

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL**

**INTERAÇÃO ENTRE A RADIAÇÃO SOLAR DIRETA E
OS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA AMAZÔNIA**

RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS

**Orientador: Prof. Dr. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
Coorientador: Prof. Dr. PAULO EDUARDO ARTAXO NETTO**

Cuiabá, MT
Agosto/2017

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL**

**INTERAÇÃO ENTRE A RADIAÇÃO SOLAR DIRETA E
OS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA AMAZÔNIA**

RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Física Ambiental.

**Orientador: Prof. Dr. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
Coorientador: Prof. Dr. PAULO EDUARDO ARTAXO NETTO**

Cuiabá, MT
Agosto/2017

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

D111i da Silva Palácios, Rafael.
INTERAÇÃO ENTRE A RADIAÇÃO SOLAR DIRETA E OS AEROSSÓIS
ATMOSFÉRICOS NA AMAZÔNIA / Rafael da Silva Palácios. -- 2017
159 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientadora: José de Souza Nogueira.
Co-orientadora: Paulo Eduardo Artaxo Netto.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física,
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2017.
Inclui bibliografia.

1. Aeronet. 2. Profundidade ótica de Absorção do aerossol. 3. Angstrom de
absorção. 4. Matriz de Angstrom. 5. Forçante radiativa. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

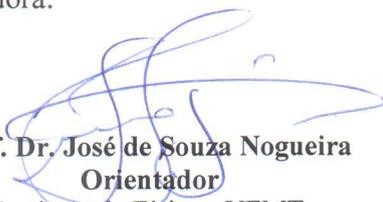
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: INTERAÇÃO ENTRE A RADIAÇÃO SOLAR DIRETA E OS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA AMAZÔNIA

AUTOR: RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 17 de agosto de 2017, pela comissão julgadora:


Prof. Dr. José de Souza Nogueira
Orientador
Instituto de Física - UFMT


Prof. Dr. Leone Francisco Amorim Curado
Examinador Interno
Instituto de Física - UFMT


Prof. Dr. João Basso Marques
Examinador Interno
Programa Nacional de Pós Doutorado - CAPES


Prof. Dr. Sérgio Wagner Gripp da Silveira
Examinador Externo
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INPE/Cuiabá


Prof. Dr. Paulo Eduardo Artaxo Netto
Examinador Externo
Instituto de Física - USP

DEDICATÓRIA

*A todos os colegas de curso,
professores e familiares.
Especialmente a minha mãe
Irenilda Pereira da Silva Palácios
e ao meu pai Ramão Santos
Palácios.*

AGRADECIMENTOS

Ao Professor José de Souza Nogueira (Paraná), por sua orientação, incentivo e motivação durante todo o processo de desenvolvimento desse trabalho.

Ao Professor Paulo Artaxo, por sua orientação e discussões em função do desenvolvimento de um pensamento científico.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, em especial a Luciana Sanches, Carlo Ralph, Denilton Gaio, Marcelo Biudes e Sérgio Roberto, pelos ensinamentos e discussões em sala de aula que contribuíram muito para o desenvolvimento desse trabalho.

Ao colega de doutorado e amigo Fernando Sallo, pelas discussões e várias revisões de texto.

Ao colega de doutorado e amigo João Basso, pelas discussões e incentivo do meu estágio em São Paulo.

À colega de mestrado e doutorado e amiga Anna Carolina, pelas discussões e revisões de trabalhos.

Ao colega de doutorado e amigo Jorge Menezes, pelo apoio e pelas discussões a respeito desse trabalho.

À Professora Franciele Bomfiglio, pelo apoio e colaboração.

Aos técnicos do Laboratório de Física Atmosférica da USP, Fernando, Fabio, Alcides, Guilherme e Ana, pela colaboração e manutenção dos equipamentos e qualidades de medidas.

À Professora Luciana Rizzo, pelo apoio e auxílio no processamento dos dados e rotinas.

À Bruna Holanda, pelas contribuições no processamento dos dados.

A todos os amigos de Dourados, Cuiabá e São Paulo que diretamente ou indiretamente acompanharam o desenvolvimento desse trabalho.

À CAPES pelo apoio financeiro.

Aos meus pais Ramão Santos Palácios e Irenilda Pereira da Silva Palácios, pelo incentivo.

EPÍGRAFE

“Não há arte patriótica nem ciência patriótica. As duas, tal como tudo o que é bom e elevado, pertencem ao mundo inteiro e não podem progredir a não ser pela livre ação recíproca de todos os contemporâneos e tendo sempre em contra aquilo que nos resta e aquilo que conhecemos do passado. ”

Johann Goethe

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TALELAS	xii
LISTA DE ABREVIACÕES	xiii
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 PROBLEMÁTICA	1
1.2 JUSTIFICATIVA	4
1.3 OBJETIVOS	7
1.3.1 OBJETIVO GERAL	7
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	7
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	8
2.1 BALANÇO RADIATIVO NA ATMOSFERA	8
2.1.1 RADIAÇÃO E A ATMOSFERA	8
2.1.2 PROPRIEDADES ESPECTRAIS APLICADAS NA ATMOSFERA	11
2.1.3 A TEORIA DE ESPALHAMENTO MIE	20
2.1.5 A LEI DE BEER-LAMBERT-BOUGUER	24
2.1.6 O BALANÇO DE RADIAÇÃO NO SISTEMA TERRA-ATMOSFERA	25
2.2 AS PARTÍCULAS DE AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS	30
2.2.1 DISTRIBUIÇÃO DE TAMANHO DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS	30
2.2.2 CICLO DE VIDA DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS	32
2.2.3 AEROSSÓIS CARBONÁCEOS	34
2.2.4 O IMPACTO DOS AEROSSÓIS NO CLIMA REGIONAL E GLOBAL	37
2.3 A REGIÃO AMAZÔNICA	39
2.3.1 O CLIMA NA AMAZÔNIA	40
2.3.2 O DESFLORESTAMENTO NA AMAZÔNIA	43
2.3.3 A INFLUÊNCIA DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA AMAZÔNIA	45
2.3.4 A EMISSÃO DE PARTICULAS BIOGÊNICAS PELA FLORESTA AMAZÔNICA	48
3 MATERIAIS E MÉTODOS	51
3.1 A REDE AERONET	51
3.1.1 MEDIDAS DE RADIAÇÃO SOLAR DIRETA PELA AERONET	53
3.1.2 MEDIDAS DE RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA PELA AERONET	54
3.1.3 CALIBRAÇÃO E PRECISÃO DOS RADIÔMETROS DA AERONET	56
3.2 DESCRIÇÃO DAS ESTAÇÕES DA AERONET ESTUDADAS	57
3.3 MEDIDAS <i>IN-SITU</i>	60
3.3.1 LOCALIZAÇÃO E PERÍODOS DAS MEDIDAS <i>IN-SITU</i>	60
3.3.2 MEDIDAS DE ABSORÇÃO, ESPALHAMENTO E CONCENTRAÇÃO NUMÉRICA	61

3.3.3 VALIDAÇÃO PARA AS MEDIDAS REALIZADAS <i>IN-SITU</i>	65
3.4 A MATRIZ DE ANGSTROM COMO INDICATIVO DE COMPOSIÇÃO DOS AEROSSÓIS	67
3.4.1 EXPOENTE ANGSTROM DE ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO	67
3.4.2 CLASSIFICAÇÃO DOS AEROSSÓIS PELA MATRIZ DE ANGSTROM	68
3.5 OBTENÇÃO DAS FRAÇÕES DE ABSORÇÃO POR <i>BLACK CARBON</i> E <i>BROWN CARBON</i> COM MEDIDAS DA AERONET	69
3.6 O MODELO DE TRAJETÓRIAS HYSPLIT	71
3.7 O MODELO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA SBDART	72
3.7.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DO SBDART	73
3.7.2 A APLICAÇÃO DO CÓDIGO SBDART	74
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	75
4.1 PROPRIEDADES ÓTICAS E FÍSICAS DOS AEROSSÓIS NA AMAZÔNIA COM BASE NA AERONET	75
4.1.1 PROFUNDIDADE ÓTICA DO AEROSSOL	75
4.1.2 PROPRIEDADES DE ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO NA COLUNA ATMOSFÉRICA	81
4.1.3 VARIAÇÃO HORARIA DAS PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS NA COLUNA ATMOSFÉRICA	90
4.2 RESULTADOS DAS MEDIDAS <i>IN-SITU</i>	93
4.2.1 ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO NA AMAZÔNIA CENTRAL	93
4.2.2 CONTRIBUIÇÃO DAS PARTICULAS BIOGÊNICAS PRIMÁRIAS NA ABSORÇÃO DA RADIAÇÃO NA AMAZÔNIA CENTRAL	97
4.3 AVALIAÇÃO DOS TIPOS DE AEROSSÓIS COM BASE EM SUAS PROPRIEDADES ESPECTRAIS	103
4.3.1 MATRIZ DE ANGSTROM COMO INDICATIVO DE AEROSSÓIS DE QUEIMADAS E BIOGÊNICOS	103
4.3.2 A PROFUNDIDADE ÓTICA DE ABSORÇÃO POR BLACK E BROWN CARBON	107
4.4 EFEITOS DOS AEROSSÓIS NO FLUXO DE RADIAÇÃO	111
4.4.1 SAZONALIDADE DA FORÇANTE RADIATIVA NA AMAZONIA	111
4.4.2 O EFEITO DAS PARTICULAS BIOGÊNICAS PRIMÁRIAS NO FLUXO DE RADIAÇÃO DIRETA	116
5 CONCLUSÃO	123
6 BIBLIOGRÁFICA	126

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Comparação da irradiância solar espectral com a irradiância de um corpo negro a uma temperatura de 5777 K (Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).* _____ 8
- Figura 2. Irradiância do espectro solar no topo da atmosfera terrestre e ao nível do mar (Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).* _____ 9
- Figura 3. (A) absorvidade da radiação solar por O₂ e O₃, (B) pelo vapor d'água e (C) por toda a atmosfera (Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).* _____ 10
- Figura 4. Ilustração do espalhamento simétrico descrito pela teoria de espalhamento Rayleigh.* _____ 12
- Figura 5. Esquema simplificado da atenuação da radiação proposto pela lei de Beer-Lambert-Bouguer.* _____ 24
- Figura 6. Balanço energético médio global. As magnitudes em Wm⁻² representam os fluxos de energia individualmente, ajustados dentro de sua incerteza para o fechamento do balanço de energia (Adaptado de Trenberth et al., 2009).* _____ 27
- Figura 7. Médias globais das componentes da forçante radiativa e suas respectivas incertezas (Adaptado de IPCC, 2013).* _____ 29
- Figura 8. Distribuição de tamanho das partículas de aerossóis e os processos associados a produção, transformação e remoção das partículas (Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).* _____ 31
- Figura 9. Ciclo de vida das partículas de aerossóis e nuvens.* _____ 33
- Figura 10. Diagrama esquemático dos diversos mecanismos radiativos associados com os efeito direto, indireto e semi-direto dos aerossóis (Adaptado de Sena, 2013).*
_____ 38
- Figura 11. Distribuição espacial da Amazônia legal (<http://www.imazon.org.br>). _ 39*
- Figura 12. Climatologia da precipitação acumulada mensal no Brasil, período entre 1961 e 1990 (<http://www.inmet.gov.br>).* _____ 41
- Figura 13. Mapa do desmatamento na Amazônia Legal até 2011, as áreas em rosa destacam as regiões fortemente impactadas pelo desmatamento (<http://www.imazon.org.br>).* _____ 44

<i>Figura 14. Taxa de desmatamento anual na Amazônia Legal (barras azuis) de acordo com o PRODES, em vermelho são representadas as médias anuais da profundidade ótica do aerossol (AOD 550 nm) para o site de Rio Branco no AC.</i>	45
<i>Figura 15. Descrição dos fluxos de água, energia e partículas entre a biosfera e a atmosfera, evidenciando o forte sistema de acoplamento ente os dois (Adaptado de Barth et al., 2005).</i>	49
<i>Figura 16. Localização dos radiômetros da AERONET distribuídos pelo globo (http://aeronet.gsfc.nasa.gov/).</i>	51
<i>Figura 17. Instrumentação da rede AERONET, radiômetro solar CIMEL 318A, antena de transmissão de dados e o painel solar (Extraído de Sena, 2013).</i>	52
<i>Figura 18. Esquema ilustrativo das medidas de radiação difusa da rede AERONET (Extraído de Castanho, (2005)).</i>	55
<i>Figura 19. Localização geográfica dos sites da AERONET utilizados neste trabalho.</i>	57
<i>Figura 20. Ilustração do princípio de funcionamento do MAAP.</i>	62
<i>Figura 21. Princípio de funcionamento do Aetalômetro modelo AE33.</i>	63
<i>Figura 22. Ilustração da estrutura interna do Nefelômetro modelo TSI-3563.</i>	64
<i>Figura 23. Método de classificação dos aerossóis pela matriz de Angstrom.</i>	68
<i>Figura 24. O expoente Angstrom de absorção (AAE) derivado dos cálculos da teoria Mie em função do tamanho e para uma série de estados de revestimento (Adaptado de Wang et al., 2016).</i>	70
<i>Figura 25. Medidas da profundidade ótica dos aerossóis em 500 nm para os diferentes sites analisados nesse estudo entre os anos de 2000 a 2017 utilizando os radiômetros da AERONET. Na figura são utilizados os dados gerados pelo algoritmo V3 de nível 1.5, cujos valores são próximos aos estimado pelo algoritmo V2 de nível 2.0 (R^2 de 0.98 para médias diárias em Alta Floresta).</i>	76
<i>Figura 26. Distribuição temporal da AOD 500 nm entre os anos de 2013 e 2015 para os sites de Rio Branco, Manaus EMBRAPA e Manacapuru.</i>	77
<i>Figura 27. Distribuição temporal da AOD 500 nm sobre os sites da Amazônia central (Manaus EMBRAPA e ATTO).</i>	79

Figura 28. A, Correlação entre os valores baixos (azul) e altos (vermelho) de AOD 500 nm para os sites de Manaus EMBRAPA e ATTO. B, Correlação entre os valores baixos (azul) e altos (vermelho) de AOD 500 nm para os sites de Manaus EMBRAPA e Manacapuru. _____ 80

Figura 29. Dependência espectral para as estações seca e chuvosa da AAOD e SAOD nos sites estudados. Médias de SAOD e AAOD em cada comprimento de onda para todo período de dados disponível de cada site. _____ 82

Figura 30. Variação interanual dos valores de AAOD e SAOD em 440 nm sobre os sites de Alta Floresta e Manaus EMBRAPA. As regiões sombreadas na figura representam o período crítico da estação. _____ 83

Figura 31. Dependência espectral do índice de refração complexo, partes reais e imaginárias para os sites estudados. Médias em cada comprimento de onda para todo período de dados disponível de cada site. _____ 85

Figura 32. Dependência espectral do albedo de espalhamento simples (SSA) nas estações seca e chuvosa para os sites estudados. _____ 86

Figura 33. Média para os valores de distribuição volumétrica de tamanho para todos os sites analisados. _____ 88

Figura 34. Média da distribuição de tamanho para as estações seca e chuvosa para os sites de Alta Floresta, Cuiabá, Manacapuru e Manaus EMBRAPA. _____ 89

Figura 35. Variação horária dos valores de profundidade ótica de absorção em 440 nm (AAOD 440nm) e albedo de espalhamento simples em 440 nm (SSA 440nm) para as estações chuvosa e seca em Manaus EMBRAPA. _____ 90

Figura 36. Variação horária dos valores de profundidade ótica de absorção em 440 nm (AAOD 440nm) e albedo de espalhamento simples em 440 nm (SSA 440nm) para as estações chuvosa e seca em Alta Floresta. _____ 91

Figura 37. Variação horária dos valores de profundidade ótica de absorção em 440 nm (AAOD 440nm) e albedo de espalhamento simples em 440 nm (SSA 440nm) para as estações chuvosa e seca em Alta Floresta. _____ 92

Figura 38. A, series temporais dos coeficientes de espalhamento em 450 nm (medido em Mm^{-1}) para os sites do ATTO e ZF2. B, series temporais dos coeficientes de absorção em 470 nm (medido em Mm^{-1}) para os sites do ATTO e ZF2. _____ 94

Figura 39. A, Trajetórias calculadas pelo NOAA HYSPLIT MODEL, Backward trajectories, com o sistema de dados GDAS Meteorological Data para o dia 09/março/2014. B, Trajetórias calculadas pelo NOAA HYSPLIT MODEL, Backward

trajectories, com o sistema de dados GDAS Meteorological Data para o dia 06/abril/2014. _____ 95

Figura 40. Estatísticas mensais para os valores de SSA 637 nm sobre ZF2 e ATTO. _____ 97

Figura 41. Comparação entre as medidas dos coeficientes de absorção do MAAP e Aetalômetro no site ZF2 para os cortes de tamanho PM 2.5 e PM 10. _____ 98

Figura 42. Séries temporais para a absorção em 637 nm (Mm^{-1}) das frações PM 2.5 e PM 10 no site ZF2. _____ 99

Figura 43. Relação entre os coeficientes de absorção (637 nm, Mm^{-1}) PM 10 e PM 2.5 com o coeficiente de espalhamento em 700 nm, Mm^{-1} . _____ 100

Figura 44. Correlação entre os coeficientes de absorção e espalhamento (637 nm, Mm^{-1}), as cores representam o Expoente Angstrom de Absorção, para cada par espalhamento x absorção. _____ 101

Figura 45. Variação horaria da concentração numérica total e somente da moda grossa de aerossóis, coeficiente de absorção para a fração PM 10 e o Angstrom de absorção para site ZF2. _____ 102

Figura 46. Matriz de Angstrom para as estações seca e chuvosa no site de Ji Paraná. _____ 104

Figura 47. Séries temporais para profundidade ótica de absorção para o BC (AAOD-BC) e profundidade ótica de absorção para o BrC (AAOD-BrC) para o site de Alta Floresta. _____ 108

Figura 48. Distribuição temporal das médias anuais de AAOD-BrC e AAOD-BC para os sites de Alta Floresta, Cuiabá e Manaus EMBRAPA. _____ 109

Figura 49. Regressão para os valores de AAOD-BC e AAOD-BrC entre os sites de Cuiabá e Manaus EMBRAPA. Os pontos representados são médias diárias para todo o período de dados medidos em paralelo em ambos sites. _____ 110

Figura 50. Distribuição da forçante radiativa no topo da atmosfera nas estações seca e chuvosa para os sites de Alta Floresta, Cuiabá e Manaus EMBRAPA. _____ 112

Figura 51. Distribuição da forçante radiativa na superfície da atmosfera nas estações seca e chuvosa para os sites de Alta Floresta, Cuiabá e Manaus EMBRAPA. _____ 113

Figura 52. Relação entre FR-Superfície e a profundidade ótica de espalhamento (SAOD 440 nm) para as frações de OC e EC. _____ 114

Figura 53. Relação entre FR-Superfície e as contribuições de absorção (AAOD 440 nm) e espalhamento (SAOD 440 nm) de partículas biogênicas para Manaus EMBRAPA, BG-Biogênica. _____ 116

Figura 54. Estatísticas anuais para os valores de FR-Topo 24 horas, para a estação chuvosa no site de Manaus EMBRAPA. _____ 118

Figura 55. Distribuição horária do fluxo de radiação total descendente na superfície com medidas da rede SolRad-Net e com simulações do SBDART para o dia 14 de março de 2016. _____ 119

Figura 56. Distribuição horárias para os fluxos incidentes na superfície simulados com e sem a presença de aerossóis, as simulações foram realizadas com o SBDART para os dias do ano de 69 a 75 (9 a 15 de março). _____ 120

Figura 57. Distribuição horárias para os fluxos ascendentes no topo da atmosfera simulados com e sem a presença de aerossóis, as simulações foram realizadas com o SBDART para os dias do ano de 69 a 75 (9 a 15 de março). _____ 121

Figura 58. Análise dos fluxos de radiação direta sobre a superfície e ascendente no topo da atmosfera em função da profundidade ótica (AOD 550 nm). _____ 122

LISTA DE TALELAS

- Tabela 1. Fatores de emissão (grama da espécie por quilograma de matéria seca queimada) das principais composições pirogênicas emitidas nas queimas de floresta tropicais. Os valores acompanhados de sua incerteza foram obtidos experimentalmente, assim como os valores representados por intervalos, os valores acompanhados por (i) representam sua melhor estimativa e os valores acompanhados por (ii) foram estimados da extrapolação do monóxido de carbono (Extraído de Procópio, (2005)).* _____ 47
- Tabela 2. Coordenadas e período de amostragem dos radiômetros utilizados neste trabalho.* _____ 58
- Tabela 3. Valores médios (com os respectivos desvios) para AAOD e SAOD em 440 nm das estações seca e chuvosa de cada site analisado.* _____ 81
- Tabela 4. Quantificação dos tipos de aerossóis (para estação seca) sobre os sites da AERONET utilizados desse estudo, (BG – Biogênica), (EC – Carbono Elementar), (OC – Carbono Orgânico), (OC-EC – Mistura de OC e EC).* _____ 106
- Tabela 5. Quantificação dos tipos de aerossóis (para estação chuvosa) sobre os sites da AERONET utilizados desse estudo, (BG – Biogênica), (EC – Carbono Elementar), (OC – Carbono Orgânico), (OC-EC – Mistura de OC e EC), (PO – Poeira).* _____ 106
- Tabela 6. Médias sazonais e para todo o período de estudo da forçante radiativa na superfície e no topo da atmosfera para os sites de Alta Floresta, Cuiabá e Manaus EMBRAPA (Manaus E.)* _____ 111
- Tabela 7. Ajustes da regressão realizada entre FR-Superfície e os valores de SAOD 440 nm e AAOD 440 nm, valores de R² e eficiência de forçante radiativa (EF) para SAOD e AAOD.* _____ 115

LISTA DE ABREVIACÕES

AAE - Absorption Angstrom Expoente.

