective boundary layer over pasture and forest in amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1-3):47–59.

## Referências Bibliográficas

- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., et al. (2007). Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. *Climate change*, 20.
- Fraser, R. (1975). Degree of inter-dependence among atmospheric optical thicknesses in spectral bands. *J. Applied Meteorology*, 14(6):1187–1196.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Dias, M. A. S., Dias, P. L. S., Chatfield, R., Prins, E., Artaxo, P., Grell, G. A., and Recuero, F. S. (2005). Monitoring the transport of biomass burning emissions in south america. *Environmental Fluid Mechanics*, 5(1-2):135–167.
- Gassó, S. and Hegg, D. A. (2003). On the retrieval of columnar aerosol mass and ccn concentration by modis. *Journal of geophysical research*, 108(D1):4010.
- Gunthe, S., King, S., Rose, D., Chen, Q., Roldin, P., Farmer, D., Jimenez, J., Artaxo, P., Andreae, M., Martin, S., et al. (2009). Cloud condensation nuclei in pristine tropical rainforest air of amazonia: size-resolved measurements and modeling of atmospheric aerosol composition and ccn activity. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(19):7551–7575.
- Halthore, R., Eck, T., Holben, B., and Markham, B. (1997). Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band. *Journal of Geophysical Research-all series-*, 102:4343–4352.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., et al. (1997). Radiative forcing and climate response. *Journal of geophysical research*, 102:6831–6864.
- Haywood, J. and Boucher, O. (2000). Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Reviews of Geophysics*, 38(4):513–543.
- Haywood, J. and Shine, K. (1995). The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget. *Geophysical Research Letters*, 22(5):603–606.
- Helene, O. (2006). *Metodo dos Minimos Quadrados: com formalismo matricial*. Editora Livraria da Fisica.



- Heney, L. G. and Greenstein, J. L. (1941). Diffuse radiation in the galaxy. *The Astrophysical Journal*, 93:70–83.
- Hoeve, J. E. T., Remer, L. A., Correia, A. L., and Jacobson, M. Z. (2012). Recent shift from forest to savanna burning in the amazon basin observed by satellite. *Environmental Research Letters*, 7(2):024020.
- Holben, B. (1998). AERONET: A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1):1–16.
- Holben, B., Setzer, A., Eck, T., Pereira, A., and Slutsker, I. (1996). Effect of dry-season biomass burning on amazon basin aerosol concentrations and optical properties, 1992–1994. *Journal of geophysical research*, 101(D14):19465–19.
- Hoppel, W., Frick, G., and Fitzgerald, J. (2002). Surface source function for sea-salt aerosol and aerosol dry deposition to the ocean surface. *Journal of geophysical research*, 107(D19):4382.
- Huang, J., Zhang, C., and Prospero, J. (2009). Large-scale effect of aerosols on precipitation in the west african monsoon region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(640):581–594.
- Jacobson, M. (2002). Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming. *J. Geophys. Res*, 107(4410):4.
- Jiang, H. and Feingold, G. (2006). Effect of aerosol on warm convective clouds: Aerosol-cloud-surface flux feedbacks in a new coupled large eddy model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 111(D1).
- Jiang, H., Feingold, G., and Cotton, W. R. (2002). Simulations of aerosol-cloud-dynamical feedbacks resulting from entrainment of aerosol into the marine boundary layer during the atlantic stratocumulus transition experiment. *Journal of geophysical research*, 107(D24):4813.
- Jiang, J. H., Su, H., Schoeberl, M. R., Massie, S. T., Colarco, P., Platnick, S., and Livesey, N. J. (2008). Clean and polluted clouds: Relationships among

## Referências Bibliográficas

- pollution, ice clouds, and precipitation in south america. *Geophysical Research Letters*, 35(14).
- Johnson, B., Shine, K., and Forster, P. (2004). The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(599):1407–1422.
- Kasten, F. and Young, A. T. (1989). Revised optical air mass tables and approximation formula. *Appl. Opt*, 28(22):4735–4738.
- Katz, R. W. and Brown, B. G. (1992). Extreme events in a changing climate: variability is more important than averages. *Climatic change*, 21(3):289–302.
- Kaufman, Y., Gitelson, A., Karnieli, A., Ganor, E., Fraser, R., Nakajima, T., Mattoo, S., and Holben, B. (1994). Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieved from sky brightness measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 99(D5):10341–10356.
- Kaufman, Y., Setzer, A., Ward, D., Tanre, D., Holben, B., Menzel, P., Pereira, M., and Rasmussen, R. (1992). Biomass burning airborne and spaceborne experiment in the amazonas (base-a). *Journal of Geophysical Research*, 97(D13):14581–14.
- Kaufman, Y., Tanré, D., Boucher, O., et al. (2002). A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, 419(6903):215–223.
- Kaufman, Y., Tanré, D., Remer, L., Vermote, E., Chu, A., and Holben, B. (1997). Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from eos moderate resolution imaging spectroradiometer. *J. Geophys. Res*, 102(17):051–17.
- Kaufman, Y. J. and Fraser, R. S. (1997). The effect of smoke particles on clouds and climate forcing. *Science*, 277(5332):1636–1639.
- Kaufman, Y. J. and Koren, I. (2006). Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover. *Science*, 313(5787):655–658.
- Kaufman, Y. J. and Nakajima, T. (1993). Effect of amazon smoke on cloud microphysics and albedo: Analysis from satellite imagery. *Journal Appl. Meteor.*, 32:729–744.

- Khain, A. (2009). Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review. *Environmental Research Letters*, 4(1):015004.
- Kidder, S. Q., Haar, T. H. V., and Haar, S. H. V. (1995). *Satellite meteorology: an introduction*, volume 466. Academic Press San Diego.
- Kiehl, J. T. and Trenberth, K. E. (1997). Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2):197–208.
- King, L. (2003). Satellite locator system. US Patent 6,538,612.
- King, M., Kaufman, Y., Menzel, W., and Tanre, D. (1992). Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the moderate resolution imaging spectrometer (modis). *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 30(1):2–27.
- King, M., Kaufman, Y., Tanré, D., and Nakajima, T. (1999). Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80:2229–2260.
- Koch, D. and Genio, A. (2010). Black carbon semi-direct effects on cloud cover: review and synthesis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(16):7685–7696.
- Komhyr, W., Barnes, R., Brothers, G., Lathrop, J., and Opperman, D. (1995). Electrochemical concentration cell ozonesonde performance evaluation during stoic 1989. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 100(D5):9231–9244.
- Koren, I., Altaratz, O., Remer, L. A., Feingold, G., Martins, J. V., and Heiblum, R. H. (2012). Aerosol-induced intensification of rain from the tropics to the mid-latitudes. *Nature Geoscience*, 5:118–122.
- Koren, I., Kaufman, Y., Remer, L., and Martins, J. (2004). Measurement of the effect of amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science*, 303(5662):1342.
- Koren, I., Martins, J. V., Remer, L. A., and Afargan, H. (2008). Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the amazon. *science*, 321(5891):946–949.

## Referências Bibliográficas

- Kotchenruther, R. A., Hobbs, P. V., and Hegg, D. A. (1999). Humidification factors for atmospheric aerosols off the mid-atlantic coast of the united states. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 104(D2):2239–2251.
- Landulfo, E., Papayannis, A., Artaxo, P., Castanho, A., De Freitas, A., Souza, R., Junior, N. V., Jorge, M., Sánchez-Ccoyllo, O., Moreira, D., et al. (2003). Synergetic measurements of aerosols over sao paulo, brazil using lidar, sunphotometer and satellite data during the dry season. *Atmos. Chem. Phys*, 3(5):1523–1539.
- Laurance, W., Cochrane, M., Bergen, S., Fearnside, P., Delamônica, P., Barber, C., D’Angelo, S., and Fernandes, T. (2001). The future of the brazilian amazon. *Science*, 291(5503):438.
- Levy, R., Remer, L., Martins, J., Kaufman, Y., Plana-Fattori, A., Redemann, J., and Wenny, B. (2005). Evaluation of the modis aerosol retrievals over ocean and land during clams. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(4):974–992.
- Levy, R., Remer, L., Mattoo, S., Vermote, E., and Kaufman, Y. (2007a). Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of moderate resolution imaging spectroradiometer spectral reflectance. *Journal of Geophysical Research*, 112(D13):D13211.
- Levy, R. C., Remer, L. A., and Dubovik, O. (2007b). Global aerosol optical properties and application to moderate resolution imaging spectroradiometer aerosol retrieval over land. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 112(D13).
- Lewis, S. L., Brando, P. M., Phillips, O. L., van der Heijden, G. M., and Nepstad, D. (2011). The 2010 amazon drought. *Science*, 331(6017):554–554.
- Li, X., Christopher, S. a., Chou, J., and Welch, R. M. (2000). Estimation of Shortwave Direct Radiative Forcing of Biomass-Burning Aerosols Using New Angular Models. *Journal of Applied Meteorology*, 39(12):2278–2291.
- Lin, J. C., Matsui, T., Pielke Sr, R., and Kummerow, C. (2006). Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the amazon

- basin: A satellite-based empirical study. *Journal of geophysical research*, 111(D19):D19204.
- Liou, K. (2002). *An introduction to atmospheric radiation*, volume 84. Academic Press.
- Liu, Y. (2005). Atmospheric response and feedback to radiative forcing from biomass burning in tropical south america. *Agricultural and forest meteorology*, 133(1):40–53.
- Liu, Y. and Daum, P. H. (2002). Anthropogenic aerosols: Indirect warming effect from dispersion forcing. *Nature*, 419(6907):580–581.
- Loeb, N. G., Kato, S., Loukachine, K., and Manalo-Smith, N. (2005). Angular Distribution Models for Top-of-Atmosphere Radiative Flux Estimation from the Clouds and the Earth Radiant Energy System Instrument on the Terra Satellite. Part I: Methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(4):338–351.
- Loeb, N. G., Kato, S., Loukachine, K., Manalo-Smith, N., and Doelling, D. R. (2007). Angular Distribution Models for Top-of-Atmosphere Radiative Flux Estimation from the Clouds and the Earth Radiant Energy System Instrument on the Terra Satellite. Part II: Validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(4):564–584.
- Lohmann, U., Feichter, J., et al. (2005). Global indirect aerosol effects: a review. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(3):715–737.
- London, J., Bojkov, R. D., Oltmans, S., and Kelly, J. (1976). Atlas of the global distribution of total ozone, july 1957-june 1967. *Unknown*, 1.
- Longo, K., Freitas, S., Andreae, M., Yokelson, R., and Artaxo, P. (2009). Biomass burning in amazonia: Emissions, long-range transport of smoke and its regional and remote impacts. *Amazonia and Global Change*, pages 207–232.
- Loveland, T. R. and Belward, a. S. (1997). The IGBP-DIS global 1km land cover data set, DISCover: First results. *International Journal of Remote Sensing*, 18(15):3289–3295.

## Referências Bibliográficas

- Lucht, W., Schaaf, C., and Strahler, A. (2000). An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical brdf models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(2):977–998.
- Mallet, M., Pont, V., Liousse, C., Gomes, L., Pelon, J., Osborne, S., Haywood, J., Roger, J.-C., Dubuisson, P., Mariscal, A., et al. (2008). Aerosol direct radiative forcing over djougou (northern benin) during the african monsoon multidisciplinary analysis dry season experiment (special observation period-0). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 113(D00C01).
- Malm, W. C., Sisler, J. F., Huffman, D., Eldred, R. A., and Cahill, T. A. (1994). Spatial and seasonal trends in particle concentration and optical extinction in the united states. *Journal of Geophysical Research*, 99(D1):1347–1370.
- Marengo, J. A., Tomasella, J., Alves, L. M., Soares, W. R., and Rodriguez, D. A. (2011). The drought of 2010 in the context of historical droughts in the amazon region. *Geophysical Research Letters*, 38(12).
- Marshak, A. and Davis, A. A. B. (2005). *3D radiative transfer in cloudy atmospheres*. Springer.
- Martin, S., Andreae, M., Althausen, D., Artaxo, P., Baars, H., Borrmann, S., Chen, Q., Farmer, D., Guenther, A., Gunthe, S., et al. (2010a). An overview of the amazonian aerosol characterization experiment 2008 (amaze-08). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(23):11415–11438.
- Martin, S. T., Andreae, M. O., Artaxo, P., Baumgardner, D., Chen, Q., Goldstein, A. H., Guenther, A., Heald, C. L., Mayol-Bracero, O. L., McMurry, P. H., et al. (2010b). Sources and properties of amazonian aerosol particles. *Reviews of Geophysics*, 48(2).
- Martins, J. and Dias, M. S. (2009). The impact of smoke from forest fires on the spectral dispersion of cloud droplet size distributions in the amazonian region. *Environmental Research Letters*, 4(1):015002.
- Martins, J. V. (1999). *Tese de Doutorado. O efeito de partículas de aerossol de queimadas da Amazônia no balanço radiativo da atmosfera*. Instituto de Física da USP.

- McCartney, E. J. (1976). Optics of the atmosphere: Scattering by molecules and particles. *New York, John Wiley and Sons, Inc., 1976. 421 p.*, 1.
- McCormick, R. A. and Ludwig, J. H. (1967). Climate modification by atmospheric aerosols. *Science*, 156(3780):1358–1359.
- McFiggans, G., Artaxo, P., Baltensperger, U., Coe, H., Facchini, M., Feingold, G., Fuzzi, S., Gysel, M., Laaksonen, A., Lohmann, U., et al. (2006). The effect of physical and chemical aerosol properties on warm cloud droplet activation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(9):2593–2649.
- Menon, S., Brenguier, J., Boucher, O., Davison, P., Del Genio, A., Feichter, J., Ghan, S., Guibert, S., Liu, X., Lohmann, U., et al. (2003). Evaluating aerosol/cloud/radiation process parameterizations with single-column models and second aerosol characterization experiment (ace-2) cloudy column observations. *J. Geophys. Res.*, 108:4762.
- Mishchenko, M. I., Travis, L. D., Kahn, R. A., and West, R. A. (1997). Modeling phase functions for dustlike tropospheric aerosols using a shape mixture of randomly oriented polydisperse spheroids. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14):16831–16.
- Mitchell Jr, J. M. (1971). The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface. *J. Appl. Meteorol.*, 10(4):703–714.
- Nair, U. S., Ray, D. K., Wang, J., Christopher, S. A., Lyons, T. J., Welch, R. M., and Pielke, R. (2007). Observational estimates of radiative forcing due to land use change in southwest australia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 112(D9).
- Nakajima, T. and King, M. D. (1990). Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. part i: Theory. *Journal of the atmospheric sciences*, 47(15):1878–1893.
- Negri, A. J., Adler, R. F., Xu, L., and Surratt, J. (2004). The impact of amazonian deforestation on dry season rainfall. *Journal of Climate*, 17(6):1306–1319.

## Referências Bibliográficas

- Oliveira, P., Artaxo, P., Pires, C., de Lucca, S., Procópio, A., Holben, B., Schafer, J., Cardoso, L., Wofsy, S., and Rocha, H. (2007). The effects of biomass burning aerosols and clouds on the co<sub>2</sub> flux in amazonia. *Tellus B*, 59(3):338–349.
- O’Neill, N., Eck, T., Smirnov, A., Holben, B., and Thulasiraman, S. (2003). Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 108(D17).
- O’Neill, N. T., Dubovik, O., and Eck, T. F. (2001). Modified ångström exponent for the characterization of submicrometer aerosols. *Applied Optics*, 40(15):2368–2375.
- Patadia, F. and Christopher, S. A. (2013). Development of empirical angular distribution models for smoke aerosols - part 2. assessment of shortwave radiative forcing. *Submetido para Journal of Geophysical Research - Atmospheres*.
- Patadia, F., Christopher, S. A., and Zhang, J. (2011). Development of empirical angular distribution models for smoke aerosols: Methods. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 116(D14).
- Patadia, F., Gupta, P., Christopher, S. a., and Reid, J. S. (2008). A multisensor satellite-based assessment of biomass burning aerosol radiative impact over amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 113(D12):1–14.
- Penndorf, R. (1957). Tables of the refractive index for standard air and the rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0  $\mu$  and their application to atmospheric optics. *JOSA*, 47(2):176–182.
- Penner, J., Andreae, M., Annegarn, H., Barrie, L., Feichter, J., Hegg, D., Jayaraman, A., Leaitch, R., Murphy, D., Nganga, J., et al. (2001). Aerosols, their direct and indirect effects. *Climate change*, pages 289–348.
- Pincus, R. and Baker, M. (1994). Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer. *Nature*, 372(6503):250–252.
- Pöschl, U., Martin, S., Sinha, B., Chen, Q., Gunthe, S., Huffman, J., Borrmann, S., Farmer, D., Garland, R., Helas, G., et al. (2010). Rainforest aerosols as biogenic nuclei of clouds and precipitation in the amazon. *Science*, 329(5998):1513–1516.



- Prins, E. M., Feltz, J. M., Menzel, W. P., and Ward, D. E. (1998). An overview of goes-8 diurnal fire and smoke results for scar-b and 1995 fire season in south america. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 103(D24):31821–31835.
- Procopio, A., Artaxo, P., Kaufman, Y., Remer, L., Schafer, J., and Holben, B. (2004). Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. *Geophys. Res. Lett*, 31(3):L03108–L03112.
- Procopio, A., Remer, L., Artaxo, P., Kaufman, Y., and Holben, B. (2003). Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in amazonia. *Geophys. Res. Lett*, 30(24):2265–2270.
- Ramanathan, V., Crutzen, P. J., Lelieveld, J., Mitra, A., Althausen, D., Anderson, J., Andreae, M., Cantrell, W., Cass, G., Chung, C., et al. (2001). Indian ocean experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great indo-asian haze. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 106(D22):28371–28398.
- Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G., Solomon, S., Betts, R., et al. (2001). Radiative forcing of climate change. Technical report, Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), Richland, WA (US).
- Ray, D. K., Nair, U. S., Lawton, R. O., Welch, R. M., and Pielke, R. A. (2006). Impact of land use on costa rican tropical montane cloud forests: Sensitivity of orographic cloud formation to deforestation in the plains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 111(D2).
- Ray, D. K., Nair, U. S., Welch, R. M., Han, Q., Zeng, J., Su, W., Kikuchi, T., and Lyons, T. J. (2003). Effects of land use in southwest australia: 1. observations of cumulus cloudiness and energy fluxes. *Journal of geophysical research*, 108(D14):4414.
- Reid, J. and Hobbs, P. (1998). Physical and optical properties of young smoke from individual biomass fires in brazil. *Journal of geophysical research*, 103(D24):32013–32.

## Referências Bibliográficas

- Remer, L., Kaufman, Y., Holben, B., Thompson, A., and McNamara, D. (1998). Biomass burning aerosol size distribution and modeled optical properties. *Journal of geophysical research*, 103(D24):31879–31.
- Remer, L., Kaufman, Y., Tanré, D., Mattoo, S., Chu, D., Martins, J., Li, R., Ichoku, C., Levy, R., Kleidman, R., et al. (2005). The modis aerosol algorithm, products, and validation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(4):947–973.
- Remer, L., Kaufman, Y., Tanré, D., Mattoo, S., Chu, D., Martins, J., Li, R., Ichoku, C., Levy, R., Kleidman, R., et al. (2010). The modis aerosol algorithm, products, and validation.
- Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C., and Sowle, D. (1998). Sbdart: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79:2101–2114.
- Rizzo, L., Artaxo, P., Karl, T., Guenther, A., and Greenberg, J. (2010). Aerosol properties, in-canopy gradients, turbulent fluxes and voc concentrations at a pristine forest site in amazonia. *Atmospheric Environment*, 44(4):503–511.
- Rizzo, L., Artaxo, P., Müller, T., Wiedensohler, A., Paixão, M., Cirino, G., Arana, A., Swietlicki, E., Roldin, P., Fors, E., et al. (2013). Long term measurements of aerosol optical properties at a primary forest site in amazonia. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(5):2391–2413.
- Rosenfeld, D. (2000). Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287(5459):1793.
- Rosenfeld, D. and Lensky, I. M. (1998). Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(11):2457–2476.
- Rosenfeld, D., Lohmann, U., Raga, G. B., O'Dowd, C. D., Kulmala, M., Fuzzi, S., Reissell, A., and Andreae, M. O. (2008). Flood or drought: how do aerosols affect precipitation? *science*, 321(5894):1309–1313.
- Ross, J., Hobbs, P., and Holben, B. (1998). Radiative characteristics of regional hazes dominated by smoke from biomass burning in brazil: Closure tests and direct radiative forcing. *Journal of geophysical research*, 103(D24):31925–31.

- Rotstayn, L. D. and Liu, Y. (2003). Sensitivity of the first indirect aerosol effect to an increase of cloud droplet spectral dispersion with droplet number concentration. *Journal of climate*, 16(21):3476–3481.
- Salomonson, V. V., Barnes, W., Maymon, P. W., Montgomery, H. E., and Ostrow, H. (1989). Modis: Advanced facility instrument for studies of the earth as a system. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 27(2):145–153.
- Satyamurty, P., Nobre, C., and Dias, P. (1998). South america. *METEOROLOGICAL MONOGRAPHS-AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY*, 27:119–140.
- Schaaf, C. B., Gao, F., Strahler, A. H., Lucht, W., Li, X., Tsang, T., Strugnell, N. C., Zhang, X., Jin, Y., Muller, J.-P., Lewis, P., Barnsley, M., Hobson, P., Disney, M., Roberts, G., Dunderdale, M., Doll, C., D’Entremont, R. P., Hu, B., Liang, S., Privette, J. L., and Roy, D. (2002). First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2):135–148.
- Schafer, J., Eck, T., Holben, B., Artaxo, P., and Duarte, A. (2008). Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in amazônia from long-term aeronet monitoring (1993–1995 and 1999–2006). *Journal of Geophysical Research*, 113(D4):D04204.
- Schafer, J., Eck, T., Holben, B., Artaxo, P., Yamasoe, M., and Procopio, A. (2002a). Observed reductions of total solar irradiance by biomass-burning aerosols in the brazilian amazon and zambian savanna. *Geophys. Res. Lett*, 29(17):1823.
- Schafer, J., Holben, B., Eck, T., Yamasoe, M., and Artaxo, P. (2002b). Atmospheric effects on insolation in the brazilian amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols. *Journal of geophysical research*, 107(D20):8074.
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N. (2006). *Atmospheric Chemistry and Physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons Inc., 2 edition.

## Referências Bibliográficas

- Shukla, J., Nobre, C., Sellers, P., et al. (1990). Amazon deforestation and climate change. *Science(Washington)*, 247(4948):1322–1325.
- Silva Dias, M. A. F. (2006). Meteorologia, desmatamento e queimadas na amazônia: uma síntese de resultados do Iba. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3):190–199.
- Sims, D. A. and Gamon, J. A. (2002). Relationships between leaf pigment content and spectral reflectance across a wide range of species, leaf structures and developmental stages. *Remote sensing of environment*, 81(2):337–354.
- Smirnov, A., Holben, B., Eck, T., Dubovik, O., and Slutsker, I. (2000). Cloud-screening and quality control algorithms for the aernet database. *Remote Sensing of Environment*, 73(3):337–349.
- Smith, G. (1994). Effects of time response on the point spread function of a scanning radiometer. *Applied optics*, 33(30):7031–7037.
- Stamnes, K., Tsay, S., Wiscombe, W., Jayaweera, K., et al. (1988). Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*, 27(12):2502–2509.
- Stamnes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W., and Laszlo, I. (2000). Disort, a general-purpose fortran program for discrete-ordinate-method radiative transfer in scattering and emitting layered media: documentation of methodology. *Goddard Space Flight Center, NASA*.
- Tanre, D., Kaufman, Y., Herman, M., and Mattoo, S. (1997). Remote sensing of aerosol properties over oceans using the modis/eos spectral radiances. *J. Geophys. Res*, 102(D14):16.
- Ten Hove, J. E., Remer, L. A., and Jacobson, M. Z. (2011). Microphysical and radiative effects of aerosols on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS: impacts of water vapor and land cover. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(7):3021–3036.
- Thomas, G. E. and Stamnes, K. (2002). *Radiative transfer in the atmosphere and ocean*. Cambridge University Press.

- Tomasella, J., Pinho, P. F., Borma, L. S., Marengo, J. A., Nobre, C. A., Bittencourt, O. R., Prado, M. C., Rodriguez, D. A., and Cuartas, L. A. (2013). The droughts of 1997 and 2005 in amazonia: floodplain hydrology and its potential ecological and human impacts. *Climatic Change*, 116(3-4):723–746.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., and Kiehl, J. (2009). Earth’s global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3):311–323.
- Twomey, S. (1974). Pollution and the planetary albedo. *Atmospheric Environment (1967)*, 8(12):1251–1256.
- Twomey, S. (1977). The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. atmos. Sci*, 34:1149–1152.
- Vermote, E. and Vermeulen, A. (1999). Atmospheric correction algorithm: spectral reflectances (mod09). *ATBD version*, 4.
- Von Randow, C., Manzi, A., Kruijt, B., De Oliveira, P., Zanchi, F., Silva, R., Hodnett, M., Gash, J., Elbers, J., Waterloo, M., et al. (2004). Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in south west amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1-3):5–26.
- von Randow, R. C., von Randow, C., Hutjes, R. W., Tomasella, J., and Kruijt, B. (2012). Evapotranspiration of deforested areas in central and southwestern amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, 109(1-2):205–220.
- Wang, H. and Feingold, G. (2009). Modeling mesoscale cellular structures and drizzle in marine stratocumulus. part ii: The microphysics and dynamics of the boundary region between open and closed cells. *Journal of the atmospheric sciences*, 66(11):3257–3275.
- Wang, J., Bras, R. L., and Eltahir, E. A. (2000). The impact of observed deforestation on the mesoscale distribution of rainfall and clouds in amazonia. *Journal of Hydrometeorology*, 1(3):267–286.
- Wang, S., Wang, Q., and Feingold, G. (2003). Turbulence, condensation, and liquid water transport in numerically simulated nonprecipitating stratocumulus clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 60(2):262–278.

## Referências Bibliográficas

- Wanner, W., Strahler, A., Hu, B., Lewis, P., Muller, J.-P., Li, X., Schaaf, C., and Barnsley, M. (1997). Global retrieval of bidirectional reflectance and albedo over land from eos modis and misr data: Theory and algorithm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 102(D14):17143–17161.
- Werth, D. and Avissar, R. (2002). The local and global effects of amazon deforestation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 107(D20):LBA–55.
- Wielicki, B., Barkstrom, B., and Harrison, E. (1996). Clouds and the earths radiant energy system (ceres): An earth observing system experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(5).
- Williams, E., Rosenfeld, D., Madden, N., Gerlach, J., Gears, N., Atkinson, L., Dunnemann, N., Frostrom, G., Antonio, M., Biazon, B., et al. (2002). Contrasting convective regimes over the amazon: Implications for cloud electrification. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 107(D20):LBA–50.
- Wiscombe, W. (1980). Improved mie scattering algorithms. *Applied optics*, 19(9):1505–1509.
- Xue, H. and Feingold, G. (2006). Large-eddy simulations of trade wind cumuli: Investigation of aerosol indirect effects. *Journal of the atmospheric sciences*, 63(6):1605–1622.
- Yamasoe, M., Randow, C. v., Manzi, A., Schafer, J., Eck, T., and Holben, B. (2006). Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(6):1645–1656.
- Yoshimori, M. and Broccoli, A. J. (2008). Equilibrium response of an atmosphere-mixed layer ocean model to different radiative forcing agents: Global and zonal mean response. *Journal of Climate*, 21(17):4399–4423.
- Yu, H., Fu, R., Dickinson, R. E., Zhang, Y., Chen, M., and Wang, H. (2007). Interannual variability of smoke and warm cloud relationships in the amazon

- as inferred from modis retrievals. *Remote Sensing of Environment*, 111(4):435–449.
- Yu, H., Kaufman, Y., Chin, M., Feingold, G., Remer, L., Anderson, T., Balkanski, Y., Bellouin, N., Boucher, O., Christopher, S., et al. (2006). A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmos. Chem. Phys*, 6(3):613–666.
- Zhang, J., Christopher, S., and Remer, L. (2005). Shortwave aerosol radiative forcing over cloud-free oceans from Terra: 2. Seasonal and global distributions. *J. Geophys. Res*, 110(D10):1–10.
- Zhang, Y., Fu, R., Yu, H., Dickinson, R. E., Juarez, R. N., Chin, M., and Wang, H. (2008). A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the amazon. *Journal of Geophysical Research*, 113(D14):D14S15.
- Zhang, Y., Fu, R., Yu, H., Qian, Y., Dickinson, R., Dias, M. A. F. S., da Silva Dias, P. L., and Fernandes, K. (2009). Impact of biomass burning aerosol on the monsoon circulation transition over amazonia. *Geophysical Research Letters*, 36(10):L10814.
- Zhou, M., Yu, H., Dickinson, R., Dubovik, O., and Holben, B. (2005). A normalized description of the direct effect of key aerosol types on solar radiation as estimated from aerosol robotic network aerosols and moderate resolution imaging spectroradiometer albedos. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 110(D19202).
- Zhu, L., Martins, J., and Yu, H. (2012). Effect of spectrally varying albedo of vegetation surfaces on shortwave radiation fluxes and aerosol direct radiative forcing. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(12):3055–3067.





## A. Apresentações de trabalhos em eventos científicos

**V Workshop: LIDAR Measurements in Latin America, 30 novembro a 4 de dezembro de 2010, Buenos Aires, Argentina**

**Pôster:** A study of Amazon Basin aerosols using CALIOP's and AERONET retrievals

**Autores:** Sena, E. T., Artaxo, P., Paixão, M. M. A., Baars, H., Authausen, D.

**AGU 2010: The Meeting of Americas, 8 a 12 de agosto de 2010, Foz do Iguaçu, Brasil.**

**Pôster:** Evaluation of the impact of biomass burning aerosols in Amazon Basin's radiation budget using remote sensing and in situ measurements

**Autores:** Sena, E. T, Artaxo, P. e Correia, A. L.

**ESA-iLeaps-EGU joint conference 2010, 3 a 5 de novembro de 2010, Frascati, Itália.**

**Pôster:** Assessing the shortwave radiative forcing spatial distribution due to biomass burning aerosols in Amazon Basin using remote sensing and in situ measurements

**Autores:** Sena, E. T, Artaxo, P. e Correia, A. L.

**IV Conferência regional sobre mudanças globais: o plano brasileiro para um futuro sustentável, 4 a 7 de abril de 2011, São Paulo, Brasil.**

**Pôster:** Assessing the direct radiative forcing spatial distribution due to biomass burning aerosols in Amazon Basin

**Autores:** Sena, E. T, Artaxo, P. e Correia, A. L.

*A. Apresentações de trabalhos em eventos científicos*

**Gordon Research Conferences: Radiation and Climate, 10 a 15 de julho de 2011, Waterville, USA**

**Pôster:** Assessments of aerosols and land-use change radiative forcings over Amazon Basin: a study of the aerosols in different biomes

**Autores:** Sena, E. T, Artaxo, P. e Correia, A. L., J. V. Martins

**2nd BAAR: Brazilian Association for Aerosol Research, 1 a 5 de agosto de 2011, Rio de Janeiro, Brasil**

**Pôster:** Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and evaluations of the Amazon's land use change radiative forcing

**Autores:** Sena, E. T, Artaxo, P. e Correia, A. L.

**3rd iLeaps Science Conference, 18 a 23 de setembro de 2011, Garmisch-Partenkirchen, Alemanha**

**Pôster:** Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols in the Amazon and the influence of land use change

**Autores:** Sena, E. T, Artaxo, P. e Correia, A. L.

**AGU 2012: Fall Meeting, 3 a 7 de dezembro de 2012, São Francisco, Estados Unidos.**

**Pôster:** The impact of deforestation in the Amazonian atmospheric radiative balance: a remote sensing assessment

**Autores:** Sena, E. T, Artaxo, P. e Correia, A. L.

## B. Cursos extracurriculares

**-Second workshop on understanding and accessing atmosphere remote sensing data, 2 a 5 de agosto de 2010, São Paulo, Brasil.**

Excelente curso sobre manipulação e análise de dados de satélites ministrado por Richard Kleidman e Shanna Mattoo, da NASA Goddard Space Flight Center Science Systems and Applications.

**GAWTEC XVIII: Physical properties of aerosols, 18 de abril a 01 de maio de 2010, Zugspitze, Alemanha.**

Neste curso foram introduzidos os principais conceitos relativos às propriedades físicas dos aerossóis, seu impacto na saúde, e os cuidados que devem ser tomados quando se efetuam medidas de aerossóis. Foi explicado o funcionamento de diversos instrumentos utilizados para caracterização de aerossóis, tais como o nefelômetro, radiômetros solares, o MAAP (Multi Angle Absorption Photometer), o SMPS (Scanning Mobility Particle Sizer), entre outros. Diversos destes instrumentos são utilizados por nosso grupo durante campanhas com avião e em solo. Além disso, tive a oportunidade de visitar os laboratórios das estações e conversar com diversos pesquisadores que trabalham com medidas de propriedades físicas e químicas de aerossóis.

**ERCA 2012: European Research Course on Atmospheres, 8 de janeiro a 11 de fevereiro de 2012, Grenoble, França.**

Neste curso foram introduzidos conceitos sobre atmosferas em geral, o sistema solar, interação aerossóis-nuvens, propriedades físicas e químicas dos aerossóis, dinâmica climática, transferência radiativa na atmosfera, entre outros temas de altíssima relevância no contexto de mudanças climáticas globais.



C. Artigo publicado: “Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use change in Amazonia”

Sena, E.T., Artaxo, P., Correia, A. L.

Atmospheric Chemistry and Physics, 13, 1261–1275, 2013





# Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use change in Amazonia

E. T. Sena, P. Artaxo, and A. L. Correia

Institute of Physics, University of São Paulo, São Paulo, Brazil

Correspondence to: E. T. Sena (elisats@if.usp.br)

Received: 30 May 2012 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 12 June 2012

Revised: 13 December 2012 – Accepted: 4 January 2013 – Published: 1 February 2013

**Abstract.** This paper addresses the Amazonian shortwave radiative budget over cloud-free conditions after considering three aspects of deforestation: (i) the emission of aerosols from biomass burning due to forest fires; (ii) changes in surface albedo after deforestation; and (iii) modifications in the column water vapour amount over deforested areas. Simultaneous Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) shortwave fluxes and aerosol optical depth (AOD) retrievals from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) were analysed during the peak of the biomass burning seasons (August and September) from 2000 to 2009. A discrete-ordinate radiative transfer (DISORT) code was used to extend instantaneous remote sensing radiative forcing assessments into 24-h averages.