AAOD - Absorption Aerosol Optical Depth.

ABO - Alta da Bolívia.

AERONET - AErosol RObotic NETwork.

AOD - Aerosol Optical Depth.

BC - Black Carbon.

BG - Biogênico.

BrC - Brown Carbon.

CCN - Cloud Condensation Nuclei.

EBC - Black Carbon Equivalente.

EC - Elemental Carbon.

EF - Eficiência de Forçante Radiativa.

ENOS - El Niño Oscilação Sul.

EOS - Earth Observing System.

FR - Forçante Radiativa.

GAME - Global Atmospheric Model.

HYSPLIT - Hybrid Single Particle Lagrangian Integrate Trajectory Model.

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change.

LBA - Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia.

LIs - Linhas de Instabilidades.

MAAP - MultiAngle Absorption Photometry.

OC - Organic Carbon.

OPC - Optical Particle Counter.

PM - Particle Material.

rBC - Black Carbon Refratário.

SAE - Scattering Angstrom Expoente.

SAOD - Scattering Aerosol Optical Depth.

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical.

RESUMO

PALÁCIOS, R.S. Interação entre a radiação solar direta e os aerossóis atmosféricos na Amazônia. Cuiabá, 2017, 159p. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Neste trabalho foi realizada uma avaliação dos efeitos dos aerossóis sobre a radiação direta na Amazônia. Para a avaliação das propriedades de espalhamento e absorção foram utilizadas diferentes abordagens, que incluíram medidas de longo prazo por sensoriamento remoto em solo (AERONET) e medidas *in situ*. Com base nas propriedades espectrais dos aerossóis foi realizada uma separação das contribuições do carbono orgânico (OC) e carbono elementar (EC) no fluxo de radiação, assim como a quantificação das frações de profundidade ótica de absorção do *black carbon* (AAOD-BC) e *brown carbon* (AAOD-BrC). A análise das propriedades de espalhamento e absorção na coluna atmosférica evidenciou que o espalhamento é majoritário no processo de extinção da radiação, entretanto foi constatado que a cobertura do solo influencia fortemente os processos de absorção. A análise dos aerossóis biogênicos na Amazônia central constatou que a absorção possui uma relação linear com o espalhamento e que esta relação linear ocorre preferencialmente para valores de angstrom de absorção variando entre 1 e 2.5, caracterizando uma faixa de absorção para fração orgânica do aerossol nessa região, o *Brown Carbon*. Foi constatado que os valores de AAOD-BrC representam 18% dos valores de AAOD-BC sobre a Amazônia central e aproximadamente 15% para regiões com altas taxas de desflorestamento ou cerrado, não ocorrendo variações significativas da estação chuvosa para a estação seca. Foi constatado que na Amazônia central, na estação seca, a fração de OC gera efeitos instantâneos de até -100 Wm^{-2} na forçante radiativa de superfície (FR-Superfície), enquanto que em região de cerrado (Cuiabá) os valores instantâneos atingiram até -350 Wm^{-2} . A relação entre a fração biogênica de aerossóis na Amazônia central com os valores de forçante radiativa na superfície (FR-Superfície) mostrou uma competição igualitária entre as frações de absorção e espalhamento (R^2 0.69 e 0.71 para espalhamento e absorção, respectivamente), entretanto, foi constatado por meio da eficiência de forçamento radiativo que a absorção é o efeito mais impactante sobre o fluxo radiativo. Através das médias sazonais da FR no topo da atmosfera e na superfície, foi possível quantificar os efeitos dos aerossóis biogênicos, assim como os efeitos dos aerossóis provenientes de queimadas. Na Amazônia central os valores médios passaram de -9.17 para -17.10 Wm^{-2} da estação chuvosa para seca no topo da atmosfera e de -21.27 para -41.05 Wm^{-2} na superfície. De forma geral os efeitos de fundo sobre a radiação (efeito das partículas biogênicas) representaram aproximadamente 45% do efeito observado sobre a influência de queimadas no fluxo de radiação.

Palavras-chave: AERONET, profundidade ótica de absorção do aerossol, Angstrom de absorção, matriz de Angstrom, forçante radiativa.

ABSTRACT

PALÁCIOS, R.S. Interaction between direct solar radiation and atmospheric aerosols in the Amazon. Cuiabá, 2017, 159p. Thesis (Doctorate in Environmental physics) – Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

In this work an evaluation of the effects of aerosols on direct radiation in Amazonia was carried out. Different approaches were used to evaluate scattering and absorption properties, which included long-term measurements by remote sensing (AERONET) and *in situ* measurements. Basing on the spectral properties of the aerosols, a separation of the contributions of organic carbon (OC) and elemental carbon (EC) on the radiation flux, as well as the quantification of the optical absorption depth fractions into black carbon (AAOD-BC) and brown carbon (AAOD-BrC) was carried out. The analysis of the scattering and absorption properties in the atmospheric column evidenced that the scattering is the majority in the extinction process of the radiation, moreover it was verified that the land cover strongly influences the absorption processes. The analysis of the biogenic aerosols in central Amazonia found that the absorption and the scattering has a linear relationship and that these effects are the majority for angstrom values of absorption ranging from 1 to 2.5, characterizing an absorption range for organic fraction of the aerosol in that region, the brown carbon. It was found that AAOD-BrC values represent 18% of the AAOD-BC values for central Amazonia and approximately 15% for regions with high rates of deforestation or for Cerrado. It was observed that in the central Amazon, in the dry season, the fraction of OC produces instantaneous effects reaching a values of -100 Wm^{-2} in the radiative surface forcing (FR-Surface), while in the Cerrado region (Cuiabá) the values reached -350 Wm^{-2} . The relation between the biogenic fraction of aerosols in central Amazonia and the values of radiative forcing at surface (FR-Surface) showed an equal competition between the absorption and scattering fractions (R^2 0.69 and 0.71 for scattering and absorption, respectively), however, it was verified through the efficiency of radiative forcing that the absorption is the most impacting effect on the radiative flux. By averaging the seasonal FR at the surface and at the top of the atmosphere, an effects of biogenic aerosols was quantify, as well as the effects of aerosols originated from biomass burning. The FR average values in central Amazonia passed from -9.17 to -17.10 Wm^{-2} at the top of the atmosphere and from -21.27 to -41.05 Wm^{-2} on the surface from wet season to dry season. In general, the background effects on radiation (causing by biogenic particles) accounted for approximately 45% of the whole observed effect on the influence of burnings on the radiative flux.

Keywords: AERONET, absorption aerosol optical depth, Angstrom absorption, Angstrom matrix, radiative forcing.

1 INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

O clima global está sofrendo intensas e contínuas alterações, as atividades humanas têm contribuído fortemente para esse quadro, que se intensificou a partir da revolução industrial. Fatores como, por exemplo, o desflorestamento, a crescente urbanização e as altas taxas de utilização de combustíveis fósseis impactam o balanço radiativo terrestre por meio da alteração da composição química da atmosfera e das propriedades físicas da superfície terrestre. As mudanças climáticas observadas ao longo dos últimos anos, tal como o aumento da temperatura média terrestre, e outras alterações bem documentadas, modificam a dinâmica da atmosfera e dos oceanos, o que por sua vez alteram os padrões hidrológicos locais e regionais causando o aumento de ocorrências de eventos extremos, tais como secas prolongadas e enchentes.

As atividades humanas estão modificando rapidamente a superfície terrestre, esse fato é evidente nas regiões tropicais. As florestas tropicais, e em particular a floresta Amazônica, vêm sofrendo com as altas taxas de desflorestamento e queimadas. No histórico da Amazônia o processo de ocupação até a década de 70 era voltado basicamente às práticas agrícolas, quando áreas de florestas eram convertidas em plantações. Já nos anos de 1970 e 1980 essa região foi marcada por intensos registros de queimadas e desflorestamentos devido a exploração madeireira e expansão agropecuária. Devido a intensa colonização da Amazônia, áreas cada vez maiores foram desmatadas e queimadas o que provocou pressões de ambientalistas nacionais e internacionais (década de 90) para o desenvolvimento de diversos projetos socioambientais voltados para um padrão de desenvolvimento sustentável.

Na Bacia Amazônica, o desflorestamento não é distribuído aleatoriamente, a região mais impactada coincide com as fronteiras de agricultura e pastagem com a floresta, essa região é conhecida como arco do desflorestamento e está localizada nos

estados do Maranhão, Pará, Tocantins, Mato Grosso, Rondônia e Acre. As intensas atividades agrícolas nessa região são acompanhadas de intensos registros de queimadas, que são espontâneas ou planejadas pelo homem e ocorrem principalmente no período de seca.

As queimas que ocorrem em vegetações abertas são dinâmicas, uma frente de fogo se move sobre vários tipos de combustíveis, de forma que uma grande quantidade de gases e partículas são lançadas para a atmosfera. Na primeira fase de queima, a denominada *flaming* (temperaturas elevadas e presença de chamas intensas), a combustão é altamente eficiente (fator de eficiência maior que 0.90), com duração da ordem de minutos. Nesta fase são emitidos dióxido de carbono (CO_2), monóxido de carbono (CO), óxidos de nitrogênio (NO_x), dióxido de enxofre (SO_2), partículas com alta concentração de carbono grafítico e outros. Já na segunda fase, *smoldering* (temperaturas baixas e ausência de chamas) a eficiência de combustão é reduzida para o intervalo entre 0.75 e 0.85, resultando em altas taxas de emissões de material particulado e monóxido de carbono (CO) entre outros produtos de combustão incompleta.

O material particulado lançado na atmosfera (aerossol) pode impactar diretamente o balanço radiativo entre a atmosfera e a biosfera através da absorção e espalhamento da radiação solar. No efeito direto a absorção e o espalhamento da radiação impactam tanto o fluxo de radiação que incide na superfície como o fluxo de radiação ascendente no topo da atmosfera. A alteração no fluxo radiativo do sistema Terra-atmosfera causado por um agente externo é denominada como forçante radiativa e é quantificado em Wm^{-2} . A quantificação da forçante radiativa para os agentes provocadores do efeito estufa, tal como o dióxido de carbono (CO_2) e o metano (CH_4), já é bem consolidada no meio científico, sabe-se que esses gases absorvem a radiação irradiada pela terra provocando um efeito de aquecimento da atmosfera e, portanto, uma forçante radiativa positiva. Já para os aerossóis o efeito majoritário é o espalhamento da radiação o que provoca um resfriamento da atmosfera e, portanto, uma forçante radiativa negativa.

Os aerossóis ainda podem atuar indiretamente como núcleo de condensação de nuvem, modificando as propriedades microfísicas das nuvens. Para altas cargas de

aerossóis, a competição pelo vapor de água presente na nuvem aumenta, formando gotas de nuvem menores com menor eficiência de precipitação, este efeito altera o albedo da nuvem assim como sua profundidade ótica e seu tempo médio de vida. Estas alterações também influenciam as trocas radiativas entre a atmosfera e a superfície e são identificadas como as maiores fontes de incerteza na interpretação do clima terrestre em escala global e regional.

A interação da radiação solar com os aerossóis depende fortemente das propriedades físicas deste material particulado. Esta interação depende significativamente do tamanho da partícula, o efeito é maior quando o tamanho da partícula é da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda da radiação incidente. Em geral o efeito majoritário dos aerossóis é o espalhamento da radiação, entretanto, algumas espécies em particular também atuam na absorção da radiação, um exemplo é o aerossol emitido em grandes quantidades na queima de biomassa, o *black carbon* (carbono de fuligem) que é altamente absorvedor da radiação solar.

A Bacia Amazônica é afetada por grandes cargas de aerossóis de queimadas na estação seca, as plumas geradas nestas queimas impactam fortemente o fluxo de radiativo local e regional. Vários estudos já quantificaram os efeitos das plumas de queimadas nessa região, alguns estudos em particular também avaliaram os efeitos dos aerossóis naturais na região Amazônica, entretanto, várias questões relacionadas a interação dos aerossóis naturais com a radiação solar direta permanecem abertas a discussões. Na estação chuvosa, condição livre de aerossóis de queimadas, o intenso metabolismo da floresta Amazônica emite para a atmosfera partículas naturais que formam o conjunto de aerossóis denominados de aerossóis biogênicos primários. Os aerossóis biogênicos ainda podem ser classificados como secundários, quando são formados a partir de precursores gasosos emitidos pelas plantas. O intenso regime de chuvas nessa região dificulta as medidas das propriedades físicas dos aerossóis na estação chuvosa (medidas da AERONET), entretanto uma análise qualitativa e quantitativa da interação entre a radiação solar direta e as partículas biogênicas primárias é essencial para a redução das incertezas presentes nas estimativas da forçante radiativa.

1.2 JUSTIFICATIVA

A floresta Amazônica constitui cerca de 40% da área florestal restante do planeta, desta forma desempenha um papel fundamental na preservação da biodiversidade e manutenção do ciclo hidrológico, clima regional e como reservatório de carbono. Devido aos movimentos de convecção profunda na região tropical a Amazônia também assume um papel fundamental na circulação atmosférica global, os movimentos convectivos associados a advecção, transportam calor e vapor de água para as regiões temperadas. Indiretamente, os aerossóis desempenham um papel fundamental no ciclo hidrológico amazônico, pois dependendo do tamanho e das propriedades higroscópicas do material particulado eles podem atuar como núcleo de condensação de gotas de nuvens.

Durante a estação seca, o elevado número de núcleos de condensação altera a microfísica e as propriedades óticas das nuvens influenciando os processos de convecção e precipitação. Já na estação chuvosa o baixo número de aerossóis que atuam como núcleo de condensação (formados principalmente por aerossóis biogênicos) caracterizam nuvens semelhantes as encontradas sobre os oceanos, motivo pelo qual a Amazônia também é chamada de “Oceano Verde”.

As alterações nos fluxos de radiação provocadas pelos aerossóis podem interferir na temperatura de superfície e, desta forma, alterar os fluxos de calor sensível e calor latente nas camadas próximas a superfície. Estas alterações podem modificar o perfil vertical de temperatura, altura da camada limite, circulação local e regional e as taxas de formação de nuvem e precipitação. A perturbação provocada pelos aerossóis no balanço radiativo se difere do efeito dos gases sob vários aspectos, entre eles pode-se destacar que, ao contrário da maioria dos gases de efeito estufa, o material particulado tem em geral um tempo de vida média curta na atmosfera, variando de horas até semanas. Assim, a distribuição espacial da concentração de aerossóis possui uma grande heterogeneidade, pois depende fortemente das fontes e dos mecanismos de transporte. Estes fatos dificultam a análise dos efeitos globais dos aerossóis sobre o clima.

Com o objetivo de compreender os processos climatológicos, biogeoquímicos e hidrológicos na Amazônia, foi desenvolvido o projeto LBA (do inglês, *Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*), dentre os vários objetivos do experimento um ponto fundamental é a determinação de como as mudanças no uso do solo podem afetar os processos biológicos, químicos e físicos na Amazônia. Atualmente o LBA se encontra em sua segunda fase, é um programa multidisciplinar que busca entender o funcionamento dos ecossistemas amazônicos em todas suas vertentes e estudar o sistema amazônico como uma entidade regional do sistema terrestre, de forma que sejam entendidos as causas e efeitos das mudanças em curso na Amazônia.

Na primeira fase do LBA, o efeito de aerossóis no funcionamento dos ecossistemas amazônicos também foi amplamente estudado com várias abordagens e integrações. O impacto das emissões de gases e aerossóis das queimadas na Amazônia também foi quantificado. Foi observado uma forte influência das partículas de aerossóis nos mecanismos de formação e desenvolvimento de nuvens, com importantes implicações no ciclo hidrológico. Observou-se a supressão de formação de nuvens em áreas com altas concentrações de aerossóis e também que o tamanho de gotas das nuvens é reduzido em altas cargas de aerossóis.

A presença de altas cargas de aerossóis aumenta o tempo de residência das nuvens, potencialmente reduzindo a precipitação e alterando o balanço de radiação. Ainda sobre os estudos do LBA, novos mecanismos de formação natural de nuvens foram descobertos, tal como a produção de núcleos de condensação a partir de compostos orgânicos voláteis emitidos pela própria vegetação. Observou-se também que as partículas de aerossóis afetam a produtividade primária, convecção e outros mecanismos do sistema climático, sensíveis ao balanço de radiação. A alteração no balanço de radiação afeta a radiação solar na superfície e altera os fluxos de carbono, foi observado um aumento na taxa fotossintética pela presença de pequenas quantidades de aerossóis que aumentam a radiação difusa. Entretanto, com maior carga de aerossóis de queimadas, a assimilação de carbono cai para zero.

O presente trabalho busca um melhor entendimento da interação da radiação solar com partículas de aerossóis atmosféricos na região Amazônica. O monitoramento

das propriedades óticas dos aerossóis a longo prazo possibilita a caracterização das interações deste material particulado com a radiação, possibilitando a quantificação do efeito dos aerossóis no clima regional. Este é desenvolvido pelo programa AERONET (do inglês, *AErosol RObotic NETwork*), que é uma rede de sensoriamento remoto terrestre de aerossóis estabelecida pela NASA e colaboradores de agências internacionais, institutos, universidades, cientistas individuais e parceiros. O programa fornece uma base de dados de domínio público, contínuo e facilmente acessível de propriedades óticas, microfísicas e radiativas para pesquisa e caracterização de aerossóis, validação de recuperações de satélites e sinergismo com outras bases de dados. A rede impõe a padronização de instrumentos, calibração, processamento e distribuição.

A colaboração da AERONET fornece observações distribuídas globalmente de profundidade ótica espectral do aerossol, produtos de inversão e água precipitável em diversos regimes de aerossóis. Os dados de profundidade ótica de aerossol são calculados para três níveis de qualidade de dados. As inversões, a água precipitável e outros produtos dependentes de profundidade ótica são derivados destes níveis e podem implementar verificações de qualidade adicionais. Os algoritmos de processamento evoluíram da versão 1 para a versão 2.0 (lançada em julho de 2006) e versão 3 (2016) e estão disponíveis no site da AERONET.

A estimativa de todos os parâmetros físicos necessários para determinar o impacto radiativo dos aerossóis é muito difícil de ser obtida simultaneamente para uma mesma massa de ar, isso porque a maioria das medidas de parâmetros básicos dos aerossóis são locais, devido à grande variabilidade das partículas na atmosfera, também existe o fato do desconhecimento de todas as características físicas e químicas do sistema que envolve os aerossóis atmosférico na Amazônia. Desta forma, a combinação de medidas experimentais com a modelagem das propriedades físicas dos aerossóis é essencial para o entendimento da interação aerossol-radiação na Amazônia.

1.3 OBJETIVOS

A interação da radiação solar com os aerossóis atmosféricos tem forte efeito sobre o balanço radiativo do sistema Terra-atmosfera, provocando alterações sobre o clima e os ecossistemas locais e regionais. Embora muitos estudos explorem essas alterações na Amazônia, ainda existem muitas questões em aberto no que diz respeito a absorção e ao espalhamento da radiação por aerossóis. Nesse sentido esse trabalho se propõem a responder as seguintes questões relacionadas a esta interação: i. Sobre região de floresta, qual a influência dos aerossóis biogênicos primários sobre o fluxo de radiação solar?; ii. Qual a influências das parcelas de carbono orgânico (OC) e carbono elementar (EC) sobre a forçante radiativa na floresta e no cerrado da Amazônia?

1.3.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a interação da radiação solar direta com as partículas de aerossóis atmosféricos na Amazônia.

1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

i. Caracterizar as propriedades óticas dos aerossóis, nas estações seca e chuvosa (em condições naturais), através de uma longa série de medidas por sensoriamento remoto (rede AERONET) em região floresta e cerrado.

ii. Analisar as propriedades óticas obtidas por meio das medidas da AERONET e também com medidas realizadas em *in-situ* em região de floresta.

iii. Separar as parcelas de OC e EC e quantificar os efeitos dessas componentes na forçante radiativa em regiões de floresta e cerrado.

iv. Quantificar por meio da forçante radiativa e eficiência de forçamento radiativo o efeito dos aerossóis de queimadas nas regiões de floresta e cerrado na Amazônia.

v. Quantificar o efeito das partículas biogênicas sobre o fluxo de radiação direta na Amazônia.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 BALANÇO RADIATIVO NA ATMOSFERA

2.1.1 RADIAÇÃO E A ATMOSFERA

A radiação eletromagnética emitida pelo Sol chega a Terra principalmente nas faixas do ultravioleta, visível e infravermelho próximo, de forma que o pico de energia incidente sobre a superfície terrestre ocorre na faixa do visível, em torno de $0.5 \mu\text{m}$ (Figura 1).

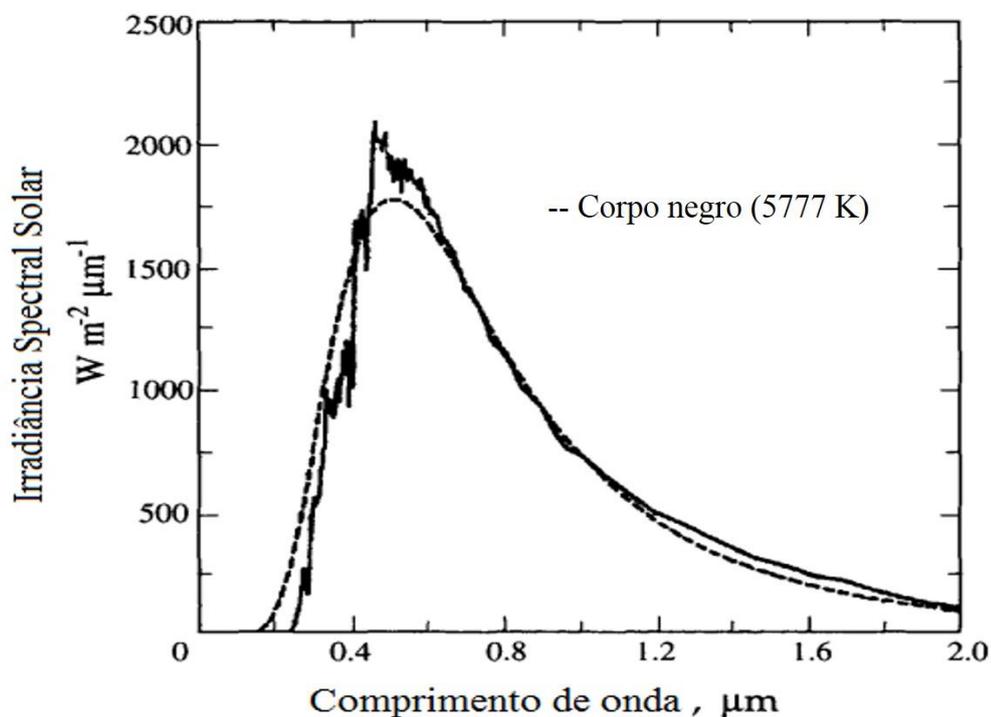


Figura 1. Comparação da irradiância solar espectral com a irradiância de um corpo negro a uma temperatura de 5777 K (Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

O comportamento de emissão do Sol se assemelha ao comportamento de um “corpo negro” (emite e absorve, em qualquer temperatura, a máxima quantidade

possível de radiação em qualquer comprimento de onda) (Figura 1) cuja temperatura é de aproximadamente 6000 K, esse comportamento também é observado para a Terra, entretanto sua menor temperatura (300 K) resulta na emissão de energia com maiores comprimentos de onda, com pico de energia próximo a 10 μm .

Ao comparar o espectro solar incidente no topo da atmosfera com o espectro solar na superfície terrestre observa-se uma diminuição da radiação em algumas faixas específicas do comprimento de onda (Figura 2). Em algumas faixas espectrais, denominadas bandas de absorção, diversos tipos de gases e partículas presentes na atmosfera absorvem a radiação solar direcionada a superfície. As faixas que permitem praticamente toda a transmissão da radiação são denominadas “janelas atmosféricas” (PROCÓPIO, 2005).

A Figura 2 mostra a comparação entre a irradiância solar no topo da atmosfera e ao nível do mar. Embora o espectro de absorção terrestre seja complexo, observa-se que para algumas faixas espectrais praticamente nenhuma energia solar atinge a superfície terrestre.

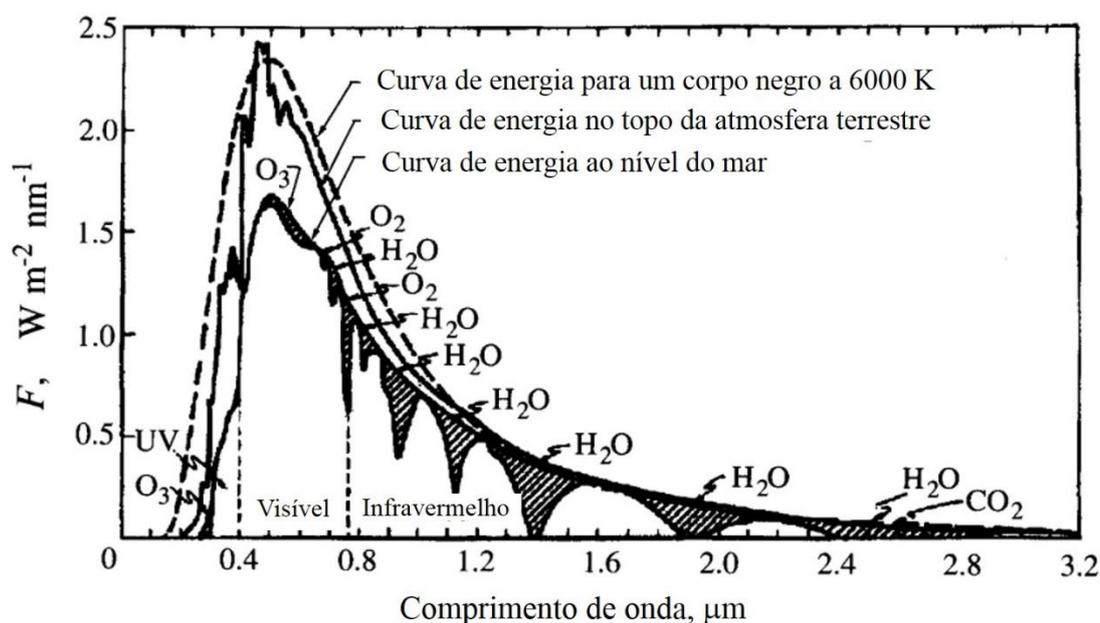


Figura 2. Irradiância do espectro solar no topo da atmosfera terrestre e ao nível do mar (Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

A Figura 3 (A) evidencia que praticamente toda radiação incidente com comprimentos de onda menores que $0.29 \mu\text{m}$ são absorvidos por O_2 e O_3 . Já para o intervalo de 0.3 a aproximadamente $0.8 \mu\text{m}$ a absorção é significativamente fraca, formando uma “janela atmosférica” para o espectro solar. Aproximadamente 40% da energia solar está concentrada na faixa do visível, ou seja, entre 0.4 a $0.7 \mu\text{m}$. O vapor d’água, por sua vez, absorve radiação em uma longa faixa do espectro, que vai de 0.8 a $20 \mu\text{m}$, por absorver na região do infravermelho termal, este constituinte absorve tanto a radiação solar como a radiação terrestre. Na Figura 4 (C) é mostrado a absorção total da atmosfera, onde também é observado a contribuição do CO_2 na faixa do infravermelho.

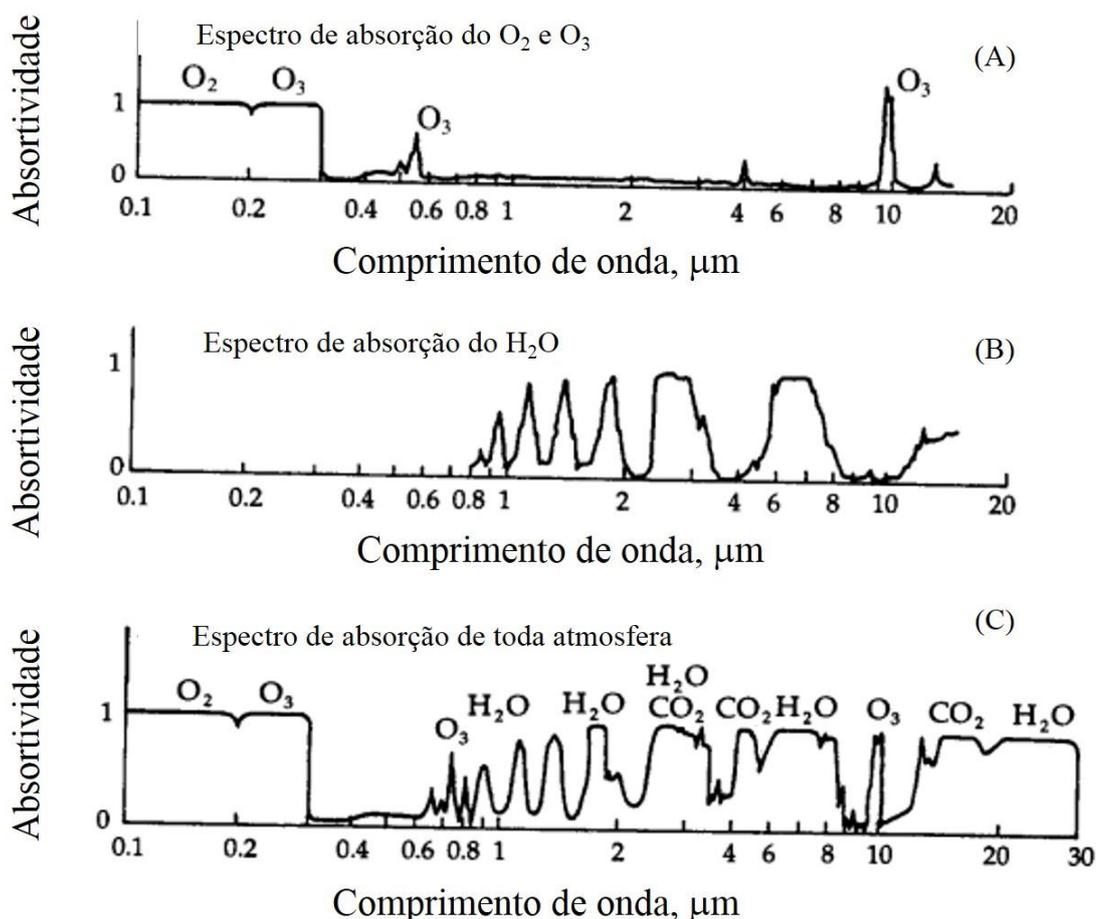


Figura 3. (A) absorptividade da radiação solar por O_2 e O_3 , (B) pelo vapor d’água e (C) por toda a atmosfera (Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

O intervalo espectral que vai de 7 a $13 \mu\text{m}$ permite que aproximadamente 80% da radiação emitida pela Terra vá para espaço, mantendo o equilíbrio radiativo do

planeta. Entretanto observa-se que a maior parte dos gases de efeito estufa, tais como CO₂, possuem fortes bandas de absorção nessa região do espectro. Por esta razão, alterações relativamente pequenas nas concentrações destes gases podem produzir uma mudança significativa no fluxo radiativo líquido (SEINFELD e PANDIS, 2006).

A janela atmosférica na faixa do visível não é influenciada pelos gases de efeito estufa, entretanto, é nessa região do espectro que ocorrem as perturbações provocadas pelos aerossóis atmosféricos. Ao atravessar a atmosfera, a radiação solar sofre uma série de perturbações causadas pela presença de partículas de aerossóis ao longo do caminho ótico até a superfície, estas perturbações dependem por sua vez da concentração e das propriedades físicas e químicas do material particulado em suspensão. A forte interação da radiação solar na faixa do visível com os aerossóis se deve ao fato de que os comprimentos de onda da radiação incidente possuem a mesma ordem de grandeza do tamanho do material particulado (HORVATH, 1992).

2.1.2 PROPRIEDADES ESPECTRAIS APLICADAS NA ATMOSFERA

O espalhamento e a absorção da radiação eletromagnética são processos físicos fundamentais na interação da radiação com a matéria. Estes processos são os principais responsáveis pela atenuação da radiação solar na atmosfera. No espalhamento algumas moléculas ou pequenas partículas em suspensão, cujo índice de refração é diferente do meio no qual se encontra, provocam a distribuição da energia radiativa em todas as direções. Já a absorção é um processo físico em que a energia radiativa incidente é absorvida, por gases ou partículas, e convertida em outras formas de energia. As propriedades de espalhamento e absorção são determinadas pela forma como as vibrações eletrônicas ocorrem no interior da matéria (PROCÓPIO, 2005).

O espalhamento da radiação depende de uma propriedade física denominada parâmetro de tamanho (x), que representa a razão entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda da radiação incidente. No trabalho de Liou, (2002), para uma partícula esférica de raio (r), x é definido como:

Equação 1

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

Caso a partícula seja muito menor que o comprimento de onda da radiação incidente ($x \ll 1$) o regime de espalhamento é dado pela teoria de Rayleigh (geralmente associado ao espalhamento por moléculas ou partículas atmosféricas muito pequenas em relação ao λ incidente). Neste tipo de espalhamento ocorre uma completa simetria da radiação espalhada em relação ao plano normal à direção da radiação incidente. Independentemente do tamanho da partícula o retro-espalhamento é sempre igual ao espalhamento frontal (Figura 4). A dependência inversa do espalhamento Rayleigh com a quarta potência do comprimento de onda implica que o espalhamento molecular é praticamente desprezível nos processos radiativos na atmosfera para comprimentos de onda maiores que $0.7 \mu\text{m}$. Para ($x \sim 1$) o regime de espalhamento é descrito pela teoria Mie. Esta teoria considera que as partículas espalhadoras sejam esféricas, estes detalhes serão melhores tratados no tópico seguinte 2.1.3. A teoria de espalhamento Mie é extremamente aplicada na Meteorologia (Ciências Atmosféricas), em procedimentos que envolvem problemas de sensoriamento remoto na análise de partículas e nuvens.

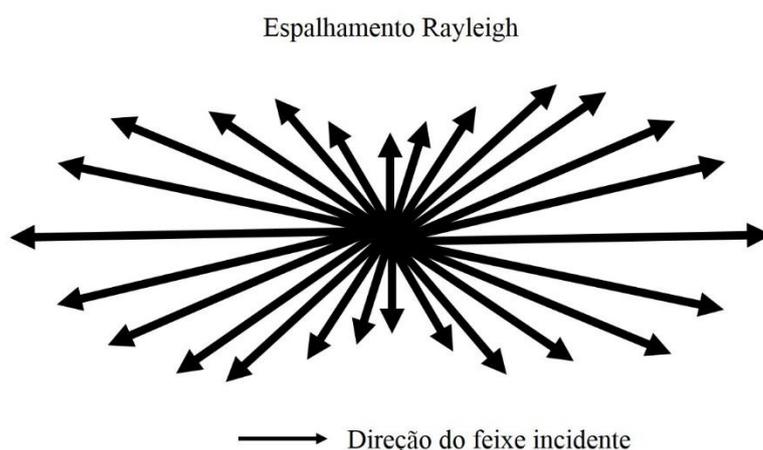


Figura 4. Ilustração do espalhamento simétrico descrito pela teoria de espalhamento Rayleigh.

Além das propriedades de absorção e espalhamento, um conjunto de variáveis radiativas podem ser exploradas na atmosfera, ajudando na compreensão da interação da radiação com a atmosfera, dentre elas:

a) *Índice de refração*: é um parâmetro óptico adimensional representado por (m), está associado à mudança de velocidade de ondas eletromagnéticas em um meio com relação ao vácuo. Para as partículas e moléculas os índices de refração são compostos por uma parte real (n) e uma parte imaginária (k), representativas das propriedades de espalhamento e absorção, respectivamente.

Equação 2

$$m = n + ik$$

b) *Seção de choque de extinção*: representada por ($C_{ext,\lambda}$) e medida em (cm^2), para os estudos de transferência radiativa é interpretada como a área efetiva de uma partícula ou molécula e representa a quantidade de energia removida da irradiância inicial incidente devido a esta partícula ou molécula:

Equação 3

$$C_{ext,\lambda} = \frac{F_0}{E_{ext,\lambda}}$$

Onde F_0 ($W \cdot m^{-2}$) é a irradiância inicial incidente, e $E_{ext,\lambda}$ (W) é a quantidade de energia removida. A seção de choque de extinção é soma das seções de choque de espalhamento e absorção:

Equação 4

$$C_{ext,\lambda} = C_{esp,\lambda} + C_{abs,\lambda}$$

Na Equação 11, $C_{esp,\lambda}$ representa a seção de choque de espalhamento, igualmente a seção de choque de extinção, representa a perda de energia devido ao espalhamento. Analogamente $C_{abs,\lambda}$ a representa a seção de choque de absorção.

c) *Coefficiente linear de extinção*: representado por ($b_{ext,\lambda}$) e medido em (cm^{-1}), o coeficiente linear de extinção para um determinado comprimento de onda para um

meio que contém várias partículas (atmosfera) é definido como o produto entre a seção de choque de extinção com a densidade numérica das partículas ou moléculas (N):

Equação 5

$$b_{ext,\lambda} = C_{ext,\lambda} \cdot N$$

Onde N é medido em (m^{-3}). O coeficiente linear de extinção, ou simplesmente, coeficiente de extinção, também é dado pela soma dos coeficientes de espalhamento ($b_{esp,\lambda}$) e absorção ($b_{abs,\lambda}$):

Equação 6

$$b_{ext,\lambda} = b_{esp,\lambda} + b_{abs,\lambda}$$

d) *Fator de eficiência de extinção*: é uma grandeza adimensional representado por ($Q_{ext,\lambda}$), representa a razão entre o coeficiente de extinção e a seção de choque geométrica da partícula ou molécula. Para o caso de uma partícula esférica de raio (r), tem-se:

Equação 7

$$Q_{ext,\lambda} = \frac{C_{ext,\lambda}}{\pi r^2}$$

De forma análoga à seção de choque de extinção e ao coeficiente de extinção, o fator de eficiência de extinção também é dado pela soma dos fatores de eficiência de espalhamento ($Q_{esp,\lambda}$) e absorção ($Q_{abs,\lambda}$):

Equação 8

$$Q_{ext,\lambda} = Q_{esp,\lambda} + Q_{abs,\lambda}$$

e) *Coefficiente de extinção mássico*: representado por ($k_{ext,\lambda}$) e medido em ($cm^2 \cdot g^{-1}$), é definido como a razão entre o coeficiente de extinção e a densidade do material, ρ ($g \cdot cm^{-3}$). O coeficiente de extinção mássico também pode ser obtido pela soma dos coeficientes de espalhamento mássico ($k_{esp,\lambda}$) e de absorção mássico ($k_{abs,\lambda}$).

Equação 9

$$k_{ext,\lambda} = \frac{b_{ext,\lambda}}{\rho}$$

Equação 10

$$k_{ext,\lambda} = k_{esp,\lambda} + k_{abs,\lambda}$$

f) *Albedo simples*: esta grandeza adimensional representada por (ω_0), é definida para um determinado comprimento de onda como a razão entre o coeficiente de espalhamento e o coeficiente de extinção e é interpretado como a fração com que um feixe incidente é espalhado em um determinado evento de extinção, de forma que o restante é associado a absorção.

Equação 11

$$\omega_0 = \frac{b_{esp,\lambda}}{b_{ext,\lambda}} = \frac{b_{esp,\lambda}}{b_{esp,\lambda} + b_{abs,\lambda}}$$

g) *Profundidade ótica de extinção*: a profundidade ótica de extinção em um determinado comprimento de onda, ou simplesmente, profundidade ótica, é uma grandeza adimensional, representada por (δ_λ). Esta grandeza é definida como a integração do coeficiente de extinção ao longo de um caminho ótico (ds) (para a atmosfera representa a coluna atmosférica que a radiação atravessa), quantifica a eficácia da matéria óticamente ativa para um determinado comprimento de onda ao longo do caminho percorrido.