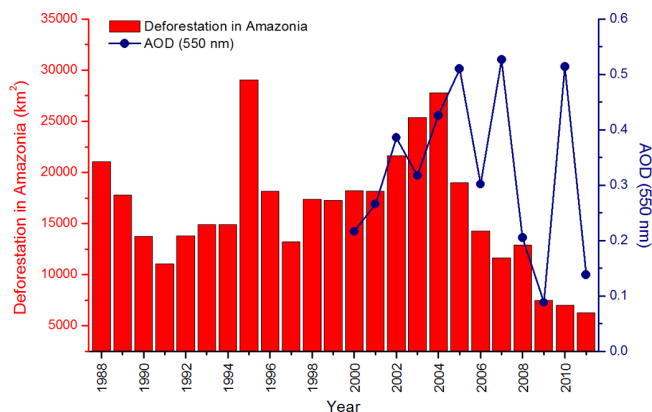
The mean direct radiative forcing of aerosols at the top of the atmosphere (TOA) during the biomass burning season for the 10-yr studied period was  $-5.6 \pm 1.7 \text{ W m}^{-2}$ . Furthermore, the spatial distribution of the direct radiative forcing of aerosols over Amazonia was obtained for the biomass burning season of each year. It was observed that for high AOD (larger than 1 at 550 nm) the maximum daily direct aerosol radiative forcing at the TOA may be as high as  $-20 \text{ W m}^{-2}$  locally. The surface reflectance plays a major role in the aerosol direct radiative effect. The study of the effects of biomass burning aerosols over different surface types shows that the direct radiative forcing is systematically more negative over forest than over savannah-like covered areas. Values of  $-15.7 \pm 2.4 \text{ W m}^{-2}/\tau_{550\text{nm}}$  and  $-9.3 \pm 1.7 \text{ W m}^{-2}/\tau_{550\text{nm}}$  were calculated for the mean daily aerosol forcing efficiencies over forest and savannah-like vegetation respectively. The overall mean annual land use change radiative forcing due to deforestation over the state of Rondônia, Brazil, was

determined as  $-7.3 \pm 0.9 \text{ W m}^{-2}$ . Biomass burning aerosols impact the radiative budget for approximately two months per year, whereas the surface albedo impact is observed throughout the year. Because of this difference, the estimated impact in the Amazonian annual radiative budget due to surface albedo-change is approximately 6 times higher than the impact due to aerosol emissions. The influence of atmospheric water vapour content in the radiative budget was also studied using AERONET column water vapour. It was observed that column water vapour is on average smaller by about 0.35 cm (around 10% of the total column water vapour) over deforested areas compared to forested areas. Our results indicate that this drying contributes to an increase in the shortwave radiative forcing, which varies from  $0.4 \text{ W m}^{-2}$  to  $1.2 \text{ W m}^{-2}$  depending on the column water vapour content before deforestation.

The large radiative forcing values presented in this study point out that deforestation could have strong implications in convection, cloud development and the ratio of direct to diffuse radiation, which impacts carbon uptake by the forest.

## 1 Introduction

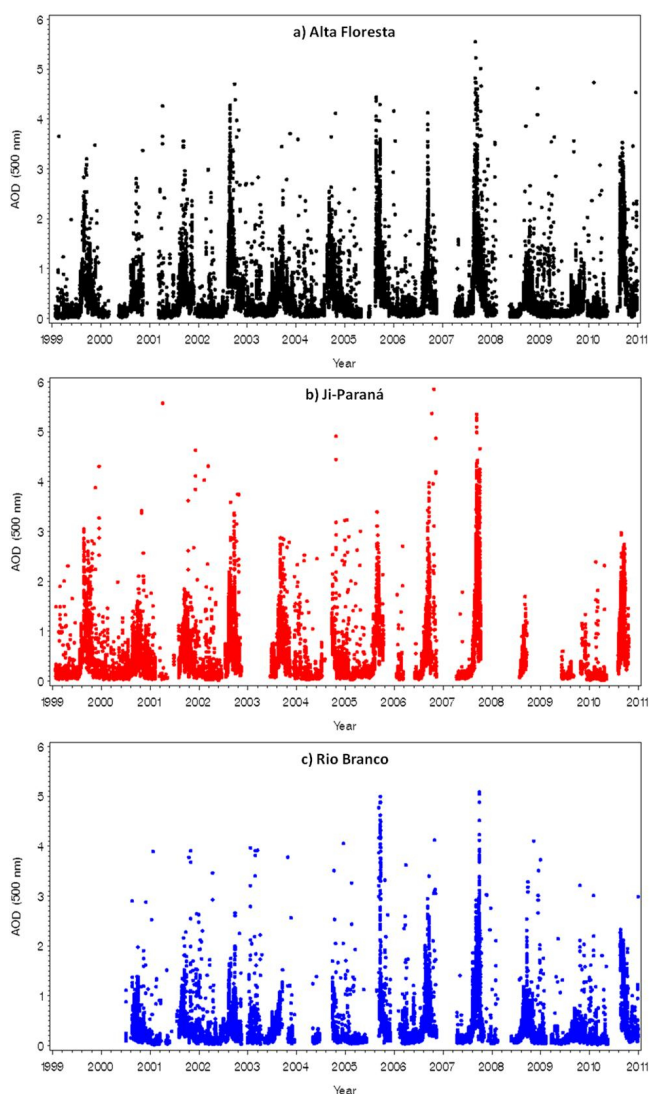
Amazonia is one of the regions that is experiencing fast environmental change with important climatic implications, and it has been studied through the LBA (The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) experiment (Davidson et al., 2012). It is well established that tropical rainforests are critically important in the global hydrological cycle and in the global carbon budget (Davidson and Artaxo, 2004). Natural aerosols from Amazonia have been recently reviewed and indicate that in the wet season,



**Fig. 1.** Deforestation rate in Amazonia since 1988, showing the sharp decrease in Amazon deforestation since 2004 (red bars, data extracted from Prodes INPE, 2012). The blue points correspond to the mean AOD at 550 nm, retrieved by MODIS during the biomass burning season over Amazonia. Notice that the aerosol loading does not follow the deforestation pattern. This indicates biomass burning activities aimed at the maintenance of pasture and agricultural fields.

Amazonia presents very pristine aerosol concentrations, typical of continental pre-industrial atmosphere (Martin et al., 2010a, b; Pöschl et al., 2010). Tropical emissions from biomass burning from deforestation and agricultural practices play a major role in modifying atmospheric composition, especially in the Southern Hemisphere (Bowman et al., 2009). Smoke from fires after deforestation has a large impact in convection and cloud formation, and affects the precipitation regime (Andreae et al., 2004; Koren et al., 2008). Aerosols from biomass burning have also been associated with precipitation pattern changes such as the delay in the beginning of the Amazon Basin's dry season (Bevan et al., 2009; Butt et al., 2011; Zhang et al., 2009). The accumulated deforested area over the Amazon Basin until 2011 was approximately 741 000 km<sup>2</sup> (INPE-PRODES, 2012) – larger than the whole area of France. The large area that was deforested changes the radiative budget due to surface albedo changes. However, the rate of deforestation has significantly decreased since 2004 as reported by INPE-PRODES (2012). In that year, 2004, 27 000 km<sup>2</sup> were deforested, while only 6200 km<sup>2</sup> were deforested in 2011 (Fig. 1).

Biomass burning aerosols can affect the radiative budget directly by scattering and absorbing solar radiation (Atwater, 1970; Charlson and Pilat, 1969; Coakley Jr. et al., 1983; McCormick and Ludwig, 1967; Mitchell Jr., 1971) and indirectly by acting as cloud condensation nuclei and changing cloud properties, such as cloud albedo, lifetime and precipitation rate (Albrecht, 1989; Haywood, 2000; Forster et al., 2007; Rosenfeld and Lensky, 1998; Twomey, 1977). Land use change from forest to crops or pasture also changes the evapotranspiration rate, with consequences for the column water vapour content (Betts and Silva Dias, 2010).



**Fig. 2.** Time series of aerosol optical depth (AOD) at 500 nm retrieved by AERONET sun-photometer for 3 places in Amazonia: (a) Alta Floresta, (b) Ji-Paraná and (c) Rio Branco. This graph illustrates the high seasonality in the aerosol loading.

Long-term aerosol monitoring in Amazonia through AERONET sunphotometers (Holben et al., 1998) shows very high aerosol optical depth (AOD) at point locations distributed widely over the region. Figure 2 shows the AOD time series for 3 sites located in the Amazon Basin. This graph illustrates the high seasonality in the aerosol loading as well as large spatial heterogeneity. Comparing the temporal pattern of deforestation and the AOD measurements (Figs. 1 and 2), it is easy to observe that, although deforestation rates have continuously decreased from 2004 on, AOD variability does not follow the same pattern. This indicates that there was a shift in biomass burning activities, initially from deforestation fires and later associated with pasture and agricultural fires (Ten Hoeve et al., 2012). The high atmospheric



loading of biomass burning particles also has important effects on the ratio of diffuse to direct radiation (Yamasoe et al., 2006), leading to a significant increase in net ecosystem exchange (NEE), which can be enhanced by 30–40 % at several observation sites in Amazonia (Oliveira et al., 2007). This increase happens when AOD at 550 nm increases from the background value of 0.1 to about 1.0. For further increase in AOD, the attenuation of the total solar flux starts to dominate and NEE goes to zero.

The assessment of the impacts of biomass burning aerosols in the radiation budget has previously been performed in several studies using remote sensing (e.g., Patadia et al., 2008; Christopher et al., 2000). Some of these studies analysed Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) or Multi-Angle Spectroradiometer (MISR) AOD retrievals in order to study the effects of aerosols on the radiative budget.

The main goal of this work was to assess the temporal and spatial distributions of the shortwave direct radiative forcing at the top of the atmosphere (TOA) over the Amazon Basin due to biomass burning aerosol loading, and the effects of land use change and water vapour. A large region that includes forest, cerrado (savannah-like vegetation), pasture and cropland areas was analysed during the biomass burning season. This work was based on ten years (2000 to 2009) of CERES TOA radiative flux and MODIS aerosol optical depth cloud-free retrievals. The biomass burning aerosol forcing over areas with different surface reflectivity properties was analysed. This work also aimed to assess the radiative forcing due to changes in surface albedo caused by land use change. This is an important and frequently overlooked issue in tropical forest regions. The shortwave radiative impact of the reduction in water vapour column over deforested areas in the radiative budget was also investigated. Due to the large land use change in the tropics and high atmospheric aerosol loading from biomass burning, it is clear that biomass burning emissions, changes in surface albedo and changes in water vapour column have profound influences on the radiative balance in Amazonia. These effects could have strong implications in convection, cloud development and the ratio of direct to diffuse radiation, which impacts carbon uptake and the photosynthetic rate of the forest.

## 2 Remote sensing methodology

CERES shortwave fluxes and MODIS aerosol optical depth retrievals over the Amazon Basin obtained during the months of August and September (peak of the biomass burning season) from 2000 up to 2009 were analysed. The CERES sensor aboard the Terra satellite provides radiance measurements in the shortwave (0.3–5.0  $\mu\text{m}$ ), infrared window (8.0–12.0  $\mu\text{m}$ ) and total (0.3–200  $\mu\text{m}$ ) broadband channels (Wielicki et al., 1996). As part of the CERES production

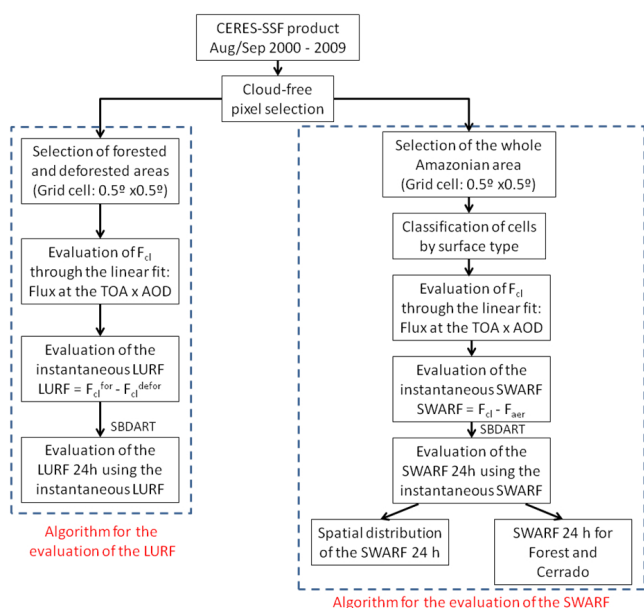
line, radiances are converted to fluxes using angular dependence models (Loeb et al., 2005, 2007). The main dataset used was the CERES Single Scanner Footprint (SSF) product. In addition to the shortwave and longwave fluxes, this product also contains MODIS (MOD04) aerosol and cloud properties (Remer et al., 2005) and meteorological information computed by the Global Modelling and Assimilation Office (GMAO)'s Goddard Earth Observing System (GEOS) Data Assimilation System (DAS). MODIS aerosol data, originally available at 10 km spatial resolution, is translated onto CERES 20 km resolution by using point spread functions (Smith et al., 1994). The most recently available CERES Terra SSF Editions 2B/2F/2G-Rev1 were used in the analysis. Editions 2F and 2G contain MOD04 collection 5 data, while edition 2B contains MOD04 collection 4 data.

Simultaneous remote sensing retrievals have been used before for the evaluation of the aerosol radiative forcing over oceans and deserts (Zhang and Christopher, 2003; Zhang et al., 2005). Patadia et al. (2008) used coincident CERES flux retrievals and MISR AOD retrievals to evaluate the direct radiative forcing of aerosols over the Amazon Basin. We opted to use MODIS's AOD contained in CERES-SSF product due to MODIS's larger swath width and consequently higher spatial coverage. MODIS's AOD uncertainty over land is reported as  $\pm 0.05 \pm 0.15 \text{ AOD}_{550\text{nm}}$  (Remer et al., 2005). Several studies show good agreement between AERONET and MODIS AOD globally, for both collection 4 ( $\text{AOD}_{\text{MODIS}} = 0.1 + 0.9 \text{ AOD}_{\text{AERONET}}$ ) and collection 5 ( $\text{AOD}_{\text{MODIS}} = 0.03 + 1.01 \text{ AOD}_{\text{AERONET}}$ ) data (Chu et al., 2002; Levy et al., 2005, 2007; Remer et al., 2005).

In this work, CERES-SSF product was used to evaluate the instantaneous direct shortwave aerosol radiative forcing (SWARF) and land use radiative forcing (LURF) due to surface albedo changes over Amazonia for a ten-year period (from 2000 to 2009), during the peak of the biomass burning season. The instantaneous forcing values were expanded to 24-h averaged values using the discrete-ordinate radiative transfer (DISORT) code (Stamnes et al., 1988). The surface and aerosol models used in the radiative transfer code were built from surface properties information provided by MODIS BRDF/Albedo Model product (Schaaf et al., 2002) and aerosol properties obtained by AERONET inversion algorithm (Dubovik and King, 2000), respectively. The methodology used in this work is summarized in Fig. 3 and will be detailed in the following sections.

### 2.1 Cloud-free pixel selection

One of the goals of this study is the assessment of the direct aerosol effect; therefore, only cloud-free satellite retrievals were used in the calculations. For that reason we used data from CERES and MODIS sensors with morning overpasses (approximately at 10:30 a.m., LT), when the region is usually less cloudy than in the afternoon. Furthermore, a pixel selection strategy was put in place based on MODIS cloud



**Fig. 3.** Simultaneous CERES and MODIS retrievals were used for the evaluation of the mean daily shortwave aerosol radiative budget (SWARF) and of the mean daily surface albedo change radiative forcing (LURF) during the peak of the biomass burning season (August to September) from 2000 to 2009.

fraction and surface reflectance retrievals, and geometrical constraints on illumination and viewing angles. Pixels with 1-km resolution MODIS cloud fraction above 0.5 % were removed. Pixels with clear area in the MODIS 250 m resolution lower than 99.9 % were also removed. In order to limit distortions we removed from our analysis pixels which presented view and solar zenith angles greater than  $60^\circ$  (similarly as in Patadia et al., 2008). CERES's shortwave broadband channel (0.3–5.0  $\mu\text{m}$ ) includes the water vapour absorption band, and thus pixels containing inland water bodies need to be removed. The assessment and removal of inland water pixels was performed using the MODIS 8-day 500 m resolution average surface reflectance product (Vermeulen and Vermote, 1999). CERES pixels that presented surface reflectance lower than 0.15 in the MODIS 1.2  $\mu\text{m}$  channel in more than 15 % of their footprint were removed.

## 2.2 Grid cell classification according to surface type

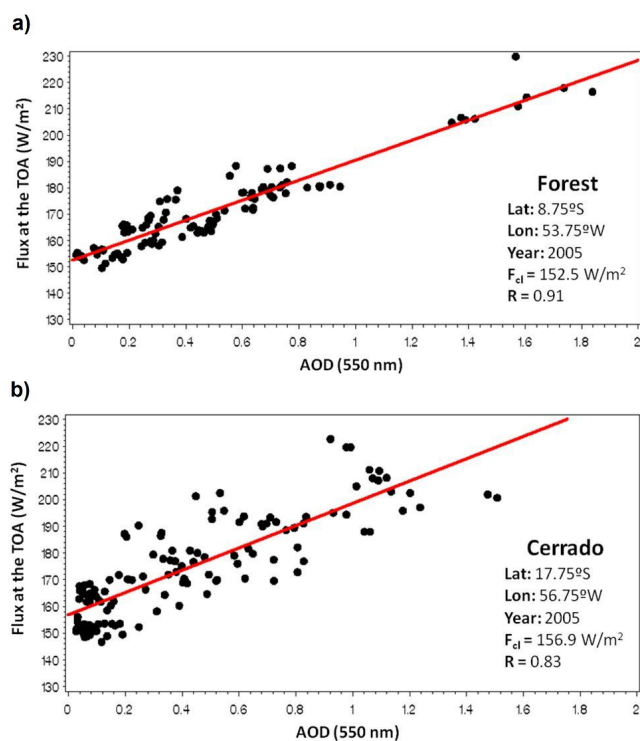
In cloud-free conditions, the presence of aerosols over a surface modifies the outgoing radiation flux at the top of the atmosphere. Biomass burning aerosols from Amazonia are usually bright (single scattering albedo around 0.9 at 550 nm) (Dubovik et al., 2002; Procopio et al., 2003; Schafer et al., 2008). Therefore their impact is stronger over dark surfaces (such as forest) than over brighter surfaces (such as cerrado). The influence of the different surface types that compose the studied region (forest and cerrado/croplands/pasture) on

the direct radiative forcing of biomass burning aerosols was investigated.

The area under study was limited to the area between the coordinates  $3^\circ\text{N}$ – $20^\circ\text{S}$ ,  $45$ – $65^\circ\text{W}$  and  $3^\circ\text{N}$ – $11^\circ\text{S}$ ,  $65$ – $74^\circ\text{W}$ . After the pixel selection step this area was divided into  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (latitude/longitude) grid cells. The cell size was chosen so as to maximize the amount of valid pixels in each cell and to minimize surface heterogeneity. CERES provides an array of the 8 most prominent surface types and their percentage coverage within each pixel, according to the International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) land cover map (Loveland and Belward, 1997). Since the size of the cell needed for the SWARF evaluation is large ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ), and the resolution in land cover maps is much better than this, a single cell could present several different land cover types within it. Therefore it would be difficult to classify each cell as a single surface type. For that reason, each cell was classified according to the estimated broadband surface albedo from CERES. This parameter is derived by weighting the percent coverage of each surface type within the CERES field of view by the corresponding broadband surface albedo associated with that surface type. The albedo look-up tables used in this procedure are based on field observations. In this work, if the average cell broadband albedo was less than 0.140, it was classified as forest; if the average broadband albedo was greater than 0.155, the cell was classified as cerrado; otherwise (albedo values between 0.140 and 0.155) the cell was classified as a transition region. Notice that the category classified as cerrado also includes croplands and pasture areas. For simplicity, however, throughout the text we will refer to high surface albedo regions simply as cerrado. The analysis of the direct radiative forcing and forcing efficiency of biomass burning aerosols over forest and cerrado/croplands/pasture areas is presented in Sect. 3.2.

## 2.3 Methodology for the instantaneous aerosol direct radiative forcing calculation

The mean shortwave aerosol radiative forcing at the TOA (SWARF) during the biomass burning season was defined as the difference between the mean radiative flux at the TOA in clean conditions ( $F_{\text{cl}}$ ) and in polluted conditions ( $F_{\text{pol}}$ ) observed in the studied period. In order to obtain  $F_{\text{cl}}$ , the instantaneous shortwave radiative fluxes at the TOA observed during the satellite overpass were plotted against the AOD for each  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  cell. For each cell, linear fits were adjusted to the data points observed for the biomass burning season of each year. It is important to emphasize that the linearity of the outgoing flux at the TOA with AOD does not hold for high AOD values. For that reason, only cases where AOD was smaller than 2 were used to perform the linear fit. The intercept of each linear fit provides the value of the shortwave radiation flux at the TOA at the limit when  $\text{AOD} = 0$  for each grid cell. This value was assumed to be the flux at the TOA for clean conditions and used in the evaluation



**Fig. 4.** Examples of the linear fit of CERES flux at the TOA versus MODIS AOD at 550 nm for two  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  cells located at areas covered by (a) forest and (b) cerrado. The larger surface albedo variation within a single cell induces higher data dispersion for cerrado than for forest sites.

of the shortwave aerosol radiative forcing. Notice that by following this procedure the definition of the direct radiative forcing of aerosols used in this work considers the total effect of aerosols including the small contribution of background aerosols in Amazonia (of approximately  $\text{AOD} = 0.1$  at 550 nm). Figure 4 illustrates two examples in which the above procedure was used to evaluate the flux for clean conditions over forest and cerrado covered areas. Surface albedo is usually more homogeneous over forest than over cerrado. Therefore, surface albedo variation within a single cell induces higher data dispersion for cerrado sites as compared to forest sites.

Variations in the satellite overpass time during the months of August and September, water vapour variability, and the surface albedo heterogeneity within a single cell may introduce other sources of uncertainty besides the instrumental error of the sensor. For that reason, the uncertainties in the intercept and the slope of the regression were recalculated by setting the reduced chi-squared equal to 1 for each  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  cell data set. To estimate the uncertainty of the SWARF, the covariance between the mean flux for clean conditions ( $F_{cl}$ ) and the mean polluted flux ( $F_{pol}$ ) observed during the studied period was considered. Cases with less than 10 points or with linear correlation lower than 0.2 were ex-

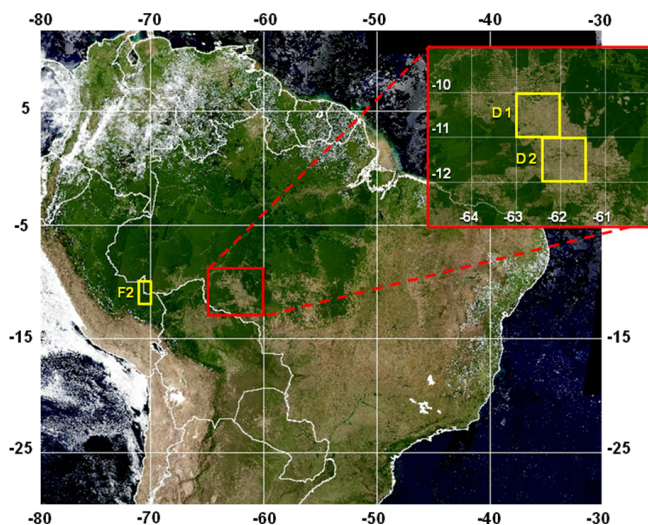
cluded from the analysis to ensure good statistics of data in each cell. The instantaneous SWARF was expanded to a 24-h average ( $\text{SWARF}_{24h}$ ) according to the procedure explained in Sect. 2.5.

The aerosol direct forcing efficiency, defined as the rate of change of the SWARF per unit increase in the AOD, was used to estimate the impact of aerosols over different surface types. In order to evaluate forest and cerrado forcing efficiencies at 550 nm, it was assumed that the surface and aerosol optical properties remained the same during the months of August and September of each year. For this procedure, the pixels were grouped according to surface type, using the grid cell classification explained in Sect. 2.2. A linear fit of the radiative flux at the TOA by AOD was derived for each surface type, for each year. The aerosol forcing efficiencies were obtained from the slope of the linear regressions for each surface type. To ensure linearity in the fittings, the maximum AOD for each linear regression was limited to 2. The forcing efficiency uncertainty was estimated by setting the reduced chi-squared equal to 1.

#### 2.4 Methodology for the assessment of the surface albedo change radiative forcing

In the Amazon Basin, deforestation is expected to generate a negative radiative forcing due to the increase in the surface albedo of the deforested area. Unlike the aerosol direct radiative forcing, which presents marked seasonality, deforestation likely triggers a permanent change in the radiative budget over the impacted area. In this work we quantified the shortwave land use change radiative forcing (LURF) over deforested areas in Rondônia, a region that has been deforested since the 1970s and presents a large continuous deforested area. Deforested and forested regions were selected and classified according to the visual inspection of MODIS red (648 nm), green (555 nm) and blue (470 nm) composite images (RGB). In order to maximize the area representing the deforested regions used in the LURF assessment, two deforested locations, D1 and D2, were selected. A forested region, F2, which has approximately the same geometrical area and is located between the same latitude ranges as the deforested areas was also selected. They also present similar characteristics concerning mean water vapour content and mean solar zenith angle during the studied period. Their locations are listed in Table 1 (LURF assessment areas) and illustrated in Fig. 5. It is worth mentioning that the deforested areas selected for the LURF assessment are not different from the crop/pasture areas contained in the cells classified as cerrado. However, for the LURF assessment we wanted to assure that the selected areas were indeed deforested, instead of savannah-like vegetation.

The selected deforested and forested areas were divided into  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  cells. For each cell the instantaneous flux at the TOA for clean conditions ( $\text{AOD} = 0$ ) was evaluated from the intercept of the linear fit of CERES flux at the TOA



**Fig. 5.** Areas selected in South America for the surface albedo change radiative forcing evaluation (LURF). The yellow squares correspond to the deforested areas (D1 and D2) and forested (F2) areas selected.

by AOD. All valid data during the biomass burning seasons from 2000 to 2009 were used to evaluate the flux for clean conditions. T-Student's factor correction was applied to the uncertainty of the flux at the TOA of deforested and forested areas, due to the small number of cells in each region (only 8 valid cells). In analogy to the instantaneous SWARF, the instantaneous LURF was also expanded to a 24-h average, as will be shown in the next section.

## 2.5 Evaluation of the mean daily aerosol and surface albedo change radiative forcings

The discrete-ordinate radiative transfer (DISORT) code SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) (Richiazzi et al., 1998) was used for the assessment of both the mean daily direct radiative forcing of aerosols (SWARF<sub>24h</sub>), and the mean daily surface albedo change radiative forcing due to deforestation (LURF<sub>24h</sub>). The methodology used to expand the instantaneous forcing values to 24-h averaged values will be detailed in the following subsections.

### 2.5.1 Surface models

The use of a radiative transfer code to evaluate the ascending flux at the TOA requires care in the choice of the simulated surface, due to the large contribution of the surface albedo for the outgoing shortwave radiative flux. In this work MODIS BRDF/Albedo Model product was used in the assessment of the spectral dependence of the albedo for forest, cerrado and deforested areas.

The solar zenith angle dependence of the directional hemispherical reflectance (black-sky albedo) and of the bi-hemispherical reflectance (white-sky albedo) can be param-

**Table 1.** Geographic locations of (i) forest (F1) and cerrado/croplands/pasture (C) regions used for the study of the effect of the surface albedo in the daily SWARF; and (ii) the deforested (D1 and D2) and forested (F2) regions selected for the LURF assessment. The surface properties of those areas were used in the SBDART radiative transfer code to obtain the 24-h SWARF and LURF cycle.

Study and area description	Coordinates (Latitude; Longitude)
SWARF – albedo effect: Forest (F1)	4.5–8.0° S; 64.0–70.0° W
SWARF – albedo effect: Cerrado/Croplands/Pasture (C)	10.0–18.0° S; 46.0–48.0° W
LURF assessment: Deforested area 1 (D1)	10.0–11.0° S; 62.0–63.0° W
LURF assessment: Deforested area 2 (D2)	11.0–12.0° S; 61.4–62.4° W
LURF assessment: Forested area (F2)	10.0–12.0° S; 70.0–71.0° W

eterized by polynomial functions as described by Lucht et al. (2000). The MODIS BRDF/Albedo Model product (Schaaf et al., 2002) provides the weighting parameters for the anisotropy models used to derive the black-sky and white-sky albedos at seven spectral bands (0.470, 0.555, 0.648, 0.858, 1.24, 1.64, 2.13  $\mu\text{m}$ ). These are calculated from a combination of Terra and Aqua retrievals every 16-day overpass at a resolution of 1 km.

Five areas were selected to build the surface models used in the radiative transfer code to represent (i) forest-covered areas (F1) and bright areas, such as cerrado (C) for the study of the impact of the surface albedo in the daily SWARF; and (ii) the deforested (D1 and D2) and forested (F2) regions used in the LURF assessment. For each area the mean white-sky and black-sky albedos as a function of the illumination geometry were obtained at 7 wavelengths, using MODIS BRDF/Albedo Model (MCD43B1) retrievals. The actual albedo (blue-sky albedo) in wavelength  $\lambda$  ( $\alpha(\theta_0, \lambda)$ ) is a linear combination of the black-sky ( $\alpha_{\text{bs}}(\theta_0, \lambda)$ ) and white-sky albedo ( $\alpha_{\text{ws}}(\lambda)$ ), according to the following equation (Lewis and Barnsley, 1994; Lucht et al., 2000; Schaaf et al., 2002):

$$\alpha(\theta_0, \lambda) = [1 - S(\theta_0, \tau(\lambda))] \alpha_{\text{bs}}(\theta_0, \lambda) + S(\theta_0, \tau(\lambda)) \alpha_{\text{ws}}(\lambda), \quad (1)$$

where  $S(\theta_0, \tau(\lambda))$  is the diffuse fraction of radiation that reaches the surface.

A look-up table was used to obtain the variation of  $S(\theta_0, \tau(\lambda))$  with the solar zenith angle ( $\theta_0$ ) and aerosol loading ( $\tau(\lambda)$ ). The spectral dependence of the albedo was obtained by linearly interpolating the blue-sky albedo in the seven wavelengths provided by MODIS, for each 0.1 AOD step and 1° solar zenith angle step.

### 2.5.2 Aerosol model

AERONET is a federation of ground-based remote sensing aerosol network of well-calibrated sun/sky radiometers (Holben et al., 1998). AERONET inversion algorithm (Dubovik

**Table 2.** Aerosol optical properties (single scattering albedo ( $\omega_0$ ), asymmetry parameter ( $g$ ) and extinction efficiency factor ( $Q_{\text{ext}}$ ) obtained from AERONET Lev. 2.0 aerosol inversion product used in the radiative transfer code SBDART. The numbers in parentheses represent the uncertainty in the last decimal place.

Wavelength ( $\mu\text{m}$ )	0.441	0.673	0.873	1.022
$\omega_0$	0.921 (1)	0.904 (1)	0.885 (1)	0.871 (2)
$g$	0.680 (1)	0.577 (1)	0.518 (1)	0.491 (1)
$Q_{\text{ext}}$	1.419 (59)	0.703 (29)	0.435 (18)	0.324 (13)

and King, 2000) provides mean aerosol properties in the atmospheric column derived from the direct and diffuse radiation measured by AERONET sun/sky radiometers. In this work the aerosol model used as an input in the radiative transfer code was obtained from Level 2.0 (cloud-screened and quality assured) inversion data retrieved in all AERONET sites within the selected region (Alta Floresta, Abracos Hill, Ji Parana, Rio Branco, Balbina, Belterra and Cuiaba-Miranda) from 2000–2009, during the biomass-burning season (August to September). The mean values observed during the dry season for the aerosol properties (single scattering albedo ( $\omega_0$ ), asymmetry parameter ( $g$ ) and extinction efficiency factor ( $Q_{\text{ext}}$ )) in 4 wavelengths (440, 670, 870 and 1022 nm) were used in the SBDART simulations (Table 2). These values show good agreement with other authors' previous estimates for smoke aerosol properties over Amazonia (e.g. Dubovik et al., 2002; Procopio et al., 2003; Schafer et al., 2008). The mean Angstrom exponent between the wavelengths 0.44 and 0.87  $\mu\text{m}$  observed during the period was considered in the simulations ( $1.647 \pm 0.002$ ). For wavelengths smaller than 440 nm and larger than 1022 nm, aerosol properties were extrapolated using the mean Angstrom exponent obtained from AERONET measurements.

### 2.5.3 SBDART simulation

The surface and aerosol models detailed in Sects. 2.5.1 and 2.5.2 were used in SBDART to evaluate the mean daily aerosol radiative forcing ( $\text{SWARF}_{24\text{h}}$ ) during Amazonia's biomass burning season. The wavelength range selected for the simulations varied from 0.3 to 5.0  $\mu\text{m}$ , corresponding to the CERES shortwave channel. The mean day of the period (day 243) and the mean column water vapour content for forest regions (3.3 cm) and cerrado regions (2.1 cm) were considered in the simulations, which were run in 0.1 AOD steps and 1° solar zenith angle steps. The solar zenith angle dependence with time for day 243 was obtained for every 2° of latitude. Those functions were interpolated by 1000 points cubic splines. This procedure leads to two look-up tables: the first one relates the 24-h average aerosol radiative forcings to latitude, aerosol optical depth and surface type ( $\text{SWARF}_{24\text{h}}^{\text{SBDART}}(\tau, \text{Lat}, \text{Surf})$ ), and the second relates the in-

stantaneous radiative forcing to solar zenith angle, AOD and surface type ( $\text{SWARF}_{\text{Inst}}^{\text{SBDART}}(\theta_0, \tau, \text{Surf})$ ).

For each  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  cell, the  $\text{SWARF}_{24\text{h}}$  was calculated by weighting the instantaneous SWARF obtained from CERES-SSF data by the ratio of the daily SWARF over the instantaneous SWARF obtained from SBDART simulations (Remer and Kaufman, 2006). The surface type, mean latitude, mean aerosol optical depth and mean solar zenith angle in each cell were considered for the weighting.

$$\text{SWARF}_{24\text{h}}(\tau, \text{Lat}, \text{Surf}) =$$

$$\text{SWARF}_{\text{Inst}}^{\text{CERES}}(\theta_0, \tau, \text{Surf}) \frac{\text{SWARF}_{24\text{h}}^{\text{SBDART}}(\tau, \text{Lat}, \text{Surf})}{\text{SWARF}_{\text{Inst}}^{\text{SBDART}}(\theta_0, \tau, \text{Surf})}. \quad (2)$$

The weighting factor for the  $\text{SWARF}_{24\text{h}}$  for transition areas was estimated by averaging the weighting factors calculated for forest and cerrado regions.