Equação 12

$$\delta_\lambda = \int_{s_1}^{s_2} b_{ext,\lambda} ds$$

A profundidade ótica ao longo do caminho ds é composta pelos efeitos distintos de espalhamento e absorção, portanto:

Equação 13

$$\delta_\lambda = \delta_{esp,\lambda} + \delta_{abs,\lambda}$$

h) *Espessura ótica de extinção*: é uma grandeza adimensional representada por (τ_λ), que define a profundidade ótica em um determinado comprimento de onda medida na vertical:

Equação 14

$$\tau_\lambda = \cos\theta_0 \delta_\lambda = \mu_0 \delta_\lambda$$

Onde $\cos\theta_0 = \mu_0$ representa o cosseno do ângulo zenital, que é o ângulo formado entre a reta vertical (normal à superfície) e a posição do Sol. Analogamente:

Equação 15

$$\tau_\lambda = \tau_{esp,\lambda} + \tau_{abs,\lambda}$$

i) *Expoente de Angstrom*: Esta grandeza adimensional representada por (α), representa a dependência espectral da espessura ótica. A fórmula empírica que relaciona a espessura ótica e o comprimento de onda da radiação incidente é dada por:

Equação 16

$$\tau \sim \gamma^{-\alpha}$$

Os valores de α variam entre 1 e 3 para partículas muito pequenas em relação ao comprimento de onda da radiação incidente, já para partículas muito grandes, entre 0 e 1. Para $\alpha = 0$ o indicativo é que praticamente não existe espalhamento. No regime de espalhamento Rayleigh, α é igual 4, ou seja, vai com o inverso do comprimento de onda a quarta potência (SEINFELD e PANDIS, 2006). Desta maneira, é possível utilizar o expoente de Angstrom para dar indícios a respeito do tamanho das partículas na atmosfera. O α pode ser obtido através de dois comprimentos de onda distintos:

Equação 17

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_2) = -\frac{d \ln b_{ext}}{d \ln \lambda} \cong -\frac{\ln \left(\frac{b_{ext,1}}{b_{ext,2}} \right)}{\ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)} = -\frac{\ln \left(\frac{\tau_1}{\tau_2} \right)}{\ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)}$$

Onde τ_1 e τ_2 representam as espessuras óticas das partículas medidas nos comprimentos λ_1 e λ_2 , respectivamente.

j) *Função de fase de espalhamento*: é uma grandeza adimensional (P_λ) que representa a distribuição angular da radiação espalhada pelas partículas ou moléculas em um determinado comprimento de onda. A função de fase representa o redirecionamento da radiância incidente na direção Ω' para a direção Ω , incluindo todos os possíveis eventos de espalhamento no ângulo sólido de 4π . Para uma atmosfera plano-paralela (onde a curvatura associada com a esfericidade da Terra é desprezada e o meio homogêneo) as direções Ω' e Ω podem ser substituídas por pares ordenados, $(\pm \mu', \phi')$ e $(\pm \mu, \phi)$, onde μ' e μ são os co-senos dos ângulos zenitais θ' e θ , respectivamente, e ϕ' e ϕ são os ângulos azimutais (SEINFELD e PANDIS, 2006). Assim:

Equação 18

$$P_\lambda(\Omega', \Omega) = P_\lambda(\theta', \phi'; \theta, \phi) = \frac{L_\lambda(\theta', \phi'; \theta, \phi)}{\int_0^\pi L_\lambda(\theta', \phi'; \theta, \phi) \sin\theta d\theta}$$

Onde os parâmetros com índices referem-se à radiação incidente, e os parâmetro se esse índice se referem à radiação emergente. A função de fase de espalhamento depende do ângulo formado entre a direção do feixe incidente e o feixe espalhado, este ângulo é denominado ângulo de espalhamento (Θ). Os termos “radiação espalhada frontalmente” e “radiação retroespalhada” são decorrentes das observações das direções de espalhamento. Quando ($\Theta < \pi/2$) com relação ao observador a radiação é dita pró-espalhada, já quando ($\Theta > \pi/2$) é dita retroespalhada. Aplicando-se a lei dos co-senos da trigonometria:

Equação 19

$$\cos\Theta = \mu'\mu + \sqrt{(1 - \mu'^2)(1 - \mu^2)} \cos(\phi' - \phi)$$

Para partículas muito pequenas, a função de fase é simétrica. Entretanto, nota-se que a medida que o tamanho da partícula aumenta começa a ocorrer uma assimetria de P_λ , com um pico na direção do pró-espalhamento, quanto maior o tamanho da partícula mais assimétrica é P_λ .

k) *Fator de assimetria*: o fator ou parâmetro de assimetria é uma grandeza adimensional (g_λ), representa a média ponderada dos co-senos dos ângulos de espalhamento pelas radiâncias e pode ser derivado da função de fase:

Equação 20

$$g_{\lambda} = \frac{1}{2} \int_0^{\pi} \cos\theta P_{\lambda}(\theta', \phi'; \theta, \phi) \sin\theta d\theta$$

Caso o espalhamento da radiação seja isotrópico (simétrico), o fator de assimetria tende a zero. Caso a radiação for espalhada mais na direção de pró-espalhamento, g_{λ} é positivo, se o espalhamento for maior na direção do retroespalhamento g_{λ} é negativo. Caso $g_{\lambda} = 1$, o feixe é completamente pró-espalhado ($\Theta = 0^{\circ}$), já se $g_{\lambda} = -1$, o feixe é completamente retroespalhado ($\Theta = 180^{\circ}$). Desta maneira, o fator de assimetria é uma importante ferramenta de análise na avaliação da contribuição das partículas de aerossóis na transferência radiativa ao longo da atmosfera (PROCÓPIO, 2005).

1) *Fração de retroespalhamento e espalhamento superior*: Estes parâmetros, ambos adimensionais, (β) e (β_u) respectivamente, β mede a fração da radiação que é espalhada por uma partícula para o hemisfério traseiro, ou seja, na direção da radiação incidente com Θ variando entre 90° a 270° . Já β_u mede a fração da radiação que é espalhada pela partícula no hemisfério superior, com relação ao horizonte local. À medida que o Sol se eleva no céu, β_u diminui, sendo que esse decréscimo é menor para as partículas pequenas, isso ocorre devido a relativa simetria da função de fase nas direções de pró e retroespalhamento. As parcelas referentes ao retroespalhamento e ao espalhamento superior coincidem apenas quando o ângulo solar zenital é igual a zero.

Parametrizando linearmente o valor médio de $\overline{\beta_u}$ em função do fator de assimetria (WISCOMBE e GRAMS, 1976):

Equação 21

$$\frac{1}{2}(1 - g) \leq \overline{\beta_u} \leq \frac{1}{2}\left(1 - \frac{3}{4}g\right), g \geq 0$$

De forma que, a média aritmética destes extremos resulta na aproximação de $\overline{\beta_u}$, linear em relação a g , com erro máximo de $g/16$:

Equação 22

$$\overline{\beta_u} = \frac{1}{2}\left(1 - \frac{7}{8}g\right)$$

m) *Refletância bidirecional da superfície*: a refletância bidirecional da superfície, ou simplesmente, refletância da superfície (ρ_λ) é uma grandeza adimensional, definida como a razão entre a radiância refletida na superfície ($dL_{\lambda,ref}^+(\Omega)$) e a energia do feixe incidente ($dL_\lambda^-(\Omega')\cos\theta'd\omega'$):

Equação 23

$$\rho_\lambda(-\Omega', \Omega) \equiv \frac{dL_{\lambda,ref}^+(\Omega)}{dL_\lambda^-(\Omega')\cos\theta'd\omega'}$$

Sendo que, $d\omega'$ representa o cone de ângulo sólido na direção Ω' (THOMAS e STAMNES, 1999).

Quando a distribuição angular da radiância refletida é completamente uniforme em todos os ângulos de observação (isotrópica), a superfície refletora é denominada Lambertiana, ou seja, a refletância de uma superfície Lambertiana é independente das direções de incidência e observação. A refletância de superfície possui um papel extremamente importante na interação da radiação com a atmosfera. O espalhamento e a absorção solar pelos aerossóis na faixa do espectro visível, causam fortes efeitos sobre o sistema climático e ocorrem principalmente nos locais com baixos valores para o albedo de superfície (PROCÓPIO, 2005).

n) *Albedo espectral da superfície*: o albedo espectral de superfície (A_λ) é uma grandeza adimensional, é definida como a razão entre a irradiância refletida por uma superfície e a irradiância solar incidente:

Equação 24

$$A_\lambda(-\Omega_0, 2\pi) \equiv \frac{F_{\lambda,ref}^+}{F_{0,\lambda}\cos\theta_0} = \int \cos\theta\rho_\lambda(-\Omega_0, \Omega)d\omega$$

Na Equação 24, $F_{\lambda,ref}^+$ representa a irradiância do feixe refletido pela superfície, $F_{0,\lambda}$ representa a irradiância solar incidente na superfície e $\rho_\lambda(-\Omega_0, \Omega)$ a refletância bidirecional da superfície, onde Ω_0 é a direção do feixe incidente e Ω é a direção do feixe refletido. O termo 2π representa a integração de todas as direções de reflexão. Caso a superfície refletora seja Lambertiana, a Equação 29 pode ser reescrita como:

Equação 25

$$A_{\lambda}(-\Omega_0, 2\pi) = \rho_{\lambda,L} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \text{sen}\theta \cos\theta d\theta d\phi = \pi\rho_{\lambda,L}$$

Onde $\rho_{\lambda,L}$ representa a refletância bidirecional da superfície Lambertiana.

o) *Transmitância espectral*: a transmitância espectral (T_{λ}), ou simplesmente transmitância é uma grandeza adimensional que representa a quantidade de radiação que atinge a superfície (seja ela, direta, atenuada ou difusa), é definida como a razão da radiância transmitida e a energia do feixe incidente:

Equação 26

$$T_{\lambda}(-\Omega', \Omega) \equiv \frac{dL_{\lambda,tra}^{-}(\Omega)}{dL_{\lambda}^{-}(\Omega') \cos\theta' d\omega'}$$

Na Equação 26, $dL_{\lambda,tra}^{-}(\Omega)$ representa a radiância do feixe incidente na superfície em um cone de ângulo sólido $d\omega$ na direção Ω e $dL_{\lambda}^{-}(\Omega') \cos\theta' d\omega'$ representa a energia incidente em uma superfície plana cuja norma é direcionada no eixo z, de forma que $dL_{\lambda}^{-}(\Omega')$ é a radiância descendente em um cone de ângulo sólido $d\omega'$, na direção Ω' (THOMAS e STAMNES, 1999).

p) *Transmissão ou transmitância de fluxo*: é uma grandeza adimensional representada por (t_{λ}), é definida como a razão entre a irradiância descendente em uma superfície ($F_{\lambda,tra}^{-}$) e a irradiância solar incidente colimada nesta superfície ($F_{0,\lambda}$):

Equação 27

$$t_{\lambda}(-\Omega_0, 2\pi) \equiv \frac{F_{\lambda,tra}^{-}}{F_{0,\lambda} \cos\theta_0} = \int \cos\theta t_{\lambda}(-\Omega_0, \Omega) d\omega$$

2.1.3 A TEORIA DE ESPALHAMENTO MIE

A teoria de espalhamento Mie recebe esse nome em homenagem ao professor de Física alemão Gustav Mie (1868-1957), especialista em eletrodinâmica, usou seus conhecimentos para resolver o problema da dispersão da radiação por uma partícula esférica de um material arbitrário. Esta teoria permite o cálculo de várias propriedades

ópticas de partículas esféricas dielétrica, finitas, de tamanhos e índices de refração arbitrários (HORVATH, 2009). Esta teoria considera que todas as partículas sejam esféricas, essa primeira aproximação pode parecer grosseira a princípio, entretanto, a média sobre as orientações de espalhamento das partículas na atmosfera evidencia um tipo de espalhamento causado por “esferas equivalentes”, o que possibilita a utilização da teoria de Mie (PROCÓPIO, 2005).

A teoria de Mie é baseada na teoria eletromagnética clássica, derivada a partir das equações de Maxwell. Ao considerar que os aerossóis sejam esféricos, importantes simplificações podem ser consideradas nas análises de espalhamento. A solução da teoria de Mie pode então ser expressa em séries infinitas e taxas de convergência dessas séries que dependem apenas do parâmetro de tamanho (THOMAS e STAMNES, 1999).

A função de fase de espalhamento é dada por:

Equação 28

$$P(\Theta) \equiv \frac{1}{2} (|S_1|^2 + |S_2|^2)$$

De forma que, S_1 e S_2 representam as amplitudes de espalhamento, sendo que:

Equação 29

$$S_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n)$$

Equação 30

$$S_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \pi_n)$$

Onde:

Equação 31

$$\pi_n(\Theta) = \frac{P'_n(\Theta)}{\text{sen}\Theta}$$

Equação 32

$$\tau_n(\Theta) = \frac{dP'_n(\Theta)}{d\Theta}$$

Onde $P'_n(\Theta)$ representa o polinômio de Legendre associado e a_n e b_n são os coeficientes de espalhamento de Mie, obtidos por:

Equação 33

$$a_n = \frac{m\psi_n(mx)\psi'_n(x) - \psi_n(x)\psi'_n(mx)}{m\psi_n(mx)\xi'_n(x) - \xi_n(x)\psi'_n(mx)}$$

Equação 34

$$b_n = \frac{\psi_n(mx)\psi'_n(x) - m\psi_n(x)\psi'_n(mx)}{\psi_n(mx)\xi'_n(x) - m\xi_n(x)\psi'_n(mx)}$$

Onde m é o índice de refração complexo da partícula (Equação 9), x é o parâmetro de tamanho (Equação 8), e ψ_n e ξ_n são as funções de Riccati-Bessel, relacionadas com as funções de Bessel esféricas. Estas funções possuem zeros que aumentam em número com o tamanho do argumento, de forma que, S_1 e S_2 podem mudar rapidamente para mínimas variações de x .

Os fatores de eficiência de extinção (Q_{ext}) e de espalhamento (Q_{esp}) e o fator de assimetria (g) podem ser derivados a partir das séries:

Equação 35

$$Q_{ext} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n + b_n)$$

Equação 36

$$Q_{esp} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2)$$

Equação 37

$$g = \frac{4}{x^2 Q_{esp}} \left[\sum_{n=1}^{\infty} \frac{n(n+2)}{n+1} \operatorname{Re}(a_n a_{n+1}^* + b_n b_{n+1}^*) + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \operatorname{Re}(a_n b_n^*) \right]$$

De forma que, Re representa a parte real da expressão e o índice (*) representa a relação $f(-y) = f^*(y)$, com f uma função qualquer de y . Uma vez obtidos os fatores de eficiência de extinção Q_{ext} e espalhamento Q_{esp} , pode-se obter o fator de eficiência de absorção Q_{abs} :

Equação 38

$$Q_{abs} = Q_{ext} - Q_{esp}$$

Estes fatores dependem do tamanho da partícula, índice de refração e do comprimento de onda da radiação incidente. A eficiência de espalhamento aumenta rapidamente de $x = 0$ até aproximadamente $x = 5$, entretanto, quando a partícula é grande ($x \geq 10$), Q_{esp} diminui, apresentando um comportamento assintótico, convergindo para um valor constante.

Com base na Equação 35 e na distribuição de tamanho dos aerossóis em número de partículas:

Equação 39

$$n(r) = \frac{dN}{dr}$$

Com r representando o raio da partícula, é possível determinar o coeficiente de extinção ($b_{ext,\lambda}$) para partículas de aerossol polidispersas:

Equação 40

$$b_{ext,\lambda} = \int_0^{\infty} Q_{ext}(m, x) \pi r^2 n(r) dr$$

Observa-se pela Equação 40, que o impacto das partículas sobre a extinção é avaliado pela seção geométrica, isso é, representada pela distribuição de tamanho em área:

Equação 41

$$\frac{dS}{dr} = 4\pi r^2 n(r)$$

A Equação 41 também é válida para o espalhamento e para a absorção, uma vez que fator de eficiência de extinção seja trocado pelos fatores de eficiência de espalhamento ou absorção. A obtenção dos coeficientes de extinção e espalhamento permite o cálculo do albedo e expoente de Angstrom.

2.1.5 A LEI DE BEER-LAMBERT-BOUGUER

A lei de Beer-Lambert-Bouguer descreve a atenuação da radiação eletromagnética que atravessa um meio homogêneo.

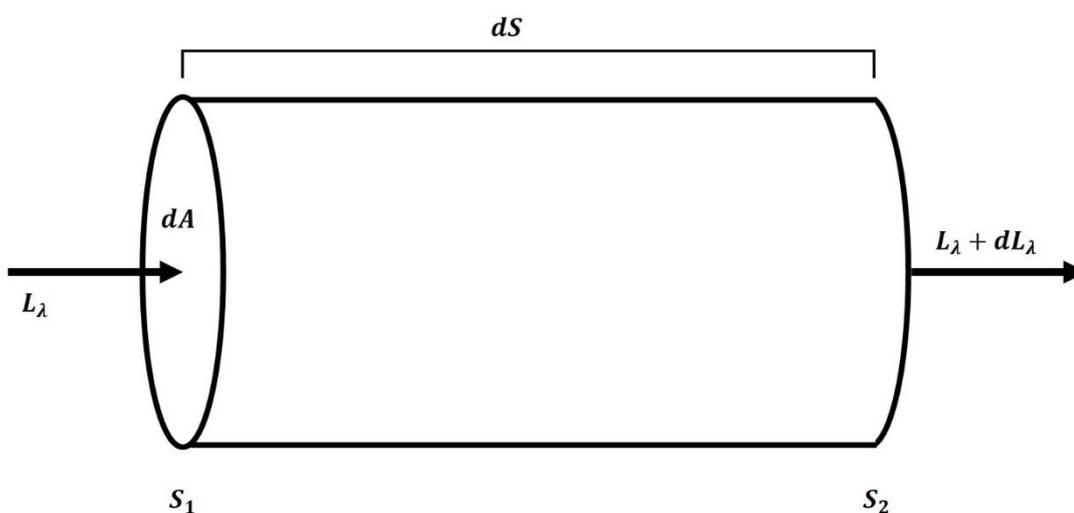


Figura 5. Esquema simplificado da atenuação da radiação proposto pela lei de Beer-Lambert-Bouguer.

Quando a radiação eletromagnética atravessa um meio material de volume $dV = dAdS$, ela pode interagir com o meio por diferentes processos. O feixe direto pode ser atenuado por absorção de fótons pelo material ou espalhamento de fótons

para outras direções. A Figura 5 representa uma simplificação da atenuação da radiação em um meio proposto pela lei de Beer-Lambert-Bouguer.

Caso não ocorra emissão de radiação difusa produzida pelo espalhamento múltiplo, a intensidade da radiação, a radiância espectral L_λ , que emerge em S_2 sofre uma redução dL_λ em relação a intensidade que entra em S_1 , devido às interações do feixe com a matéria contida neste volume de ar.

Equação 42

$$dL_\lambda = -b_{ext} L_\lambda dS$$

Integrando-se a Equação 42 entre S_1 e S_2 , tem-se que:

Equação 43

$$L_\lambda(S_2) = L_\lambda(S_1) \exp\left(-\int_{S_1}^{S_2} b_{ext,\lambda} dS\right)$$

Aplicando-se a Equação 12 ($\delta_\lambda = \int_{S_1}^{S_2} b_{ext,\lambda} ds$) na Equação 43, obtém-se:

Equação 44

$$L_\lambda(S_2) = L_\lambda(S_1) \exp(-\delta) = L_\lambda(S_1) \exp(-\tau_\lambda/\mu_0)$$

A Equação 44 é conhecida como lei de Beer-lambert-Bouguer, e mostra que a intensidade da radiação decai exponencialmente ao longo do caminho ótico percorrido.

2.1.6 O BALANÇO DE RADIAÇÃO NO SISTEMA TERRA-ATMOSFERA

A radiação solar é a maior fonte de energia para a Terra, sendo o principal responsável por governar o clima terrestre. A quantidade de radiação solar recebida por uma superfície de área unitária por unidade de tempo é chamada de densidade de fluxo radiativo (irradiância solar). A irradiância solar incidente em uma superfície plana perpendicular aos raios solares sem os efeitos da atmosfera é denominada constante solar S_0 . O valor de S_0 varia ligeiramente em função da emitância do Sol, sendo adotado como $S_0 = 1370 \text{ Wm}^{-2}$. Como a área transversal da terra que intercepta os feixes de radiação solar é πR^2 com R representando o raio da Terra, a

fração da constante solar que chega é $(\pi R^2/4\pi R^2)$, ou seja, $\frac{1}{4}$ da constante solar, aproximadamente 340 Wm^{-2} (SEINFELD e PANDIS, 2006).

Desta forma, no topo da atmosfera incidem aproximadamente 340 Wm^{-2} de radiação solar (Figura 6), dos quais aproximadamente 30% é refletida de volta ao espaço por nuvens, gases e partículas (aproximadamente 100 Wm^{-2}), e também pela superfície (aproximadamente 24 Wm^{-2}). Uma pequena fração é absorvida diretamente pela atmosfera 79 Wm^{-2} . Aproximadamente 50% da radiação solar é absorvida pela superfície terrestre e cerca de 20% é absorvido pela atmosfera, somando aproximadamente 240 Wm^{-2} de absorção em ondas curtas no sistema Terra-atmosfera. Conforme a Figura 6, a superfície terrestre transfere boa parte da radiação para a atmosfera em forma de ondas longas, esta energia é reirradiada em direção a superfície pelas nuvens partículas e gases atmosféricos. Aproximadamente a mesma quantidade de energia solar recebida pela Terra é reirradiada de volta para o espaço, de forma que o equilíbrio do balanço radiativo terrestre seja mantido (TRENBERTH et al., 2009).

O equilíbrio radiativo do sistema Terra-atmosfera pode ser perturbado por diversos fatores, que podem ser tanto naturais quanto antrópicos. Com relação aos fatores naturais, as mudanças na órbita terrestre, atividades solares e emissões vulcânicas são os principais responsáveis pela variação do fluxo de radiação que chega a superfície terrestre. Já com relação aos fatores antrópicos, o aumento da concentração de gases de efeito estufa na atmosfera contribui para diminuição das quantidades de radiação térmica reemitidas de volta ao espaço. As atividades antrópicas ainda podem influenciar na modificação da cobertura de nuvens e na concentração de aerossóis, que ao interagir com a radiação alteram a quantidade incidente desta na superfície (BOUCHER et al., 2013).

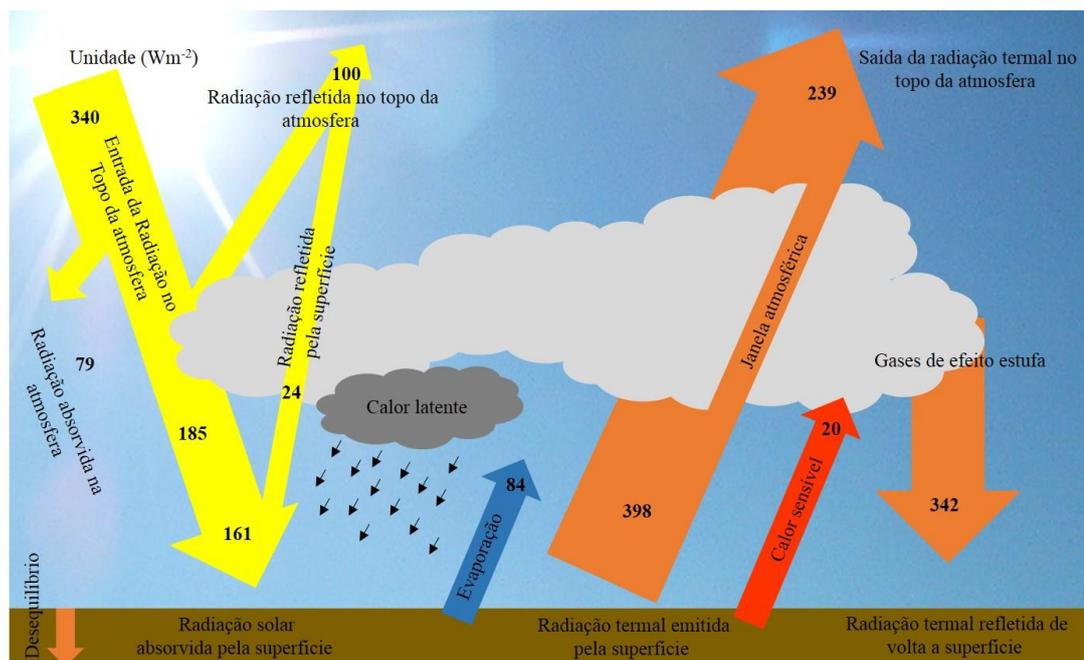


Figura 6. Balanço energético médio global. As magnitudes em Wm^{-2} representam os fluxos de energia individualmente, ajustados dentro de sua incerteza para o fechamento do balanço de energia (Adaptado de Trenberth et al., 2009).

A alteração (ou perturbações externas) imposta no balanço de energia radiativa do sistema climático terrestre pode causar uma alteração no fluxo radiativo ascendente no topo da atmosfera, esse efeito é denominado forçante radiativa climática (RAMASWAMY et al., 2001).

A forçante radiativa pode ser definida como uma perturbação externa no fluxo radiativo em uma determinada região da atmosfera, seu valor quantificado em Wm^{-2} é a medida da alteração imposta pelo agente perturbador. De acordo com a definição adotada no 5º 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 constantes, entretanto, permite-se que a Estratosfera atinja o equilíbrio radiativo. Segundo o IPCC, para o estado de referência é adotado o início da revolução industrial (ano de 1750) (FORSTER et al., 2007). De forma geral, as forçantes radiativas positivas indicam um efeito líquido de

aquecimento do sistema Terra-atmosfera enquanto as forçantes negativas indicam efeitos de resfriamento.

A forçante radiativa média global dos principais agentes climáticos e suas respectivas incertezas é representada na Figura 7. As forçantes radiativas positivas causadas pelos gases de efeito estufa provocam um aquecimento do sistema Terra-atmosfera, enquanto os aerossóis e a mudança de albedo de superfície contribuem para o resfriamento desse sistema. Na Figura 7, a representação da Forçante radiativa (FR), para o período de 1750 a 2011, representada em barras mostra a contribuição dos principais agentes climáticos, tais como os gases de efeito estufa e os aerossóis. As barras vermelhas indicam uma FR positiva e as azuis representam um forçamento negativo. As barras verticais indicam a incerteza relativa da FR induzida por cada componente. O seu comprimento é proporcional à espessura da barra, isto é, o comprimento total é igual à espessura da barra para uma incerteza de $\pm 50\%$ (IPCC, 2013).

De forma geral, os aerossóis atmosféricos resfriam o sistema climático opondo-se ao aquecimento provocado pelos gases de efeito estufa ($+1.68 \text{ Wm}^{-2}$). Observa-se (Figura 7) que as forçantes radiativas dos aerossóis, com exceção para o *black carbon*, contribuem para o forçamento negativo, as partículas de origem antrópica produzem em conjunto um efeito de resfriamento com uma forçante da ordem de -0.27 (-0.77 a -0.23) Wm^{-2} . Os aerossóis ainda contribuem para um efeito indireto, associado as mudanças das propriedades óticas das nuvens da ordem de -0.55 (-1.33 a -0.06) Wm^{-2} (IPCC, 2013).

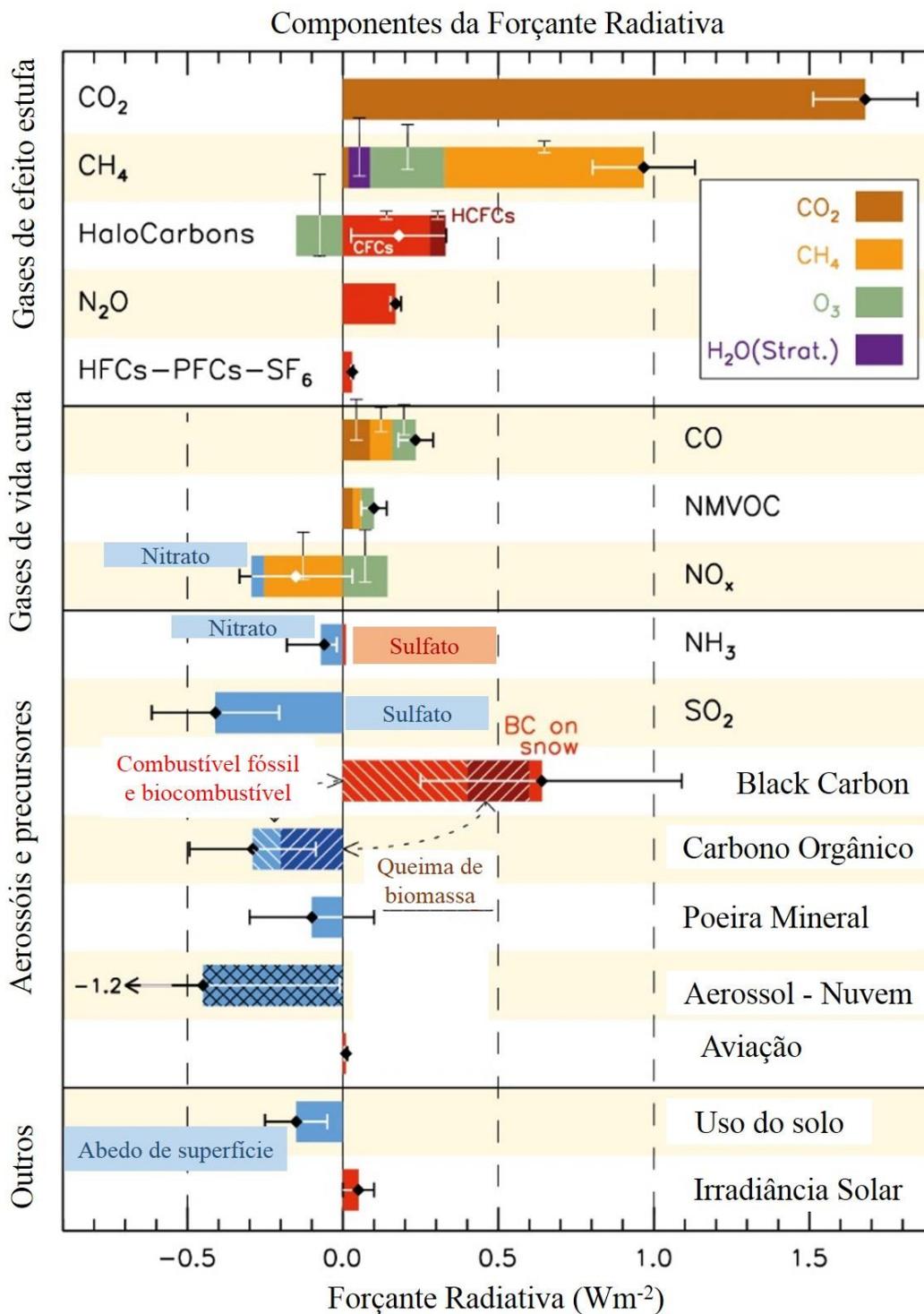


Figura 7. Médias globais das componentes da forçante radiativa e suas respectivas incertezas (Adaptado de IPCC, 2013).

2.2 AS PARTÍCULAS DE AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS

O aerossol atmosférico é um composto formado por um conjunto de partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera, com diferentes tamanhos, formas, composições químicas e propriedades físicas (SEINFELD e PANDIS, 2006). O termo formal para aerossol refere-se a dispersão tanto de partículas como de gases que possam estar contidos no meio, entretanto, é comumente empregado na literatura somente para às partículas. As partículas de aerossóis são constituídas por diferentes compostos que podem ser divididas em dois grupos principais: aerossóis primários e secundários. Os aerossóis primários, geralmente com diâmetros superiores a $1\mu\text{m}$, são emitidos diretamente para a atmosfera, tais como aerossóis marinhos, poeira de solo, emissões vulcânicas e partículas biogênicas. Já os aerossóis secundários são formados na atmosfera através da conversão gás-partícula (SEINFELD e PANDIS, 2006).

As partículas de aerossóis podem ter origem natural (partículas emitidas por erupção vulcânica, ressuspensão de poeira do solo, aerossóis marinho, emissão biogênica, entre outros) ou antrópica (emissões industriais e veiculares, e queima de biomassa, por exemplo). Estas partículas podem ser removidas pelos processos de deposição seca (por meio de difusão ou sedimentação) ou úmida (CHARLSON e HEINTZENBERG, 1995). Na deposição úmida o processo de remoção dos aerossóis pode ocorrer tanto dentro das nuvens (formação de gotas ou cristais de gelo) quanto abaixo das nuvens, durante os eventos de precipitação (SENA, 2013).

2.2.1 DISTRIBUIÇÃO DE TAMANHO DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS

Os aerossóis podem ter diâmetros que variam de poucos nanômetros (aglomerados moleculares) até aproximadamente $100\mu\text{m}$. Com base nos valores de diâmetro das partículas, estas podem ser classificadas como mostra a Figura 8. Caso as partículas apresentem um diâmetro menor que $2\mu\text{m}$ são classificadas como pertencentes à moda fina, caso o diâmetro seja maior que este valor, são classificadas como moda grossa. As partículas pertencentes à moda fina ainda podem ser subdivididas em moda de nucleação (diâmetros menores que $0.1\mu\text{m}$) e moda de acumulação (diâmetro entre 0.1 e $2.0\mu\text{m}$). As partículas de aerossóis da moda de acumulação são formadas pela coagulação de núcleos menores, ou produzidos

diretamente durante processos de combustão. Já as partículas grossas são formadas principalmente pela erosão mecânica da superfície terrestre ou marinha. Em regiões de floresta densa as partículas grossas ainda podem ser produzidas pela própria vegetação, as chamadas partículas biogênicas primárias (ARTAXO e HANSSON, 1995).

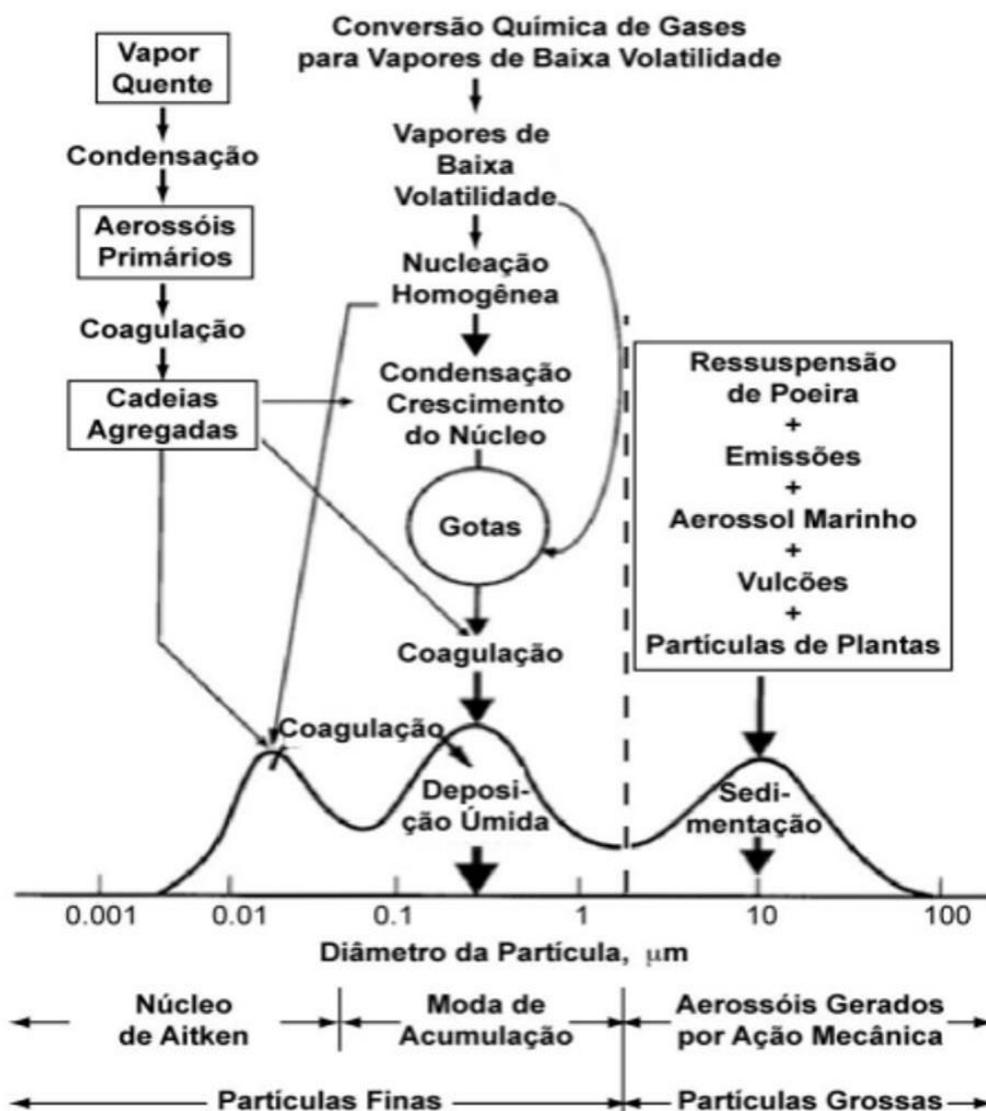


Figura 8. Distribuição de tamanho das partículas de aerossóis e os processos associados a produção, transformação e remoção das partículas (Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

De forma geral, os aerossóis de moda grossa apresentam baixa concentração numérica, entretanto, contém a maior parte da massa ou volume da distribuição dos aerossóis. Estas partículas geralmente ficam concentradas próximas a suas fontes de

emissão, e apresentam um tempo de residência curto (da ordem de dias ou horas). O curto tempo de residência das partículas grossas se deve ao processo de remoção por sedimentação. Já as partículas de moda fina apresentam um tempo de residência maior, variando entre 4 a 14 dias (mesma ordem do tempo de residência do vapor d'água na atmosfera) (HOPPEL et al., 2002). Os processos associados a produção, transformação e remoção das partículas assim como sua distribuição são representados pela Figura 8.

A comparação entre as distribuições de tamanho observadas em locais e condições diferentes é facilitada comumente por um ajuste de curvas matemáticas sobre as modas de distribuições (RIZZO, 2006). A distribuição lognormal é uma das funções matemáticas que melhor se ajusta às modas de distribuição dos aerossóis atmosféricos (HINDS, 1999). Este ajuste é equivalente a uma distribuição gaussiana sobre uma escala logarítmica. Desta forma, para cada moda é ajustada uma curva lognormal, cujos parâmetros são: concentração integrada (N), diâmetro geométrico médio (D_{pg}) e desvio padrão geométrico (σ_g), sendo assim:

Equação 45

$$\frac{df}{d(\log D_p)} = \frac{N}{\sqrt{2\pi} \log \sigma_g} \exp \left\{ -\frac{(\log D_p - \log D_{pg})^2}{2 \log^2 \sigma_g} \right\}$$

Onde df , para uma distribuição de número, representa o número de partículas com diâmetros para os quais logaritmos encontram-se no intervalo $[\log D_p: \log D_p + d(\log D_p)]$ (RIZZO, 2006).

2.2.2 CICLO DE VIDA DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS

O ciclo de vida do aerossol na atmosfera envolve os processos de emissão, transformação e remoção, o tempo de residência na atmosfera varia de acordo com as propriedades químicas e físicas do material particulado, sendo da ordem de dias a semanas na troposfera e de aproximadamente um ano na estratosfera (SEINFELD e PANDIS, 2006). As partículas emitidas para a atmosfera, tanto por processos naturais quanto por processos antrópicos, transformam-se e tem suas propriedades físico-químicas alteradas durante sua permanência na atmosfera. Uma vez na atmosfera,

essas partículas interagem entre si e com o meio que as circunda, passando por vários processos físico-químicos, tais como: coagulação, deposição e oxidação. Estes processos por sua vez, afetam as propriedades óticas e de nucleação dos aerossóis. O tempo de residência das nuvens está diretamente relacionado ao ciclo que envolve a precipitação e o balanço radiativo, de forma que possa ser influenciado pelas propriedades físicas da superfície e das condições termodinâmicas da atmosfera (Figura 9).

As partículas de aerossóis recém-formadas possuem aproximadamente alguns nanômetros de tamanho, entretanto, podem crescer rapidamente ao longo de um mesmo dia, podendo alcançar tamanhos suficientes para interagir com a radiação solar ou mesmo atuar como núcleos de condensação de nuvens (CCN, do inglês *Cloud Condensation Nuclei*) (HEALD et al., 2010).

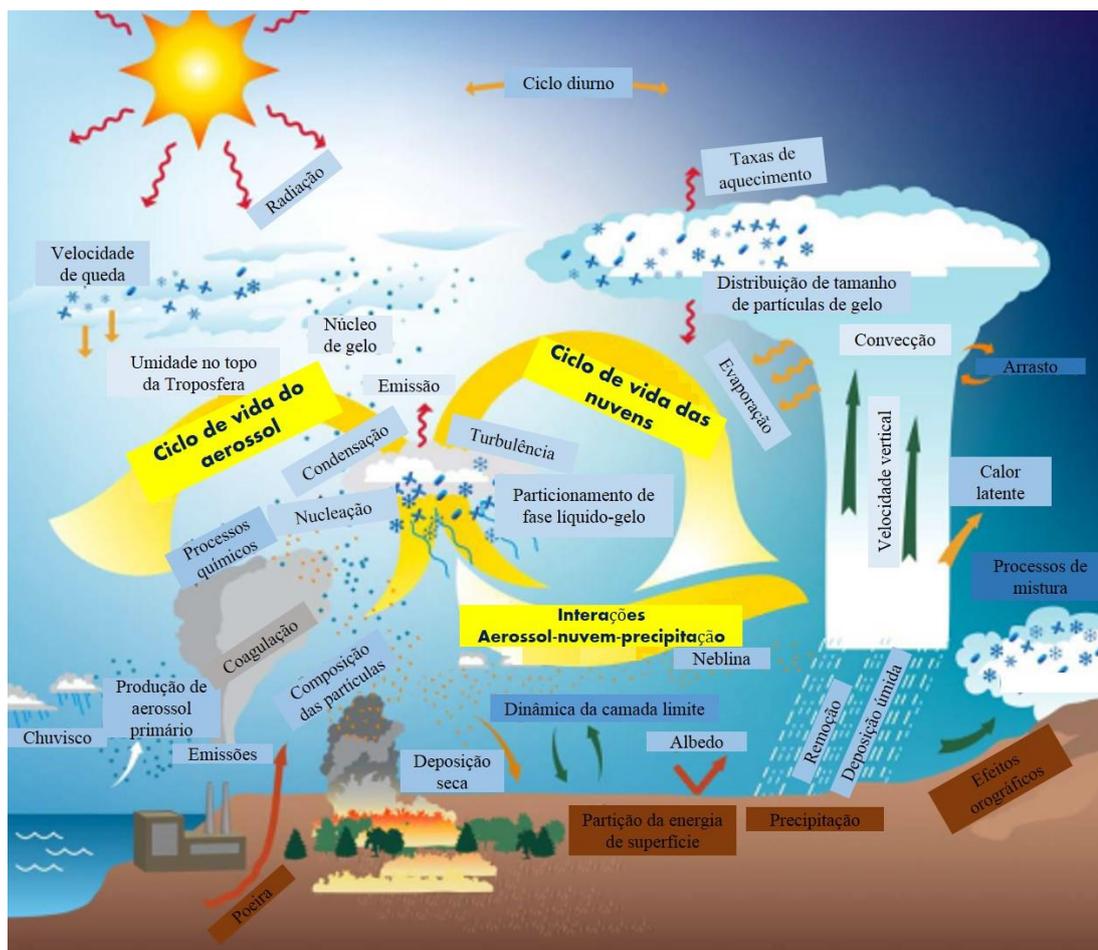


Figura 9. Ciclo de vida das partículas de aerossóis e nuvens.