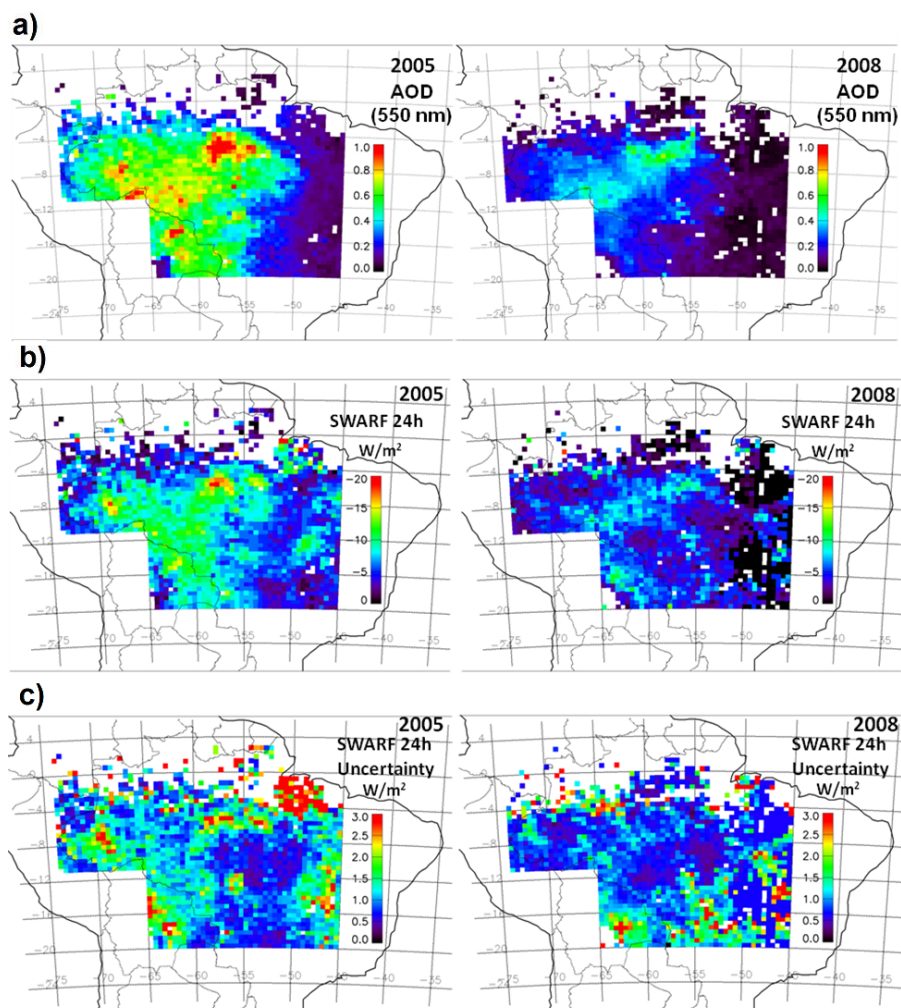
The use of Eq. (1) to expand the instantaneous aerosol forcing to a 24-h average assumes that the aerosol loading is constant throughout the day. Several studies have used AERONET measurements to show that AOD presents significant diurnal variations in Amazonia (Kaufman et al., 2000; Smirnov et al., 2002; Zhang et al., 2012). Nevertheless, some important factors have to be taken into account: (i) the diurnal variability of aerosols in Amazonia is always smaller than 15 % (Zhang et al., 2012), that is, on the same order of the MODIS AOD uncertainty; (ii) during Terra overpass (around 10:30 LT) the AOD is close to the mean diurnal AOD value; (iii) the highest AOD values are observed either early in the morning or late in the afternoon, when the solar zenith angle is low, and therefore aerosols have a smaller impact on the direct radiative forcing; and (iv) the effect of lower AOD before noon will be compensated by the effect of higher AOD in the afternoon (or vice-versa). For those reasons, the impact of aerosol diurnal variability on the mean daily aerosol forcing is expected to be small.

For the evaluation of the surface albedo change radiative forcing, a procedure similar to the one above was used, considering the corresponding surface models and  $\text{AOD} = 0$ . The mean latitude of the deforested and forested areas (11.00° S) and the mean column water vapour amount (3.0 cm) observed for the studied period were used.

## 3 Results and discussions

### 3.1 Temporal and spatial distribution of the direct radiative forcing

The mean direct radiative forcing of biomass burning aerosols and its spatial distribution were assessed over the Amazon Basin using the methodology explained in Sect. 2. Table 3 shows the results obtained for the mean and standard deviation of the AOD, instantaneous SWARF and  $\text{SWARF}_{24\text{h}}$  for the studied region during the biomass burning season from 2000 to 2009.



**Fig. 6.** Average spatial distributions during the peak of the biomass burning season of the (a) aerosol optical depth retrieved by MODIS sensor onboard Terra satellite; (b) mean daily aerosol direct radiative forcing ( $SWARF_{24h}$ ); and (c) estimated uncertainty of the  $SWARF_{24h}$  for the years 2005 (left) and 2008 (right). To estimate the uncertainty of the  $SWARF_{24h}$  the uncertainty of the points in each  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  cell was estimated by setting the reduced chi-squared equal to 1. The covariance between the flux for clean conditions ( $F_{cl}$ ) and the mean polluted flux observed during the studied period was also considered in this calculation.

Notice that the standard deviation values shown in Table 3 represent the spatial variability of each variable and not its uncertainty. This variability is due to differences in source locations and in aerosol transport and concentration. Individually for each year, the uncertainty in the mean value of the  $SWARF$  is much smaller, approximately  $10^{-1} \text{ W m}^{-2}$ . The year 2004 was not considered in the analysis due to the lack of valid data, caused by the high amount of MOD04 missing values for the aerosol and cloud properties in CERES-SSF database that year. The percentage of MOD04 missing values in CERES-SSF database was around 45 % for 2004, while for all the other years (2000–2003 and 2005–2009), missing values were on average only 10 %. The remaining 2004 pixels were located at a small area that was not representative of the entire studied area.

The results shown in Table 3 indicate that the aerosol radiative forcing at the TOA presents large spatial and temporal variations during the biomass burning season. The smaller mean  $SWARF$  values observed for the years 2008 and 2009 are due to the decrease in biomass burning emissions during those years.

The analysis of the spatial distribution of the aerosol radiative forcing allows us to assess the most and least impacted areas due to the presence of aerosol. Two examples of the spatial distribution of the AOD,  $SWARF_{24h}$  and its estimated uncertainty during the months of August and September of 2005 and 2008 are given in Fig. 6.

Figure 6 shows the decrease in the absolute value of the radiative forcing at TOA in all Amazon regions from 2005 to 2008, consistent with the reduction in the average AOD

**Table 3.** Mean aerosol optical depth (AOD), instantaneous short-wave aerosol radiative forcing (SWARF) and daily SWARF for the Amazon region with their respective standard deviation. These calculations were performed for the biomass burning season of the years 2000 to 2009. The standard deviation represents the spatial variability of each parameter.

Year	Valid Cells	AOD (550 nm)	Instantaneous SWARF ( $\text{W m}^{-2}$ )	Daily SWARF ( $\text{W m}^{-2}$ )
2000	1163	$0.22 \pm 0.12$	$-12.3 \pm 6.6$	$-7.0 \pm 3.4$
2001	1492	$0.18 \pm 0.08$	$-8.1 \pm 4.1$	$-4.7 \pm 2.3$
2002	1447	$0.31 \pm 0.21$	$-12.8 \pm 7.3$	$-6.5 \pm 3.4$
2003	1392	$0.25 \pm 0.14$	$-12.0 \pm 6.5$	$-6.4 \pm 3.0$
2004	185	$0.11 \pm 0.12$	$-13.4 \pm 11.7$	$-6.7 \pm 7.1$
2005	1799	$0.41 \pm 0.24$	$-15.0 \pm 7.9$	$-7.4 \pm 3.3$
2006	1654	$0.24 \pm 0.16$	$-9.5 \pm 5.1$	$-4.9 \pm 2.5$
2007	1731	$0.41 \pm 0.25$	$-13.9 \pm 6.8$	$-6.9 \pm 2.8$
2008	1665	$0.18 \pm 0.12$	$-8.2 \pm 4.2$	$-4.3 \pm 2.6$
2009	1405	$0.06 \pm 0.03$	$-4.7 \pm 2.4$	$-2.0 \pm 2.1$
Average*	1528	$0.25 \pm 0.11$	$-10.7 \pm 3.3$	$-5.6 \pm 1.7$

\* The year 2004 was excluded from the analysis due to the lack of valid data.

value observed in the period (Table 3). For regions where the aerosol loading was very high ( $\text{AOD} > 1$ ),  $\text{SWARF}_{24\text{h}}$  values as negative as  $-20 \text{ W m}^{-2}$  may be observed. Areas located in eastern Amazonia show a smaller radiative forcing due to the smaller concentration of aerosols over the region and also to the higher surface reflectance of those areas. In addition to the aerosol loading, other parameters such as the surface albedo, water vapour amount and solar illumination also play a role in the final radiative forcing value. These influences will be explored in the next sections.

### 3.2 Surface type influence in the direct aerosol radiative forcing

The influence of different underlying surface types on the direct radiative forcing of biomass burning aerosols from Amazonia was studied according to Sect. 2.3. The values obtained for the 24-h aerosol forcing efficiency, and the instantaneous ascending TOA flux for clean conditions for forest and cerrado, during the biomass burning seasons of the years 2000 to 2009 are listed in Table 4.

The difference of approximately  $13 \text{ W m}^{-2}$  between forest and cerrado instantaneous fluxes at the TOA for clean conditions is mainly due to surface albedo differences for these regions. Regions covered by forest absorb more solar radiation and therefore the upward flux at the TOA over cerrado regions is larger than over forest regions for a given illumination and viewing geometry. The values of the mean daily TOA forcing efficiency of aerosols over forest and cerrado regions are  $-15.7 \pm 2.4 \text{ W m}^{-2}/\tau_{550\text{nm}}$  and  $-9.3 \pm 1.7 \text{ W m}^{-2}/\tau_{550\text{nm}}$ , respectively. The forcing efficiency results indicate that Amazon regions with lower sur-

face albedo are subject to a more significant radiative forcing (that is, greater in modulus) than regions of brighter surface, given the same aerosol type. In other words, the impact of biomass burning aerosols in the radiative forcing is larger over forest than over cerrado, croplands or pasture. These results point out the necessity of treating forest and cerrado areas as different entities which will experience different impacts due to the presence of biomass burning aerosols.

The 24-h average aerosol forcing efficiency of the selected region as a whole, representing a significant fraction of the Amazon Basin, is  $-13.1 \pm 1.6 \text{ W m}^{-2}/\tau_{550\text{nm}}$ . This value was estimated by considering the analysed area as composed by 40 % of savannah-like vegetation and 60 % of forest vegetation.

The  $\text{SWARF}_{24\text{h}}$  was also analysed separately for forest and cerrado regions (Table 5). Table 5 shows systematically more negative  $\text{SWARF}_{24\text{h}}$  values for forest regions when compared to cerrado regions. The mean daily radiative forcing of biomass burning aerosols observed during the studied period was  $-6.2 \pm 1.9 \text{ W m}^{-2}$  over forest and  $-4.6 \pm 1.6 \text{ W m}^{-2}$  over cerrado. This is due to a combination of two effects: (i) the higher aerosol concentration over forest, due to the transport pattern, which brings biomass burning particles from the arc of deforestation regions to pristine forest-covered regions; and (ii) the higher aerosol impact over darker surfaces (higher AOD and higher forcing efficiency over forest regions).

### 3.3 Evaluation of the surface albedo change radiative forcing over Rondônia

The land use change radiative forcing (LURF) due to surface albedo change caused by deforestation was assessed over Rondônia following the methodology explained in Sect. 2.4. The selected deforested area (Table 1 and Fig. 5, area D1 + D2) covers approximately  $20\,000 \text{ km}^2$ .

The values obtained for the LURF over Rondônia for the dry season from 2000 to 2009 were  $-23.7 \pm 2.9 \text{ W m}^{-2}$  for the instantaneous shortwave forcing and  $-7.1 \pm 0.9 \text{ W m}^{-2}$  for the mean daily forcing. These results show that the surface albedo change radiative forcing due to deforestation is comparable to the mean direct radiative forcing of aerosols during the biomass burning season. Nevertheless it is important to consider that emission of biomass burning aerosols is seasonal, while the impact of surface albedo change is observed during the whole year. The yearly average of the surface albedo change radiative forcing over the selected deforested area is  $-7.3 \pm 0.9 \text{ W m}^{-2}$ . This last value was evaluated considering daily changes in the ascending solar irradiation at the TOA over the studied area. An assessment of the yearly average of the SWARF over cloud-free sky leads to a value that varies from  $-0.9 \pm 0.3 \text{ W m}^{-2}$  to  $-1.4 \pm 0.4 \text{ W m}^{-2}$ , considering that the biomass burning season lasts approximately 2 to 3 months. In temperate latitudes there is a large seasonal variation in the surface albedo,

**Table 4.** Mean TOA shortwave flux for no aerosols and 24-h mean aerosol forcing efficiency for forest and cerrado (savannah-like) regions with their respective uncertainties.

Year	Forest		Cerrado	
	TOA Flux for AOD = 0 (W m <sup>-2</sup> )	24 h Forcing efficiency (W m <sup>-2</sup> /τ <sub>550nm</sub> )	TOA Flux for AOD = 0 (W m <sup>-2</sup> )	24 h Forcing efficiency (W m <sup>-2</sup> /τ <sub>550nm</sub> )
2000	145.76 ± 0.09	-20.20 ± 0.12	159.26 ± 0.13	-9.93 ± 0.23
2001	144.41 ± 0.06	-15.08 ± 0.10	158.20 ± 0.09	-7.79 ± 0.21
2002	145.26 ± 0.07	-14.17 ± 0.06	156.35 ± 0.09	-9.53 ± 0.13
2003	144.39 ± 0.07	-16.18 ± 0.07	158.72 ± 0.10	-8.79 ± 0.19
2004	150.11 ± 0.73	-13.60 ± 0.47	178.48 ± 0.25	-5.23 ± 0.45
2005	148.48 ± 0.07	-13.75 ± 0.05	160.97 ± 0.08	-9.92 ± 0.08
2006	148.18 ± 0.05	-14.89 ± 0.05	159.99 ± 0.10	-10.53 ± 0.13
2007	148.03 ± 0.06	-13.48 ± 0.04	167.51 ± 0.08	-8.48 ± 0.08
2008	150.87 ± 0.06	-14.64 ± 0.08	165.57 ± 0.11	-6.49 ± 0.25
2009	149.96 ± 0.06	-19.28 ± 0.22	155.18 ± 0.12	-12.39 ± 0.67
Average*	147.3 ± 0.8	-15.7 ± 2.4	160.2 ± 1.3	-9.3 ± 1.7

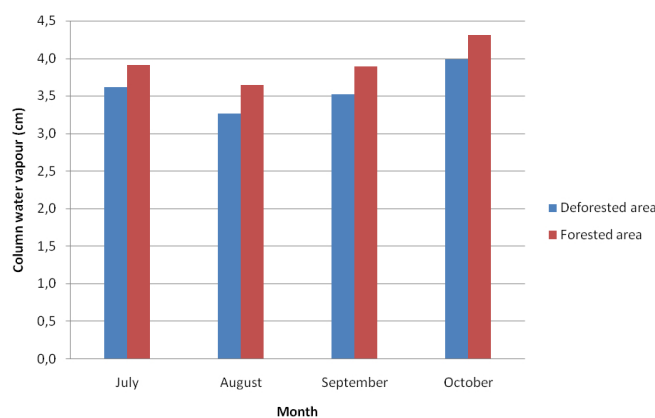
\* The year 2004 was excluded from the analysis due to the lack of valid data.

**Table 5.** Mean aerosol optical depth at 550 nm (AOD) and daily SWARF for forest and cerrado/croplands/pasture regions with their respective standard deviation. These calculations were performed for the biomass burning season of the years 2000 to 2009. The standard deviation represents the spatial variability of each parameter.

Year	Forest		Cerrado/Croplands/Pasture	
	AOD (550 nm)	SWARF 24 h (W m <sup>-2</sup> )	AOD (550 nm)	SWARF 24 h (W m <sup>-2</sup> )
2000	0.27 ± 0.10	-7.7 ± 3.5	0.16 ± 0.11	-5.9 ± 3.2
2001	0.21 ± 0.07	-5.0 ± 2.4	0.12 ± 0.07	-4.3 ± 2.3
2002	0.38 ± 0.21	-7.3 ± 3.7	0.18 ± 0.15	-5.0 ± 2.6
2003	0.34 ± 0.13	-7.3 ± 3.3	0.14 ± 0.09	-5.3 ± 2.3
2004	-	-	0.10 ± 0.11	-6.0 ± 6.1
2005	0.50 ± 0.20	-7.8 ± 3.4	0.27 ± 0.20	-6.5 ± 2.7
2006	0.27 ± 0.16	-5.2 ± 2.5	0.17 ± 0.13	-4.3 ± 2.4
2007	0.49 ± 0.22	-7.7 ± 2.8	0.29 ± 0.23	-5.7 ± 2.4
2008	0.24 ± 0.11	-4.9 ± 2.3	0.09 ± 0.07	-3.4 ± 2.8
2009	0.07 ± 0.03	-2.4 ± 1.8	0.04 ± 0.03	-1.2 ± 2.2
Average*	0.31 ± 0.14	-6.2 ± 1.9	0.16 ± 0.08	-4.6 ± 1.6

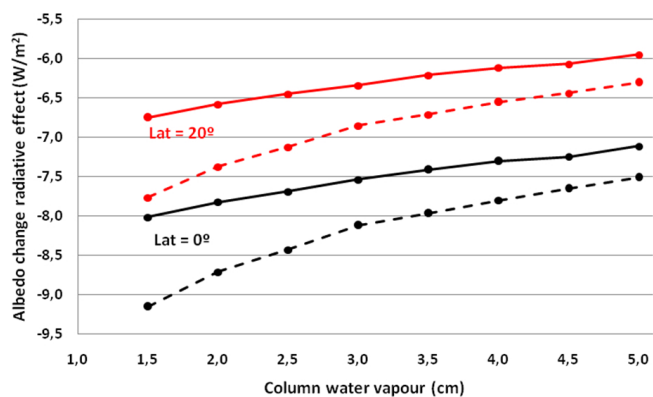
\* The year 2004 was excluded from the analysis due to the lack of valid data.

but near the tropics the seasonal variation in surface albedo is expected to be relatively low. In order to compare the impacts of the aerosol and the land use change radiative effects over cloud-free sky, in this assessment it was assumed that the surface albedo does not change significantly during the year. Therefore the two-month period calculation was used to extrapolate the annual mean of the surface albedo change radiative forcing. This analysis indicated that, on a yearly basis, the surface albedo change radiative impact can be more than 6 times higher than the aerosol impact over the Amazon Basin for cloud-free conditions.

**Fig. 7.** Column water vapour content retrieved by AERONET sunphotometers at a deforested area (Ji Paraná – Abracos Hill, located at 10.76° S, 62.36° W) and a forested area (Jaru Reserve, located at 10.08° S, 61.93° W) from July to October 2002.

Deforested regions tend to be drier than forested regions, due to the smaller evapotranspiration over the area after the removal of forests. The impact of deforestation in the atmospheric water vapour content was studied over deforested (Ji Paraná – Abracos Hill) and forested (Jaru Reserve) AERONET stations. The selected sites are approximately 86 km apart. They are relatively close to each other and it is assumed they are subject to similar meteorological conditions. The mean difference in the water vapour amount retrieved by AERONET sunphotometers over the two stations from July to October 2002 was approximately 0.35 cm (Fig. 7). The behaviour of the shortwave surface albedo change radiative effect at the TOA with column water vapour content and latitude was studied. The spectral surface albedo





**Fig. 8.** Albedo change radiative effect as a function of water vapour amount in the atmosphere before deforestation. Black and red lines indicate the results over sites located at latitude = 0° and at latitude = 20°, respectively. Solid lines represent the effect, assuming equal water amounts before and after deforestation. Dashed lines represent the effect, assuming the deforested region is 0.35 cm drier after deforestation.

dependence for forested and deforested regions obtained according to Sect. 2.5.1 was used as surface models in the SB-DART radiative transfer code. The spectral range selected for the simulations was chosen to match CERES shortwave channel spectral range (0.3 to 5.0  $\mu\text{m}$ ). In the simulations, SB-DART tropical atmospheric profile was used, and the total column water vapour amount was varied from 1.5 to 5.0 cm in 0.5 cm steps. Those were the typical column water vapour values observed for the studied region during the biomass burning season. Two different situations were considered for the study of the influence of water vapour in the LURF<sub>24h</sub>: (i) assuming that the water vapour amount is conserved after deforestation and (ii) considering that the deforested region is 0.35 cm (10 %) drier after deforestation. Figure 8 shows that the surface albedo change impact is higher for situations when the amount of radiation reaching the surface is larger, that is, closer to the Equator and for lower atmospheric water vapour contents, due to gaseous absorption of infrared radiation. The surface albedo radiative forcing due to deforestation is approximately  $1.2 \text{ W m}^{-2}$  more negative for sites located at latitude 0° than for sites located at latitude 20° S, given the same column water vapour content for both regions.

Taking into account the drying effect, the amount of radiation reaching the surface after deforestation will be even larger due to the smaller infrared radiation absorption by water vapour. This will lead to even more pronounced radiative effects at the top of the atmosphere. Figure 8 (dashed lines) indicates that this drying impact contributes to an increase in the radiative effect, which varies from  $0.4 \text{ W m}^{-2}$  to  $1.2 \text{ W m}^{-2}$ , depending on the column water vapour content before deforestation. Those results highlight the importance of considering water vapour and solar zenith angle variations when evaluating radiative effects.

## 4 Discussions

In this section we will discuss the main results presented in this work and compare them with other evaluations available in literature. The comparison between aerosol forcing efficiency results requires care, since there is not a uniform methodology in the scientific community on how to obtain this quantity. Li et al. (2000), Christopher and Zhang (2002) and Procopio et al. (2004) have calculated the forcing efficiency at wavelengths of 640 nm, 670 nm and 500 nm, respectively. In order to understand the differences associated with the wavelength dependence of the forcing efficiency and to standardize it, the forcing efficiency at 550 nm was estimated, assuming a value of 1.647 for the Angström exponent, according to AERONET retrievals during the dry season. This normalization to 550 nm increases by 17 % the forcing efficiency value calculated at 500 nm, and decreases by 28 % the forcing efficiency calculated at 670 nm. This analysis illustrates the large spectral dependence of the forcing efficiency of biomass burning aerosols.

Several authors have derived only the instantaneous direct aerosol radiative forcing and/or its forcing efficiency over the Amazon Basin (e.g., Christopher et al., 2000; Christopher and Zhang, 2002; Li et al., 2000; Patadia et al., 2008). These assessments were made using retrievals from different instruments onboard satellites (e.g., GOES-8, TRMM, Terra) or using in situ aerosol optical properties measurements in radiative transfer models and assuming a given solar geometry. The problem in considering a particular illumination geometry is that the aerosol radiative forcing and forcing efficiency strongly depend on solar zenith angle. Furthermore instantaneous assessments only help us understand the aerosol impact over a given area qualitatively. For those reasons we have chosen not to compare instantaneous radiative forcing and forcing efficiencies' results. The comparison between the 24-h average results reported in this work and in previous studies is shown in Table 6.

Table 6 shows that the mean daily aerosol radiative forcing results over the Amazon Basin are compatible with other authors' work. The assessment by Patadia et al. (2008) of the direct aerosol radiative forcing was made from 2000 to 2005, when the aerosol loading was higher than during the period considered in this work. In this work, the 24-h SWARF average from 2000 to 2005 was  $-6.4 \pm 1.0 \text{ W m}^{-2}$ . This value is consistent with Patadia et al. (2008), who obtained  $-7.6 \pm 1.9 \text{ W m}^{-2}$  for the 24-h SWARF average for the same period.

The mean daily aerosol forcing efficiency values obtained for forest and cerrado regions are compatible with results reported by Ross et al. (1998). The high uncertainty observed in their results is due to the observed variability in aerosol scattering and absorption coefficients.

As pointed out in Sect. 3.3, although the mean aerosol and surface albedo change radiative forcings magnitudes are similar during the biomass burning season (Table 6), the impact

**Table 6.** Comparison of the aerosol and surface radiative forcing effects with previous studies. These results were calculated during the dry season (August and September) of the period.

Reference	Region	Period	24 h SWARF ( $\text{W m}^{-2}$ )	24 h Forcing efficiency ( $\text{W m}^{-2}/\tau_{550\text{nm}}$ )	24 h Albedo Change RF ( $\text{W m}^{-2}$ )
This work	Amazon	2000–2009	$-5.6 \pm 1.7$	$-13.1 \pm 1.6$	$-7.1 \pm 0.9$
Patadia et al. (2008)	Amazon	2000–2005	$-7.6 \pm 1.9$	–	–
Procopio et al. (2004)	Amazon	2002	$-5.6 \pm 0.6^{\text{a}}$	$-10.5^{\text{b}}$	–
Procopio et al. (2004)	AF <sup>c</sup>	1993–2002	$-8.3 \pm 2.0$	–	–
Procopio et al. (2004)	AH <sup>d</sup>	1994–2002	$-8.4 \pm 2.2$	–	–
This work	Forest	2000–2009	$-6.2 \pm 1.9$	$-15.7 \pm 2.4$	–
Ross et al. (1998)	Forest	1995	–	$-20 \pm 7$	–
This work	Cerrado	2000–2009	$-4.6 \pm 1.6$	$-9.3 \pm 1.7$	–
Ross et al. (1998)	Cerrado	1995	–	$-8 \pm 9$	–

<sup>a</sup> This value was obtained from the mean SWARF<sub>24h</sub> and its standard deviation for the months August and September of 2002.

<sup>b</sup> The aerosol forcing efficiency was normalized for AOD at 550 nm using an Angström exponent value of 1.647.

<sup>c</sup> AF: Alta Floresta AERONET site.

<sup>d</sup> AH: Abracos Hill (Ji Paraná) AERONET site.

of biomass burning aerosols is seasonal, while the impact of land use change may be observed throughout the year. This difference indicates that the yearly local impact of surface albedo change in the radiative balance is more than 6 times higher than direct impact of aerosols.

## 5 Summary and conclusions

This work focused on quantifying the impact of aerosol emissions and surface albedo change on the shortwave radiation balance over the Amazon Basin in cloud-free conditions. CERES and MODIS retrievals were used to assess the temporal and spatial distributions of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols over the Amazon Basin and the surface albedo change radiative forcing over Rondônia, both caused by deforestation. AERONET and MODIS BRDF data were used to build aerosol and surface models, respectively. These models were used in the radiative transfer code SB-DART to convert instantaneous radiative forcing values into mean daily values.

The average daily direct radiative forcing of aerosols at the TOA was  $-5.6 \pm 1.7 \text{ W m}^{-2}$  from 2000 to 2009 during the biomass burning season (August and September). The spatial distribution analysis of the direct radiative forcing shows large geographical variability with significant impacts of aerosols over central and southwestern Amazonia. Daily averaged TOA radiative forcing values as high as  $-20 \text{ W m}^{-2}$  were observed for AOD higher than 1.0 at 550 nm. Therefore, locally, the mean daily direct radiative forcing due to biomass burning aerosols may be 10 times larger than the radiative forcing due to greenhouse gases.

We also observed that land surface properties strongly impact the direct radiative forcing of aerosols. The assessment of the direct radiative forcing over different surface

types indicates that the impact of biomass burning aerosols in the energy budget is higher over forest than over cerrado, croplands or pasture regions. The mean daily direct radiative forcing was 35 % higher over forest than over cerrado during the studied period. Two factors contribute to this difference: (i) the typical transport of smoke from pasture and deforestation areas to large forest-covered areas, and (ii) the stronger aerosol forcing efficiency of biomass burning aerosols over darker regions. The mean daily forcing efficiencies of forest and cerrado (savannah-like) vegetation were  $-15.7 \pm 2.4 \text{ W m}^{-2}/\tau_{550\text{nm}}$  and  $-9.3 \pm 1.7 \text{ W m}^{-2}/\tau_{550\text{nm}}$ , respectively.

In addition to biomass burning aerosol emissions, deforestation also impacts the radiative balance by changing the surface albedo of the deforested area. This modification may alter convection processes, cloud formation and the precipitation regime over the area. A value of  $-7.3 \pm 0.9 \text{ W m}^{-2}$  was estimated for the mean annual albedo-change radiative forcing over Rondônia. The mean annual direct radiative forcing of biomass burning aerosols was estimated at  $-0.9 \pm 0.3 \text{ W m}^{-2}$  over cloud-free skies, considering that the biomass burning season lasts approximately two months. This indicates that the long-term impact of surface albedo in the radiative balance is almost one order of magnitude larger than the impact of biomass burning aerosols. Those results reveal the large impact of land use change from deforestation over Amazonia's energy budget.

Deforestation also contributes to the decrease of the water vapour amount over the deforested region. The impact of deforestation in the water vapour content was assessed using AERONET column water vapour measurements over deforested and forested areas nearby. The analysed deforested area was 0.35 cm drier than the forested area. This decrease in the atmospheric water vapour content further enhances the effect of deforestation in the radiative balance.

This is the first work to report the combined impact of biomass burning aerosols, changes in the surface albedo and water vapour in the shortwave radiative budget over Amazonia, in cloud-free conditions. The much higher annual average of the surface albedo change radiative forcing as compared to the direct aerosol radiative forcing draws attention to the overpowering effect of land use change over biomass burning emissions. As aerosols also change the direct to diffuse radiation ratio, and trees are quite sensitive to the increase in diffuse radiation (Oliveira et al., 2007), showing large increases in NEE (Net Ecosystem Exchange), this work is also relevant for Amazonia's carbon budget. Another important issue is the implication of our findings on the convection and cloud dynamics. Convection in Amazonia is critically important for the development of deep clouds that also have important impacts on the radiation balance and redistribution of energy in the atmosphere. The next steps would be to perform a joint analysis of the cloud-free radiative balance done in this work taking into account the key role that cloud cover changes have in the Amazonian radiative balance. Biomass burning aerosols suppress cloud formation and have an important impact on precipitation rates. It is also important to emphasize that our study is not particular to Amazonia – similar processes are also observed in Africa, Southeast Asia and other regions where large deforestation rates are observed close to primary forest areas.

*Acknowledgements.* The authors would like to thank Lorraine Remer, José Vanderlei Martins and Joel Brito for the helpful suggestions and for the revision of the manuscript of this paper. We also thank FAPESP (Projects 2009/08442-7, 2008/58100-2 and 2010/15959-3) and CNPq (INCT Global Change) for the financial support. CERES-SSF data were obtained from the Atmospheric Science Data Center at the NASA Langley Research Center. We thank INPA (The Brazilian National Institute for Research in Amazonia) for LBA support.

Edited by: J. Pongratz

## References

- Albrecht, B. A.: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227–1230, 1989.
- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., and Silva-Dias, M. A. F.: Smoking rain clouds over the Amazon, *Science*, 303, 1337–1342, 2004.
- Atwater, M. A.: Planetary albedo changes due to aerosols, *Science*, 170, 64–66, 1970.
- Betts, A. K. and Silva Dias, M. A. F.: Progress in understanding land-surface-atmosphere coupling from LBA research, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2, 20 pp., doi:10.3894/JAMES.2010.2.6, 2010.
- Bevan, S. L., North, P. R. J., Grey, W. M. F., Los, S. O., and Plummer, S. E.: Impact of atmospheric aerosol from biomass burning on Amazon dry-season drought, *J. Geophys. Res.*, 114, D09204, doi:10.1029/2008JD011112, 2009.
- Bowman, D. M. J. S., Balch, J. K., Artaxo, P., Bond, W. J., Carlson, J. M., Cochrane, M. A., D'Antonio, C. M., Defries, R. S., Doyle, J. C., Harrison, S. P., Johnston, F. H., Keeley, J. E., Krawchuk, M. A., Kull, C. A., Marston, J. B., Moritz, M. A., Prentice, I. C., Roos, C. I., Scott, A. C., Swetnam, T. W., Van der Werf, G. R., and Pyne, S. J.: Fire in the Earth system, *Science*, 324, 481–484, doi:10.1126/science.1163886, 2009.
- Butt, N., de Oliveira, P. A., and Costa, M. H.: Evidence that deforestation affects the onset of the rainy season in Rondonia, Brazil, *J. Geophys. Res.*, 116, 2–9, doi:10.1029/2010JD015174, 2011.
- Charlson, R. J. and Pilat, M. J.: Climate: The influence of aerosols, *J. Appl. Meteorol.*, 8, 1001–1002, 1969.
- Christopher, S. A. and Zhang, J.: Daytime Variation of Shortwave Direct Radiative Forcing of Biomass Burning Aerosols from GOES-8 Imager, *J. Atmos. Sci.*, 59, 681–691, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0681:DVOSDR>2.0.CO;2, 2002.
- Christopher, S. A., Li, X., Welch, R. M., Reid, J. S., Hobbs, P. V., Eck, T. F., and Holben, B.: Estimation of surface and top-of-atmosphere shortwave irradiance in biomass-burning regions during SCAR-B, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1742–1753, 2000.
- Chu, D. A., Kaufman, Y. J., Ichoku, C., Remer, L. A., Tanre, D., and Holben, B. N.: Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 4–7, 2002.
- Coakley Jr., J. A., Cess, R. D., and Yurevich, F. B.: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: A parameterization for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 40, 116–138, 1983.
- Davidson, E. A. and Artaxo, P.: Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: Results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment, *Global Change Biol.*, 10, 519–529, doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00779.x, 2004.
- Davidson, E. A., Araújo, A. C., Artaxo, P., Balch, J. K., Brown, I. F., Bustamante, M. M. C., Coe, M. T., DeFries, R. S., Keller, M., Longo, M., Munger, W., Schroeder, W., Soares-Filho, B. S., Souza, C. M., and Wofsy, S. C.: The Amazon Basin in Transition, *Nature*, 481, 321–328, doi:10.1038/nature10717, 2012.
- Dubovik, O. and King, M. D.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 20673–20696, doi:10.1029/2000JD900282, 2000.
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T., Smirnov, A., Kaufman, Y., King, M., Tanré, D., and Slutsker, I.: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590–608, 2002.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Bernsten, T., Betts, R. A., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., and Van Dorland, R.: Changes in Atmospheric Constituents and Radiative Forcing. Chapter 2 of the Climate Change 2007: The Physical Science Basis, IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change Book, Cambridge University Press, United Kingdom, ISSN 978-0-521-88009-1, 2007.
- Haywood, J.: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review, *Rev. Geophys.*, 38, 513–543, doi:10.1029/1999RG000078, 2000.
- Holben, B.: AERONET – A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, *Remote Sens. Environ.*, 66, 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5, 1998.
- INPE-PRODES: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais: Projeto Prodes Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por

- Satélite (<http://www.obt.inpe.br/prodes>), 2012.
- Kaufman, Y. J., Holben, B. N., Tanré, D., Slutsker, I., Smirnov, A., and Eck, T. F.: Will aerosol measurements from Terra and Aqua polar orbiting satellites represent the daily aerosol abundance and properties?, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3861–3864, 2000.
- Koren, I., Martins, J. V., Remer, L. A., and Afargan, H.: Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon, *Science*, 321, 946–949, 2008.
- Levy, R. C., Remer, L. A., Martins, J. V., Kaufman, Y. J., Plana-Fattori, A., Redemann, J., and Wenny, B.: Evaluation of the MODIS Aerosol Retrievals over Ocean and Land during CLAMS, *J. Atmos. Sci.*, 35, 675–992, 2005.
- Levy, R. C., Remer, L. A., Mattoo, S., Vermote, E. F., and Kaufman, Y. J.: Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance, *J. Geophys. Res.*, 112, 1–21, doi:10.1029/2006JD007811, 2007.
- Lewis, P. and Barnsley, M. J.: Influence of the sky radiance distribution on various formulations of the earth surface albedo, *Proc. Conf. Phys. Meas. Sign. Remote Sen.*, Val d'Isere, France, 707–715, 1994.
- Li, X., Christopher, S. A., Chou, J., and Welch, R. M.: Estimation of Shortwave Direct Radiative Forcing of Biomass-Burning Aerosols Using New Angular Models, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 2278–2291, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<2278:EOSDRF>2.0.CO;2, 2000.
- Loeb, N. G., Kato, S., Loukachine, K., and Manalo-Smith, N.: Angular Distribution Models for Top-of-Atmosphere Radiative Flux Estimation from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System Instrument on the Terra Satellite. Part I: Methodology, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 22, 338–351, doi:10.1175/JTECH1712.1, 2005.
- Loeb, N. G., Kato, S., Loukachine, K., Manalo-Smith, N., and Doelling, D. R.: Angular Distribution Models for Top-of-Atmosphere Radiative Flux Estimation from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System Instrument on the Terra Satellite. Part II: Validation, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 24, 564–584, doi:10.1175/JTECH1983.1, 2007.
- Loveland, T. R. and Belward, A. S.: The IGBP-DIS global 1 km land cover data set, DISCover: First results, *Int. J. Remote Sens.*, 18, 3289–3295, doi:10.1080/014311697217099, 1997.
- Lucht, W., Schaaf, C. B., and Strahler, A. H.: An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 38, 977–998, doi:10.1109/36.841980, 2000.
- Martin, S. T., Andreae, M. O., Althausen, D., Artaxo, P., Baars, H., Borrmann, S., Chen, Q., Farmer, D. K., Guenther, A., Gunthe, S. S., Jimenez, J. L., Karl, T., Longo, K., Manzi, A., Müller, T., Pauliquevis, T., Petters, M. D., Prenni, A. J., Pöschl, U., Rizzo, L. V., Schneider, J., Smith, J. N., Swietlicki, E., Tota, J., Wang, J., Wiedensohler, A., and Zorn, S. R.: An overview of the Amazonian Aerosol Characterization Experiment 2008 (AMAZE-08), *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11415–11438, doi:10.5194/acp-10-11415-2010, 2010a.
- Martin, S. T., Andreae, M. O., Artaxo, P., Baumgardner, D., Chen, Q., Goldstein, A. H., Guenther, A. B., Heald, C. L., Mayol-Bracero, O. L., McMurry, P. H., Pauliquevis, T., Pöschl, U., Prather, K. A., Roberts, G. C., Saleska, S. R., Silva Dias, M. A., Spracklen, D. V., Swietlicki, E., and Trebs, I.: Sources and Properties of Amazonian Aerosol Particles, *Rev. Geophys.*, 48, RG2002, doi:10.1029/2008RG000280, 2010b.
- McCormick, R. A. and Ludwig, J. H.: Climate modification by atmospheric aerosols, *Science*, 156, 1358–1359, 1967.
- Mitchell Jr., J. M.: The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the Earth's surface, *J. Appl. Meteorol.*, 10, 703–714, 1971.
- Oliveira, P. H. F., Artaxo, P., Pires Jr., C., Lucca, S., Procópio, A., Holben, B., Schafer, J., Cardoso, L. F., Wofsy, S. C., and Rocha, H. R.: The effects of biomass burning aerosols and clouds on the CO<sub>2</sub> flux in Amazonia, *Tellus B*, 59B, 338–349, doi:10.1111/j.1600-0889.2007.00270.x, 2007.
- Patadia, F., Gupta, P., Christopher, S. A., and Reid, J. S.: A multi-sensor satellite-based assessment of biomass burning aerosol radiative impact over Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 113, D12214, doi:10.1029/2007JD009486, 2008.
- Procopio, A. S., Remer, L. A., Artaxo, P., Kaufman, Y., and Holben, B. N.: Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2265–2270, doi:10.1029/2003GL018063, 2003.
- Procopio, A., Artaxo, P., Kaufman, Y., Remer, L., Schafer, J., and Holben, B.: Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03108–L03112, doi:10.1029/2003GL018646, 2004.
- Pöschl, U., Martin, S. T., Sinha, B., Chen, Q., Gunthe, S. S., Huffman, J. A., Borrmann, S., Farmer, D. K., Garland, R. M., Helas, G., Jimenez, J. L., King, S. M., Manzi, A., Mikhailov, E., Pauliquevis, T., Petters, M. D., Prenni, A. J., Roldin, P., Rose, D., Schneider, J., Su, H., Zorn, S. R., Artaxo, P., and Andreae, M. O.: Rainforest aerosols as biogenic nuclei of clouds and precipitation in the Amazon, *Science*, 329, 1513–1516, doi:10.1126/science.1191056, 2010.
- Remer, L. A. and Kaufman, Y. J.: Aerosol direct radiative effect at the top of the atmosphere over cloud free ocean derived from four years of MODIS data, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 237–253, doi:10.5194/acp-6-237-2006, 2006.
- Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Tanré, D., Mattoo, S., Chu, D. A., Martins, J. V., Li, R. R., Ichoku, C., Levy, R. C., Kleidman, R. G., Eck, T. F., Vermote, E., and Holben, B. N.: The MODIS aerosol algorithm, products and validation, *J. Atmos. Sci.*, 62, 947–973, 2005.
- Ricchiuzzi, P., Yang, S., Gautier, C., and Sowle, D.: SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 2101–2114, 1998.
- Rosenfeld, D. and Lensky, I. M.: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 2457–2476, 1998.
- Ross, J., Hobbs, P., and Holben B.: Radiative characteristics of regional hazes dominated by smoke from biomass burning in Brazil: Closure tests and direct radiative forcing, *J. Geophys. Res.*, 103, 31925–31941, 1998.
- Schaaf, C. B., Gao, F., Strahler, A. H., Lucht, W., Li, X., Tsang, T., Strugnell, N. C., Zhang, X., Jin, Y., Muller, J.-P., Lewis, P., Barnsley, M., Hobson, P., Disney, M., Dunderdale, M., Doll, C., d'Entremont, R. P., Hu, B., Liang, S., Privette, J. L., and Roy, D.: First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS, *Remote Sens. Environ.*, 83, 135–148, doi:10.1016/S0034-4257(02)00091-3, 2002.

- Schafer, J. S., Eck, T. F., Holben, B. N., Artaxo, P., and Duarte, A.: Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in Amazonia from long term AERONET monitoring (1993–1995; 1999–2006), *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D04204, doi:10.1029/2007JD009319, 2008.
- Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Chatenet, B., and Pinker, R. T.: Diurnal variability of aerosol optical depth observed at AERONET (Aerosol Robotic Network) sites, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 28–31, doi:10.1029/2002GL016305, 2002.
- Smith, G. L.: Effects of time response on the point spread function of a scanning radiometer, *Appl. Opt.*, 33, 7031–7037, 1994.
- Stamnes, K., Tsay, S. C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K.: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Opt.*, 27, 2502–2509, 1988.
- Ten Hove, J. E., Remer, L. A., Correia, A. L., and Jacobson, M. Z.: Recent shift from forest to savanna burning in the Amazon Basin observed by satellite, *Environ. Res. Lett.*, 7, 024020, doi:10.1088/1748-9326/7/2/024020, 2012.
- Twomey, S.: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149–1152, 1977.
- Vermote, E. F. and Vermeulen, A.: Atmospheric correction algorithm: Spectral reflectance (MOD09), MODIS algorithm technical background document, version 4.0, University of Maryland, Department of Geography, 1999.
- Wielicki, B. A., Barkstrom, B. R., Harrison, E. F., Lee, R. B., Smith, G. L., and Cooper, J. E.: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth observing system experiment, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 853–868, 1996.
- Yamasoe, M. A., von Randow, C., Manzi, A. O., Schafer, J. S., Eck, T. F., and Holben, B. N.: Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1645–1656, doi:10.5194/acp-6-1645-2006, 2006.
- Zhang, J. and Christopher, S. A.: Longwave radiative forcing of Saharan dust aerosols estimated from MODIS, MISR, and CERES observations on Terra, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2188, doi:10.1029/2003GL018479, 2003.
- Zhang, J., Christopher, S. A., and Remer, L.: Shortwave aerosol radiative forcing over cloud-free oceans from Terra: 2. Seasonal and global distributions, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S24, doi:10.1029/2004JD005009, 2005.
- Zhang, Y., Fu, R., Yu, H., Qian, Y., Dickinson, R., Silva Dias, M. A. F., da Silva Dias, P. L., and Fernandes, K.: Impact of biomass burning aerosol on the monsoon circulation transition over Amazonia, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L10814, doi:10.1029/2009GL037180, 2009.
- Zhang, Y., Yu, H., Eck, T. F., Smirnov, A., Chin, M., Remer, L. A., Bian, H., Tan, Q., Levy, R., Holben, B. N., and Piazzolla, S.: Aerosol daytime variations over North and South America derived from multiyear AERONET measurements, *J. Geophys. Res.*, 117, 1–13, doi:10.1029/2011JD017242, 2012.



D. Artigo aceito para publicação  
: “Atmospheric aerosols in  
Amazonia and land use  
change: from natural  
biogenic to biomass burning  
conditions”

Artaxo, Paulo; Rizzo, Luciana V.; Brito, Joel F.; Barbosa, Henrique  
M. J.; Arana, Andrea; **Sena, Elisa T.**; Cirino, Glauber G.; Martin,  
Scot T. and Andreae, Meinrat O.

Faraday Discussions, 2013





Manuscript submitted for publication in Faraday Discussions May 20, 2013

# Atmospheric aerosols in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions

Paulo Artaxo<sup>1</sup>, Luciana V. Rizzo<sup>2</sup>, Joel F. Brito<sup>1</sup>, Henrique M. J. Barbosa<sup>1</sup>, Andrea Arana<sup>1</sup>, Elisa T. Sena<sup>1</sup>, Glauber G. Cirino<sup>3</sup>, Wanderlei Bastos<sup>4</sup>, Scot T. Martin<sup>5</sup>, Meinrat O. Andreae<sup>6</sup>.

<sup>1</sup> Institute of Physics, University of São Paulo, Rua do Matão, Travessa R, 187. CEP 05508-090, São Paulo, S.P., Brazil.

<sup>2</sup> Department of Earth and Exact Sciences, Institute of Environmental, Chemical and Pharmaceutics Sciences, Federal University of São Paulo, UNIFESP - Campus Diadema, Rua Prof. Artur Riedel, 275, CEP 09972-270, Diadema - São Paulo, Brazil.

<sup>3</sup> INPA – Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Av. André Araújo, 2.936 - CEP 69067-375, Manaus, Brazil.

<sup>4</sup> Laboratório de Biogeoquímica Ambiental Wolfgang C. Pfeiffer, Universidade Federal de Rondônia - UNIR, Rondônia, Brazil.

<sup>5</sup> School of Engineering and Applied Sciences and Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, 29 Oxford St., Pierce Hall, Cambridge, Massachusetts, 02138, USA

<sup>6</sup> Biogeochemistry Department, Max Planck Institute for Chemistry, P.O. Box 3060, 55020 Mainz, Germany.

Keywords: Aerosol particles, Amazonia, biosphere-atmosphere interactions, biomass burning.

Corresponding author email: [artaxo@if.usp.br](mailto:artaxo@if.usp.br).

## Abstract

In the wet season, a large portion of the Amazon region constitutes one of the most pristine continental areas, with very low concentrations of atmospheric trace gases and aerosol particles. However, land use change modifies the biosphere-atmosphere interactions in such a way that key processes that maintain the functioning of Amazonia are substantially altered. This study presents a comparison between aerosol properties observed at a preserved forest site in Central Amazonia (TT34 North of Manaus) and at a heavily biomass burning impacted site in southwestern Amazonia (PVH, close to Porto Velho). Amazonian aerosols were characterized in detail, including aerosol size distributions, aerosol light absorption and scattering, optical depth and aerosol inorganic and organic composition, among others properties.

The central Amazonia site (TT34) showed low aerosol concentrations ( $PM_{2.5}$  of  $1.3 \pm 0.7 \mu\text{g m}^{-3}$  and  $3.4 \pm 2.0 \mu\text{g m}^{-3}$  in the wet and dry seasons, respectively), with a median particle number concentration of  $220 \text{ cm}^{-3}$  in the wet season and  $2,200 \text{ cm}^{-3}$  in the dry season. At the impacted site (PVH), aerosol loadings were one order of magnitude higher ( $PM_{2.5}$  of  $10.2 \pm 9.0 \mu\text{g m}^{-3}$  and  $33.0 \pm 36.0 \mu\text{g m}^{-3}$  in the wet and dry seasons, respectively). The aerosol number concentration at the impacted site ranged from  $680 \text{ cm}^{-3}$  in the wet season up to  $20,000 \text{ cm}^{-3}$  in the dry season. An aerosol chemical speciation monitor (ACSM) was deployed in 2013 at both sites, and it shows that organic aerosol account to 81% to the non-refractory  $PM_1$  aerosol loading at TT34, while biomass burning aerosols at PVH shows a 93% content of organic particles. Three years of filter-based elemental composition measurements shows that sulphate at the impacted site decreases, on

average, from 12% of  $PM_{2.5}$  mass during the wet season to 5% in the dry season. This result corroborates the ACSM finding that the biomass burning contributed overwhelmingly to the organic fine mode aerosol during the dry season in this region. Aerosol light scattering and absorption coefficients at the TT34 site were low during the wet season, increasing by a factor of 5, approximately, in the dry season due to long range transport of biomass burning aerosols reaching the forest site in the dry season. Aerosol single scattering albedo (SSA) ranged from 0.84 in the wet season up to 0.91 in the dry. At the PVH site, aerosol scattering coefficients were 3 to 5 times higher in comparison to the TT34 site, an indication of strong regional background pollution, even in the wet season. Aerosol absorption coefficients at PVH were about 1.4 times higher than at the forest site. Ground-based SSA at PVH was around 0.92 year round, showing the dominance of scattering aerosol particles over absorption, even for biomass burning aerosols.

Remote sensing observations from six AERONET sites and from MODIS since 1999, provides a regional and temporal overview. Aerosol Optical Depth (AOD) at 550 nm of less than 0.1 is characteristic of natural conditions over Amazonia. At the perturbed PVH site,  $AOD_{550}$  values greater than 4 were frequently observed in the dry season. Combined analysis of MODIS and CERES showed that the mean direct radiative forcing of aerosols at the top of the atmosphere (TOA) during the biomass burning season was  $-5.6 \pm 1.7 \text{ Wm}^{-2}$ , averaged over whole Amazon Basin. For high AOD (larger than 1) the maximum daily direct aerosol radiative forcing at the TOA was as high as  $-20 \text{ Wm}^{-2}$  locally. This change in the radiation balance caused increases in the diffuse radiation flux, with an increase of Net Ecosystem Exchange (NEE) of 18-29% for high AOD. From this analysis, it is clear that land use change in Amazonia shows alterations of many atmospheric properties, and these changes are affecting the functioning of the Amazonian ecosystem in significant ways.

## **1 - Introduction**

Amazonia is an excellent laboratory to study atmospheric processes that are characteristic of natural conditions, as they existed prior to the impact of industrialization on the regional and global atmosphere (Andreae et al., 2007). The strong coupling between the atmosphere and the forest can be seen as characteristic of conditions before large-scale deforestation changed land use in Europe, North America, and other regions. Furthermore, the region sustain a strong hydrological cycle that is maintained by large water vapour emissions from the forest as well as cloud condensation nuclei (CCN) produced from forest emissions (Silva Dias et al., 2002, Betts et al., 2004), and one important location of deep tropical convection. However, the vast forest-river system of Amazonia is changing due to expansion and intensification of agriculture, logging, and urban footprints (Soares-Filho et al., 2006). Indications that the hydrological cycle in Amazonia is being intensified in the last two decades add a key issue in the changes in Amazonia (Gloor et al., 2013). Recently two strong droughts in 2005 and 2010 have received attention (Marengo et al., 2008, 2011), as potential indicators of increase in climate extremes in Amazonia that feedbacks in the forest carbon processing (Davidson et al., 2012).

The Brazilian Amazon extends over about 5.5 million  $\text{km}^2$ , corresponding to 61% of the area of the country of Brazil. Deforestation has changed about 18% of the original forest area, mostly in southern and western Amazonia (Ometo et al., 2005). The forests and soils of the Amazon basin also store a large amount of organic carbon (around 200 Pg C), which may potentially be released to the atmosphere through forest to pasture conversion or logging or because of biome changes (Malhi et al., 2008). The river system is responsible for about 20 % of the world's freshwater discharge, and this forest-river system is vulnerable to climate change (Nobre et al., 2009). In

addition, responses and feedbacks of this biome to changes in climate and land-use could affect regional and global climate (Davidson et al., 2012, Huntingford et al., 2013).

Human activities in Amazonia over the last 50 years have had a significant impact on a considerable part of the region, especially along the southern perimeter (Artaxo et al., 1990). A recent steep decline in annual deforestation rates in the Brazilian Amazon from 27,800 km<sup>2</sup> yr<sup>-1</sup> in 2004 to 4,660 km<sup>2</sup> yr<sup>-1</sup> in 2012 is recorded in the time series shown in Figure 1, as measured by the PRODES (Projeto de Monitoramento do Desflorestamento na Amazônia Legal) program from INPE (The Brazilian National Institute for Space Research) for the Brazilian Amazon. The reduction from 2004 to 2012 observed in Figure 1 is an impressive achievement, but there are questions if this relatively recent low deforestation rates can be maintained over the next decades (Davidson et al., 2012), because of socio-economic pressures as well as a result of a changing global climate (Huntingford et al., 2013, Artaxo et al., 2010). The dominant factors of public policies, climate, economic issues, and so forth that successfully contributed to the reduction of deforestation rates in recent years have not been fully dissected. There is also increased uncertainty over the sensitivity of carbon storage in the tropics to climate warming, increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations, and tropical temperature anomalies (Cox et al., 2013).

The large carbon stock of Amazonia is sensitive to processes that alter precipitation and radiation. The two large droughts of 2005 and 2010 (Marengo et al., 2008, 2011) released large amounts of carbon to the atmosphere, indicating a high sensitivity of this system to altered conditions. High concentrations of aerosol particles in the atmosphere due to biomass burning decrease the amount of photosynthetically radiation to varying canopy levels, affecting sensible and latent heat fluxes at the surface (Yamasoe et al., 2006). The changes in radiation flux due to aerosol and clouds and in the ratio of diffuse to direct radiation have large impact of Net Ecosystem Exchange (NEE), with an enhancement in carbon uptake of 18-29% (Oliveira et al., 2007) for AOD (Aerosol Optical Depth) changes from 0.1 to 1. At the Tapajos National Forest (FLONA-Tapajos, Santarem-PA), an increase in carbon uptake was mostly attributed to the increased diffuse radiation in the sub-canopy layer (Doughty et al., 2010). On the other hand, for very large aerosol loadings (AOD>2 at 550 nm), NEE decreases significantly, indicating the large impact of aerosols on ecosystem functioning (Oliveira et al., 2007). Studies of effects of aerosol particles on changes in cloud properties and precipitation were the focus of several previous studies in Amazonia (Andreae et al., 2004, Koren et al., 2004, 2005, Pöschl et al., 2010, Prenni et al., 2009).

The Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) is a long term multinational, interdisciplinary research program, led by Brazil through its Ministry of Science and Technology and operated by INPA (The Brazilian National Institute for Amazonian Research) (Davidson and Artaxo, 2004). The focus of LBA is to understand how Amazonia functions as a regional entity in the Earth system and how on-going changes in land use and climate are affecting the Amazonian ecosystem (Nobre et al., 2009). LBA seeks to supply a scientific basis for addressing the sustainability of development in the region through an interdisciplinary scientific agenda, which spans the fields of physical climate, hydrology, biogeochemistry, ecology, economics, and human dimensions of land-use change. The integrated understanding of these complex issues requires understanding its underlying spatial and temporal heterogeneity, as related to climate, rivers, soils, vegetation, and land-use drivers across the Basin. The Amazon forest is heterogeneous and complex, and it is essential to have a comprehensive scientific understanding of the feedbacks among climate, atmospheric composition, land-use, fire, and the socio-economic drivers (Davidson et al., 2012). Atmospheric studies over the Amazonian Basin started in the 1980's with the Brushfire experiment (Crutzen et al., 1985), and the ABLE-2A (Amazon Boundary Layer Experiment 2A) and 2B campaigns (Harriss et al., 1988, 1990, Andreae et al., 1988), followed

by several integrated experiments such as LBA-EUSTACH (Andreae et al., 2002), LBA-CLAIRE (Formenti et al., 2001), AMAZE-08 (Martin et al., 2010b), and others. In general, these studies addressed one or both topics: (1) biomass burning emissions and effects and (2) emissions and reactivity of natural trace gases and biogenic particles.

In the Amazon, fires are almost exclusively caused by humans, and occurrences of natural fires are rare events because of the high precipitation rates even in the dry season (Crutzen and Andreae, 1990, Bowman et al., 2009). Fires have been routinely used as a clearing tool during the dry season, in preparation for agricultural fields after a forested patch has been slashed down, or conversion from crops to pasture for cattle grazing. As the amount of precipitation is high, making it difficult to burn the forest, farmers cut down the forest in the end of the wet season (May-June) and let the wood and slash dry until September in order to clear the land for agricultural or pasture use. Every year from September to November, large amounts of smoke can be easily observed using remote sensing observations (Andreae, 1993), mainly in the region called “arc of deforestation” in the southern part of Amazonia, a region where the tropical rainforest is close to more densely populated areas (Fuzzi et al., 2007). The smoke plume extends over millions of km<sup>2</sup>, ultimately covering large areas of South America, with significant impacts extending far from the Amazonian region (Andreae et al., 2001, 2004, Freitas et al., 2005, Artaxo et al., 1988, 2002). In particular, the effects of biomass-burning aerosol particles on human health, such as increased incidences of morbidity, mortality, and asthma, are significant in the deforestation arc (Ignotti et al., 2010). Many studies in the last few years have analysed the role of aerosol particles in cloud development and suppression in Amazonia (Feingold et al., 2005, Koren et al., 2004, 2005), showing that as pristine conditions have quite low CCN concentrations and high water vapour, any increase in CCN numbers can affect significantly cloud development and invigoration (McFiggans et al., 2006).

Aerosol mass spectrometry is a powerful tool for characterizing aerosols and its atmospheric processing. In AMAZE-08 (Amazonian Aerosol Characterization Experiment-2008), an Aerodyne high-resolution time-of-flight aerosol mass spectrometer (HR-ToF-AMS) was used for the first time in South America; it was applied to the characterization of Amazonian organic aerosols at a time resolution of better than 5 min (Chen et al., 2009; Pöschl et al., 2009; Martin et al., 2010b). Prior to the AMAZE-08 campaign, the contribution of primary biogenic aerosols to the accumulation mode was less well characterized than that to the coarse mode (Elbert et al., 2007). Given that Amazonian aerosols have primary and secondary contributions, marker signals were sought in the collected AMS data. The results showed that primary aerosols in Amazonia consist of carbohydrates, waxes, etc. from biogenic debris, whereas secondary aerosols are oxidation products of isoprene, terpenes, and other VOCs. Furthermore, the mass spectral data were also able to identify time periods influenced by African aerosol advection. During clean periods, the mass spectra showed the submicron aerosol composition to be dominated by 90% organic matter and 10% sulphate, at average mass concentrations of 0.6 µg m<sup>-3</sup>. The oxygen-to-carbon (O:C) ratio was 0.42. When influenced by African emissions, the average composition changed to 75% organic and 25% sulphate, with mass concentration of 0.9 µg m<sup>-3</sup> and O:C of 0.49. The study concluded that submicron aerosol in the wet season of Amazonia was largely dominated by secondary organic aerosol related to gaseous BVOC emissions from the forest flora. Furthermore, Pöhlker et al. 2009, added the finding that potassium is present in more than 90% of particles larger than 20 nm, again showing the importance of forest emissions on SOA formation in the Amazonian atmosphere, and the strong coupling between the biology of the forest and atmospheric composition (Pöschl et al., 2010).

In pristine regions of Amazonia, the biology of the forest has close links with atmospheric aerosol and trace gases (Artaxo and Hansson, 2005, Pöhlker et al., 2012, Pöschl et al., 2012, Martin

et al., 2010a). Ground based microorganisms could play a role in cloud process in Amazonia (Ekström et al., 2010), since strong convection can transport biogenic particles to the altitudes of cloud formation. Fungi and other primary biological particles also play a role in aerosol organic components in Amazonia (Elbert et al., 2007). Biomass burning and land use change interfere with the natural cycles and feedbacks. To better understand the effects of these changes, it is important to characterize physically and chemically the aerosol population in Amazonia, aiming to identify trends over time and landscape. Forest VOCs emissions (Claeys et al., 2000, Karl et al., 2007, 2009) that through atmospheric photo-oxidation chemistry produce most of the secondary organic aerosol (SOA) in the fine mode over Amazonia (Karl et al., 2007, 2009, Kuhn et al., 2007, Ebben et al., 2011, 2012). Primary biogenic aerosols dominate the coarse mode particles showing the very close relationship between vegetation and aerosol concentrations and composition in Amazonia (Artaxo and Hansson 1995, Martin et al., 2010b, Huffman et al., 2012, Pöschl et al., 2010).

This paper presents a perspective and analysis of the effects of land use change on atmospheric properties in Amazonia on a long-term basis. Sampling of trace gases and aerosols was performed for 3 years continuously in two locations: a preserved forest site in central Amazonia (TT34) and a biomass burning impacted site in South western Amazonia (PVH), where land use change has been a strong process since the 1980s. Trace gases and aerosol properties were analysed at these two sites from 2008 to 2012. Large inter annual variability in climatic conditions in Amazonia makes long term studies necessary. Also, the effects of changing aerosol loading in the atmosphere were analysed in two aspects: changes in radiative forcing as well as changes in carbon uptake due to increases in diffuse radiation associated with increased aerosol loading.

## **2 - Experimental**

### **2.1 - Sampling sites**

Amazonia is a continental scale region, with most of the land use change occurring in the southern part of the Basin (Figure 2). The in situ trace gas and aerosol measurements reported here were taken at two sites: one at a preserved forest area in central Amazonia (named TT34 site hereafter), and the other at a biomass burning impacted area in south western Amazonia (named PVH hereafter).

The first site (TT34) is representative of near-pristine conditions during the wet season. In this area, from the point of view of aerosol properties, the wet season corresponds to the period Jan-Jun, whereas the dry season corresponds to Jul-Dec (Rizzo et al., 2013). This forest site is located 60 km northwest to Manaus urban area, a fast developing city with a population of about 2 million people. Observations were taken at the TT34 tower located at the ZF2 Ecological Station (2.59°S, 60.21°W, 110 m asl), where aerosols and trace gases were measured almost continuously from February 2008 to June 2011. This site is within the INPA (Brazilian National Institute for Amazonian Research) Cuieiras forest reserve. No biomass burning occurs in the reservation or close to the site. Most of the time, the prevailing trade winds blow over vast expanses of intact tropical forest before reaching the measurement tower. However, as will be further discussed, the site was affected by regional transport of pollutants, most of it from long-range transported biomass burning emissions. All measurements were taken under dry conditions (RH 30–40%) by use of an automatic diffusion dryer in the sampling line (Tuch et al., 2009). An inlet with 50% aerodynamic cut-off of 7  $\mu\text{m}$  was used for sampling. Inlet lines ran from the measurement level

(39 m agl, about 10 m above the canopy height) to an air-conditioned container at ground level. Housing for the researchers and a diesel generator that provided the power supply were located respectively 0.33 km and 0.72 km to the west of the sampling site (downwind). A detailed description of the ZF2 TT34 tower measurement site and surrounding area can be found in Martin et al. (2010b).

The second site (PVH) is located near Porto Velho city, the capital of the state of Rondônia. The sampling site was located in an area of mixed forest and open vegetation in an ecological reservation about 5 km NE (upwind) from the city (8.69°S, 63.87°W). The whole region of Rondônia has been under the effect of land use change since the 1980s. Most of the measurements were taken under relatively dry conditions (RH < 50%) by use of diffusion dryers. An inlet having a 50% aerodynamic cut-off of 10 µm was used for sampling. Inlet lines ran from the measurement level (5 m agl) to an air-conditioned house. This site represents large land use changes and associated regional biomass burning as characteristic of Amazonia in contact with human interferences. At the PVH site, the dry season is from June to December, and the wet season from January to May.

Adding to the ground based in situ measurements, remote sense data from the NASA/AERONET sunphotometers network and from the MODIS satellite sensor were also analysed. Reported AOD observations from AERONET are level 2.0, and data were taken from two sites in southern Amazonia (same region as the PVH site): Abracos Hill (10S;62W) and Ji-Parana-SE (10S;61W), and from two sites in central Amazonia (same forest reservation as the TT34 site): Balbina (1S;59W), and Manaus-EMBRAPA (2S;59W). AOD observations from MODIS were integrated for an area with 40 km radius around the AERONET measurement sites. MODIS and AERONET data between 1999 and 2012 are presented in this paper.

## 2.2 – Instrumentation

Measurements of aerosol particle number size distribution, number concentration, mass and elemental composition were made. Two fine mode mobility particle size spectrometers (10–500 nm) were used interchangeably: a TSI-3080 SMPS (Scanning Mobility Particle Sizer) and a custom-made SMPS designed at Lund University according to EUSAAR (European Supersites for Atmospheric Aerosol Research) standards (Wiedensohler et al., 2012). Particle number concentrations were measured using condensation particle counters (TSI CPC models 3010, 3785, 3772). Stacked Filter Units (SFU) (Hopke et al., 1997) fitted with PM10 inlets were used to collect fine mode ( $D_p < 2.0 \mu\text{m}$ ) and coarse mode ( $2.0 < D_p < 10.0 \mu\text{m}$ ) aerosols, with integrating periods ranging from 2 to 5 days depending on the aerosol loading. Fine and coarse mode Nuclepore filters were analysed for particulate mass, following the measurement protocol of the US Environmental Protection Agency for weighing filters, in a controlled atmosphere at 35% RH and 20°C. Equivalent black carbon concentration ( $BC_e$ ) was measured in the fine and coarse mode from Nuclepore filters, using an optical reflectance method calibrated with Monarch black carbon standards. About 25 trace elements were measured using X-ray fluorescence analysis with a Pan Analytical Epsilon 5 X-ray spectrometer. Precision for elemental composition was 10% for most of the measured elements, increasing to 20% for elements close to the detection limits. Ozone mixing ratios were measured with Thermo Environment 49i ozone monitors, while CO was measured with a Picarro analyser model G2301. The zero point of the instruments was checked on a weekly basis.

An Aerodyne Research Aerosol Chemical Speciation Monitor (ACSM; Ng et al., 2011) was deployed at the TT34 (central Amazonia) and PVH (Porto Velho) sites. The ACSM is a compact version of the Aerodyne's Aerosol Mass Spectrometer (Jayne et al., 2000), designed to characterize and monitor, under routine stable operation, the mass and chemical composition of

non-refractory submicron particulate matter. Under ambient conditions, mass concentrations of particulate organics, sulphate, nitrate, ammonium, and chloride were obtained with a detection limit  $< 0.2 \mu\text{g m}^{-3}$  for 30 min of signal averaging. Due to the high concentration of organics relative to sulphate, nitrate, chloride and ammonium, especially when sampling strongly biomass burning impacted air masses, corrections to the instrument chemical assignment were performed according to Bae et al. (2007) and Akagi et al. (2012).

Aerosol particle scattering coefficients were measured using three-wavelength integrating nephelometers (TSI-3563 and Ecotech Aurora 3000) (Anderson et al., 1996). The instruments were calibrated periodically using filtered air and  $\text{CO}_2$ . Data were corrected for truncation errors according to Anderson and Ogren (1998). Aerosol particle absorption was measured using MAAP absorption photometers (MultiAngle Absorption Photometry – Thermo Inc., Model 5012) (Petzold et al., 2005). The MAAP reports equivalent black carbon ( $\text{BC}_e$ ) concentrations at 637 nm, which were converted to absorption coefficients assuming a mass absorption coefficient of  $6.6 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ . A 5% correction was applied to the data to account for an adjustment of wavelength. Pressure and temperature measured inside the Nephelometer were used for adjusting scattering and absorption coefficients to 1013 mbar and  $0^\circ\text{C}$ .

### 3 - Aerosol mass, black carbon and elemental composition in Amazonia

Long-term fine and coarse mode aerosol collection with filters allows obtaining mass concentration, black carbon and trace elements, indicating aerosol sources and processes. Figure 3 shows the time series of fine and coarse mode aerosol mass concentrations at the TT34 forest site from 2008 to 2012. The fine mode concentration in the wet season is quite low ( $1.3 \pm 0.7 \mu\text{g m}^{-3}$ ), and even dry season values at an average of  $3.4 \pm 2.0 \mu\text{g m}^{-3}$  is a low concentration for  $\text{PM}_{2.5}$ . The mass concentration of coarse mode aerosols, essentially containing biogenic and soil dust aerosols, do not have a strong seasonal dependence, with an average mass concentration of  $4.8 \pm 2.3 \mu\text{g m}^{-3}$ . These values are in agreement with previous observations in a location close to TT34 (Balbina, ZF2), between 1998 and 2005 (Martin et al., 2010a). No trends in aerosol mass concentrations can be observed in the preserved central Amazonia. The concentrations of equivalent black carbon at the TT34 site have a pronounced seasonal behaviour (Figure 4), with increased concentrations from August to December due to long-range transport of biomass burning aerosol. There is also a small absorption component in the coarse mode aerosol (average  $45 \pm 21 \text{ ng m}^{-3}$ ) due to the absorption characteristics of natural biogenic aerosol particles. The average equivalent  $\text{BC}_e$  fraction in fine mode aerosol is about 7% in central Amazonia, constant for the dry and wet seasons. Table 1 summarizes the average values for aerosol mass and  $\text{BC}_e$  concentrations for fine and coarse mode aerosols for the TT34 central Amazonia site.

Figure 5 shows the time series of fine and coarse mode aerosol mass concentrations at the PVH site from 2009 to 2012. In 2010, a strong drought in Amazonia significantly increased the smoke emissions from biomass burning (Figure 5) (Lewis et al., 2011). The increase in  $\text{BC}_e$  concentrations in 2010 was likewise significant, as can be seen in Figure 6 showing the time series of  $\text{BC}_e$  concentrations at the PVH site from 2009 to 2012.  $\text{BC}_e$  concentrations in the fine mode as high as  $22 \mu\text{g m}^{-3}$  were observed. This plot shows the effects of strong droughts in changing atmospheric properties Amazonia. The years of 2009, 2011, and 2012, with usual amounts of precipitation in the region, had  $\text{BC}_e$  fine mode concentrations of 2 to  $4 \mu\text{g m}^{-3}$ . As a matter of comparison, Artaxo et al. (2002) reported an average fine  $\text{BC}_e$  concentration of  $1.8 \mu\text{g m}^{-3}$  at a nearby site (Jaru ecological reserve, in the Rondônia state) in the dry season of 1999. Table 2 shows the average fine and coarse mode mass and  $\text{BC}_e$  concentrations at the PVH site. Compared

to the TT34 site, we observe that the average fine mode concentration increases by a factor of 10 in the dry season and by a factor of 3 in the wet season, indicating that even in the absence of large scale biomass burning, land use change increases fine mode aerosol concentrations at the impacted southern Amazonia site.