A formação dos aerossóis secundários (processos de condensação de vapores) contribui para o aumento do diâmetro médio das distribuições de tamanho. O processo de coagulação, que é a união entre duas ou mais partículas, também contribui para o aumento do diâmetro da população de aerossóis, este processo provoca uma diminuição na concentração numérica das partículas. Tanto o processo de condensação quanto o processo de coagulação ocorrem na atmosfera e no interior das nuvens. Durante a nucleação das partículas ocorre a transferência de massa de compostos gasosos de baixa pressão de vapor para a fase de partícula. Quando a concentração de uma determinada espécie é menor que a respectiva saturação, a substância permanece na fase gasosa, entretanto, se a concentração de saturação for superada, a espécie é condensada na superfície do aerossol disponível, de forma que seja atingido o equilíbrio entre as fases de gás e aerossol (PANDIS et al., 1992).

Como foi citado no início do tópico 2.3, a remoção do material particulado da atmosfera pode ocorrer pelos processos de deposição seca e úmida. Na deposição seca podem ocorrer os processos de sedimentação, impactação e difusão turbulenta. Os processos de sedimentação e impactação são fortemente eficientes para partículas maiores, partículas da moda grossa, já o processo de difusão turbulenta é altamente eficiente para as partículas menores, da moda fina (GALLAGHER et al., 2002). Já o processo de deposição úmida pode ocorrer pela incorporação dos aerossóis pelas gotículas de nuvens ou mesmo pela remoção nos eventos de precipitação, o que é eficiente tanto para as partículas da moda grossa quanto para a moda fina (LAAKSO et al., 2003).

2.2.3 AEROSSÓIS CARBONÁCEOS

2.2.3.1 O aerossol orgânico

Os aerossóis atmosféricos podem ser constituídos de diversos compostos diferentes, que dependem necessariamente dos seus processos de formação e local de origem. Conforme o último relatório do IPCC, os principais constituintes do aerossol atmosférico são espécies inorgânicas, orgânicas e minerais. Como exemplo de espécies inorgânicas pode-se citar os sulfatos, nitratos e o sal marinho. Como exemplo

de espécies orgânicas pode-se citar todas as espécies carbonáceas, com exceção o *Black Carbon* (BC), que é um tipo de material carbonáceo absorvedor de radiação. Já para as espécies minerais os principais exemplos são a poeira do solo e as emissões vulcânicas (BOUCHER et al., 2013).

Devido ao fato do carbono ser o elemento majoritário na composição dos aerossóis, esse composto possui um papel fundamental na atmosfera. Seu ciclo representa um dos ciclos biogeoquímicos mais importantes na natureza. Estes compostos estão presentes nos aerossóis da moda fina e são extremamente importantes devido suas propriedades de absorção e espalhamento da radiação. O carbono orgânico (OC) é a componente das moléculas orgânicas do aerossol carbonáceo, este constituinte absorve pouco na faixa espectral do visível, isso devido à presença de compostos incolores (por exemplo, os hidrocarbonetos). Entretanto, o OC pode ser classificado de duas formas considerando suas propriedades óticas, uma fração que não apresenta absorção do espectro visível e uma fração que absorve. A fração absorvedora é denominada *brown carbon* (BrC) e é encontrada tanto em áreas urbanas como em regiões sobre a influência de queima de biomassa, esta fração absorve radiação preferencialmente da faixa do ultravioleta (UV) (BOUCHER et al., 2013).

Dependendo da fonte de emissão os valores de OC constituem entre 10% a 50% da concentração em massa orgânica na atmosfera (SEINFELD e PANDIS, 2006). Entretanto durante os eventos de queima de biomassa na Amazônia, a contribuição dos aerossóis orgânicos na massa do aerossol da moda fina chega a mais de 90 % (BRITO et al., 2014).

2.3.3.2 *O black carbon*

O BC é um dos principais constituintes atmosféricos, pois influencia tanto na qualidade do ar como nas mudanças climáticas. Entretanto ainda não há uma única terminologia que considere todas as propriedades específicas de tal constituinte, de forma que sua definição depende dos métodos de medição (PETZOLD et al., 2013). O termo BC deve ser substituído por *black carbon equivalente* (EBC) para estimativas que utilizam métodos de absorção ótica, de forma que os respectivos coeficientes de

absorção em massa (MAC) sejam utilizados para a conversão do coeficiente de absorção de radiação em concentração de massa. O termo BC também pode ser substituído pelo termo carbono elementar (EC) caso as medidas sejam realizadas por métodos termo-óticos. O BC ainda pode ser substituído pelo termo *black carbon refratário* (rBC) caso as medidas sejam baseadas em métodos de incandescência induzida por laser (PETZOLD et al., 2013).

O BC é um constituinte formado tanto pela queima incompleta de combustíveis fósseis como pela queima também incompleta de biomassa. A emissão de BC para a atmosfera pode ocorrer tanto de forma natural quanto antrópica, entretanto, as maiores taxas de emissão do BC são devidas as. O tempo de vida médio do BC na atmosfera é da ordem de uma semana, o que permite que este constituinte seja transportado em escala regional e até mesmo global.

O BC possui algumas características específicas; é absorvedor da radiação na faixa espectral do visível, com um valor de MAC acima de $5 \text{ m}^2/\text{g}$ a um comprimento de onda de 550 nm para partículas recém produzidas; é refratário a uma temperatura de volatilização de 400 K; é insolúvel em água, solventes orgânicos e nos outros componentes do aerossol atmosférico; é formado de pequenas estruturas esféricas de carbono (diâmetro variando entre 10 a 50 nm); possui uma grande quantidade de átomos de carbono do tipo grafite (PETZOLD et al., 2013).

Na atmosfera, as partículas carbonáceas (EC e OC) e a poeira mineral são os principais responsáveis pela extinção da radiação solar. Entretanto, as propriedades absorptivas das partículas são fortemente dependentes do seu estado de mistura. Outro fator importante a ser ressaltado na extinção da radiação, é que estudos recentes observaram a absorção da radiação por aerossóis biogênicos naturais (RIZZO et al., 2011). As partículas biogênicas podem absorver quantidades significativas do espectro visível, devido suas formas específicas e sua composição intrínseca (DESPRÉS et al., 2012).

O forçamento radiativo provocado pelo BC na atmosfera é de $+0.6 \text{ Wm}^{-2}$, sendo o segundo constituinte (ficando atrás somente do CO_2) responsável pelo aumento médio da temperatura do planeta (IPCC, 2013). A estimativa do último

relatório do IPCC para a forçante radiativa provocada pelo BC é baseada nos estudos de Myhre et al. (2013) e Bond et al. (2013) que estimou a forçante radiativa do BC em +1.1 (0.17-2.10) Wm^{-2} . As variações dos valores estimados indicam as significativas incertezas associadas as estimativas da forçante radiativa do BC, de forma que necessitam de mais estudos que quantifiquem o real efeito do BC sobre o balanço radiativo. A incerteza da forçante radiativa do BC é maior que a soma das incertezas de todo o conjunto de aerossóis restantes, esse fato se deve a possível confusão dos efeitos de absorção de outras espécies de aerossóis.

2.2.4 O IMPACTO DOS AEROSSÓIS NO CLIMA REGIONAL E GLOBAL

As partículas de aerossóis atmosféricos influenciam fortemente o clima regional e global, alterando o equilíbrio de energia radiativa e modificando os regimes do ciclo hidrológico (FORSTER et al., 2007). O fato dos aerossóis absorverem e espalharem a radiação solar afeta diretamente o balanço radiativo terrestre. Este efeito depende da concentração e das distribuições horizontal e vertical dos aerossóis na atmosfera (RAMASWAMY et al., 2001), depende também das propriedades óticas, interação das partículas com o vapor d'água e das propriedades de refletância de superfície da região (MARTINS, 1999).

A interação entre os aerossóis e a radiação solar depende fortemente da relação entre o comprimento de onda da radiação incidente e o tamanho das partículas de aerossol. As partículas da moda de acumulação interagem de forma mais eficiente com a radiação solar, pois nessa moda a ordem de tamanho do aerossol é da mesma ordem do comprimento de onda da radiação incidente, entre 200 e 600 nm. Com relação a radiação de onda longa, o impacto provocado pelos aerossóis é extremamente baixo, pois para a faixa de distribuição de tamanho dos aerossóis predominantes na atmosfera, a seção de choque entre a radiação e as partículas decresce com o comprimento de onda (LIOU, 2002).

Além dos efeitos diretos, as partículas de aerossol também podem interagir indiretamente com a radiação solar, essas partículas atuam como núcleos de condensação de nuvens (CNN) modificando as propriedades macro e microfísicas das nuvens (FORSTER et al., 2007) (Figura 10). Caso o conteúdo de água líquida não se

altere, o aumento da concentração de aerossóis provoca uma diminuição do tamanho médio das gotas das nuvens. Assim como mostra a Figura 11, as diminuições do tamanho das gotas das nuvens refletem mais radiação solar para o espaço, ou seja, aumentam o albedo da nuvem, e proporcionalmente reduzem a quantidade de radiação que chega a superfície, impactando o balanço energético na atmosfera. As variações das concentrações dos aerossóis ainda podem influenciar o ciclo hidrológico, a alta carga de material particulado na atmosfera pode modificar as taxas de precipitação, o tempo médio de vida e o desenvolvimento vertical das nuvens (RAMASWAMY et al., 2001).

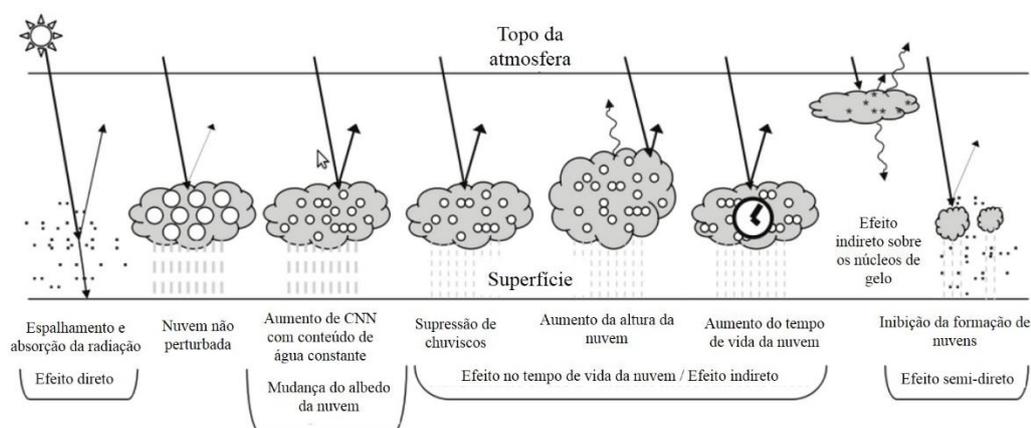


Figura 10. Diagrama esquemático dos diversos mecanismos radiativos associados com os efeitos direto, indireto e semi-direto dos aerossóis (Adaptado de Sena, 2013).

Além de influenciar nas propriedades microfísicas das nuvens, alguns tipos de aerossóis ainda absorvem a radiação solar, alterando a umidade relativa e o perfil vertical de temperatura (MENON et al., 2003; JOHNSON et al., 2004). Esta alteração no perfil de temperatura causa um aquecimento, geralmente máximo no topo da camada de mistura, contribui para a evaporação de gotículas de nuvens existentes, inibindo a formação e o desenvolvimento das nuvens, esse efeito é conhecido como efeito semi-direto. Com relação aos efeitos no ciclo hidrológico, os aerossóis ainda podem influenciar nas taxas de evapotranspiração (soma dos fluxos transpirados pelas plantas com a quantidade de vapor d'água evaporado) (MURTHY et al., 2014).

2.3 A REGIÃO AMAZÔNICA

A Bacia Amazônica estende-se por aproximadamente 6.3 milhões de km², compreendendo os países do Brasil, Bolívia, Colômbia, Equador e Peru (Figura 11). Desta extensão, cerca de 5.5 milhões de km² estão em território brasileiro. A Amazônia brasileira constitui 40% da área florestal tropical restante do globo, o território conhecido como Amazônia Legal engloba os estados do Acre (AC), Amapá (AP), Amazonas (AM), Pará (PA), Rondônia (RO), Roraima (RR), Maranhão (MA), Mato Grosso (MT) e Tocantins (TO) ocupando uma área de aproximadamente 61% do território brasileiro. A região Amazônica possui uma topografia basicamente plana, com altitudes próximas ao nível do mar. Especialmente, está limitada ao oeste pela cordilheira dos Andes, com elevações de até 6000 m, ao norte pelo Planalto das Guianas, com montanhas que atingem até 3000 m, ao sul pelo Planalto Central, com altitudes de aproximadamente 1200 m, e ao leste pelo Oceano Atlântico (FISH et al., 1996).

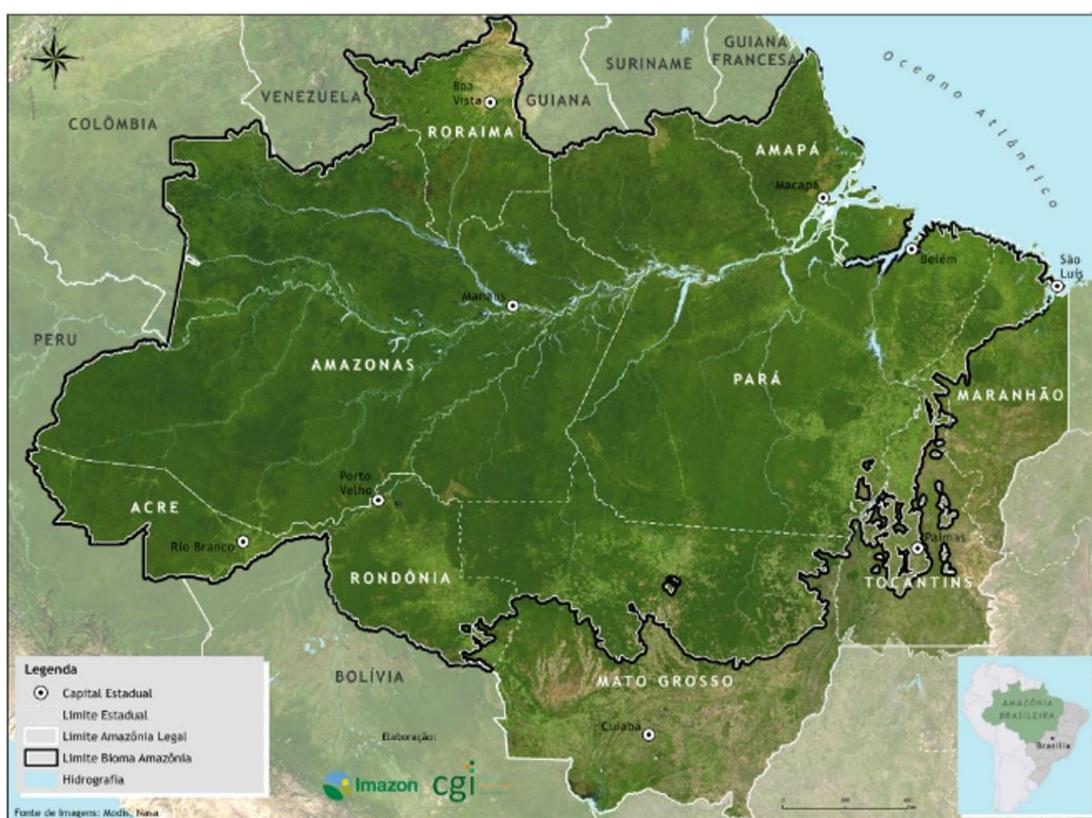


Figura 11. Distribuição espacial da Amazônia legal (<http://www.imazon.org.br>).

2.3.1 O CLIMA NA AMAZÔNIA

O clima da Amazônia é resultado da combinação de vários fatores, no entanto, a disponibilidade de energia solar é um dos fatores mais importante (FISH et al., 1996). A localização geográfica da Amazônia (entre 5° N e 10° S de latitude) faz com que a disponibilidade da energia solar incidente seja mais função da nebulosidade do que da declinação solar. Já a nebulosidade, é fortemente dependente da umidade do ar e dos processos dinâmicos responsáveis pela produção de nuvens (SALATI, 2001).

A precipitação na região Amazônica desempenha um papel fundamental no clima regional. A condensação da umidade ao longo da coluna atmosférica é cerca de duas vezes maior que o fluxo ascendente de calor sensível, essa liberação de calor latente é um importante mecanismo no aquecimento da atmosfera tropical (SATYAMURT et al., 1998). As altas taxas de precipitação na bacia Amazônica tornam essa região a área mais pluviosa do país, com médias variando entre 1500 mm/ano no leste, a 3500 mm/ano no oeste e noroeste, já na região central a média fica em torno de 2800 mm/ano (SATYAMURT et al., 1998). A Figura 12 mostra a climatologia da precipitação acumulada mensal no Brasil de 1961 a 1990.

Estima-se que aproximadamente 50% da precipitação ocorrente na bacia Amazônica é gerada localmente pela evapotranspiração, os outros 50% são advindos do transporte para a região pelo fluxo atmosférico proveniente do Oceano Atlântico (MOLION, 1987). O vapor d'água que vem da evaporação do Oceano Atlântico Tropical entra na região Amazônica pela costa norte, gerando os primeiros eventos de precipitação. Uma parcela da água precipitada volta a atmosfera, por meio da interceptação direta pela vegetação seguida da evaporação e transpiração das plantas. Uma outra parcela da água precipitada é drenada para os igarapés. O vapor d'água residual na atmosfera somado a parcela evapotranspirada reinicia o ciclo da água, propiciando que a precipitação chegue ao interior do continente (SALATI, 2001).

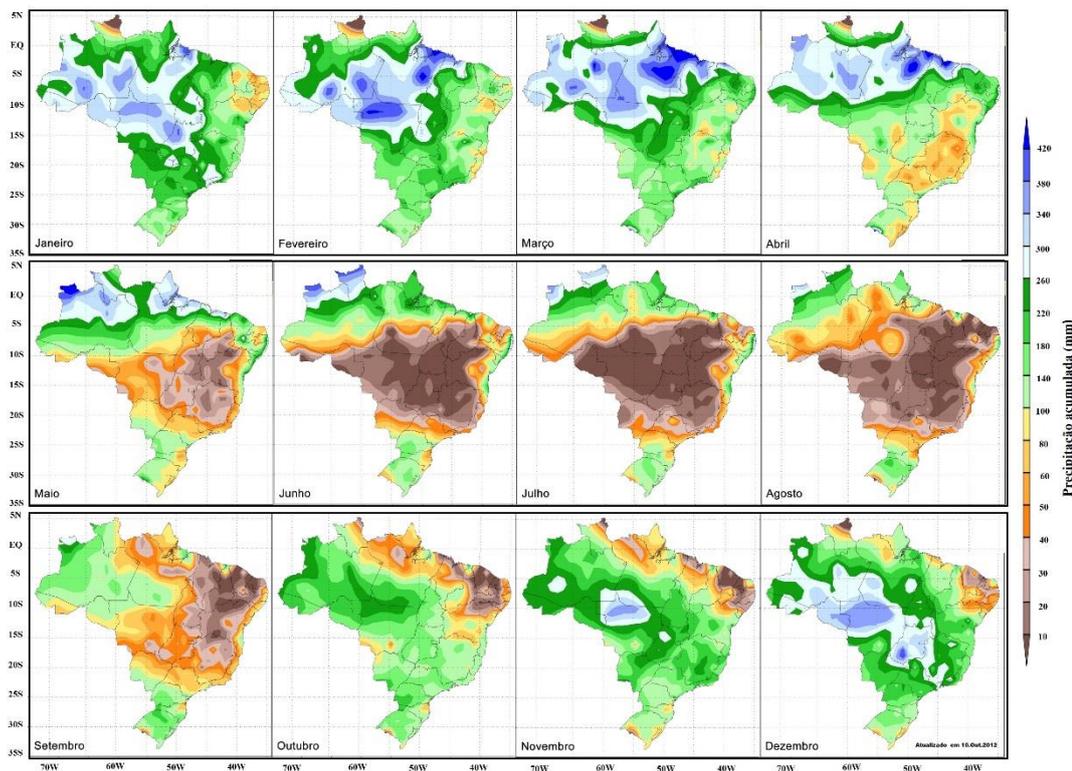


Figura 12. Climatologia da precipitação acumulada mensal no Brasil, período entre 1961 e 1990 (<http://www.inmet.gov.br>).