Sources and atmospheric processes influence the aerosol elemental composition. Therefore, it is expected to observe significant differences in aerosol composition depending on land use change and season. In Amazonia, the inorganic component typically constitutes 10 to 20% of the fine mode mass, and about 10% of the coarse fraction mass (e.g., Martin et al., 2010a). Table 1 and Table 2 show the average aerosol elemental concentrations respectively for TT34 and PVH sites, for dry and wet seasons. In the wet season at the TT34 forest site, fine mode sulphur concentrations averaged at a low  $74 \pm 45 \text{ ng m}^{-3}$ , increasing by a factor of 2 in the dry season (Table 1). At the PVH site in the dry season, fine mode sulphur is 8 times higher in comparison to the TT34 site (Table 2). Fine mode sulphur levels observed at the PVH site in the dry season agree with previously reported values for the dry season of 1999 at a nearby site in the state of Rondonia ( $529 \text{ ng.m}^{-3}$ , Artaxo et al., 2002). Increased sulphur loading in the dry season is associated with biomass burning emissions. Among inorganic ions, sulphate is the most prominent compound in biomass burning aerosols in Amazonia, according to Yamasoe et al., 2000. Nevertheless, average PVH sulphate contribution to fine mode mass is greater in the wet season (11.5%) in comparison to the dry season (5.2%). This is associated with the fact that fine biomass burning aerosols show a significantly enhanced organic content, as will be discussed on Section 5.

Concentrations of elements associated with industrial and fossil fuel emissions (Cr, V, Mn, Ni, Pb, and others) were typically very low at  $<1 \text{ ng m}^{-3}$  at the TT34 site. At the PVH impacted site, these elements are a bit more abundant, particularly in the dry season. Soil dust associated elements, such as Al, Si, Ti, Fe, had relatively low concentrations at the TT34 forest site ( $<300 \text{ ng.m}^{-3}$ ). This can be explained by the fact that forest soil is covered with a thick layer of plant debris that suppresses local soil dust emission (Artaxo et al., 1994, 1998). The TT34 site receives episodic Sahara dust events during January-May that enhances significantly ground based soil dust elements (Baars et al., 2011, Ansmann et al., 2009). At PVH site in the dry season, soil dust elements in the fine mode are about 8 times higher in comparison to TT34 site. A combination of surrounding pasture landscapes, dryer climate and enhanced convection during the biomass burning season explains the increased mineral dust concentrations observed at the impacted PVH site. In the coarse mode, biological trace elements K, P and Zn (Rizzo et al., 2010, Artaxo and Hansson, 1995) were detected in significant concentrations at both sites. No significant seasonal variation was observed in the concentration of inorganic biogenic tracers, suggesting a rather constant biogenic aerosol contribution along the year. The concentration of biogenic tracers in the coarse mode are increased by a factor of 2 at PVH in comparison to TT34, but the proportion of these elements to the coarse mode mass is similar at both sites.

As expected, differences between the two sites regarding to aerosol mass and composition is most significant during the dry season, since the PVH site receives greater influence of biomass burning emissions. In the wet season, differences in aerosol properties between the sites are smaller. Even though, aerosol total mass and most of elements concentrations are increased by a factor of about 2 at PVH in comparison to TT34 during the wet season, indicating the presence of regional pollution background in southern Amazonia, even in the absence of biomass burning fires.

#### 4 – Aerosol number concentrations and submicrometer size distributions



Aerosols occur in the atmosphere with diameters ranging through several orders of magnitude: from nanometres to tenths of micrometres. Characterization of aerosol size distributions is important because the particle size influence aerosol light scattering and absorption as well as cloud droplet activation and impacts on human health. In Figure 7, we present medians of submicrometer aerosol number size distributions measured at PVH and TT34 sites in 2012 and 2008, respectively for the dry and wet seasons. The integral of the number size distribution curve provides the aerosol number concentration, which increased by a factor of four at both sites from the wet to the dry season. At the TT34 preserved forest site, the median number concentration was  $220 \text{ cm}^{-3}$ , almost a factor of three lower than the wet season at the PVH site ( $680 \text{ cm}^{-3}$ ). This difference can be explained by the increased regional aerosol loading in southern Amazonia, in agreement with the aerosol scattering (cf. Section 6) and mass (cf. Section 3). In the dry season, aerosol number concentrations reached up to  $20,000 \text{ cm}^{-3}$  at PVH, compared to  $2,200 \text{ cm}^{-3}$  at TT34.

In the dry season, the aerosol number size distribution was dominated by the accumulation mode at both sites, corresponding to aged biomass burning aerosols and having mean geometric diameters of 90 nm at PVH and 130 nm at TT34. In the wet season, the accumulation mode and Aitken mode were often separated, showing the so-called Hoppel minimum, separating particles that have been subjected to in-cloud processing from those that have not (Martin et al., 2010a). New particle formation and subsequent growth of ultrafine particles were rarely observed. Nevertheless, bursts of ultrafine particles with diameters in the range 10-40 nm were frequently observed at the TT34 site during the wet season, associated with low aerosol absorption coefficients ( $< 4 \text{ Mm}^{-1}$ ), lower temperatures ( $< 30^\circ\text{C}$ ), and relative humidity above 70%. This result suggests that processes of new particle formation in Amazonia differ from those in coniferous forests of northern Europe (Kulmala et al., 2004, 2011). The coarse mode primary biogenic particles size distribution is centred around 6 micrometres, which is a typical size for primary biological particles such as fungal spores (Huffman et al., 2012, Pöschl et al., 2010).

Aerosol size distribution retrievals from AERONET CIMEL sunphotometers operated in the last 10 years in Amazonia presents a bimodal size distribution shown in Figure 8 for both sites (PVH and TT34) and dry and wet seasons. The accumulation mode median diameter from ground based measurements agree quite well with column integrated values, possibly because strong convection makes enhanced vertical mixing. The coarse mode AERONET size distribution retrievals peak at about 2-3 micrometres (Figure 8). This value is consistent with fluorescent biological aerosol particles (FBAP) number size distribution measurements using UV-APS fluorescence techniques that peaks at  $2.3 \mu\text{m}$  at TT34 site (Huffman et al., 2012).

## 5 – Aerosol mass spectrometry measurements in Amazonia

Aerosol mass spectrometry (AMS) is a valuable tool to measure aerosol composition in real time. ACSMs were recently deployed at the sites in Porto Velho (PVH) and central Amazonia (TT34), with the intention that they begin a multiyear record of data. At the PVH site, the system collected data from 6 to 30 September 2012 during the SAMBBA (South American Biomass Burning Analysis) campaign. This period comprised the transition between the end of the dry season, hereafter named intense biomass burning (BB) period, and the beginning of the wet season for that year (moderate BB period). Based on meteorological data, aerosol composition and optical properties, the date of 25 September was chosen to divide the measurements into distinct periods.

An important parameter retrieved using the AMS/ACSM system is the fraction  $f_{60}$  of the organic signal at  $m/z$  60. Given the fragmentation pattern of levoglucosan, mannosan, galactosan, and other pyrolysis by-products of cellulose in the AMS systems, the intensity of  $f_{60}$  is used as a surrogate for regional biomass burning influence (Capes et al., 2008). An  $f_{60}$  of 0.3% is usually chosen as the threshold value to indicate air masses influenced by BB emissions (Cubison et al., 2011). The aerosol composition for the PVH site is shown in Figure 9. The  $f_{60}$  value during the intense BB period is on average almost twice the value measured during the moderate BB period (1.0% versus 0.6%). During the intense BB period, the PM1 non-refractory aerosol composition is largely dominated by organic substances (92.9%), with sulphate accounting for only 2.5% of aerosol mass. During the moderate BB period, organic substances accounted for 86% and sulphate for 5.9%, at an average concentration of  $4.7 \mu\text{g m}^{-3}$ . At the central Amazonia TT34 site, the first deployment of the ACSM collected data from 21 February to 1 March 2013 (wet season). Submicron aerosol composition at the TT34 site is shown in Figure 10. For the studied period, organic substances comprised 81% of mass and sulphate 8.6%, with an average concentration of  $0.4 \mu\text{g m}^{-3}$ , consistent with values obtained during AMAZE-08 (Chen et al., 2009). The  $f_{60}$  parameter was on average 0.2% during the studied period, indicating the absence of an effect of regional biomass burning. Chen et al. (2009) noted that African biomass burning aerosols are extensively oxidized in long-range transport such that  $f_{60}$  no longer serves as marker signal in this case.

Previously reported organic contributions to submicron non-refractory PM1 composition of biomass/wood burning emissions range from 97.8% (*Pinus ponderosa* smoke, Lewis et al., 2009), 85% (aircraft measurements over West Africa, Capes et al., 2008), 83% (aircraft measurements over boreal forest in North America, Kondo et al., 2011), 60% (aircraft measurements intercepting biomass burning plumes from Russia and Kazakhstan, Kondo et al., 2011), to 42.8% (*Serenoa repens* smoke, Lewis et al., 2009). Considering only ambient measurements, organic substances range from 85% to 60% of  $\text{PM}_{10}$ , with sulphate as high as 30% in the latter case. At the PVH site, biomass burning significantly enhanced the organic content of the fine aerosol to above 90%. The elemental composition results discussed in Section 3 corroborate this high contribution of organic substances and the corresponding relatively low contribution from sulphate for biomass burning in Amazonia. Results listed in Table 2 indicate a contribution of 11.5% by sulphate in  $\text{PM}_{2.5}$  during the wet season and 5.2% on average during the dry season. These changes in aerosol composition have important consequences in many aspects, including the optical properties, as discussed in the following subsection.

## 6 - Aerosol optical properties

Knowledge of aerosol optical properties is important to quantify the direct and indirect effects of aerosols on the radiation balance (Forster et al., 2007, Sena et al., 2012). In addition to the light scattering  $\sigma_s(\lambda)$  and absorption  $\sigma_a(\lambda)$  coefficients, single scattering albedo (SSA) is a critical parameter in the aerosol effects on climate.  $\text{SSA}(\lambda)$  is calculated as the scattering coefficient divided by the extinction coefficient ( $\sigma_e(\lambda) = \sigma_s(\lambda) + \sigma_a(\lambda)$ ); being an intensive aerosol property, it does not depend on particle amount. Figures 11a and 11b show the median diurnal cycles of particle scattering and absorption coefficients at PVH and TT34 sites, distinguishing between dry and wet season. At the PVH site, the diurnal variability was dominated by the boundary layer dynamics: higher coefficients at night when the atmosphere is stable and thin and lower coefficients during the day when the atmosphere is well mixed and dispersion is favoured. This behaviour was similar in both seasons as a result of the regional pollution background observed at

the PVH site all through the year. At the preserved TT34 forest site during the wet season, a different behaviour was observed: the scattering diurnal variability was modulated by the biogenic production of secondary organic aerosols during the day. As discussed in detail by Rizzo et al. (2013), a daytime 20% increase in submicrometer particle diameter was observed, which may cause an increase of 50–70% in the scattering coefficients between 9:00 and 12:00 local time. This feature cannot be seen during the dry season, since the regional transport of biomass burning particles overwhelms the biogenic processes.

Figure 12 shows monthly statistics for aerosol light scattering (550 nm), absorption (637 nm), and SSA (637 nm). There is an enhancement by a factor of 10 in  $\sigma_s$  at PVH compared to TT34 for both dry and wet season. This enhancement is another indication that land use change in southern Amazonia is increasing the regional aerosol loading, even in the wet season when biomass burning is suppressed. Concerning aerosol absorption, the difference between Porto Velho and central Amazonia is much smaller throughout the year. In January and February (wet season at both sites),  $\sigma_a$  was around  $1.0 \text{ Mm}^{-1}$ . Since there are no biomass burning activities in this period, the observed absorption coefficients at that time are attributed to the so-called “brown carbon” (Andreae and Gelencsér, 2006), i.e., light absorbing biogenic particles (Pöschl et al., 2010, Rizzo et al., 2011, 2013). The dry season starts earlier at PVH (May) in comparison to TT34 (July), as depicted in Figure 12 (absorption in the middle panel). In the wet season, SSA values (Figure 12 lower panel) are significantly lower at TT34 (SSA=0.83) compared to PVH (SSA=0.93). This difference is a result of low aerosol scattering coefficients (driven by low aerosol loadings) combined with relatively high absorption coefficients (driven by the presence of light absorbing biogenic aerosols) at the forest site during the wet season. Low SSA values do not occur in the wet season at PVH because of the higher scattering particle loading in that region. At PVH, a decrease in SSA was observed from September to October, coincident with the decrease of the aerosol organic fraction and an increase of sulphate, as discussed in section 4. This behaviour is at first unexpected, because sulphate aerosols are efficient light scatters, meaning that increased sulphate content should be associated with higher SSA values. In spite of the fact that some organic compounds may absorb light at shorter wavelengths (<500 nm), acting as brown carbon, they are efficient scatters with little absorption at longer wavelengths. Since SSA was calculated at 637 nm, higher SSA values in September may be explained by increased light scattering due to organic aerosols released by biomass burning activities.

Figure 13a and 13b shows the time series of  $\text{AOD}_{500-550}$  in central Amazonia (TT34 site) and in southern Amazonia (PVH site) between 1999 and 2012, from both AERONET and MODIS observations. There is an excellent agreement between the AERONET and MODIS datasets, in spite of the different methods used in each AOD retrieval. A strong seasonal variation is evident at both regions. In the preserved central Amazonia, AOD reached up to 1.0 in the dry season, whereas in the impacted southern Amazonia it reached very high values up to 5.0 at 500 nm. These long-term time series plots give an overview of the variable aerosol loading in Amazonia, both from wet to dry seasons and also the large annual variability due to climatic conditions. It is possible to observe that after the deforestation started to get reduced (see figure 1) AOD at the PVH site was reduced, but at the strong drought of 2010, smoke has increase significantly compared to 2008 and 2009.

Overall, the seasonal variability of the aerosol optical properties indicates that in the dry season biomass burning particle emissions overwhelm biogenic emissions, significantly changing the physical properties of the natural aerosol population. This increase in particles affects the regional radiation budget, cloud microphysics, and  $\text{CO}_2$  uptake (e.g., Procópio et al., 2004, Koren et al., 2004, Oliveira et al., 2007, Doughty et al., 2010).

## 7 – Land use changing trace gas concentrations

Ozone is an important trace gas in Amazonia because it can damage vegetation at high concentrations and is an indicator of photochemical activity. Figure 14 shows the seasonal variability of median monthly ozone mixing ratios between 13:00 and 16:00 LT in central Amazonia (TT34) and PVH. Ozone mixing ratios are elevated in the dry season of both sites because of biomass burning emissions of precursors (nitrogen oxides and VOCs) and the larger radiation flux and photochemical activity caused by reduced cloud cover. The higher values at mid-day in PVH compared to TT34 are the effect of larger impact of ozone precursors emitted by biomass burning. Figure 15 shows the diurnal cycle of ozone mixing ratios in Central Amazonia (TT34) for the dry and wet seasons. The ozone mixing ratio goes to low values at nighttime (3 ppb in the wet season and 7 ppb in the dry season), being consumed by vegetation uptake and reaction with NO and VOC from soils and vegetation (Rummel et al., 2007). The dry-season ozone values and diel cycles measured at TT34 are very similar to results obtained in July 1985 in a closed forest at Reserva Ducke and in July 2001 in an open area near the Balbina Reservoir, both in the region north of Manaus (Kirchhoff, 1988; Moura et al., 2004).

Ozone measurements in Rondonia have been made previously at sites in a closed rainforest and on a cattle pasture about 250 km SE of Porto Velho (Andreae et al., 2002; Rummel et al., 2007). Midday maxima above the canopy were about 15 ppb in the wet season and 50 ppb in the dry season at both sites. At night, ozone decreased to around 6 ppb at the forest site and 10 ppb at the pasture site. The elevated values of ozone over Rondônia as compared to those over the Central Amazon are the result of much higher pollution levels resulting from land use change in the arc of deforestation at the southern perimeter of the Amazon Basin.

These elevated pollution burdens can readily be seen by comparing the levels of carbon monoxide, which is one of the best tracers for biomass burning emissions (Andreae et al., 2012 and references therein). Figure 16 shows the carbon monoxide monthly medians for central Amazonia (TT34) and Porto Velho (PVH). Unfortunately, there is no continuous CO data for the two sites. The average CO mixing ratio in central Amazonia is about 130 ppb. This can be compared to about 400 ppb CO in Porto Velho during the dry season due to biomass burning emissions. The lower plot in figure 16 shows the diurnal variability of CO mixing ratios at PVH, clearly dominated by the atmospheric boundary layer dynamics: CO accumulation at night due to lower boundary layer height and minimum CO mixing ratios at 15:00 LT when the boundary layer is well mixed.

## 8 – Interactions between carbon cycle and aerosols

Amazonia is a large reservoir of carbon that can be quickly mobilized to the atmosphere through deforestation, changes in the radiation balance, in precipitation patterns, or in climate (Ometo et al., 2005). The increase in atmospheric aerosol loading increases the ratio of diffuse to direct radiation (Oliveira et al., 2007, Mercado et al., 2009). Forests shows an increase in carbon uptake with an increase in diffuse radiation due to the larger canopy penetration of the scattered solar radiation (Yamasoe et al., 2006, Doughty et al., 2010). In order to quantify this effect, AOD measurements from the MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) sensor (on board the TERRA and AQUA satellites), were validated with AOD measurements from the NASA/AERONET network of sun photometers, and compared to Net Ecosystem Exchange (NEE) variations. Daily averages of AOD were taken based on the MODIS MOD/ MYD\_04\_L2 product. Two forest sites were studied during the dry season (Aug-Sep): the Jaru biological reservation site

in southern Amazonia (corresponding to the same region as the PVH site), between 1999 and 2002, and the Cuieiras reservation K34 tower in central Amazonia (1 km away from the TT34 tower site), between 1999 and 2009. Carbon fluxes were measured using eddy-correlation techniques (e.g. Araujo et al., 2010). NEE was calculated according to the relationship  $NEE = F_c + Stg$  (von Randow, et al., 2004; Araújo et al., 2010), where  $F_c$  is the turbulent flux of  $CO_2$  above the canopy, and  $Stg$  is the non-turbulent storage term, defined as the temporal variation of the  $CO_2$  concentration measured in a vertical profile from the soil surface to the height of eddy correlation measurements.

Figure 17 shows the effects of aerosols on carbon uptake expressed as NEE in central Amazonia and in southern Amazonia. In southern Amazonia, a 29% increase in carbon uptake (NEE) was observed when the AOD increased from 0.10 to 1.5. In central Amazonia, the effect is smaller, being approximately an increase of 20% of the NEE compared to clean conditions. The increase of 29% and 20% in NEE is attributed mainly to an increase (50%) in the PAR (photosynthetically active radiation) diffuse radiation flux. Oliveira et al. (2007) observed a similar increase in NEE of about 18% at the southern Amazonian site for a reduction of 70% of clear-sky irradiance. For even higher aerosol loadings in the atmosphere ( $AOD > 2$ ), leading to strong reductions of solar radiation flux, Oliveira et al. (2007) reported that the photosynthetic process is almost shut down, with NEE values close to zero. Considering long-range transport of biomass burning aerosols in Amazonia, changes in NEE may occur over large areas in Amazonia, modifying the potential for forest ecosystems to absorb atmospheric  $CO_2$ . Previous studies at other sites in Amazonia (Doughty et al., 2010) have shown similar NEE enhancements, but the use of MODIS to obtain AOD allows for the determination of NEE changes in regions where AERONET sun photometers measurements are not available.

## 9 – Large scale radiative forcing of aerosols and surface albedo change

Aerosol particles scatter and absorb solar radiation directly, affecting the Earth's radiation budget and modifying the atmospheric temperature profile (Forster et al., 2007). Because aerosol particles act as cloud condensation nuclei, aerosols and clouds are intrinsically coupled through processes that control cloud formation and development, spatial coverage, lifetime, and precipitation efficiency (Haywood, 2000, Rosenfeld and Lensky, 1998). Anthropogenic increases in aerosol particles modify cloud microphysical properties by decreasing the average cloud droplet size, because more particles are sharing the same amount of liquid water. This reduction affects the atmospheric energy balance since the larger number of smaller droplets reflects more incoming solar radiation back to space than fewer, larger droplets (Twomey, 1974). The radiative forcing due to the indirect effect of aerosols on cloud albedo presents the highest uncertainty of all climate-forcing mechanisms reported in the Fourth IPCC assessment (Forster et al., 2007). Furthermore, the impact of aerosol particles on the precipitation rate remains a topic of much debate. Some studies suggest that increases in aerosol loading decrease the rain rate from convective clouds (e.g., Huang et al., 2009, Jiang et al., 2008; Rosenfeld, 2000), while others claim the opposite (e.g., Lin et al., 2006, Martins et al., 2009, Koren et al., 2012). The actual response of convective clouds to increasing aerosol loadings is most likely a non-monotonic function with a maximum at intermediate aerosol concentrations (Rosenfeld et al., 2008).

The presence of absorbing aerosols in the atmosphere can enhance dissipation of cloud droplets, decreasing cloud cover, an effect called the semi-indirect effect of aerosols. It has been observed (e.g., Koren et al., 2004; 2008) and simulated (e.g., Feingold et al., 2005) for clouds over the Amazon forest in the presence of smoke aerosols. Koren et al. (2008) showed that there is a

competing effect between the microphysical effects and aerosol absorption in the Amazonia: smoke aerosols can either invigorate clouds, increasing cloud fraction and height due to an increase in the cloud droplet concentration, or alternatively inhibit cloud development due to aerosol absorption within the cloud.

The direct radiative forcing (DRF) of biomass burning aerosols over Amazonia has been assessed using ground-based instruments, airborne measurements or satellite remote sensing (e.g., Christopher et al., 2000, Patadia et al., 2008, Sena et al., 2013). Biomass burning aerosols can be transported over long distances and therefore have a large-scale impact on the radiative balance over the Amazon Basin. Simultaneous retrievals of the flux at the top of the atmosphere (TOA) and AOD, obtained by the CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) and MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) sensors aboard the Terra and Aqua satellites, have been used to assess the DRF at the TOA with high spatial coverage (Patadia et al., 2008, Sena et al., 2013). A similar approach was used to evaluate the spatial distribution of the 24h-average direct radiative forcing (DRF) of biomass burning aerosols at the TOA during the Amazonian dry season (August to October) of 2010, a year during which a severe drought affected the whole region (Figure 18).

Figure 18 indicates that during the dry season the aerosol DRF presents high spatial variability, with significant impacts over central and southwestern Amazonia, where the aerosol DRF reached average values down to  $-12 \text{ W m}^{-2}$ . In the region of the PVH site, the DRF was on average  $-10 \text{ W m}^{-2}$ . Central Amazonia shows much lower DRF absolute values, varying from about 0 to  $-3 \text{ W m}^{-2}$  nearby the TT34 forest site. Several factors contribute to these heterogeneities in the DRF spatial distribution, such as the location of fire sources in the arc of deforestation (southern Amazonia), the predominantly east-west wind pattern during the period, and the high cloudiness and precipitation rate in central Amazonia. During this three-month period, the daily-average radiative forcing of aerosols for the whole area was on average  $-5.3 \pm 0.1 \text{ W m}^{-2}$ .

The replacement of tropical forests by croplands and pastures also increases the broadband surface albedo, modifying the radiative balance over the deforested area. In a recent paper, Sena et al. (2013) reported the first estimate for the clear-sky land-use change radiative forcing (LURF) due to deforestation in Amazonia. Using remote sensing, the authors obtained a value of  $-7.3 \pm 0.9 \text{ W m}^{-2}$  for the annual average LURF over Rondonia, state in which the PVH site is located. This finding is a very important because changes in surface albedo affect the radiative budget throughout the year, while the impact of aerosols in Amazonia is most significant only during the biomass-burning season, which lasts about two to three months. Therefore, the impact of surface albedo change is about 6 to 7 times higher than the impact of aerosols in the annual energy balance in Amazonia (Sena et al., 2013). Deforestation also reduces evapotranspiration, decreasing the column water vapour (CWV) by about 6 to 10% (Sena et al., 2013, Ten Hoeve et al., 2011). As water vapour is a greenhouse gas, this decrease in CWV over the deforested area further contributes to cooling, with a reduction at the radiative flux at the TOA of the order of  $-0.4$  to  $-1.2 \text{ W m}^{-2}$  (Sena et al., 2013).

## 10 – Conclusions

Aerosol physical and chemical properties were monitored along 4 years of measurements in two different regions in the Amazon Basin: central Amazonia, enclosing the TT34 preserved forest site, and southern Amazonia, enclosing the PVH site highly impacted by biomass burning and land use change. Significant seasonal variations were observed on aerosol mass and number concentrations at both regions, as well as in black carbon equivalent concentration. Seasonal

variations were attributed to biomass burning emissions, which are long range transported and widespread in the Amazon Basin during the dry season. Reduction on precipitation and on aerosol deposition rates during the dry season also plays an important role on changing the atmospheric properties across Amazonia.

Significant differences were observed between the TT34 and PVH sites. Central Amazonia during the wet season showed to be one of the cleanest continental areas worldwide (e.g. Andreae, 2007), with aerosol number concentrations in the range of 300-500 cm<sup>-3</sup>. In contrast, we observed that the southern Amazonian region shows important changes in atmospheric composition and aerosol loading even in the wet season, indicating the existence of a regional pollution haze associated with land use changes that have been taking place in the last decades.

New findings were provided by the recently deployed ACSM (Aerosol Chemical Speciation Monitor), indicating that biomass burning emissions significantly enhanced the organic content of the fine aerosol to above 90%, reducing the contribution of inorganic species like sulphate to the fine mode aerosol mass (from 11.5% in the wet season to 5.2% in the dry season at the PVH site). Long term measurements of aerosol mass spectra in high time resolution are planned for the next years in Amazonia, and will help to fill gaps related to sources and dynamical processes of aerosols in the Amazon Basin.

Remote sensed aerosol properties in the Amazon Basin indicated that land use change in Amazonia significantly alters aerosol loading as well as radiation balance and carbon uptake by the forest. The observed changes in the radiation balance were significant, with radiation flux reductions of down to -20 W m<sup>-2</sup> over large regions. The increase in diffuse radiation resulting from moderate increases in aerosol loading (AOD from 0.1 to 1.2 at 550 nm) affects the carbon balance in tropical regions by increasing NEE. A further increase (AOD>1.3) produces a sharp decrease in carbon uptake due to the reduction in solar radiation flux at the surface, according to Oliveira et al., 2007.

In addition to biomass burning, urbanization is on the rise in Amazonia. The GoAmazon 2014-2015 experiment will analyse the impacts of the urban plume of Manaus on the atmospheric chemistry downwind of the city (Kuhn et al., 2010). Changes in cloud properties and precipitation will also be analysed in the GoAmazon experiment. A very clean site, the Amazon Tall Tower Observatory (ATTO) is being constructed north of Manaus in a very remote region, and will be a long-term observatory for trace gases and aerosols, as well as a platform to study biosphere-atmosphere interactions in the pristine central Amazonia.

## Acknowledgements

We would like to thank the INPA LBA central office in Manaus for logistical support for the operation of the TT34 site. This research was funded by the FAPESP projects 2008/58100-2, 2010/52658-1, 2011/50170-4, 2012/14437-9 and CNPq project 475735-2012-9, INCT Amazonia, the FP6 project EUCAARI (Contract 34684), and the Max Planck Society. We thank Eric Swietlicki, Alfred Wiedensohler and Markku Kulmala for support at the central Amazonia ZF2 site. We thank Sandra Hacon (FIOCRUZ), Fernando Morais (IFUSP), Alcides C. Ribeiro (IFUSP), Ana L. Loureiro (IFUSP), Fábio de Oliveira Jorge (IFUSP), Lívia Oliveira (INPA) and Joiada Silva (UNIR-Porto Velho) for technical support and help in keeping the sites fully operational.

## References

- Akagi, S. K., Craven, J. S., Taylor, J. W., McMeeking, G. R., Yokelson, R. J., Burling, I. R., Urbanski, S. P., et al. (2012). Evolution of trace gases and particles emitted by a chaparral fire in California. *Atmos. Chem. Phys.*, 12(3), 1397–1421. doi:10.5194/acp-12-1397-2012.
- Araujo, A.C., Dolman, A.J., Waterloo, M.J., Gash, J. H. C., Kruijt, B., Zanchi, F.B., De Lange, J.M.E., Stoevelaar, R., Manzi, A.O., Nobre, A.D., Lootens, R. N. and Backer, J. The spatial variability of CO<sub>2</sub> storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150, 226–237, 2010.
- Anderson, T. L. and Ogren, J. A.: Determining Aerosol Radiative Properties Using the TSI 3563 Integrating Nephelometer, *Aerosol Sci. Technol.*, 29, 57–69, doi:10.1080/02786829808965551, 1998.
- Anderson, T. L., Covert, D. S., Marshall, S. F., Laucks, M. L., Charlson, R. J., Waggoner, A. P., Ogren, J. A., Caldow, R., Holm, R. L., Quant, F. R., Sem, G. J., Wiedensohler, A., Ahlquist, N. A., and Bates, T. S.: Performance characteristics of a high-sensitivity, three-wavelength, total scatter/backscatter nephelometer, *Am. Meteorol. Soc.*, 13, 967–986, 1996.
- Andreae, M. O. and Gelencser, A.: Black carbon or brown carbon? The nature of light-absorbing carbonaceous aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 3131–3148, 2006.
- Andreae, M. O., Aerosols before pollution, *Science*, 315, 50-51, 2007.
- Andreae, M. O., Artaxo, P., Beck, V., Bela, M. , Gerbig, C., Longo, K., Munger, J. W., Wiedemann, K. T., and Wofsy, S. C., Carbon monoxide and related trace gases and aerosols over the Amazon Basin during the wet and dry seasons. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 6041–6065, 2012.
- Andreae, M. O., E. V. Browell, M. Garstang, G. L. Gregory, R. C. Harriss, G. F. Hill, D. J. Jacob, M. C. Pereira, G. W. Sachse, A. W. Setzer, P. L. S. Dias, R. W. Talbot, A. L. Torres, and S. C. Wofsy, Biomass-burning emissions and associated haze layers over Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 93, 1509-1527, 1988.
- Andreae, M. O., P. Artaxo, H. Fischer, S. R. Freitas, J. M. Gregoire, A. Hansel, P. Hoor, R. Kormann, R. Krejci, L. Lange, J. Lelieveld, W. Lindinger, K. Longo, W. Peters, M. de Reus, B. Scheeren, M. Dias, J. Strom, P. F. J. van Velthoven, and J. Williams, Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 951-954, 2001.
- Andreae, M.O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, and M. A. F. Silva-Dias, Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303, (5662) 1337-1342, 2004.
- Andreae, M.O., Global distribution of fires seen from space. *EOS*, 74, No. 12, 129-144, 1993.



Andreae, M.O., S. S. de Almeida, P. Artaxo, C. Brandão, F. E. Carswell, P. Ciccioli, A. Culf, J. L. Esteves, J. Gash, J. Grace, P. Kabat, J. Lelieveld, Y. Malhi, A. O. Manzi, F. X. Meixner, A. Nobre, C. Nobre, M. A. L. Ruivo, M. A. Silva-Dias, P. Stefani, R. Valentini, J. von Jouanne, e M. Waterloo, Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 8066 – 8091, 2002.

Ansmann, A., H. Baars, M. Tesche, D. Muller, D. Althausen, R. Engelmann, T. Pauliquevis, and P. Artaxo. Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest". *Geophys. Res. Lett.*, 36, L11802, doi:10.1029/2009GL037923, 2009.

Artaxo, P., E. T. Fernandes, J. V. Martins, M. A. Yamasoe, P. V. Hobbs, W. Maenhaut, K. M. Longo, A. Castanho. Large Scale Aerosol Source Apportionment in Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 103, D24, 31837-31848, 1998.

Artaxo, P., F. Gerab, M. A. Yamasoe, J. V. Martins, Fine Mode Aerosol Composition in Three Long Term Atmospheric Monitoring Sampling Stations in the Amazon Basin. *J. Geophys. Res.*, 99, D11, 22.857-22.868, 1994.

Artaxo, P., H-C Hansson, Size distribution of biogenic aerosol particles from the Amazon basin. *Atmospheric Environment*, 29, 3, 393-402, 1995.

Artaxo, P., J. V. Martins, M. A. Yamasoe, A. S. Procópio, T. M. Pauliquevis, M. O. Andreae, P. Guyon, L. V. Gatti, A. M. C. Leal. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 8081 - 8095, 2002.

Artaxo, P., Reductions in deforestation rates in Amazonia. Global Atmospheric Pollution Forum newsletter. Vol. 8, 2-3, 2010.

Artaxo, P.; Maenhaut, W.; Storms, H.; Van Grieken, R.; "Aerosol characteristics and sources for the Amazon basin during the wet season", *J. Geophys. Res.*, 95, D10, 16971-16985, 1990.

Artaxo, P.; Storms, H.; Bruynseels, F.; Van Grieken, R.; Maenhaut, W. - "Composition and sources of aerosols from the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 93, 1605-1615, 1988.

Baars, H., Ansmann, A., Althausen, D., Engelmann, R., Artaxo, P., Pauliquevis, T., and Souza, R.: Further evidence for significant smoke transport from Africa to Amazonia, *Geophys. Res. Lett.*, 38, 1–6, doi:10.1029/2011GL049200, 2011.

Bae, M.-S., Schwab, J. J., Zhang, Q., Hogrefe, O., Demerjian, K. L., Weimer, S., Rhoads, K., et al. (2007). Interference of organic signals in highly time resolved nitrate measurements by low mass resolution aerosol mass spectrometry. *J. Geophys. Res.*, 112(D22), D22305. doi:10.1029/2007JD008614

Betts, R. A., P. M. Cox, M. Collins, P. P. Harris, C. Huntingford, and C. D. Jones, The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming, *Theo. Appl. Clim.*, 78, 157-175, 2004.

Bowman, D. M. J. S., J. K. Balch, P. Artaxo, W. J. Bond, J. M. Carlson, M. A. Cochrane, C. M. D. Antonio, R. S. DeFries, J. C. Doyle, S. P. Harrison, F. H. Johnston, J. E. Keeley, M. A. Krawchuk, C. A. Kull, J. Brad Marston, M. A. Moritz, I. C. Prentice, C. I. Roos, A. C. Scott, T. W. Swetnam, G. R. van der Werf, and S. J. Pyne, Fire in the Earth System. *Science*, 324, 481-484, 2009.

Bowman, D.; J. Balch, P. Artaxo, W. Bond, M. Cochrane, C. D'Antonio, R. DeFries, F. Johnston, J. Keeley, M. Krawchuk, C. Kull, M. Mack, M. Moritz, S. Pyne, C. Roos, A. Scott, N. Sodhi, and T. Swetnam. The human dimension of fire regimes on Earth. *Journal of Biogeography*, 38, 12, 2223–2236, 2011.

Capes, G., Johnson, B., McFiggans, G., Williams, P. I., Haywood, J., & Coe, H. (2008). Aging of biomass burning aerosols over West Africa: Aircraft measurements of chemical composition, microphysical properties, and emission ratios. *J. Geophys. Res.*, 113, D00C15. doi:10.1029/2008JD009845.

Chen, Q., Farmer, D. K., Schneider, J., Zorn, S. R., Heald, C. L., Karl, T. G., Guenther, A., Allan, J. D., Robinson, N., Coe, H., Kimmel, J. R., Pauliquevis, T., Borrmann, S., Poschl, U., Andreae, M. O., Artaxo, P., Jimenez, J. L., Martin, S. T.: Mass spectral characterization of submicron biogenic organic particles in the Amazon Basin, *Geophys. Res. Lett.*, 36, 1–5, L20806, 2009.

Christopher, S. A., Li, X., Welch, R. M., Reid, J. S., Hobbs, P. V., Eck, T. F., and Holben, B.: Estimation of surface and top-of-atmosphere shortwave irradiance in biomass-burning regions during SCAR-B, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1742–1753, 2000.

Claeys, M., B. Graham, G. Vas, W. Wang, R. Vermeylen, V. Pashynska, J. Cafmeyer, P. Guyon, M. O. Andreae, P. Artaxo, and W. Maenhaut, Formation of secondary organic aerosols through photooxidation of isoprene, *Science*, 303, 1173-1176, 2004.

Cox, P. M. , D. Pearson, B. B. Booth, P. Friedlingstein, C. Huntingford, C. D. Jones, and C. M. Luke Sensitivity of tropical carbon to climate change constrained by carbon dioxide variability. *Nature* 494, 341–344, doi:10.1038/nature11882, 2013.

Crutzen, P. J., Delany, A. C., Greenberg, J. P., Haagenson, P., Heidt, L., Lueb, R., Pollock, W., Seiler, W., Wartburg, A. F., and Zimmerman, P. R., Tropospheric chemical composition measurements in Brazil during the dry season: *J. Atmos. Chem.*, 2, 233-256, 1985.

Crutzen, P. J., and M. O. Andreae, Biomass burning in the tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles, *Science*, 250, 1669, 1990.

Cubison, M. J., Ortega, a. M., Hayes, P. L., Farmer, D. K., Day, D., Lechner, M. J., Brune, W. H., et al. (2011). Effects of aging on organic aerosol from open biomass burning smoke in aircraft and laboratory studies *Atmos. Chem. Phys.*, 11(23), 12049–12064. 2011

Davidson, E. A., A. C. de Araújo, P. Artaxo, J. K. Balch, I. F. Brown, M. M. da C. Bustamante, M. T. Coe, R. S. DeFries, M. Keller, M. Longo, J. W. Munger, W. Schroeder, B. S. Soares-Filho, C. M. Souza Jr., S. C. Wofsy. The Amazon Basin in Transition. *Nature*, 481, 321-328, 2012.

Davidson, E. A., and P. Artaxo, Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment, *Glob. Change Biol.*, 10, 519-529, 2004.

Doughty, C.E.; Flanner, M.G.; Goulden, M.L.. Effect of smoke on subcanopy shaded light, canopy temperature, and carbon dioxide uptake in an Amazon rainforest. *Global Biogeochemical Cycles*, 24, GB3015, doi:10.1029/2009GB003670, 2010.

Ebben, C. J. , I. S. Martinez, M. Shrestha, A. M. Buchbinder, A. L. Corrigan, A. Guenther, T. Karl, T. Petaja, W.W. Song, S. R. Zorn, P. Artaxo, M. Kulmala, S. T. Martin, L. M. Russell, J. Williams, and F. M. Geiger. Contrasting organic aerosol particles from boreal and tropical forests during HUMPPA-COPEC-2010 and AMAZE-08 using coherent vibrational spectroscopy. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 10327-10329, 2011.

Ebben, C. J., M. Shrestha, I. S. Martinez, A. L. Corrigan, A. A. Frossard, W. W. Song, D. R. Worton, T. Petäjä, J. Williams, L. M. Russell, M. Kulmala, A. H. Goldstein, P. Artaxo, S. T. Martin, R. J. Thomson, and F. M. Geiger. Secondary Organic Aerosol Particles from Southern Finland, Amazonia, and California Studied by Coherent Vibrational Spectroscopy. *Journal of Physical Chemistry A Feature Article*, 116, 8271-8290, 2012.

Ekström, S., B. Nozière, M. Hultberg, T. Alsberg, J. Magnér, E. D. Nilsson, and P. Artaxo. A possible role of ground-based microorganisms on cloud formation in the atmosphere. *Biogeosciences*, 7, Issue 1, 387-394, 2010.

Elbert, W., Taylor, P. E., Andreae, M. O., and Pöschl, U.: Contribution of fungi to primary biogenic aerosols in the atmosphere: wet and dry discharged spores, carbohydrates, and inorganic ions, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4569-4588, 2007.

Feingold, G., H. L. Jiang, and J. Y. Harrington, On smoke suppression of clouds in Amazonia, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02804, 2005.

Formenti, P., M. O. Andreae, L. Lange, G. Roberts, J. Cafmeyer, I. Rajta, W. Maenhaut, B. N. Holben, P. Artaxo, and J. Lelieveld, Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) - Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998, *J. Geophys. Res.*, 106, 14919-14934, 2001.

Forster, P., V. Ramswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. A. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, R. Van Dorland. Changes in Atmospheric Constituents and Radiative Forcing. Chapter 2 of the Climate Change 2007: The Physical Science Basis, IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change Book, Cambridge University Press, UK, 2007.

Freitas, S. R., K. M. Longo, M. Diasb, P. L. S. Diasb, R. Chatfield, E. Prins, P. Artaxo, G. A. Grell, and F. S. Recuero, Monitoring the transport of biomass-burning emissions in South America, *Env. Fluid Mech.*, 5, 135-167, 2005.

Fuzzi, S., S. Decesari, M. C. Facchini, F. Cavalli, L. Emblico, M. Mircea, M. O. Andreae, I. Trebs, A. Hoffer, P. Guyon, P. Artaxo, L. V. Rizzo, L. L. Lara, T. Pauliquevis, W. Maenhaut, N. Raes, X. G. Chi, O. L. Mayol-Bracero, L. L. Soto-Garcia, M. Claeys, I. Kourtchev, J. Rissler, E. Swietlicki, E. Tagliavini, G. Schkolnik, A. H. Falkovich, Y. Rudich, G. Fisch, and L. V. Gatti, 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, 2007.

Gilardoni, S., E. Vignati, E. Marmer, F. Cavalli, C. Belis, V. Gianelle, A. Loureiro, and P. Artaxo. Sources of carbonaceous aerosol in the Amazon basin. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2747-2764, 2011.

Gloor, M. , R. J. W. Brienen, D. Galbraith, T. R. Feldpausch, J. Schöngart, J.-L. Guyot, J. C. Espinoza, J. Lloyd, and O. L. Phillips. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. *Geophys. Res. Letters*, 40, 1–5, doi:10.1002/grl.50377, 2013

Guyon, P., Graham, B., Roberts, G. C., Mayol-Bracero, O. L., Maenhaut, W., Artaxo, P., and Andreae, M. O., Sources of optically active aerosol particles over the Amazon forest: *Atmospheric Environment*, 38, 1039-1051, doi:10.1016/j.atmosenv.2003.10.051, 2004.

Harriss, R. C., M. Garstang, S. C. Wofsy, S. M. Beck, R. J. Bendura, J. R. B. Coelho, J. W. Drewry, J. M. Hoell, P. A. Matson, R. J. McNeal, L. C. B. Molion, R. L. Navarro, V. Rabine, and R. L. Snell, The Amazon Boundary-Layer Experiment - Wet Season 1987, *J. Geophys. Res.*, 95, 16721-16736, 1990.

Harriss, R. C., S. C. Wofsy, M. Garstang, E. V. Browell, L. C. B. Molion, R. J. McNeal, J. M. Hoell, R. J. Bendura, S. M. Beck, R. L. Navarro, J. T. Riley, and R. L. Snell, The Amazon Boundary-Layer Experiment (ABLE-2A) - dry season 1985, *J. Geophys. Res.*, 93, 1351-1360, 1988.

Haywood, J.: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review, *Reviews of Geophysics*, 38, 513–543, doi:10.1029/1999RG000078, 2000.

Hopke, P.K., Y. Xie, T. Raunemaa, S. Biegalski, S. Landsberger, W. Maenhaut, P. Artaxo, D. Cohen, Characterization of the Gent Stacked Filter Unit PM10 sampler. *Aerosol Science and Technology*, 27, 726-735, 1997.

Huang, J., Zhang, C. and Prospero, J. M. Large-scale effect of aerosols on precipitation in the West African Monsoon region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135, 581\_594, 2009.

Huffman, J. A., B. Sinha, R.M. Garland, A. Snee-Pollmann, S.S. Gunthe, P. Artaxo, S.T. Martin, M.O. Andreae, and U. Pöschl. Size distributions and temporal variations of biological aerosol particles in the Amazon rainforest characterized by microscopy and real-time UV-APS fluorescence techniques during AMAZE-08. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 11997–12019, 2012.

Huntingford, C., P. Zelazowski, D. Galbraith, L. M. Mercado, S. Sitch, R. Fisher, M. Lomas, A. P. Walker, C. D. Jones, B. B. Booth, Y. Malhi, D. Hemming, G. Kay, P. Good, S. L. Lewis, O. L. Phillips, O. K. Atkin, J. Lloyd, E. Gloor, J. Zaragoza-Castells, P. Meir, R. Betts, P. P. Harris, C. Nobre, J. Marengo and P. M. Cox. Simulated resilience of tropical rainforests to CO<sub>2</sub>-induced climate change. *Nature Geosciences*, 6, 268–273, 2013.

Ignotti, E., J. G. Valente, K. M. Longo, S.R. Freitas, S. S. Hacon, and P. Artaxo. Impact on human health of particulate matter emitted from burnings in the Brazilian Amazon region. *Revista Saúde Pública* 44, N. 1, 121-130, 2010.

Jayne, J. T., Leard, D. C., Zhang, X., Davidovits, P., Smith, K. A., Kolb, C. E., & Worsnop, D. R.: Development of an Aerosol Mass Spectrometer for Size and Composition Analysis of Submicron Particles. *Aerosol Science and Technology*, 33(1-2), 49–70. doi:10.1080/027868200410840, 2000.

Jiang, J. H. et al., Clean and polluted clouds: Relationships among pollution, ice clouds, and precipitation in South America. *Geophys. Res. Lett.* 35, L14804, 2008.

Karl, T., A. B. Guenther, A. Turnipseed, G. Tyndall, P. Artaxo, and S. T. Martin, Rapid Formation of Isoprene Photo-oxidation Products Observed in Amazonia, *Atmospheric Chemistry and Physics* 9, 7753 – 7767, 2009.

Karl, T., A. Guenther, R. J. Yokelson, J. Greenberg, M. Potosnak, D. R. Blake, and P. Artaxo, The tropical forest and fire emissions experiment: Emission, chemistry, and transport of biogenic volatile organic compounds in the lower atmosphere over Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 112, D18302, 2007.

Kaufman, Y. J., P. V. Hobbs, V. Kirchhoff, P. Artaxo, L. A. Remer, B. N. Holben, M. D. King, D. E. Ward, E. M. Prins, K. M. Longo, L. F. Mattos, C. A. Nobre, J. D. Spinhirne, Q. Ji, A. M. Thompson, J. F. Gleason, S. A. Christopher, and S. C. Tsay, Smoke, Clouds, and Radiation - Brazil (SCAR-B) experiment, *J. Geophys. Res.*, 103, 31783-31808, 1998.

Kaufman, Y., P. V. Hobbs, V.W. J. H. Kirchhoff, P. Artaxo, L. Remer, B.N. Holben, M. D. King, E. M. Prins, D. E. Ward, K. M. Longo, L. F. Mattos, C. A. Nobre, J. Spinhirne, A. M. Thompson, J. F. Gleason, S. A. Christopher, The Smoke Cloud and Radiation Experiment in Brazil (SCAR-B). *J. Geophys. Res.*, 103, D24, 31783-31808, 1998.

Kirchhoff, V. W. J. H., Surface ozone measurements in Amazonia: *J. Geophys. Res.*, 93, 1469-1476, 1988.

Kondo, Y., Matsui, H., Moteki, N., Sahu, L., Takegawa, N., Kajino, M., Zhao, Y., et al. (2011). Emissions of black carbon, organic, and inorganic aerosols from biomass burning in North America and Asia in 2008. *J. Geophys. Res.*, 116(D8), D08204. doi:10.1029/2010JD015152.

Koren, I., Altaratz, O., Remer, L. A., Feingold, G., Martins, J. V. and Heiblum, R. H.: Aerosol-induced intensification of rain from the tropics to mid-latitudes, *Nature Geosci.* 5, 118–122, 2012, doi:10.1038/ngeo1364.

Koren, I., Y. J. Kaufman, D. Rosenfeld, L. A. Remer, and Y. Rudich, Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14828, 2005.

Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, and J. V. Martins, Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation, *Science*, 303, 1342-1345, 2004.

Koren, I.; Martins, J. V.; Remer, L. A.; Afargan, H., Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon, *Science* 2008, 321, 946.

Kuhn, U., L. Ganzeveld, A. Thielmann, T. Dindorf, G. Schebeske, M. Welling, J. Sciare, G. Roberts, F. X. Meixner, J. Kesselmeier, J. Lelieveld, O. Kolle, P. Ciccioli, J. Lloyd, J. Trentmann, P. Artaxo, and M. O. Andreae. Impact of Manaus City on the Amazon Green Ocean atmosphere: ozone production, precursor sensitivity and aerosol load. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 9251-9282, 2010.

Kuhn, U., M. O. Andreae, C. Ammann, A. C. Araujo, E. Brancaleoni, P. Ciccioli, T. Dindorf, M. Frattoni, L. V. Gatti, L. Ganzeveld, B. Kruijt, J. Lelieveld, J. Lloyd, F. X. Meixner, A. D. Nobre, U. Poschl, C. Spirig, P. Stefani, A. Thielmann, R. Valentini, and J. Kesselmeier, Isoprene and monoterpene fluxes from Central Amazonian rainforest inferred from tower-based and airborne measurements, and implications on the atmospheric chemistry and the local carbon budget, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2855-2879, 2007.

Kulmala, M., et al., : General overview: European Integrated project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality interactions (EUCAARI) – integrating aerosol research from nano to global scales, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 13061–13143, 2011.

Kulmala, M., Vehkamäki, H., Petaja, T., Dal Maso, M., Lauria, A., Kerminen, V.-M., Birmili, W., McMurry, P.H., Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: a review of observations, *Journal of Aerosol Science*, 35, 143–176, 2004.

Lewis, K. a., Arnott, W. P., Moosmüller, H., Chakrabarty, R. K., Carrico, C. M., Kreidenweis, S. M., Day, D. E., et al. (2009). Reduction in biomass burning aerosol light absorption upon humidification: roles of inorganically-induced hygroscopicity, particle collapse, and photoacoustic heat and mass transfer. *Atmos. Chem. Phys.*, 9(22), 8949–8966. doi:10.5194/acp-9-8949-2009

Lewis, S. L., P. M. Brando, O. L. Phillips, G. M. F. van der Heijden, D. Nepstad. The 2010 Amazon Drought, *Science Brevia* 331, 6017, p554, 2011.

- Lin, J. C., Matsui, T., Pielke, R. A. Sr & Kummerow, C. Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study. *J. Geophys. Res.* 111, D19204 (2006).
- Malhi, Y., J. T. Roberts, R. A. Betts, T. J. Killeen, W. H. Li, and C. A. Nobre, Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon, *Science*, 319, 169-172, 2008.
- Marengo, J. A., C. A. Nobre, J. Tomasella, M. F. Cardoso, and M. D. Oyama, Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005, *Philos. Trans. R. Soc., B* 2008, 363, 1773–1778, doi:10.1098/rstb.2007.0015, 2008.
- Marengo, J. A., J. Tomasella, L. M. Alves, W. R. Soares, and D. A. Rodriguez. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L12703 doi:10.1029/2011GL047436. (2011)
- Martin, S. T., M. O. Andreae, P. Artaxo, D. Baumgardner, Qi Chen, A. H. Goldstein, A. B. Guenther, C. L. Heald, O. L. Mayol-Bracero, P. H. McMurry, T. Pauliquevis, U. Pöschl, K. A. Prather, G. C. Roberts, S. R. Saleska, M. A. Silva Dias, D. V. Spracklen, E. Swietlicki, and I. Trebs. Sources and Properties of Amazonian Aerosol Particles. *Review of Geophysics*, 48, RG2002, doi: 10.1029/2008RG000280, 2010a.
- Martin, S.T., M. O. Andreae, D. Althausen, P. Artaxo, H. Baars, S. Borrmann, Q. Chen, D. K. Farmer, A. Guenther, S. S. Gunthe, J. L. Jimenez, T. Karl, K. Longo, A. Manzi, T. Pauliquevis, M. D. Petters, A. J. Prenni, U. Pöschl, L. V. Rizzo, J. Schneider, J. N. Smith, E. Swietlicki, J. Tota, J. Wang, A. Wiedensohler, and S. R. Zorn. An overview of the Amazonian Aerosol Characterization Experiment 2008 (AMAZE-08). *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 18139-18195, 2010b.
- Martins, J. A., Silva Dias, M. A. F. & Gonçalves, F. L. T. Impact of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modelling case study, *J. Geophys. Res.* 114, D02207 (2009).
- McFiggans, G., P. Artaxo., U. Baltensperger, H. Coe., C. Facchini, G. Feingold, S. Fuzzi, M. Gysel, A. Laaksonen, U. Lohmann, T. Mentel, D. Murphy, C. O'Dowd, J. Snider. The Effect of Physical & Chemical Aerosol Properties on Warm Cloud Droplet Activation. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2593–2649, 2006.
- Mercado, L. M., N. Bellouin, S. Sitch, O. Boucher, C. Huntingford, M. Wild, P. M. Cox. Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature* 458, 1014-1018, 2009.
- Moura, M. A. L., Meixner, F. X., Trebs, I., Molion, L. C. B., and do Nascimento, M. F., Filho, Medições de NO - NO<sub>2</sub> - O<sub>3</sub> na Amazônia Central durante o experimento LBA/CLAIRE-2001: *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19, 49-58, 2004.
- Ng, N. L., Herndon, S. C., Trimborn, a., Canagaratna, M. R., Croteau, P. L., Onasch, T. B., Sueper, D., et al. An Aerosol Chemical Speciation Monitor (ACSM) for Routine Monitoring of the Composition

and Mass Concentrations of Ambient Aerosol. *Aerosol Science and Technology*, 45(7), 780–794. 2011

Nobre, C., J. Marengo, P. Artaxo, Understanding the climate of Amazonia: Progress from LBA. In: Amazonia and Global Change, Ed. M. Keller, M. Bustamante, J. Gash, P. S. Dias. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* 186, 147-150, ISBN: 978-0-87590-449-8, 2009.

Oliveira, P. H. F.; P. Artaxo, C. Pires Jr, S. de Lucca, A. Procópio, B. Holben, J. Schafer, L. F. Cardoso, S. C. Wofsy, H. R. Rocha. The effects of biomass burning aerosols and clouds on the CO<sub>2</sub> flux in Amazonia. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, 59B, (3) 338–349, 2007.

Ometto, J. P., Nobre, A. D., Rocha, H. R., Artaxo, P. and Martinelli, L. A. Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. *Oecologia* 143(4), 483–500, 2005.

Patadia, F., Gupta, P., Christopher, S. A., and Reid, J. S.: A multisensor satellite-based assessment of biomass burning aerosol radiative impact over Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 113, D12214, doi:10.1029/2007JD009486, 2008.

Petzold, A., Schloesser, H., Sheridan, P., Arnott, W. P., Ogren, J., and Virkkula, A.: Evaluation of Multiangle Absorption Photometry for Measuring Aerosol Light Absorption, *Aerosol Sci. Technol.*, 39, 40–51, 2005.

Pöhlker, C., K. T. Wiedemann, B. Sinha, M. Shiraiwa, S. S. Gunthe, M. Smith, H. Su, P. Artaxo, Q. Chen, Y. Cheng, W. Elbert, M. K. Gilles, A. L. D. Kilcoyne, R. C. Moffet, M. Weigand, S. T. Martin, U. Pöschl, M. O. Andreae, Biogenic potassium salt particles as seeds for secondary organic aerosol in the Amazon. *Science*, 337, 1075-1078, 2012.

Pöschl, U., S. T. Martin, B. Sinha, Q. Chen, S. S. Gunthe, J. A. Huffman, S. Borrmann, D. K. Farmer, R. M. Garland, G. Helas, J. L. Jimenez, S. M. King, A. Manzi, E. Mikhailov, T. Pauliquevis, M. D. Petters, A. J. Prenni, P. Roldin, D. Rose, J. Schneider, H. Su, S. R. Zorn, P. Artaxo, M. O. Andreae. Rainforest aerosols as biogenic nuclei of clouds and precipitation in the Amazon. *Science*, 329, 1513-1516, 2010.

Prenni, A. J., M. D. Petters, S. M. Kreidenweis, C. L. Heald, S. T. Martin, P. Artaxo, R. M. Garland, A. G. Wollny, U. Poeschl, Relative roles of biogenic emissions and Saharan dust as ice nuclei in the Amazon basin, *Nature Geo.*, 2, 402-405, 2009.

Procópio, A. S., P. Artaxo, Y. J. Kaufman, L. A. Remer, J. S. Schafer, B. N. Holben, Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. *Geophysical Research Letters*, 31, No. 3, L03108 – L03112, 2004.

Procópio, A. S.; L. A. Remer, P. Artaxo, Y. J. Kaufman, B. N. Holben, Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. *Geophysical Research Letters*, 30, 24, 2265 – 2270, 2003.



Rizzo, L. V. , P. Artaxo, T. Muller, A. Wiedensohler, M. Paixão, G. G. Cirino, A. Arana, E. Swietlicki, P. Roldin, E. O. Fors, K. T. Wiedemann, L. S. M. Leal, and M. Kulmala. Long term measurements of aerosol optical properties at a primary forest site in Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 1–23, 2013.

Rizzo, L. V., Artaxo, P., Karl, T., Guenther, A. B., Greenberg, J. P. Aerosol properties, in-canopy gradients, turbulent fluxes and VOC concentrations at a pristine forest site in Amazonia. *Atmospheric Environment*, 44, 4, 503-511, 2010.

Rizzo, L. V., Correia, A. L., Artaxo, P., Procópio, A. S., Andreae, M. O. Spectral dependence of aerosol light absorption over the Amazon Basin. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 8899–8912, 2011.

Rosenfeld, D. and Lensky, I. M.: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 79, 2457–2476, 1998.

Rosenfeld, D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science* 287, 1793-1796 (2000).

Rosenfeld, D., Lohmann, U., Raga, G. B., O’Dowd, C. D., Kulmala, M., Fuzzi, S., Reissell, A., and Andreae, M. O., Flood or drought: How do aerosols affect precipitation?. *Science*, 321, 1309-1313, 2008.

Rummel, U., Ammann, C., Kirkman, G. A., Moura, M. A. L., Foken, T., Andreae, M. O., and Meixner, F. X., Seasonal variation of ozone deposition to a tropical rainforest in southwest Amazonia: *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5415-5435, 2007.

Sena, E. T., P. Artaxo, and A. L. Correia. Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use change in Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 1261–1275, 2013.

Silva Dias, M.A.F, S. Rutledge, P. Kabat, P. L. Silva Dias, C. Nobre, G. Fisch, A.J. Dolman, E. Zipser, M. Garstang, A. Manzi, J. D. Fuentes, H. Rocha, J. Marengo, A. Plana-Fattori, L. Sá, R. Alvalá, M. O. Andreae, P. Artaxo, R. Gielow, L. V. Gatti. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region, *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 8072 - 8092, 2002.

Soares-Filho, B. S., D. C. Nepstad, L. M. Curran, G. C. Cerqueira, R. A. Garcia, C. A. Ramos, E. Voll, A. McDonald, P. Lefebvre, and P. Schlesinger, Modeling conservation in the Amazon Basin, *Nature*, 440, 520-523, 2006.

Soto-Garcia, L. L; Andreae, MO; Andreae, TW; Artaxo, P.; Maenhaut, W.; Kirchstetter, T.; Novakov, T.; Chow, JC; Mayol-Bracero, O. L. Evaluation of the carbon content of aerosols from the burning of biomass in the Brazilian Amazon using thermal, optical and thermal-optical analysis methods. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 9, 4425-4444, 2011.

Talbot, R. W., M. O. Andreae, H. Berresheim, P. Artaxo, M. Garstang, R. C. Harriss, K. M. Beecher, and S. M. Li, Aerosol chemistry during the wet season in central Amazonia - the influence of long-range transport, *J. Geophys. Res.*, 95, 16955-16969, 1990.

Ten Hoeve, J. E., Remer, L. A., and Jacobson, M. Z. (2011). Microphysical and radiative effects of aerosols on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS: impacts of water vapour and land cover. *Atmos. Chem. Phys.*, 11(7):3021-3036.

Tuch, T. M., Haudek, A., Muller, T., Nowak, A., Wex, H., and Wiedensohler, A.: Design and performance of an automatic regenerating adsorption aerosol dryer for continuous operation at monitoring sites, *Atmos. Meas. Tech.*, 2, 417–422, 2009.

Twomey, S.: Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Environ.*, 8, 1251–1256, 1974.

Von Randow C., Manzi, A.O., Kruijt, B., Oliveira, P.J., Zanchi, F.B., Silva, R.L., Hodnett, M.G., Gash, J.H.C., Elbers, J.A., Waterloo, M.J., Cardoso, F.L., Kabat, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in Southwest Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1–3), 5–26, 2004.

Wiedensohler, A et al., Mobility particle size spectrometers: harmonization of technical standards and data structure to facilitate high quality long-term observations of atmospheric particle number size distributions, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 657–685, 2012.

Yamasoe, M. A., P. Artaxo, A. H. Miguel, and A. G. Allen, Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of biomass burning in the Amazon Basin: Water-soluble species and trace elements, *Atmos. Environ.*, 34, 1641– 1652, 2000.

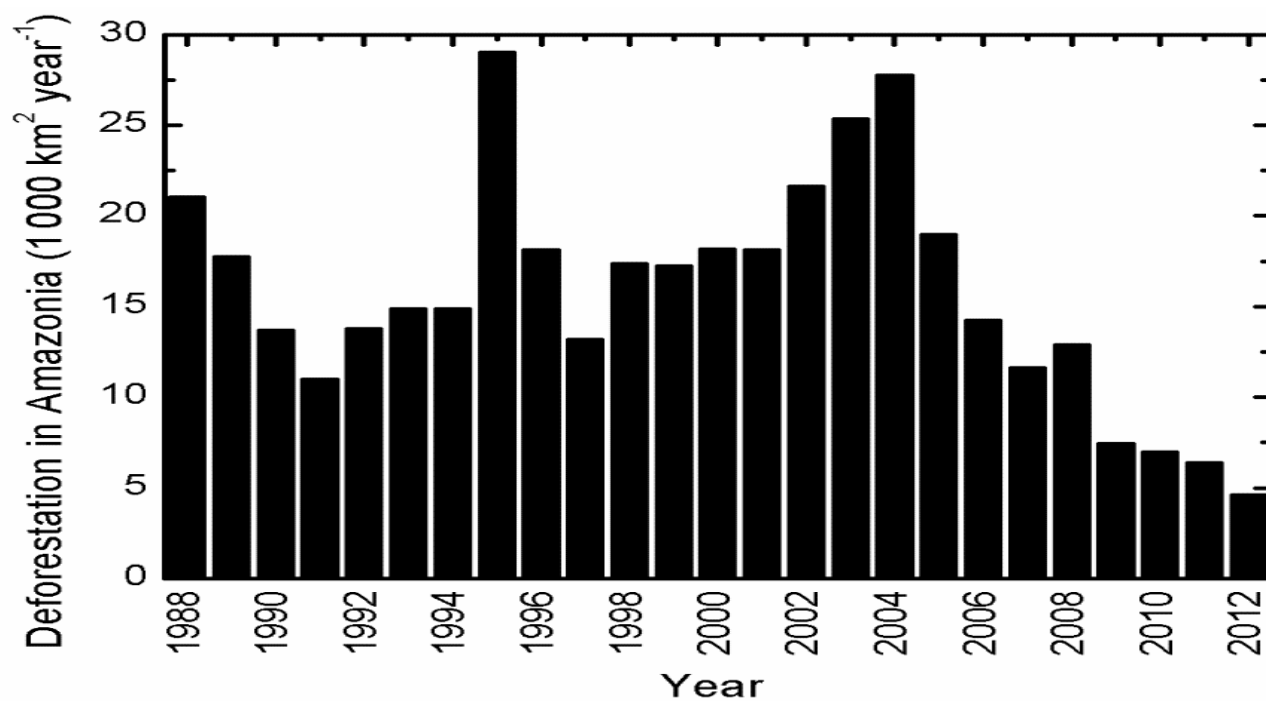
Yamasoe, M. A., von Randow, C., Manzi, A. O., Schafer, J. S., Eck, T. F., and Holben, B. N.: Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1645-1656, doi:10.5194/acp-6-1645-2006, 2006.

**Table 1** - Average aerosol elemental concentrations (2008 – 2012) at the TT34 forest site for dry and wet seasons. The table includes averages for particulate matter (PM), equivalent black carbon (BC<sub>e</sub>) and trace elements. The concentrations are ng m<sup>-3</sup>. The uncertainty is the standard deviation and N is the number of samples that the element was measured above detection limits. Fine mode refers to aerosol aerodynamic diameters up to 2.0 μm and coarse mode from 2.0 μm to 10 μm.

	Dry Season				Wet Season			
	Fine Mode	N	Coarse Mode	N	Fine Mode	N	Coarse Mode	N
<b>PM</b>	3400 ± 2000	94	4425 ± 2429	94	1300 ± 700	104	5000 ± 2000	104
<b>BC<sub>e</sub></b>	235 ± 156	94	41 ± 22	94	98 ± 83	104	47 ± 20	104
<b>Na</b>	20 ± 18	64	28. ± 25	66	10.0 ± 8.3	65	26 ± 24	79
<b>Mg</b>	4.6 ± 6.2	84	8.1 ± 8.8	92	10 ± 13	87	13 ± 14	94
<b>Al</b>	18 ± 20	96	25 ± 25	97	42 ± 64	106	44 ± 63	100
<b>Si</b>	27 ± 34	95	37 ± 37	97	77 ± 116	107	85 ± 122	103
<b>P</b>	4.8 ± 3.3	97	17 ± 12	96	3.0 ± 1.9	110	23.0 ± 8.0	110
<b>S</b>	175 ± 114	97	38 ± 24	97	74 ± 45	110	35 ± 16	110
<b>Cl</b>	2.0 ± 1.9	46	20 ± 25	96	1.7 ± 1.7	70	46 ± 57	110
<b>K</b>	74 ± 66	97	54 ± 30	97	26 ± 21	110	68 ± 22	110
<b>Ca</b>	4.9 ± 7.0	97	13 ± 22	97	6.1 ± 7.6	110	14 ± 14	110
<b>Ti</b>	1.5 ± 1.4	82	2.7 ± 2.5	93	2.8 ± 4.1	100	3.4 ± 4.5	100
<b>V</b>	0.2 ± 0.3	73	0.2 ± 0.3	63	0.2 ± 0.4	73	0.1 ± 0.1	67
<b>Cr</b>	0.3 ± 0.4	52	0.3 ± 0.2	76	0.2 ± 0.2	67	0.2 ± 0.2	94
<b>Mn</b>	0.3 ± 0.3	83	0.4 ± 0.4	84	0.4 ± 0.5	92	0.6 ± 0.6	97
<b>Fe</b>	12 ± 12	97	21 ± 18	97	20 ± 27	105	23 ± 31	110
<b>Ni</b>	0.2 ± 0.2	74	0.1 ± 0.1	69	0.2 ± 0.3	88	0.1 ± 0.1	68
<b>Cu</b>	1.3 ± 4.5	75	0.3 ± 0.9	86	0.2 ± 0.5	89	0.2 ± 0.2	96
<b>Zn</b>	1.6 ± 3.6	97	1.0 ± 1.9	92	0.4 ± 0.4	103	0.6 ± 0.5	110
<b>Br</b>	0.7 ± 0.5	83	0.3 ± 0.3	75	0.3 ± 0.4	81	0.3 ± 0.4	84
<b>Rb</b>	0.2 ± 0.3	25	0.2 ± 0.2	26	0.2 ± 0.2	39	0.2 ± 0.1	52
<b>Sr</b>	1.3 ± 1.1	15	0.6 ± 0.8	7	1.1 ± 1.2	14	0.5 ± 0.5	14
<b>Sb</b>	1.5 ± 1.2	9	1.1 ± 1.1	13	1.4 ± 0.9	15	1.0 ± 0.9	14
<b>Pb</b>	0.4 ± 0.5	78	0.3 ± 0.5	63	0.4 ± 0.5	83	0.4 ± 0.6	75
<b>BC<sub>e</sub>/PM (%)</b>	6.9 ± 7.8	94	0.9 ± 0.9	94	7.5 ± 11.8	104	0.9 ± 1.0	104
<b>SO<sub>4</sub>/PM (%)</b>	15.4 ± 17.1	94	2.6 ± 2.9	94	17.1 ± 19.3	104	2.1 ± 2.4	104

**Table 2** - Average aerosol elemental concentrations (2009 – 2012) at the PVH site (Porto Velho, Rondonia) for dry and wet seasons. The table includes averages for particulate matter (PM), equivalent black carbon (BC<sub>e</sub>) and trace elements. The concentrations are in ng m<sup>-3</sup>. The uncertainty is the standard deviation and N is the number of samples that the element was measured above detection limits. Fine mode refers to aerosol aerodynamic diameters up to 2.0 μm and coarse mode from 2.0 μm to 10 μm.