Na bacia Amazônica a estação chuvosa está concentrada entre os meses de novembro a março. As regiões central e sul da Amazônia apresentam altas taxas de precipitação no trimestre dezembro-janeiro-fevereiro, já entre maio e setembro há o enfraquecimento destas atividades, período denominado como estação seca. No trimestre junho-julho-agosto, centro máximo de precipitação encontra-se deslocado para o noroeste, de forma que as regiões sul e central da região Amazônica encontram-se em um período de estiagem bastante característico (FISH et al., 1996).

A distribuição espacial e sazonal da temperatura na bacia Amazônica apresenta certa homogeneidade, permanecendo sempre com temperaturas elevadas, sendo que os valores médios encontram-se entre 24 e 26°C, com exceção para a região localizada mais ao sul, nos estados de Mato Grosso e Rondônia, que podem ser atingidos por sistemas frontais (FISH et al., 1996). A baixa variação nos valores de temperatura está relacionada a quantidade de vapor d'água disponível na atmosfera.

A climatologia da precipitação na Amazônia é resultado direto de alguns sistemas de circulação atmosférica, esses sistemas são: a Zona de Convergência Intertropical, a Alta da Bolívia, o El Niño Oscilação Sul e as Linhas de Instabilidade (MOLION, 1987; FISH et al., 1996; SATYAMURT et al., 1998).

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um sistema meteorológico formado pela convergência (em baixos níveis) dos ventos alísios dos Hemisférios Sul e Norte, é caracterizada por uma faixa de nebulosidade formada pela condensação do ar quente e úmido ascendente. Esta faixa de nebulosidade tem orientação de nordeste para sudeste e possui uma oscilação anual que é resultado das variações da declinação solar. Sua posição é máxima ao sul em março (1° N) e ao norte (8° N) em agosto. Já a Alta da Bolívia (ABO) é um sistema anticiclone que ocorre em altos níveis. Esse sistema se desenvolve durante os meses de verão sobre a região do altiplano Boliviano e está associado à intensa atividade convectiva na Amazônia durante este período. Neste sistema, o forte aquecimento da superfície gera uma célula de circulação forçada termicamente, com o ar quente e úmido ascendendo no continente, e ar frio e seco descendo sobre as áreas adjacentes. Na ABO a circulação em baixo níveis é tipicamente meridional. No inverno o sistema perde intensidade se deslocando para noroeste.

O fenômeno conhecido com El Niño Oscilação Sul (ENOS) ocorre quando existe um aquecimento anormal das águas superficiais e sub-superficiais do Oceano Pacífico Sul, causando uma forte convecção sobre o oceano. Para os anos de ocorrência de ENOS há um deslocamento da parcela ascendente da célula de convectiva de Walter para o oceano e um deslocamento da parcela descendente para a Amazônia, o que provoca uma inibição da convecção na região Amazônica. Nestes casos, a ZCIT fica reposicionada, mas ao norte do que o normal, causando a diminuição dos ventos alísios no Hemisfério Norte, o que causa uma diminuição dos fluxos de umidade dos oceanos para a região Amazônica. De forma geral nos anos de ocorrência de ENOS são mais secos para a região norte, o que contribui para elevar o potencial de risco de queimadas na Amazônia.

Um outro sistema que influencia diretamente o clima da Amazônia são as Linhas de Instabilidades (LIs), que são perturbações transientes ocorrentes sobre a

costa norte da região, são formadas pela brisa marítima que organiza linhas convectivas próximas à foz do Rio Amazonas. As LIs são caracterizadas por grandes conglomerados de nuvens cumulonimbus, são responsáveis pelas chuvas na Amazônia Central, no leste do Pará e do Amapá, com ocorrência entre os meses de abril a agosto.

2.3.2 O DESFLORESTAMENTO NA AMAZÔNIA

A Floresta Amazônica está sofrendo rápidas e intensas modificações ambientais com fortes implicações para a biodiversidade, o ciclo hidrológico, o clima regional e global (SATYAMURT et al., 1998; DAVIDSON et al., 2012). O desflorestamento na bacia Amazônica não é distribuído aleatoriamente, este ocorre principalmente nas fronteiras entre a floresta e as regiões de agricultura e pastagem nos estados do Maranhão, Pará, Tocantins, Mato Grosso e Acre, região essa conhecida como arco do desflorestamento (PROCÓPIO, 2005). A Figura 13 mostra o mapa do desflorestamento na Amazônia Legal até o ano de 2011.

Atualmente, o desmatamento em várias regiões da bacia Amazônica é impulsionado pela pecuária de média e grande escala, devido a produção e exportação de grãos, assim como, pela exploração madeireira (SOARES-FILHO et al., 2004). A área desflorestada acumulada na Amazônia Legal até o ano de 2014 foi de aproximadamente 408 mil km² (PRODES, Programa de Monitoramento de Desflorestamento na Amazônia Legal).

Dados recentes mostram um forte declínio das taxas anuais de desmatamento na Amazônia brasileira (Figura 14). Entretanto os indicativos mostram que os registros de queimadas não seguem a mesma tendência de queda do desflorestamento, sugerindo desta forma, que atualmente há uma transição da localização de queimadas da região de floresta para a região de cerrado (TEM HOEVE et al., 2011). A Figura 14, mostra a distribuição temporal das taxas de desmatamento anual na Amazônia legal.

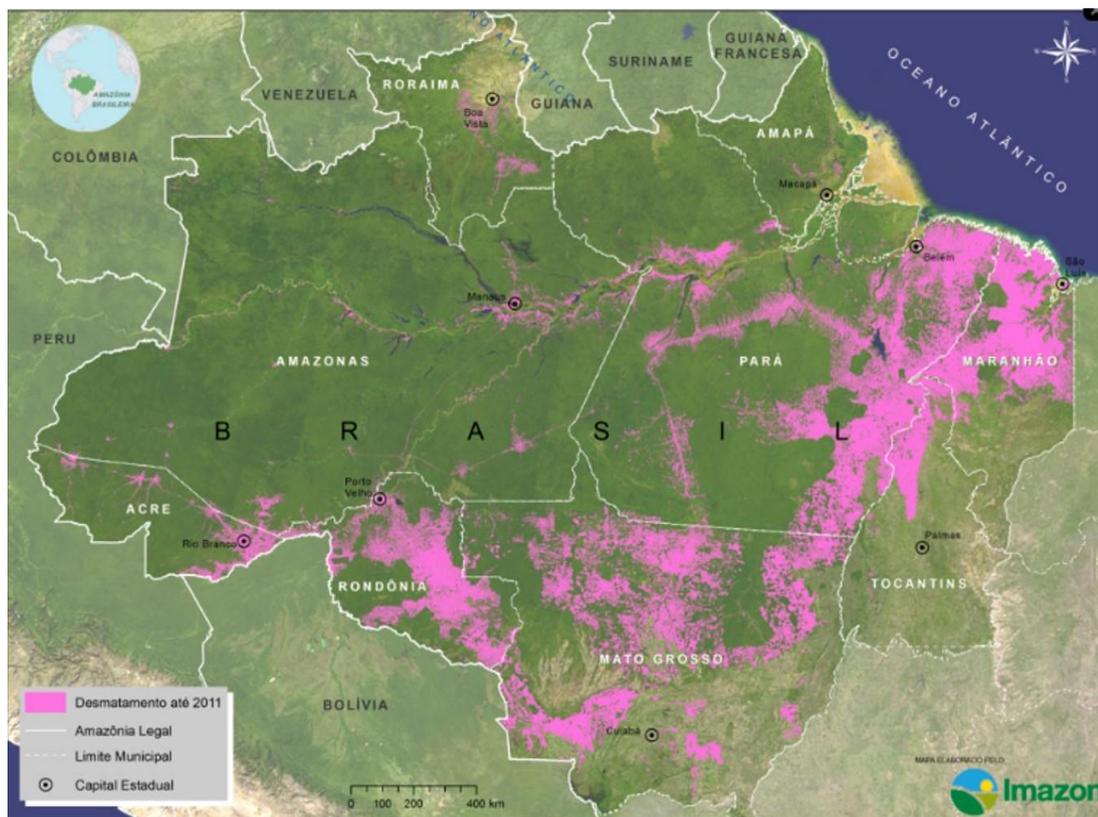


Figura 13. Mapa do desmatamento na Amazônia Legal até 2011, as áreas em rosa destacam as regiões fortemente impactadas pelo desmatamento (<http://www.imazon.org.br>).

Observa-se na Figura 14 uma significativa redução nas taxas de desflorestamento a partir do ano 2004, entretanto a quantidade de aerossóis presentes na atmosfera, representados pela profundidade ótica do aerossol (AOD 550 nm) não apresentou a mesma redução. A taxa de desmatamento em 2004 foi de aproximadamente 27400 km², enquanto em 2012 este valor diminuiu para aproximadamente de 4600 km² (SENA, 2013). Através da Figura 15 ainda é possível observar uma elevação das taxas de desflorestamento de 2014 para 2016 de aproximadamente 5000 para 8000 km².

A conversão das regiões de floresta em pastagens e áreas agrícolas modifica fortemente o albedo de superfície, modifica a rugosidade da superfície, os fluxos de calor sensível, latente e a evapotranspiração local, perturbando o equilíbrio energético e radiativo (SHUKLA et al., 1990). Estas mudanças no balanço energético afetam a instabilidade atmosférica e a disponibilidade de vapor d'água na atmosfera, o que pode

alterar as propriedades das nuvens e a circulação atmosférica, assim como os padrões de precipitação (WANG e FEINGOLD, 2009).

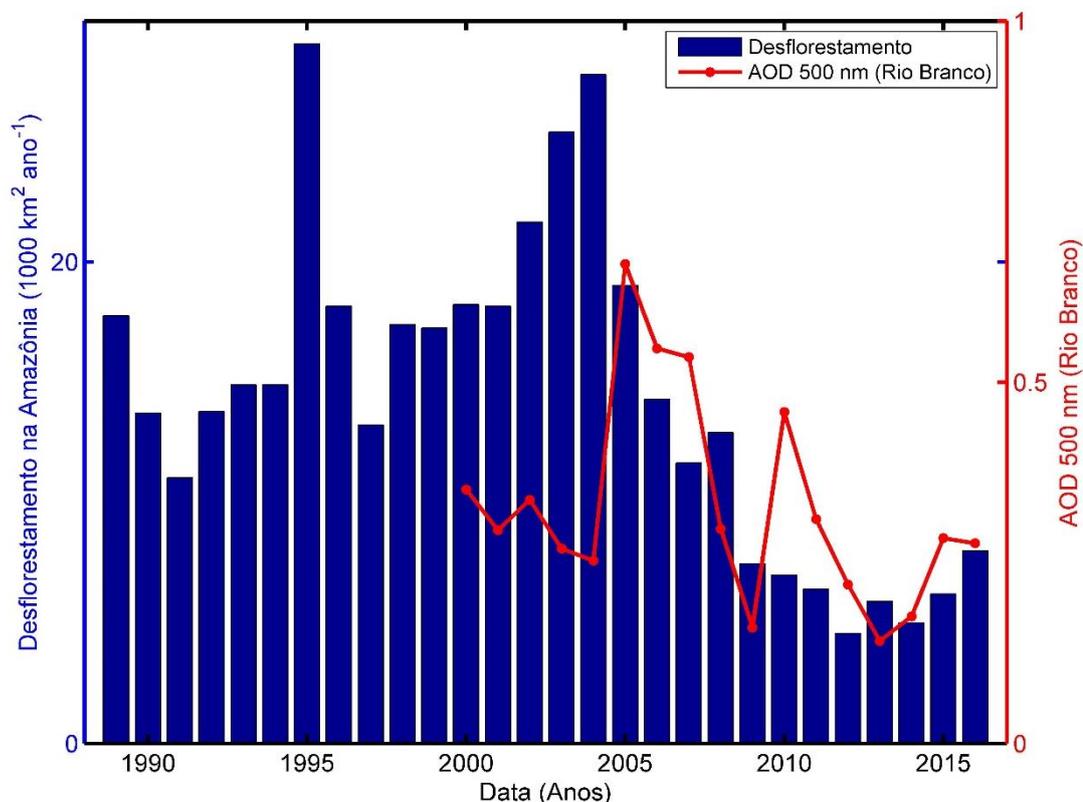


Figura 14. Taxa de desmatamento anual na Amazônia Legal (barras azuis) de acordo com o PRODES, em vermelho são representadas as médias anuais da profundidade ótica do aerossol (AOD 500 nm) para o site de Rio Branco no AC.

2.3.3 A INFLUÊNCIA DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA AMAZÔNIA

A queima de biomassa ocorre há décadas na Amazônia, esta prática é função, principalmente, dos processos de uso e manejo do solo pelos agricultores. As queimadas naturais ou antrópicas ocorrem principalmente no período seco e possui uma alta correlação com os parâmetros meteorológicos como a precipitação, temperatura do ar e a cobertura de nuvens. Áreas de floresta que sofrem a queima possuem uma probabilidade maior de pegar fogo novamente, sendo que a partir da segunda queima em uma mesma região a taxa de mortalidade da vegetação é maior (COCHRANE et al., 2002).

O padrão de emissão de um evento particular de queimada pode variar bastante de um valor médio, no entanto, para uma região com a mesma variedade de espécies vegetais (florestas tropicais, por exemplo) as queimas tendem a ter um fator de emissão característico, que depende da proporção *flaming/smoldering* (ANDREAE e MERLET, 2001). Na fase de queima conhecida como *flaming* as características da queima são: temperaturas elevadas, presença de chamas intensas, alta eficiência de combustão. Já na fase de *smoldering* as características são: baixas temperaturas, ausência de chamas e baixa eficiência de combustão (WARD et al., 1992). Os fatores de emissão médios para as principais composições pirogênicas emitidas nas queimadas de florestas tropicais são apresentados na Tabela 1.

As queimadas na bacia Amazônia são distribuídas principalmente nas regiões mais afetadas pelo desmatamento, no arco do desflorestamento. As alterações no uso do solo são responsáveis por emissões significativas de partículas de aerossóis para a atmosfera, a queima de pastagens e florestas primárias são grandes responsáveis por esta emissão (ARTAXO, 2001; ARTAXO et al., 2002; 2003a; 2003b). A composição química da atmosfera Amazônica sofre intensas mudanças na estação seca, devido as emissões de gases traço e partículas de aerossóis pelas queimadas, gerando importantes implicações em nível local, regional e global (ARTAXO et al., 2002).

No período chuvoso a atmosfera Amazônica apresenta baixíssimas concentrações de partículas (ANDREAE, 2007). A população de aerossóis é praticamente dominada por partículas biogênicas primárias na moda grossa (MARTIN et al., 2010) e por aerossóis orgânicos secundários, provenientes da oxidação de compostos orgânicos voláteis (VOCs) na moda fina (CLAEYS et al., 2004).

Na estação seca as concentrações aumentam fortemente na Amazônia, devido as emissões de queimadas, desempenhando um papel importante na modificação da composição química da atmosfera (BOWMAN et al., 2009). Neste período do ano a concentração chega a atingir valores que variam entre 15000 a 30000 partículas/cm³ (ARTAXO et al., 2013). Este aumento é acompanhado por uma forte variação na distribuição de tamanho das partículas, já que a maior parte das emissões das queimadas pertencem à moda fina (SCHAFER et al., 2008; SENA e ARTAXO, 2015).

Tabela 1. Fatores de emissão (grama da espécie por quilograma de matéria seca queimada) das principais composições pirogênicas emitidas nas queimas de floresta tropicais. Os valores acompanhados de sua incerteza foram obtidos experimentalmente, assim como os valores representados por intervalos, os valores acompanhados por (i) representam sua melhor estimativa e os valores acompanhados por (ii) foram estimados da extrapolação do monóxido de carbono (Extraído de Procópio, (2005)).

<i>Espécie</i>	<i>Fator de emissão</i>
Dióxido de carbono	1580 ± 90
Monóxido de carbono	104 ± 20
Metano	6.8 ± 2.0
Hidrocarbonetos (não-metano)	8.1 ± 3.0
Isoprenos	0.016
Terpenos	0.15 (i)
Formaldeídos	1.4 (ii)
Óxido de nitrogênio	1.6 ± 0.7
Óxido nitroso	0.20 (i)
Amônia	1.30 (i)
Dióxido de enxofre	0.57 ± 0.23
PM 2,5	9.1 ± 1.5
Material particulado total	6.5 – 10.5
Carbono total	6.6 ± 1.5
Carbono orgânico	5.2 ± 1.5
<i>Black carbon</i>	0.66 ± 0.31

Os efeitos destas partículas no balanço radiativo e clima regional da Amazônia são significativos, provocando uma forçante radiativa que varia entre -8,2 a 5,2 Wm⁻² no topo da atmosfera (SENA et al., 2013). Os aerossóis de queimadas ainda podem ser transportados por longas distâncias, provocando um impacto em grande escala sobre o balanço radiativo em toda bacia Amazônica. As distribuições espaciais e temporais da forçante radiativa direta dos aerossóis, para esta região, apresentam grande variabilidade, indicando que o impacto das partículas provenientes das queimadas é mais pronunciado sobre as regiões Central e Ocidental da Amazônia. Para altas cargas de aerossóis (AOD 550 nm > 1) a média diária da forçante radiativa no topo da atmosfera pode atingir valores locais de -30 Wm⁻² (SENA et al., 2013).

2.3.4 A EMISSÃO DE PARTICULAS BIOGÊNICAS PELA FLORESTA AMAZÔNICA

Em regiões de floresta não impactada, os aerossóis atmosféricos são emitidos naturalmente pela vegetação. As partículas diretamente emitidas na moda grossa (partículas com diâmetro maior que 2 micrometros) são compostas por grãos de pólen, bactérias, fragmentos de folhas, excrementos e fragmentos de insetos (ARTAXO et al., 1994; ARTAXO e HANSON, 1995; ARTAXO et al., 1998). Já as partículas de moda fina (partículas com diâmetro menor que 2 micrometros) são formadas a partir da condensação de precursores gasosos, tais como os compostos orgânicos voláteis (PANDIS et al., 1992; RIZZO, 2006).

Na estação chuvosa, uma grande parte da região Amazônica constitui umas das áreas continentais mais puras do globo, com concentrações de gases e partículas de aerossóis relativamente baixas (ARTAXO et al., 2013). Em escalas globais a influência de partículas biogênicas sobre as propriedades óticas dos aerossóis é relativamente baixa, entretanto, em escalas locais e regionais estas partículas apresentam um papel relevante sobre a radiação solar (RIZZO et al., 2011). Em regiões de floresta Amazônica grande parte da massa total de aerossóis biogênicos está concentrada na fração de moda grossa (ARTAXO et al., 1998), sendo responsáveis por até 66% de massa do aerossol na estação chuvosa (GUYON et al., 2004).

As emissões de gases traço e aerossóis orgânicos primários regulam as características atmosféricas, influenciando vários processos biológicos responsáveis por estas emissões, a troca de gases traço e aerossóis biogênicos entre a superfície e a atmosfera são controladas pela produção e consumo desses compostos pela própria vegetação (RIZZO, 2006). Os aerossóis naturalmente emitidos pelas plantas, ou mesmo os formados na atmosfera (primários ou secundários) também interagem diretamente com a radiação solar, absorvendo e espalhando radiação solar, e assim, influenciando o balanço radiativo e as taxas de reações fotoquímicas na atmosfera. A relação entre a biosfera e a atmosfera amazônica é demonstrada na Figura 15.