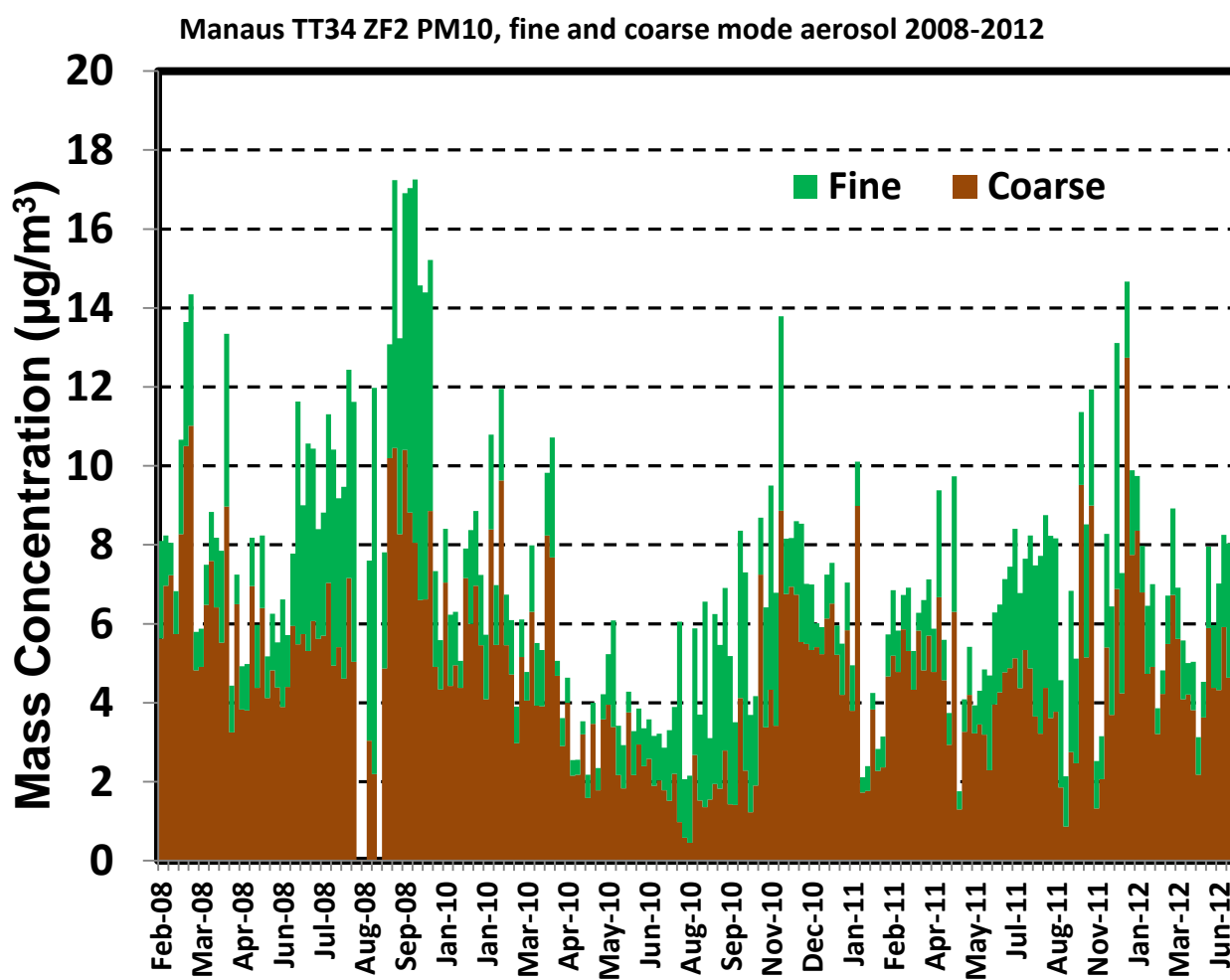
	Dry Season				Wet Season			
	Fine Mode	N	Coarse Mode	N	Fine Mode	N	Coarse Mode	N
<b>PM</b>	33000 ± 3600	209	10200 ± 9000	209	3600 ± 4500	150	8800 ± 5300	150
<b>BC<sub>e</sub></b>	2801 ± 2922	209	222 ± 230	209	405 ± 369	150	102 ± 58	150
<b>Na</b>	48 ± 54	124	44 ± 47	120	14 ± 22	102	16 ± 25	106
<b>Mg</b>	32 ± 30	67	69 ± 144	87	6.5 ± 6.8	61	10 ± 17	81
<b>Al</b>	194 ± 166	209	351 ± 312	201	29 ± 49	150	63 ± 94	142
<b>Si</b>	198 ± 166	209	418 ± 370	207	38 ± 59	150	88 ± 118	145
<b>P</b>	19 ± 12	209	19 ± 17	180	7.3 ± 6.1	150	45 ± 31	150
<b>S</b>	568 ± 469	209	120 ± 138	163	146 ± 172	150	55 ± 40	150
<b>Cl</b>	13 ± 18	87	9.0 ± 10	128	1.6 ± 2.3	20	13 ± 13	147
<b>K</b>	506 ± 418	209	130 ± 124	209	71 ± 88	150	121 ± 70	150
<b>Ca</b>	17 ± 14	209	43 ± 42	204	4.5 ± 5.6	150	16 ± 23	149
<b>Ti</b>	15 ± 13	209	30 ± 26	205	1.9 ± 3.0	150	6.0 ± 8.3	144
<b>V</b>	1.5 ± 2.0	67	1.8 ± 2.6	88	0.3 ± 0.4	82	0.2 ± 0.4	84
<b>Cr</b>	4.0 ± 5.1	78	3.1 ± 4.6	124	0.8 ± 1.1	54	0.6 ± 0.9	91
<b>Mn</b>	2.7 ± 3.4	119	3.1 ± 4.0	123	0.4 ± 0.6	119	0.7 ± 0.5	127
<b>Fe</b>	178 ± 150	209	340 ± 286	209	27 ± 41	150	79 ± 95	150
<b>Ni</b>	1.4 ± 2.6	75	1.2 ± 2.0	30	0.2 ± 0.2	46	0.2 ± 0.4	27
<b>Cu</b>	1.8 ± 2.7	133	1.5 ± 2.2	95	0.7 ± 2.3	129	0.4 ± 0.4	128
<b>Zn</b>	3.3 ± 2.5	170	2.0 ± 2.0	139	1.0 ± 1.5	143	1.3 ± 1.8	147
<b>Br</b>	5.9 ± 7.4	180	3.2 ± 4.0	122	0.7 ± 0.9	115	0.5 ± 0.4	105
<b>Rb</b>	2.7 ± 2.9	133	2.2 ± 3.2	139	0.3 ± 0.5	98	0.4 ± 0.4	99
<b>Sr</b>	8.6 ± 14	64	10 ± 15	77	1.9 ± 2.5	47	1.6 ± 1.9	52
<b>Sb</b>	8.5 ± 6.0	15	20 ± 26	27	1.6 ± 1.5	28	2.2 ± 2.8	42
<b>Pb</b>	6.2 ± 9.4	142	5.9 ± 8.9	147	1.1 ± 1.2	105	0.9 ± 1.0	93
<b>BC<sub>e</sub>/PM (%)</b>	8.5 ± 8.1	209	2.2 ± 2.6	209	11.3 ± 8.2	150	1.2 ± 1.1	150
<b>SO<sub>4</sub>/PM (%)</b>	5.2 ± 3.9	209	3.5 ± 4.6	163	12.2 ± 11.5	150	1.9 ± 2.3	150



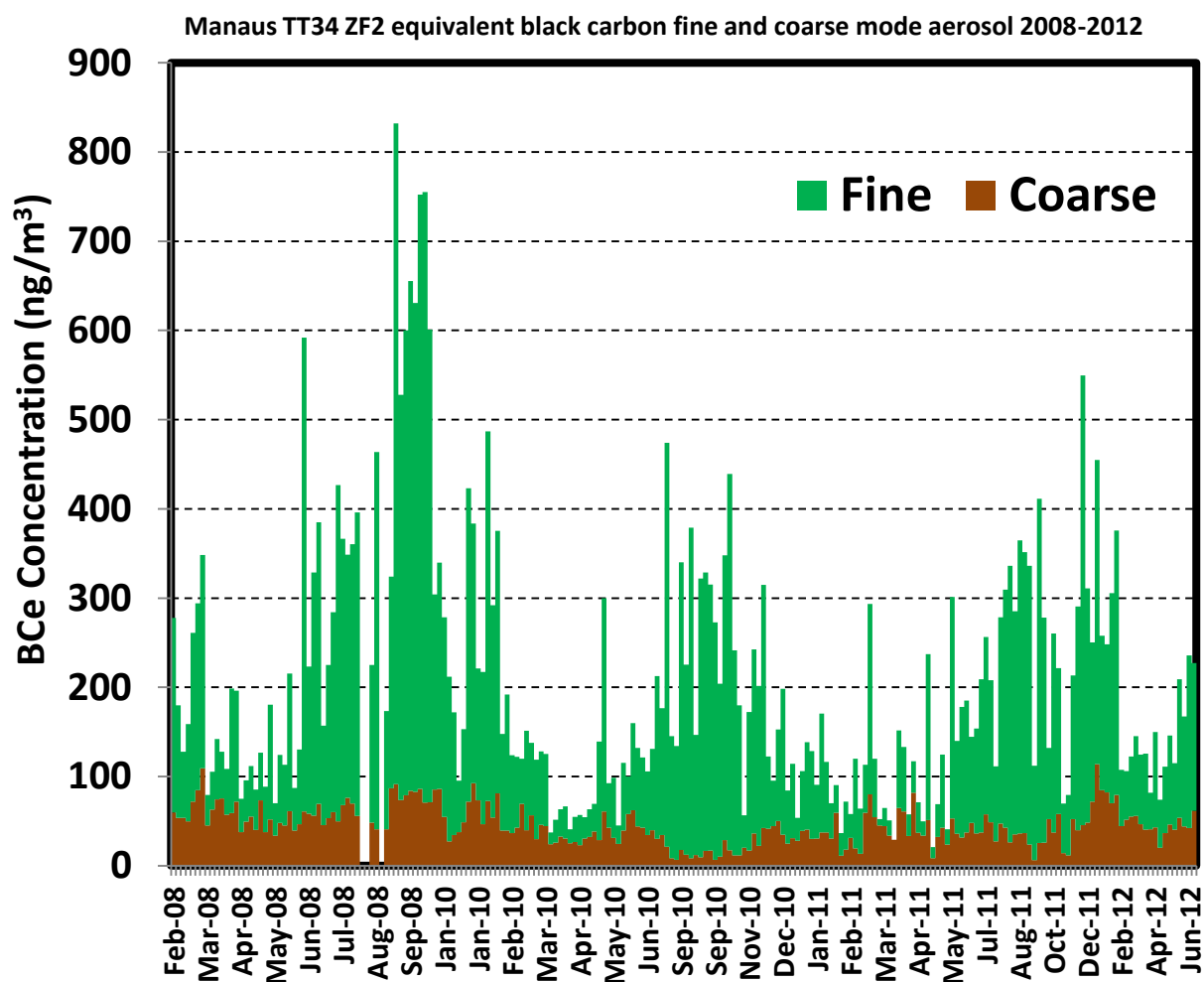
**Figure 1** – Annual deforestation rates in the Brazilian Amazonia from 1977 to 2012 measured by the PRODES (Projeto de Monitoramento do Desflorestamento na Amazônia Legal) program from INPE (The Brazilian National Institute for Space Research).



**Figure 2** – Map of Amazonia showing the locations of the two atmospheric sampling sites at Porto Velho (PVH), and Central Amazonia (TT34) (yellow markers). Image provided by Google earth.

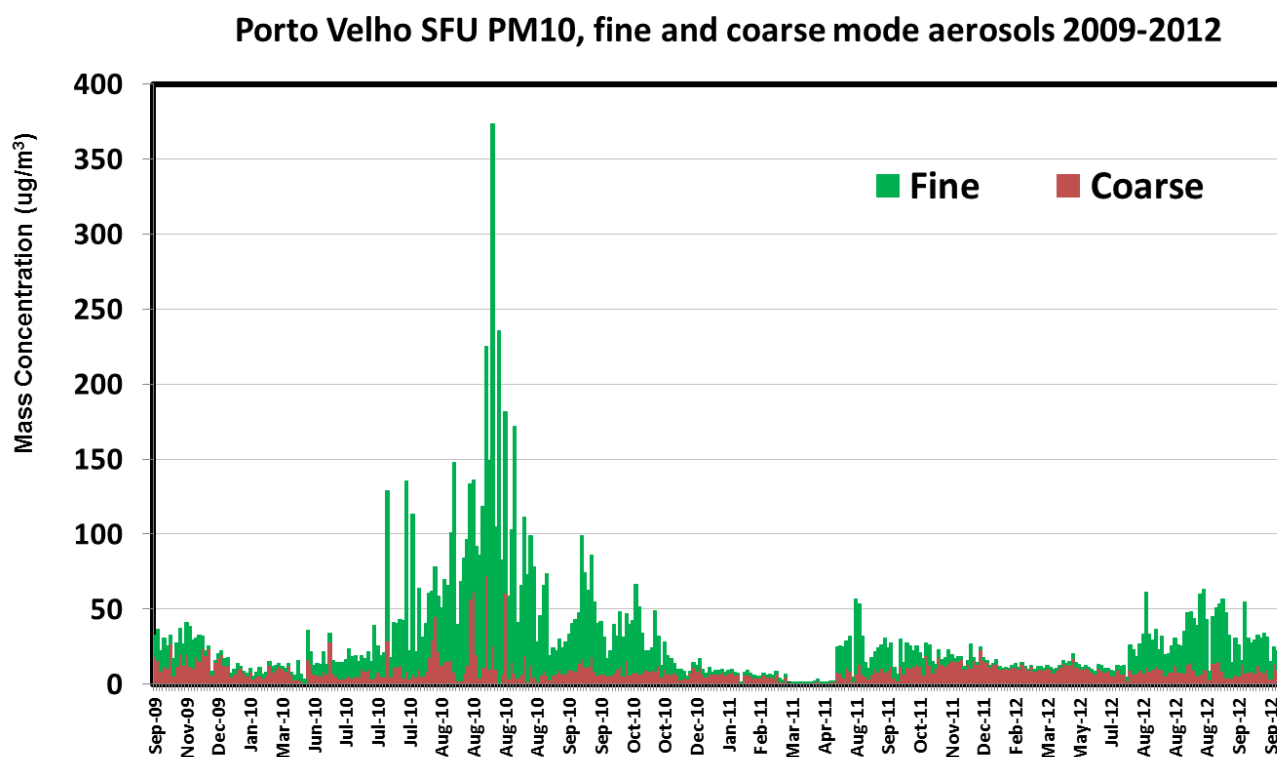


**Figure 3** - Time series of fine (PM<sub>2.5</sub>) and coarse mode aerosol mass concentrations at the central Amazonia TT34 forest site from 2008 to 2012.

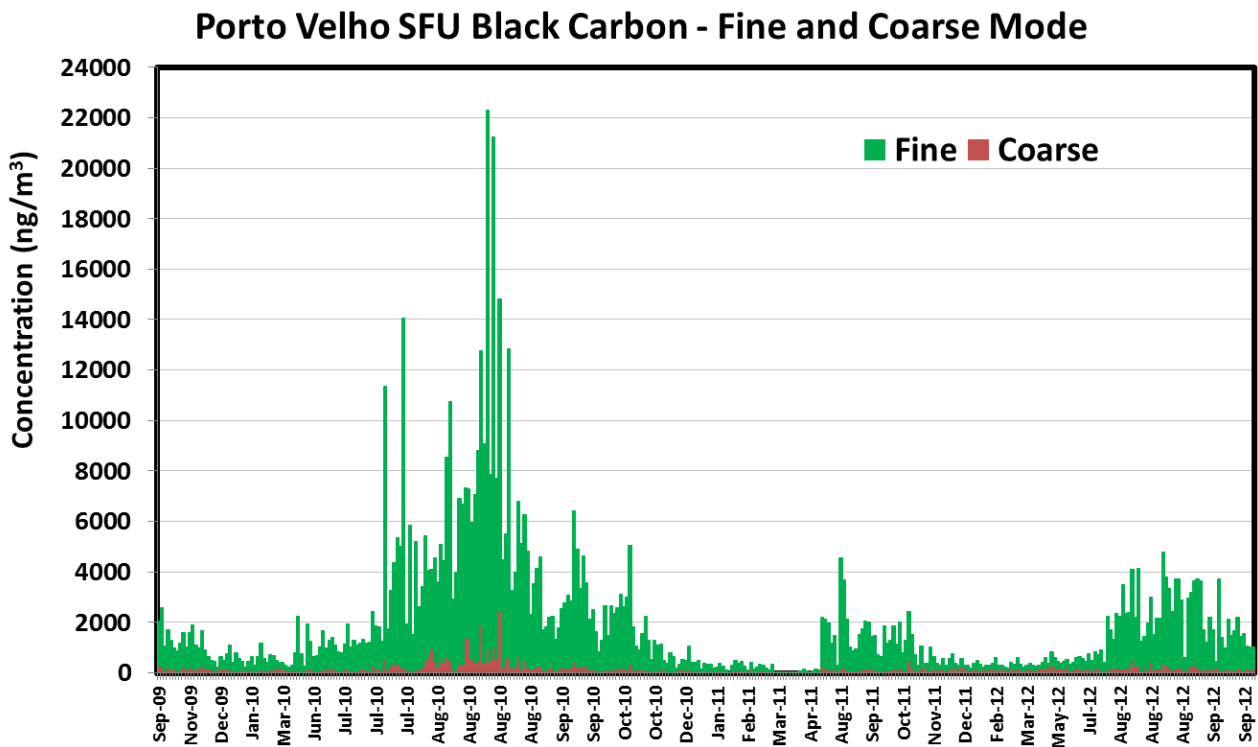


**Figure 4** – Time series of equivalent black carbon in fine and coarse mode aerosols at the TT34 forest site from 2008 to 2012. The increase in fine mode BC concentrations in the dry season is due to long-range transport of biomass burning aerosol.

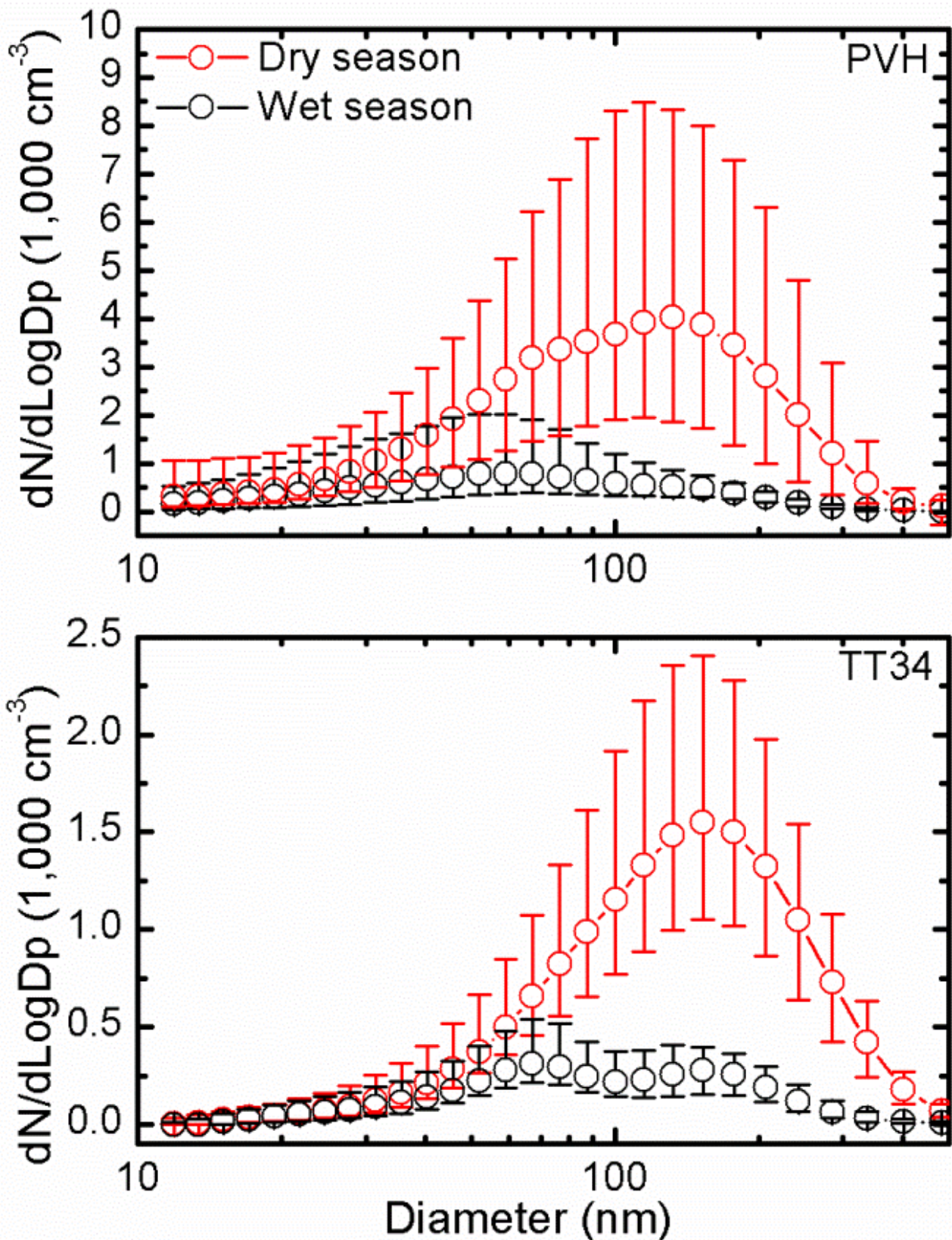




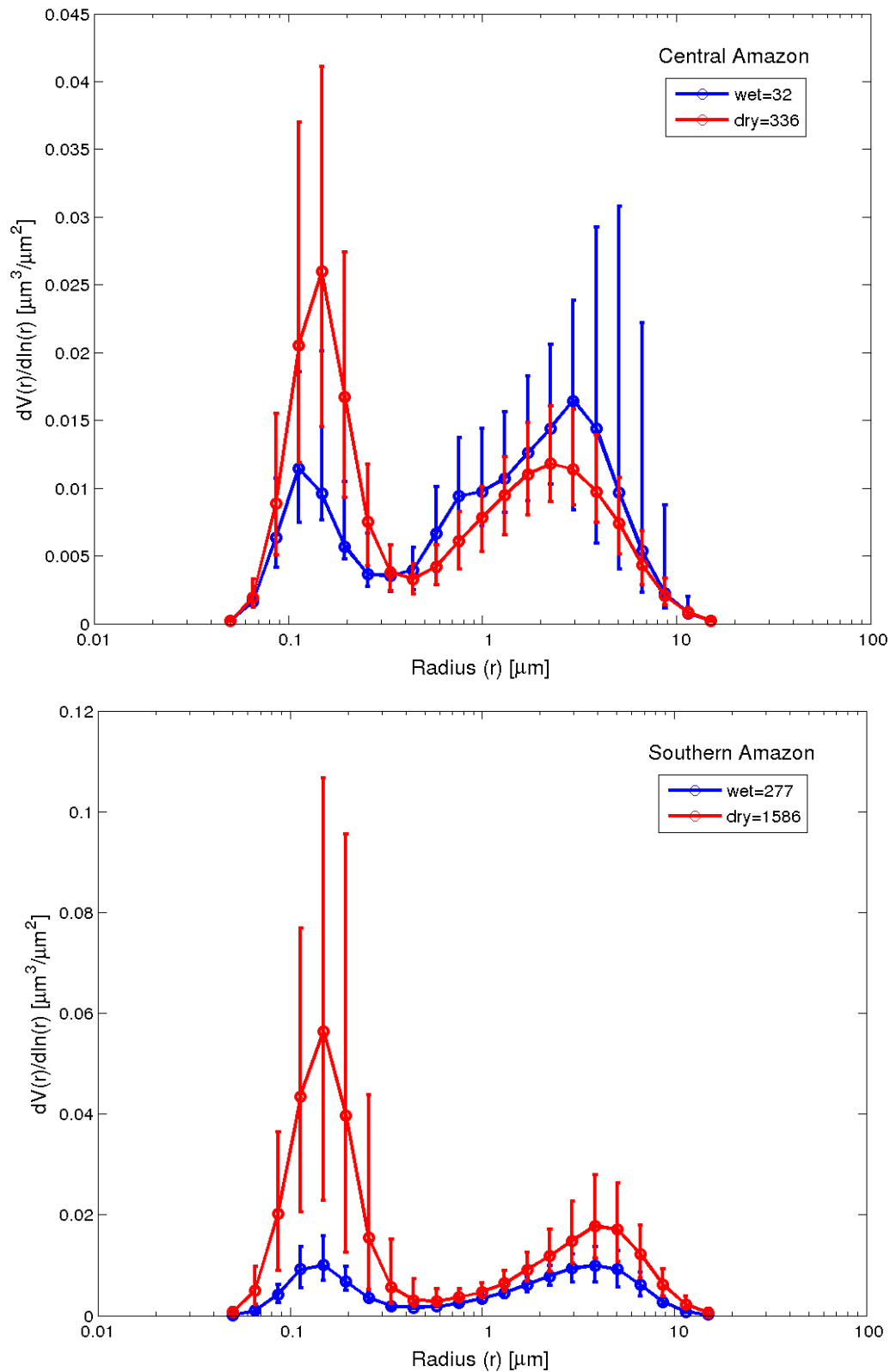
**Figure 5** - Time series of fine and coarse mode aerosol mass concentrations at the PVH anthropogenic impacted site, from 2009 to 2012.



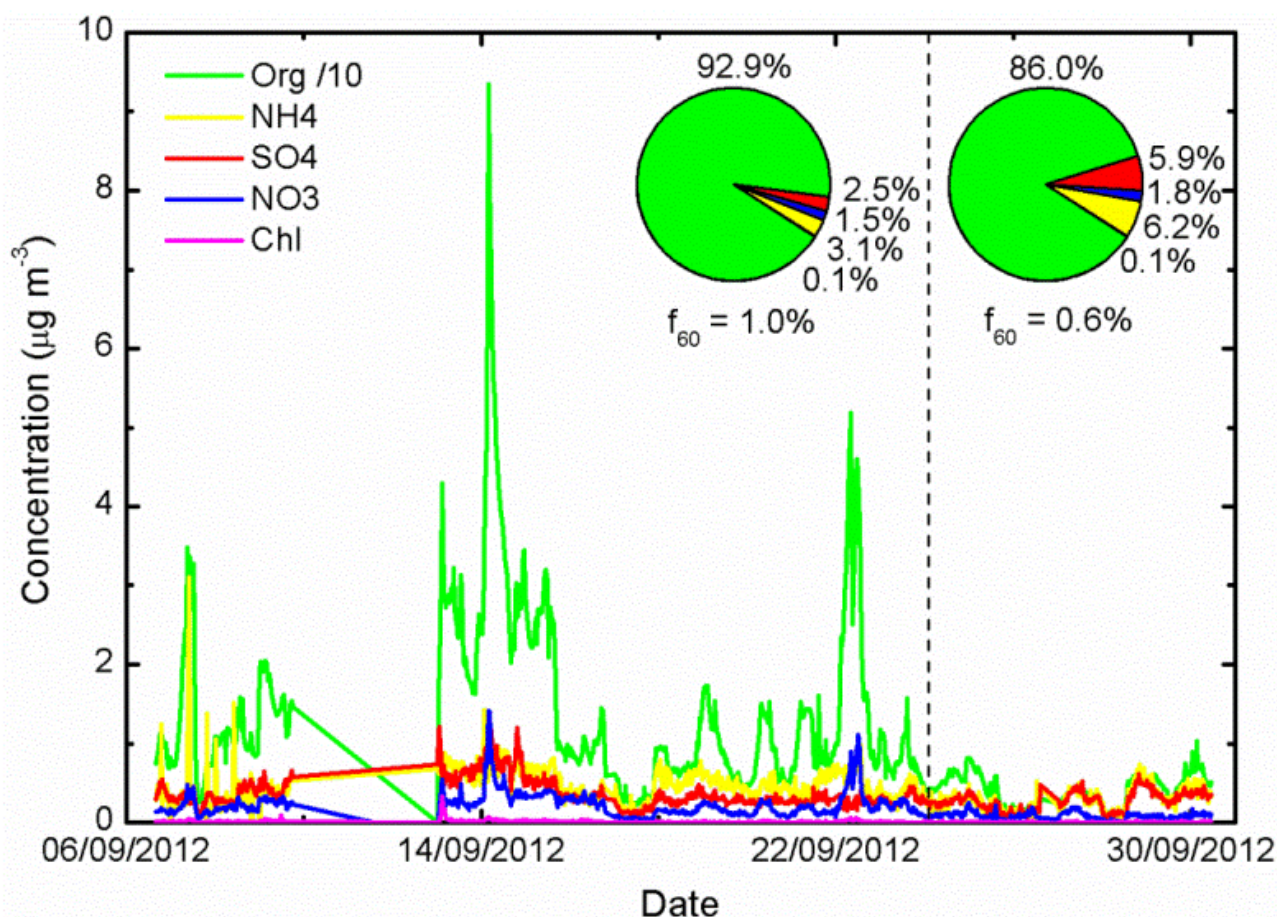
**Figure 6** - Average aerosol equivalent black Carbon BC<sub>e</sub> concentrations for fine and coarse mode at the PVH impacted site from 2009 to 2012.



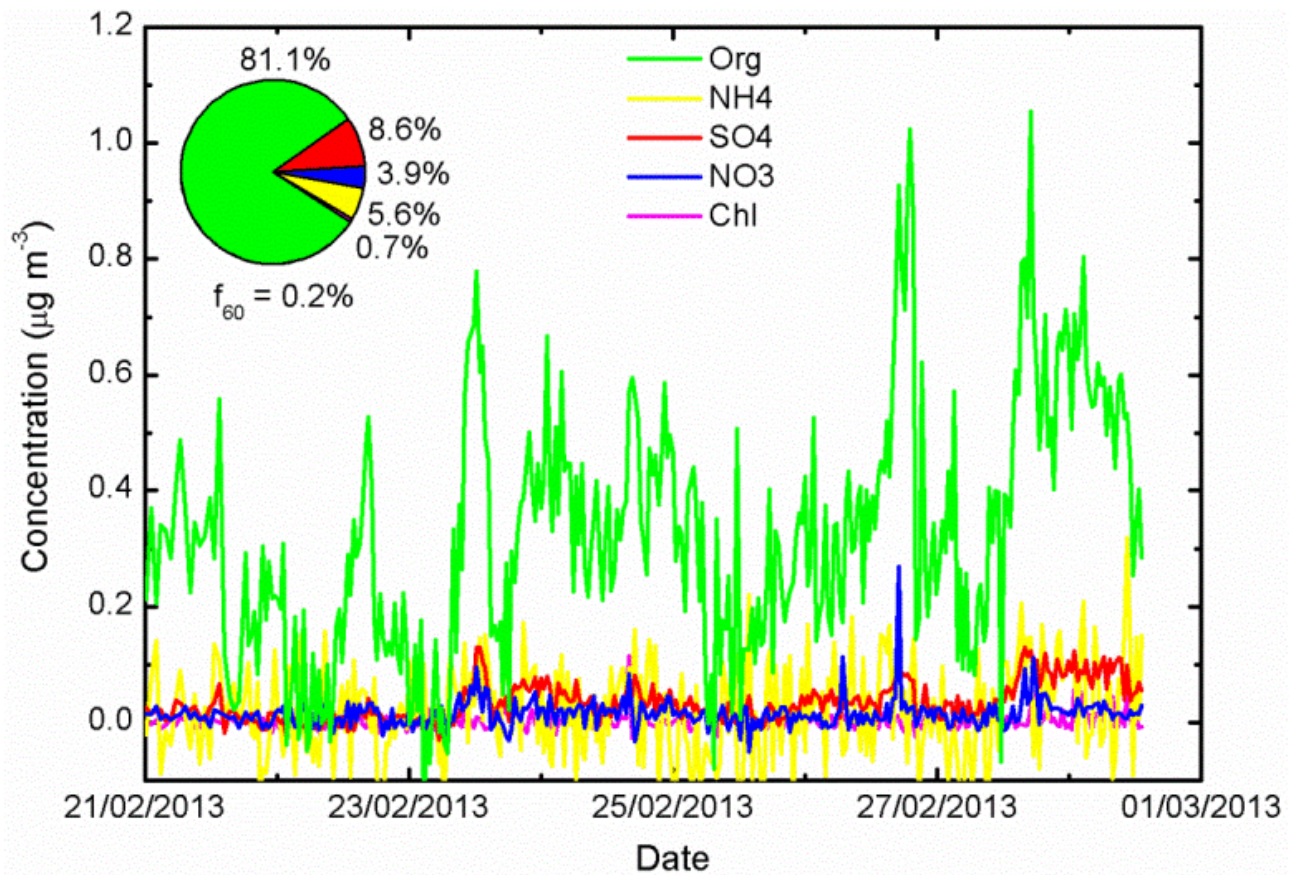
**Figure 7** – Median of aerosol number size distributions measured at southern Amazonia (PVH) and central Amazonia (TT34). Circles represent median values, and bars represent 10 and 90 percentiles.



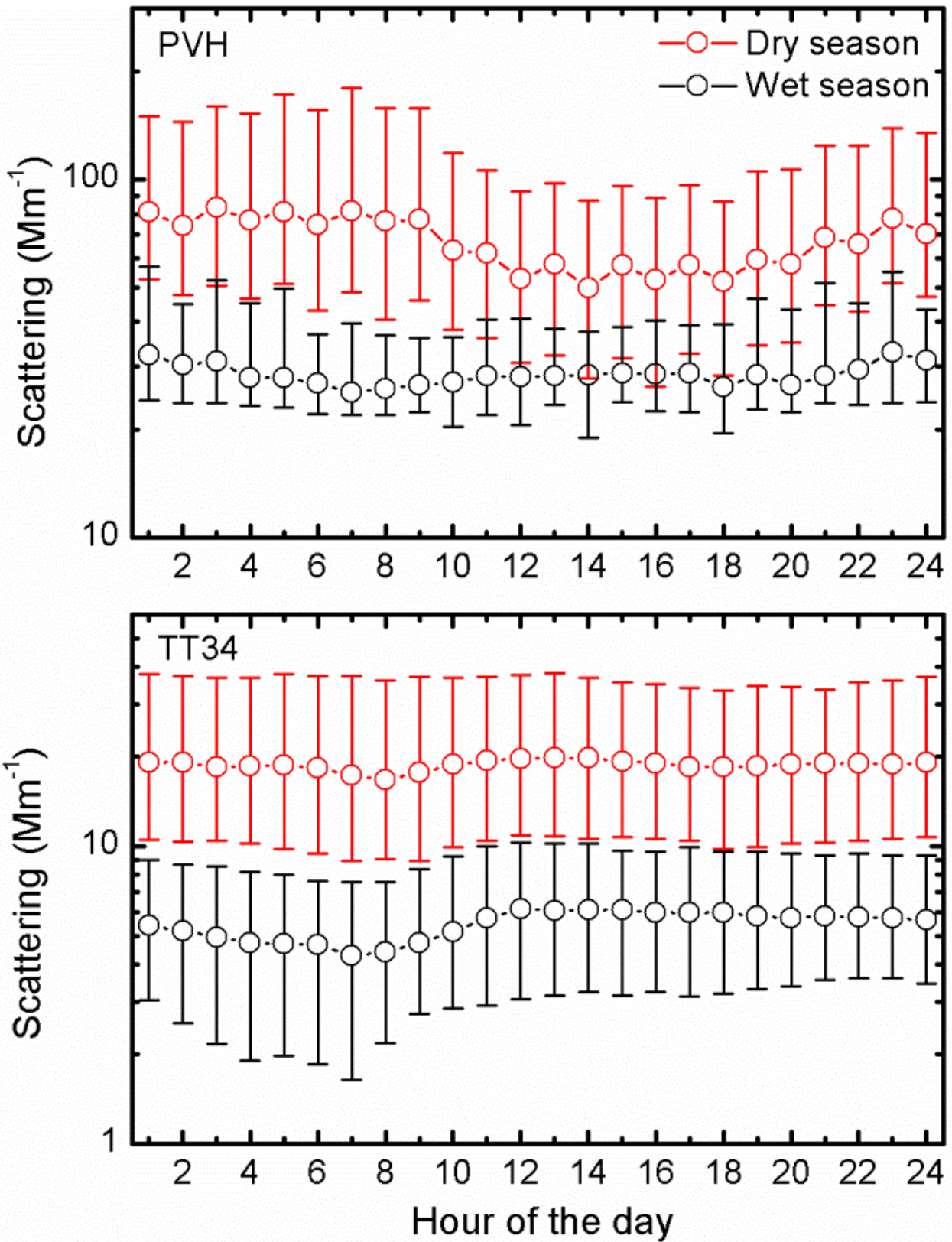
**Figure 8** – Aerosol size distributions from TT34 (Central Amazonia) (top) and PVH (Southern Amazonia) (bottom) AERONET sites are shown for wet (Jul-Nov, blue) and dry (Dec-Jun, red) seasons. Error bars indicate the 25% and 75% quartiles. The legends show the number of level 2.0 almucantar retrievals.



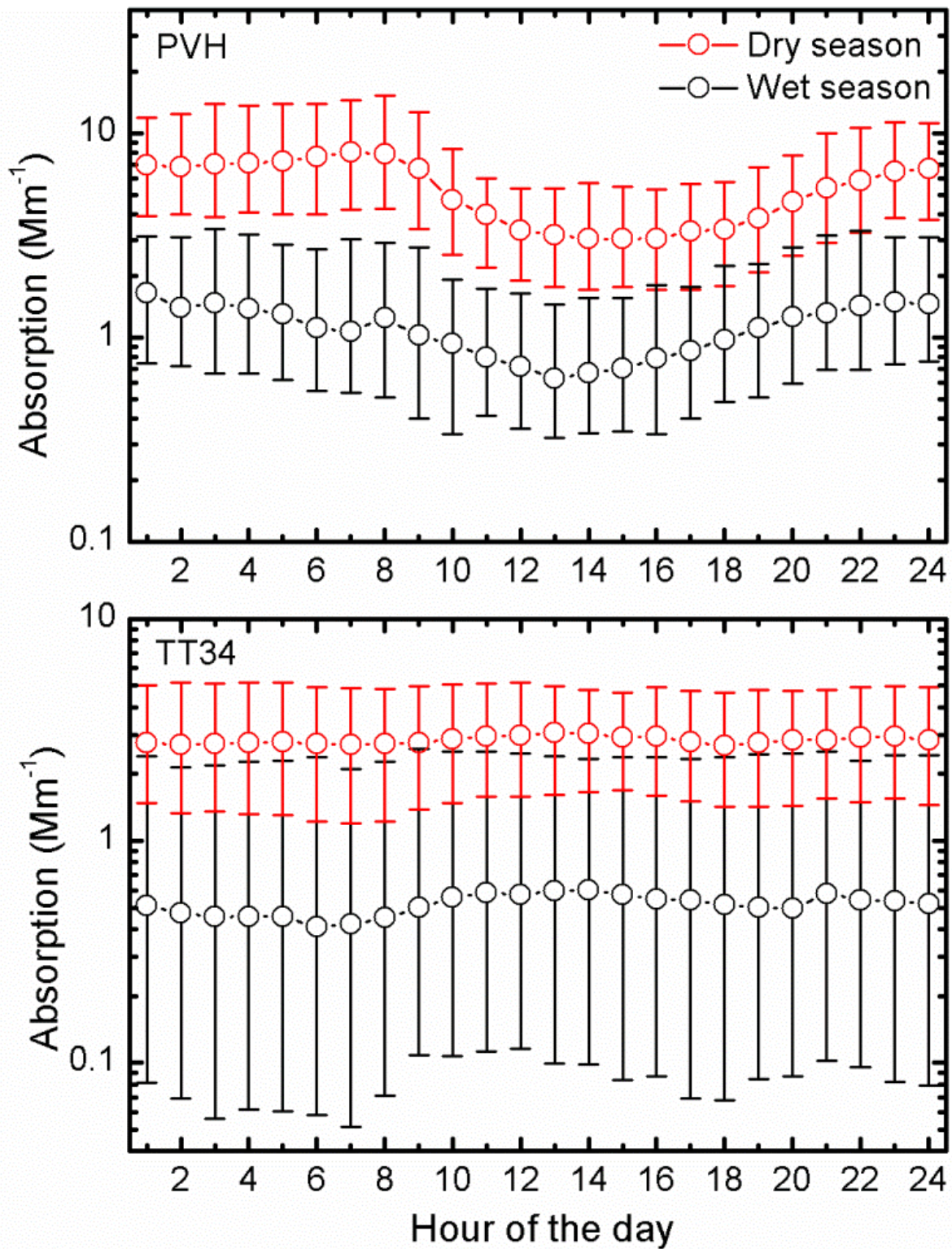
**Figure 9** – Submicron non-refractory aerosol composition at the PVH site. The studied period of time comprises the end of dry season, here chosen at 25<sup>th</sup> September and indicated using a dashed line. The parameter  $f_{60}$  is a surrogate for the contribution of biomass burning on OA (see text for details). The aerosol composition shows a significant enhancement of organics relative to other species due to biomass burning. Average concentration of monitored species prior 25<sup>th</sup> September 2012 is  $13.9 \mu\text{g m}^{-3}$ ,  $0.46 \mu\text{g m}^{-3}$ ,  $0.37 \mu\text{g m}^{-3}$ ,  $0.22 \mu\text{g m}^{-3}$  and  $0.01 \mu\text{g m}^{-3}$  for Org, NH<sub>4</sub>, SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, and Chl, respectively. The non-refractory PM<sub>1</sub> aerosol concentration after 25<sup>th</sup> September yields  $4.0 \mu\text{g m}^{-3}$ ,  $0.29 \mu\text{g m}^{-3}$ ,  $0.27 \mu\text{g m}^{-3}$ ,  $0.08 \mu\text{g m}^{-3}$  and  $0.005 \mu\text{g m}^{-3}$  for Org, NH<sub>4</sub>, SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, and Chl, respectively.



**Figure 10** – Submicron non-refractory aerosol composition at the TT34 site (central Amazonia) during the wet season. The parameter  $f_{60}$  is a surrogate for the contribution of biomass burning on OA (see text for details). The non-refractory PM<sub>1</sub> aerosol concentration after 25<sup>th</sup> September yields  $0.33 \mu\text{g m}^{-3}$ ,  $0.02 \mu\text{g m}^{-3}$ ,  $0.03 \mu\text{g m}^{-3}$ ,  $0.02 \mu\text{g m}^{-3}$  and  $0.002 \mu\text{g m}^{-3}$  for Org, NH<sub>4</sub>, SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, and Chl, respectively.

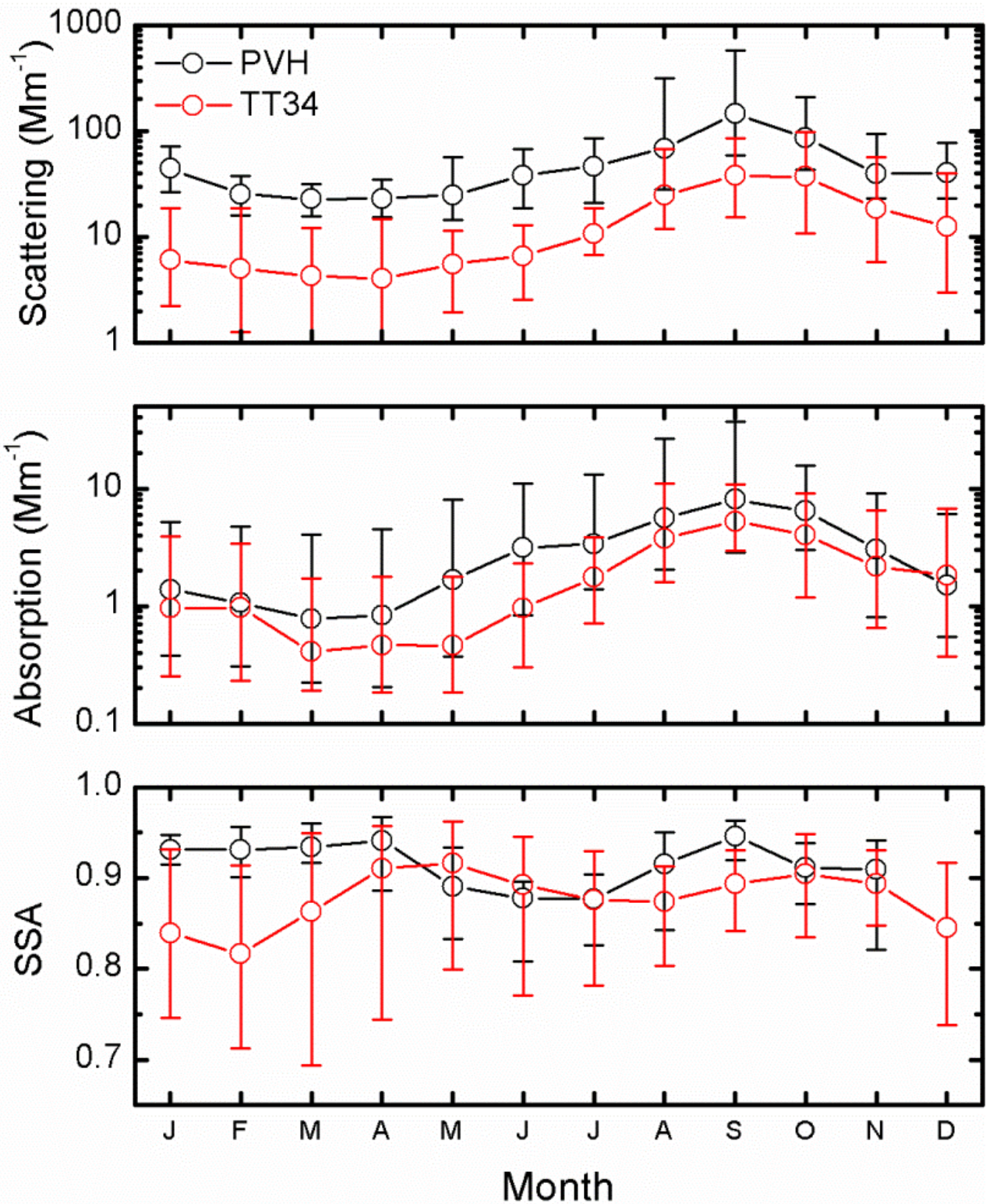


**Figure 11a** – Diurnal cycle of light scattering coefficient  $\sigma_s$  at 637 nm in  $\text{Mm}^{-1}$  in Porto Velho (PVH - top) and Central Amazonia (TT34 - bottom) for the dry (red) and wet (black) seasons from 2009 to 2012. Circles represent median values, and bars represent 10 and 90 percentiles.

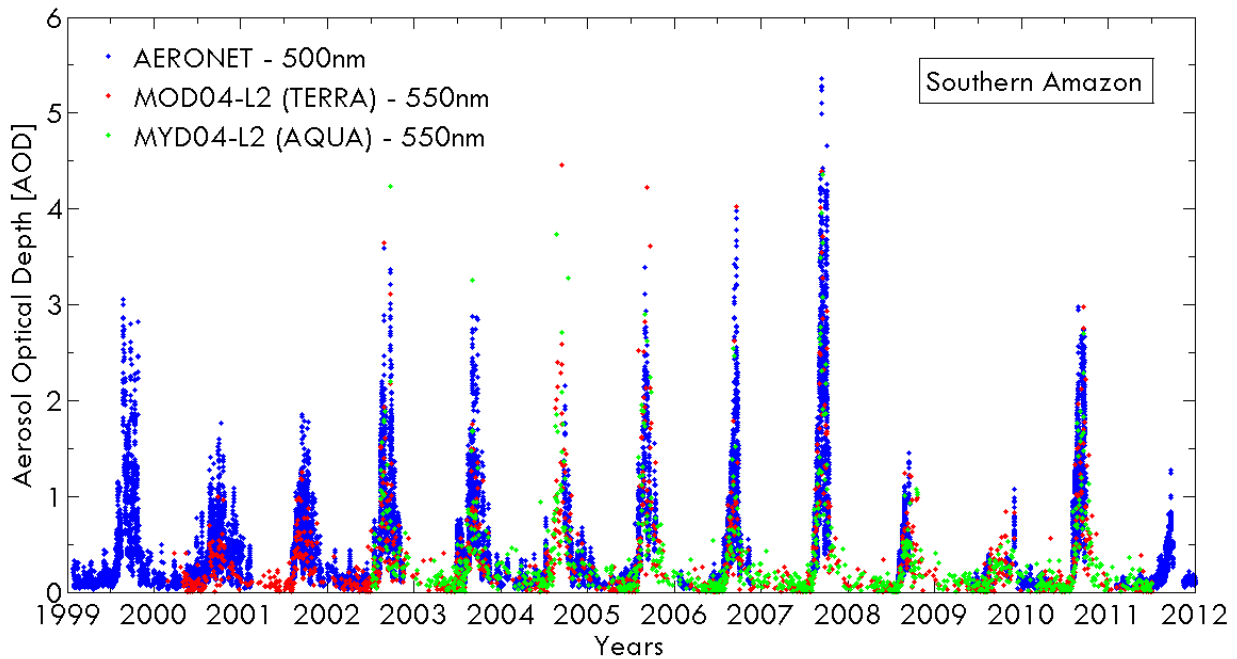


**Figure 11b** – Diurnal cycle of light absorption coefficient  $\sigma_a$  at 637 nm in  $\text{Mm}^{-1}$  in Porto Velho (PVH - top) and central Amazonia (TT34 - bottom) for the dry (red) and wet (black) seasons from 2009 to 2012. Circles represent median values, and bars represent 10 and 90 percentiles.

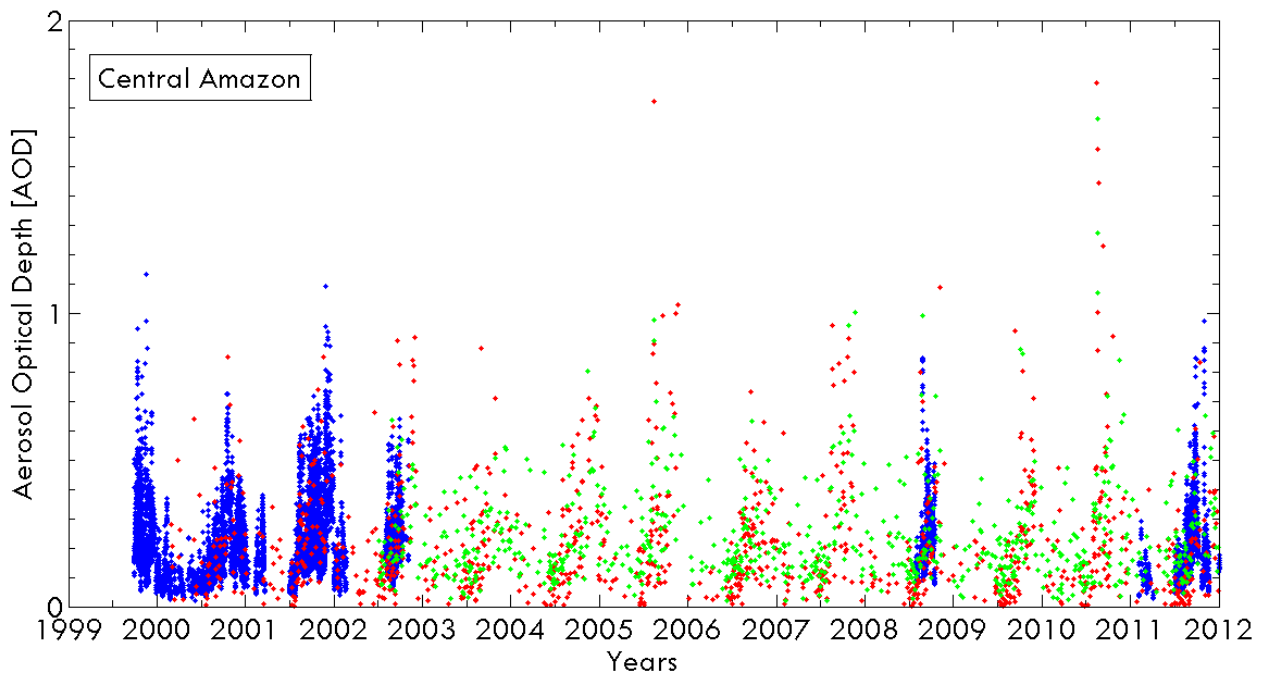




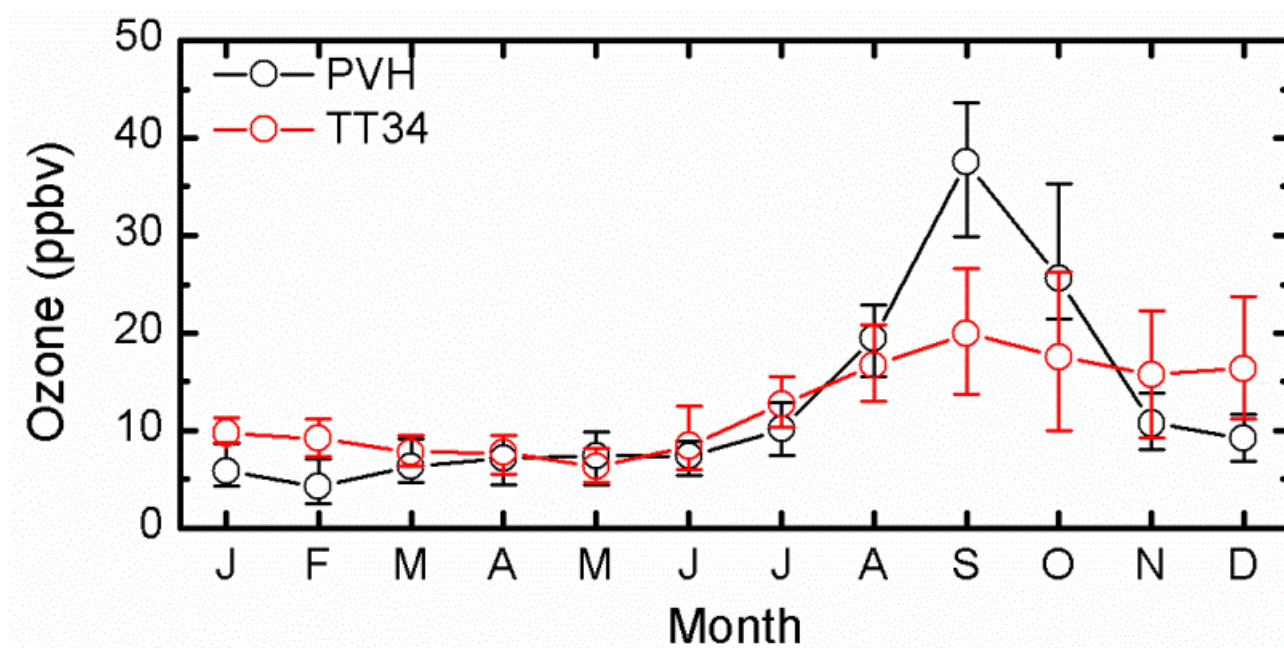
**Figure 12** – Monthly statistics (2009 – 2012) for light scattering coefficient  $\sigma_s$  at 637 nm and light absorption coefficient  $\sigma_a$  at 637 nm in  $\text{Mm}^{-1}$  for Porto Velho (PVH, in black) and central Amazonia (TT34, in red). The bottom plot shows the monthly statistics for the single scattering albedo (SSA) at 637 nm. Circles represent median values, and bars represent 10 and 90 percentiles.



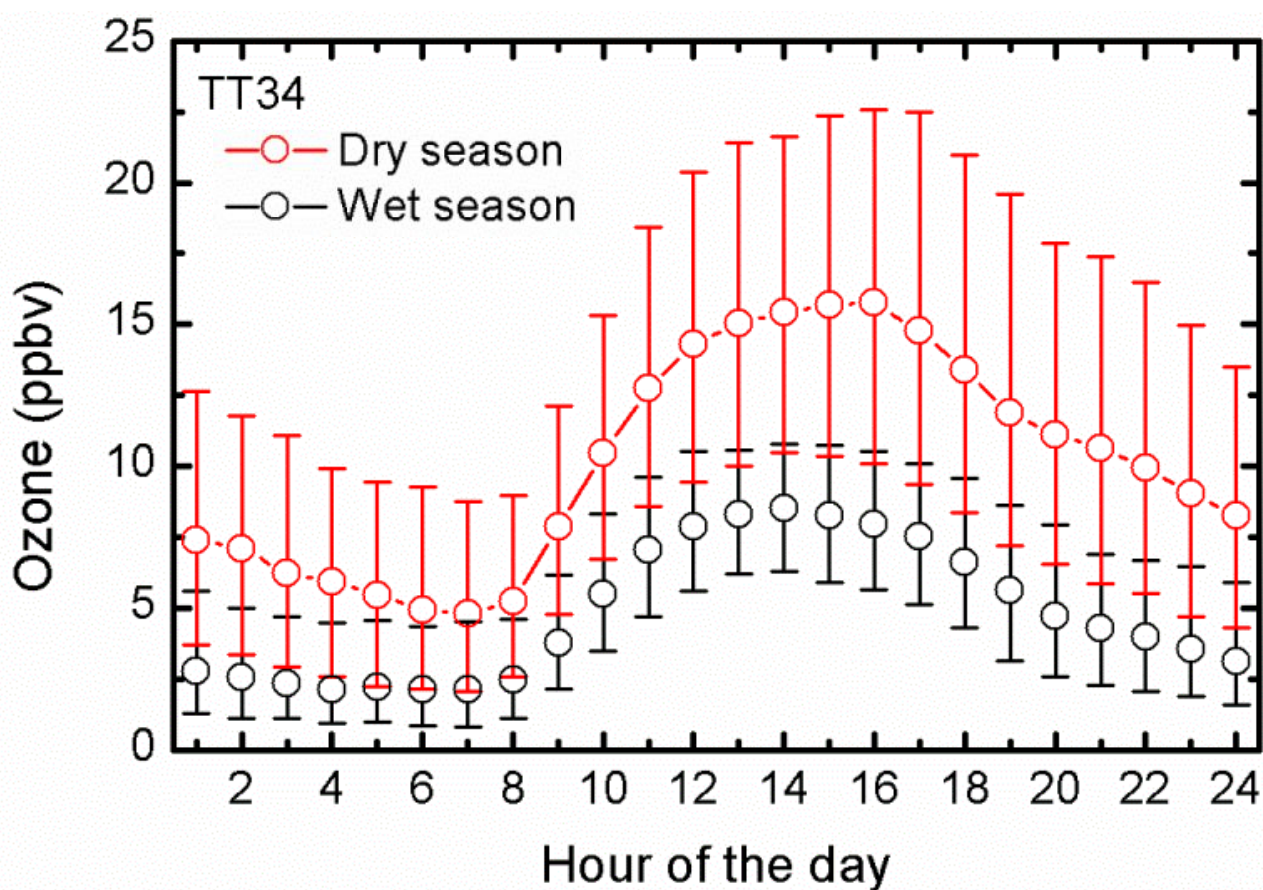
**Figure 13a** – Time series of aerosol optical depth at the PVH site with MODIS (550 nm) and AERONET (500 nm) retrievals from 1999 to 2012.



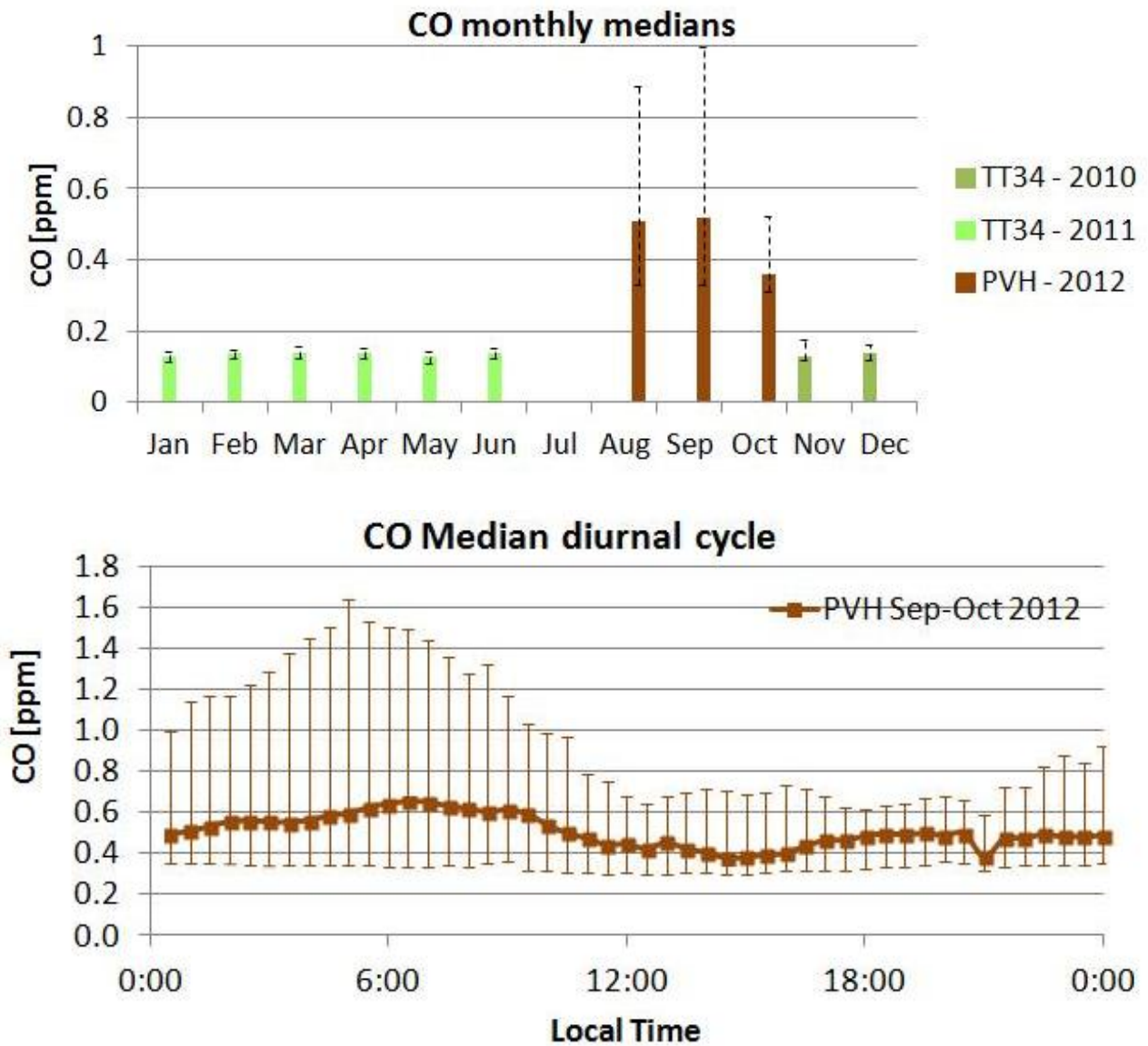
**Figure 13b** – Time series of aerosol optical depth from the central Amazonia TT34 site with MODIS retrievals at 550 nm from 2000 to 2012.



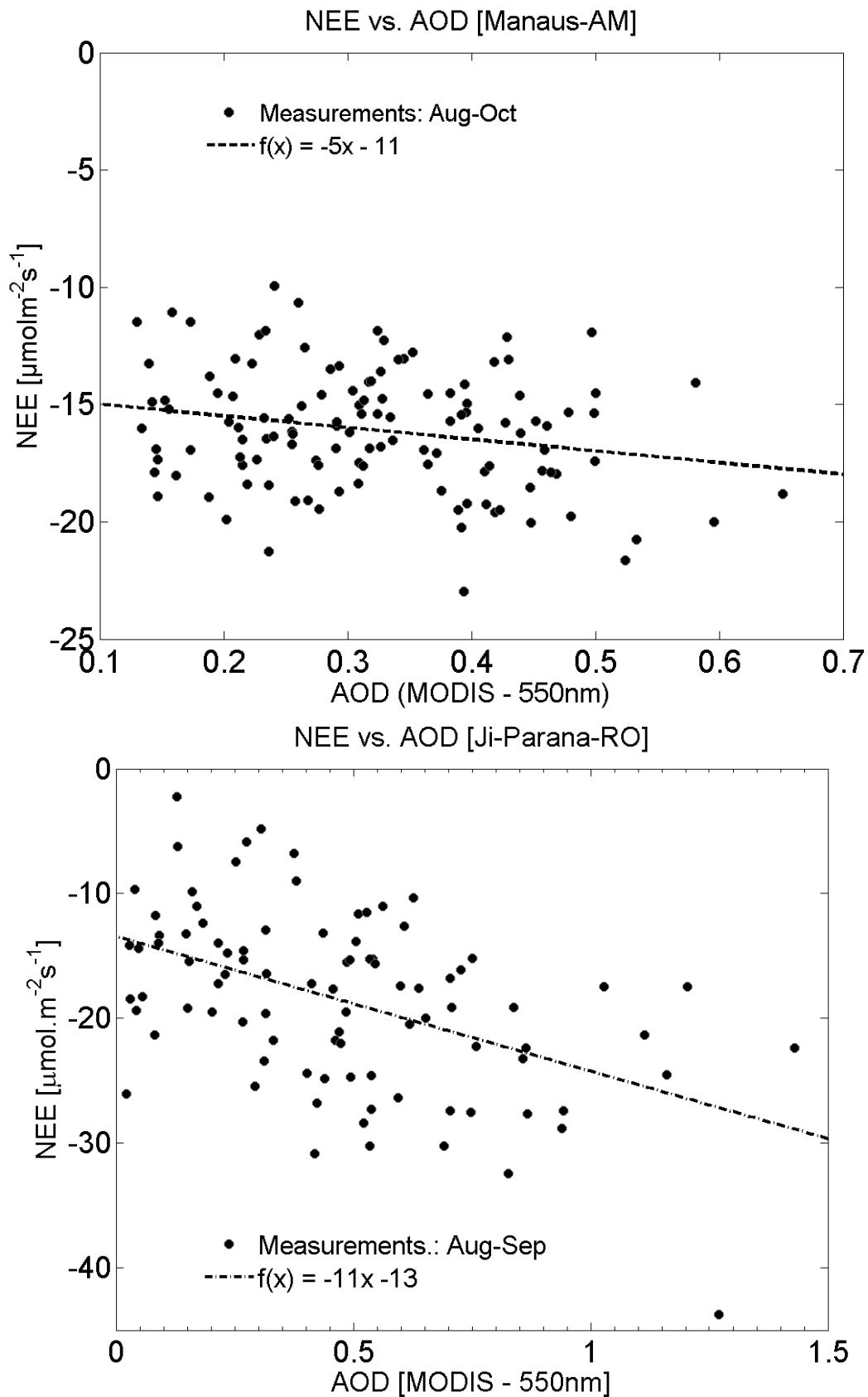
**Figure 14** – Seasonal variability (2009 – 2012) of ozone volume mixing ratios in Porto Velho (PVH) and central Amazonia (Manaus TT34 tower). Circles represent median values, and bars represent 10 and 90 percentiles.



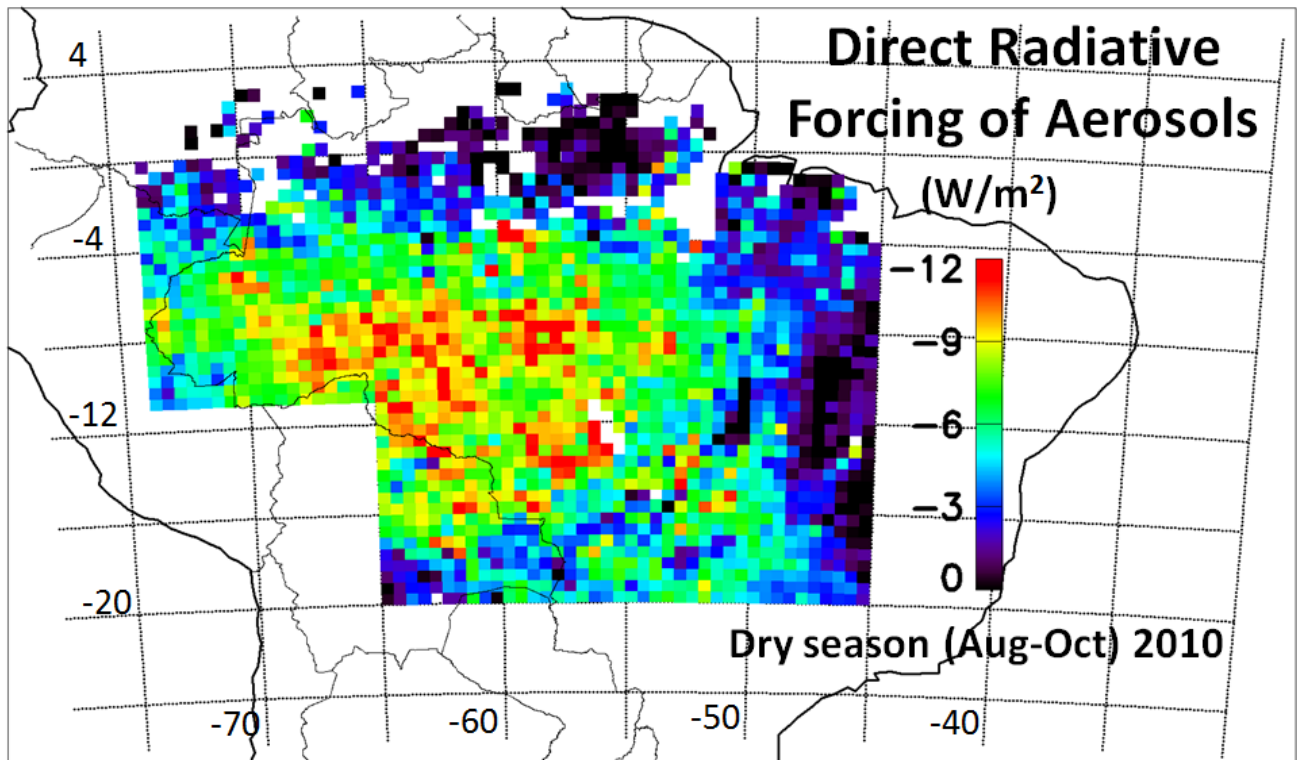
**Figure 15** – Diurnal cycle of ozone volume mixing ratios in central Amazonia (TT34) for the dry (red curve) and wet seasons (black curves) from 2009 to 2012. Circles represent median values, and bars represent 10 and 90 percentiles.



**Figure 16** – Carbon monoxide monthly medians for central Amazonia (TT34) and Porto Velho (PVH), together with diurnal variability of CO in PVH during the dry season.



**Figure 17** – Effects of aerosols on carbon uptake expressed as Net Ecosystem Exchange (NEE) at central Amazonia (nearby the TT34 forest preserved site), and at southern Amazonia (same region as the PVH impacted site). Data points refer to daily averages in the dry season (Aug-Sep), between 1999-2009 (TT34) and between 1999-2002 (PVH).



**Figure 18** – Average spatial distribution of the direct radiative forcing (DRF) of biomass burning aerosols in Amazonia during the dry season (August to October) of 2010. Forcing derived from calculations using a combination of MODIS and CERES sensors data. During this three-month period, the daily-average radiative forcing of aerosols for the whole area was on average  $-5.3 \pm 0.1$  W m<sup>-2</sup>.