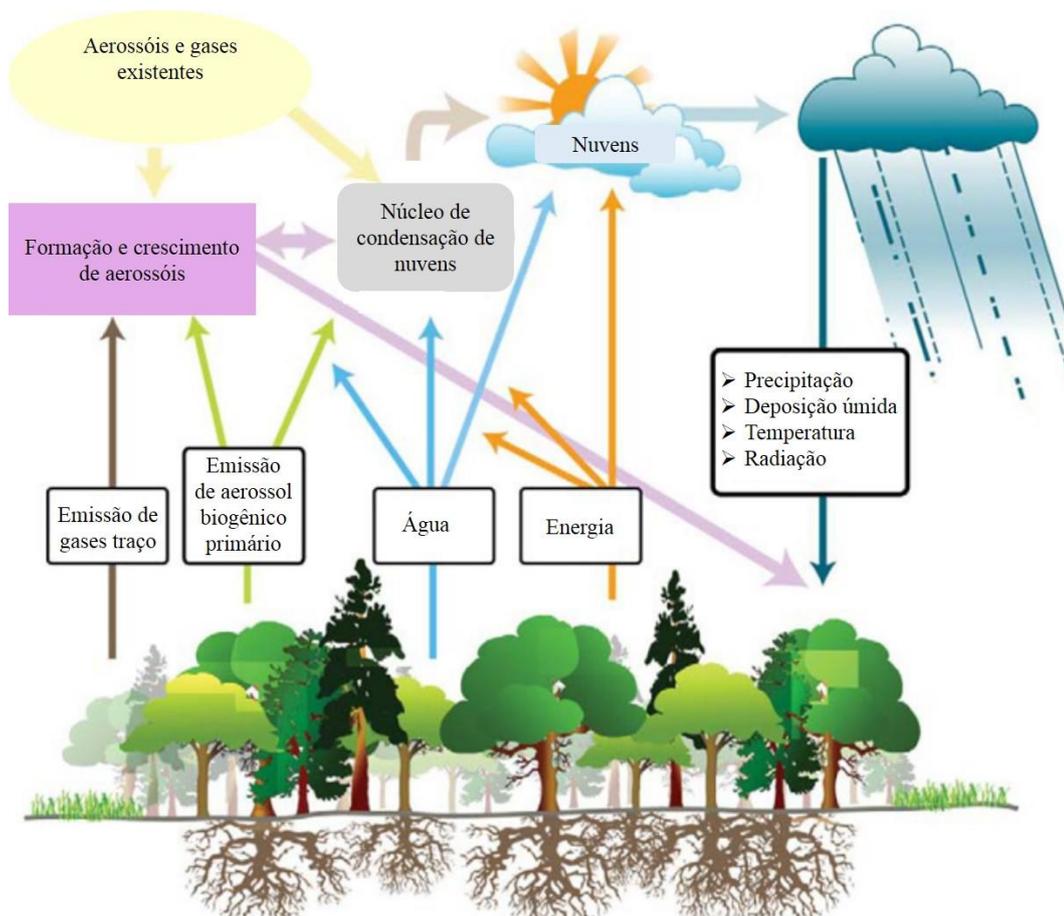


Figura 15. Descrição dos fluxos de água, energia e partículas entre a biosfera e a atmosfera, evidenciando o forte sistema de acoplamento ente os dois (Adaptado de Barth et al., 2005).

As partículas biogênicas primárias são em sua maioria orgânicas e possuem traços minerais de potássio, cálcio, magnésio, enxofre, fósforo, zinco, entre outros. Outra característica destas partículas é que são solúveis em água, desta forma, atuam de forma eficiente como núcleos de condensação de nuvens (ARTAXO et al., 2006). Além dos aerossóis primários emitidos pela própria vegetação, a Amazônia também recebe aerossóis primários naturais advindos do transporte de longa distância, tais como partículas marinhas do Oceano Atlântico e poeira do deserto do Saara (MARTIN et al., 2010).

Atualmente, pouco se conhece sobre as propriedades físicas e químicas das partículas de aerossol biogênicas e seus efeitos na atmosfera. Existem diversas questões com relação à produção, evolução em função do envelhecimento e interação destas partículas com nuvens, vapor d'água, e gases orgânicos, assim como seu efeito

no balanço radiativo da atmosfera e na ciclagem e transporte de nutrientes da floresta. Para o desenvolvimento de modelos de aerossóis que representem a estação seca, por exemplo, e conseqüentemente as propriedades dos aerossóis de queimadas na região Amazônica, necessita-se de uma comparação com modelos de aerossóis biogênicos primários, já que esses aerossóis constituem um resíduo de fundo e é importante para a caracterização das mudanças ambientais impostas ao ecossistema pelas queimadas (MARTINS, 1999).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 A REDE AERONET

A rede AERONET (do inglês, AErosol RObotic NETwork) (HOLBEN et al., 1998) é uma rede global de monitoramento de aerossóis por sensoriamento remoto, instalada ao nível da superfície e mantida pelo sistema EOS (do inglês, Earth Observing System) da NASA. A Figura 16 mostra a localização dos radiômetros solares da AERONET.

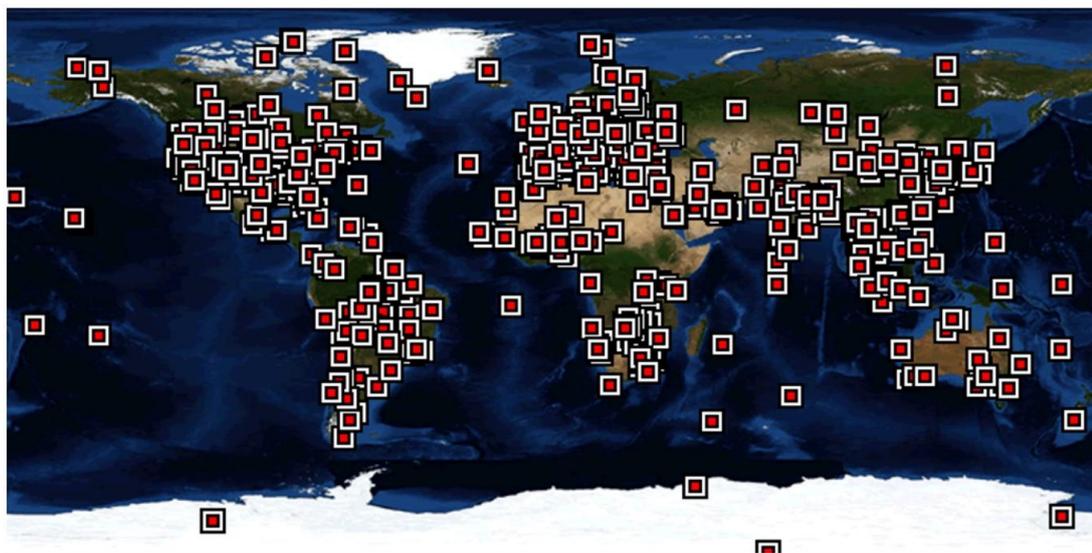


Figura 16. Localização dos radiômetros da AERONET distribuídos pelo globo (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

Os equipamentos da AERONET consistem em radiômetros espectrais automáticos e idênticos distribuídos pelo globo. Suas medidas permitem o monitoramento, praticamente em tempo real, da espessura ótica dos aerossóis, da coluna d'água precipitável, distribuição de tamanho das partículas, dentre outras propriedades físicas e óticas dos aerossóis. Os produtos fornecidos pela AERONET

estão disponíveis na internet, no endereço: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, onde encontram-se todas as informações sobre o sistema de monitoramento.

Os radiômetros solares são constituídos por sensores que estão acoplados a colimadores de 33 cm de comprimento. Estes colimadores projetados para rejeitar a luz difusa que possa ser refletida por suas paredes e são protegidos por uma janela de quartzo que permite observações com um detector de silício enriquecido com relação ruído-sinal suficiente para medidas espectrais precisas entre 300 e 1200 nm (Figura 17).



Figura 17. Instrumentação da rede AERONET, radiômetro solar CIMEL 318A, antena de transmissão de dados e o painel solar (Extraído de Sena, 2013).

Os sensores estão acoplados a robôs capazes de automatizar a coleta de medidas, os colimadores apontam para o sol de acordo com uma rotina pré-programada. Os sensores giram no sentido dos ângulos zenital e azimutal a partir de motores de passo com uma precisão de 0.05° . Um microprocessador calcula a posição solar baseando-se nas informações de hora, latitude e longitude, direcionando os colimadores a menos de 1° do Sol. Um pequeno detector localiza precisamente o Sol

para que a sequência de medidas seja iniciada. Ao final das medidas o instrumento volta a sua posição de repouso (apontando aproximadamente para o nadir). Um sensor de umidade acoplado ao sistema cancela qualquer sequência de medidas para o caso de ocorrência de precipitação. Os radiômetros são capazes de medir tanto a radiação direta quanto a radiação solar difusa (HOLBEN et al., 1998).

3.1.1 MEDIDAS DE RADIAÇÃO SOLAR DIRETA PELA AERONET

O radiômetro solar mede a extinção do feixe direto da radiação em bandas de diferentes comprimentos de onda, e deriva a contribuição das partículas de aerossóis na extinção total do feixe. As medidas diretas têm um campo de visão de 1.2° e são realizadas em oito bandas espectrais (340, 380, 440, 500, 670, 870, 940, 1020 nm), determinadas através de filtros de interferência rotacionais localizados dentro do sensor. Para a análise de extinção do feixe, assume-se que a radiação tenha pouca, ou nenhuma, interação com a superfície ou nuvens, e que a absorção gasosa seja mínima, ou conhecida, para o comprimento de onda escolhido. Cada medida leva aproximadamente dez segundos para ser realizada, sendo que uma sequência pré-programada inicia as medidas pela manhã e encerra a tarde.

O canal de 940 nm é utilizado para obtenção da coluna de vapor d'água precipitável (ou água precipitável) (HALTHORE et al., 1997). Os demais canais são utilizados para a obtenção da espessura ótica dos aerossóis, que é calculada através da extinção da radiação, baseada na Lei de Beer-Lambert-Bouguer, conforme a Equação 51. A atenuação da radiação devido ao espalhamento Rayleigh e a absorção pelo ozônio e outros gases que possam interferir nas medidas são estimadas e removidas para a determinação da espessura ótica devido apenas aos aerossóis.

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

A rede AERONET segue um protocolo para a garantia da qualidade de dados. Os dados de nível 1.0 representam as medidas brutas, os de nível 1.5 representam as medidas processadas, onde são eliminadas as contaminações por nuvens. Já os dados de nível 2.0 representam as medidas processadas e garantidas pela rede, nestas medidas são realizadas calibrações finais (ECK et al., 1999) e um corte para a profundidade ótica do aerossol no canal de 440 nm (AOD 440 nm). Para os dados de nível 2.0 a em AOD 440 nm tem que ser maior que 0.4, o que minimiza a incerteza para os valores de AOD que variam entre 0.01 e 0.02 (ECK et al., 1999). Neste trabalho foram utilizados os produtos diretos de nível 1.5 e 2.0, já que os valores de AOD são extremamente baixos na região Amazônica na estação chuvosa.

3.1.2 MEDIDAS DE RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA PELA AERONET

A radiação solar difusa, ou radiância celeste, é medida em quatro bandas espectrais (440, 670, 870 e 1020 nm) em intervalos de aproximadamente 1 hora ao longo do dia. Estas medidas são realizadas ao longo do plano solar principal (linha no qual o ângulo azimutal é constante) e ao longo do almucântar (círculo imaginário feito considerando o ângulo zenital do instrumento igual ao ângulo zenital solar) solar, com o intuito de observar o espalhamento espectral dos aerossóis (Figura 18). O campo de visão também é de aproximadamente 1.2° , mas o sistema de abertura de lentes é uma ordem de magnitude maior que as de medidas diretas, permitindo um intervalo dinâmico melhor para as medidas de plano solar principal e almucântar solar (HOLBEN et al., 1998).

O objetivo destas medidas é a obtenção das radiâncias difusa e da região da auréola em um amplo intervalo de ângulos de espalhamento do Sol, a um perfil constante de aerossóis. Através destas radiâncias e algoritmos de inversão são obtidas a distribuição de tamanho, em um intervalo de raio entre 0.05 e 15.0 μm , a função de fase das partículas, o fator de assimetria, o albedo simples e o índice de refração complexo (NAKAJIMA et al., 1983; DUBOVIK e KING, 2000).

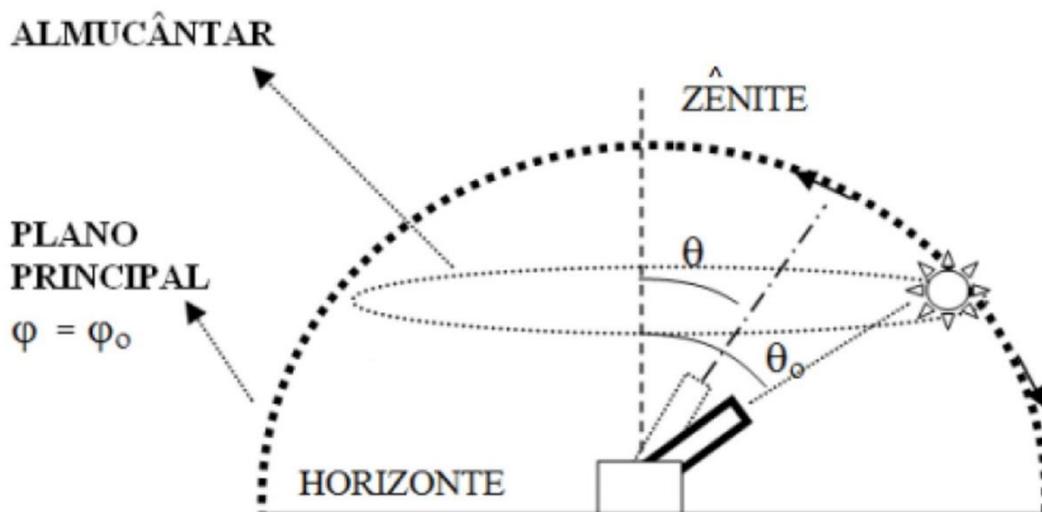


Figura 18. Esquema ilustrativo das medidas de radiação difusa da rede AERONET (Extraído de Castanho, (2005)).

As medidas são realizadas diariamente e enviadas automaticamente através de transmissores para uma estação receptora em intervalos de uma hora, por meios do sistema de transmissão de dados do satélite geoestacionário GOES. Os dados brutos são retransmitidos para um servidor localizado na NASA, onde serão processados. O algoritmo de inversão que é utilizado em conjunto com as medidas de radiação direta e difusa requer hipóteses adicionais com relação a forma das partículas, interação com a superfície e processos de espalhamento múltiplo. Assume-se que as partículas são divididas em duas componentes: esféricas (KAUFMAN et al., 1994) e não esféricas (DUBOVİK et al., 2006).

Os resultados obtidos para as propriedades dos aerossóis são utilizados para calcular as irradiâncias ascendentes e descendentes no topo da atmosfera e na superfície na faixa espectral entre 0.2 e 0.4 μm , por meio do código de transferência radiativa GAME (do inglês, *Global Atmospheric Model*) (DUBUISSON et al., 1996). Através de simulações que utilizam interpolações e extrapolações das propriedades óticas dos aerossóis obtidas nos comprimentos de onda das medidas de radiação celeste é obtida a forçante radiativa dos aerossóis também para a faixa espectral entre 0.2 e 0.4 μm .

3.1.3 CALIBRAÇÃO E PRECISÃO DOS RADIÔMETROS DA AERONET

Os radiômetros em operação na rede AERONET são calibrados na NASA através de intercomparações com um instrumento de referência e são enviados para os locais onde serão realizadas as medidas. Após um período de aproximadamente 1 ano do início das medidas este instrumento retorna a NASA para que seja realizada uma nova calibração. Esta calibração refere-se à determinação de coeficientes de calibração (V_0) necessários para converter a tensão medida pelos instrumentos (V) nas grandezas de interesse, neste caso a espessura ótica dos aerossóis, a coluna de vapor d'água precipitável e a radiância. Os coeficientes de calibração possuem uma relação como tempo, de forma que uma interpolação linear de V_0 entre as duas datas de calibrações é assumida no processamento das medidas obtidas com um determinado radiômetro. O radiômetro de referência é calibrado no Observatório de Mauna Loa, no Havaí, em intervalos de aproximadamente 2 a 3 meses através de Curvas de Langley, que é baseado na Lei de Beer-Lambert-Bouguer (HOLBEN et al., 1998).

As curvas de Langley consideram a obtenção das tensões obtidas pelos radiômetros, obtidas através de medidas diretas do Sol para diversas massas de ar, na presença de um céu limpo (sem nuvens) e uma atmosfera homogênea e estável, do ponto de vista dos atenuadores de radiação. Estas condições atmosféricas são difíceis de serem obtidas, no entanto, podem ser obtidas para regiões isoladas e em altas altitudes, como é o caso de Mauna Loa a 3397 m acima do nível do mar. Através de uma exploração gráfica (logaritmo das tensões por massas de ar) é realizada uma extrapolação linear da curva, obtém-se a constante de calibração V_0 , para massa de ar igual a zero, ou seja, a tensão para o fluxo solar direto extrapolado para o topo da atmosfera (SHAW, 1983).

A declividade da reta obtida representa a espessura ótica do aerossol. Quando a concentração de aerossóis atmosféricos é constante, a curva formada pelas medidas deve ser representada por uma reta, a variação dos pontos em relação a esta reta indica a imprecisão do instrumento, desconsiderando-se as variações atmosféricas. Geralmente a variabilidade das medidas fica abaixo de 1%. A precisão de V_0 obtida pelo radiômetro de referência é de aproximadamente 0.25 a 0.50% para o visível e infravermelho próximo, 0.5 a 2.0% para o ultravioleta e 1.0 a 3.0% para o canal de

vapor d'água, implicando em uma incerteza nos valores de espessura ótica dos aerossóis de ± 0.01 para as bandas 440, 500, 670, 870 e 1020 nm e ± 0.02 para 340 e 380 nm. Os valores mais imprecisos de V_0 são referentes ao canal de 940nm, implicando em uma incerteza maior para o vapor d'água precipitável, de no máximo 12% (HOLBEN et al., 1998).

3.2 DESCRIÇÃO DAS ESTAÇÕES DA AERONET ESTUDADAS

Neste trabalho foram analisadas as propriedades dos aerossóis em nove estações da Rede AERONET (Figura 19).

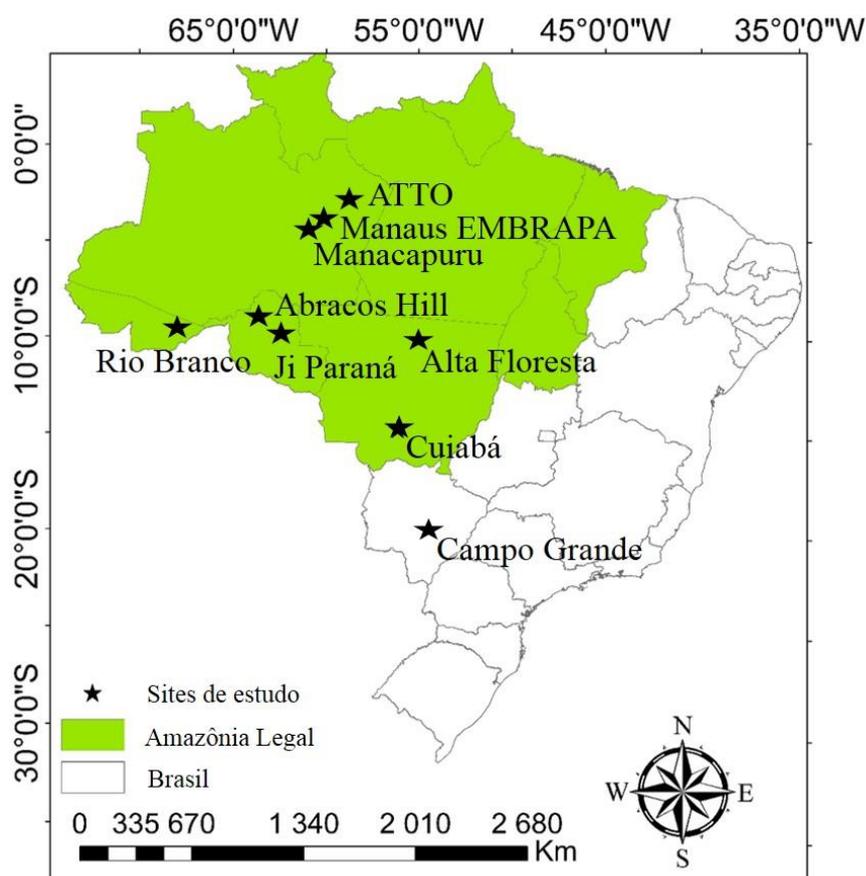


Figura 19. Localização geográfica dos sites da AERONET utilizados neste trabalho.

As estações com suas respectivas coordenadas geográficas e período de dados disponíveis e utilizados são apresentados na Tabela 2.

Tabela 2. Coordenadas e período de amostragem dos radiômetros utilizados neste trabalho.

<i>Site</i>	<i>Localização</i>		<i>Período</i>
	<i>Latitude (°S)</i>	<i>Longitude (°W)</i>	
ATTO	2.14	59.00	2016-2017
Manaus	2.89	59.97	2011-2017
Manacapuru	3.21	60.59	2013-2015
Alta Floresta	9.87	56.10	2000-2017
Ji Paraná	10.93	61.85	2006-2015
Rio Branco	9.96	67.87	2000-2017
Abracos Hill	10.76	62.35	2000-2005
Cuiabá	15.73	56.02	2000-2017
Campo Grande	20.44	54.54	2003-2017

Das nove estações analisadas, oito se encontram dentro dos limites da Amazônia Legal, somente o site de Campo Grande (Campo Grande SONDA) não faz parte desta região, no entanto foi levado em consideração devido as suas características locais, de forma que as propriedades óticas dos aerossóis nesse site possam ser comparadas com o site de Cuiabá (Cuiabá Miranda), pois estes apresentam as mesmas características locais, ou seja, pertencem ao bioma Cerrado e são diretamente impactados pela queima de biomassa.

Os sites do ATTO (Amazon ATTO Tower) e Manaus (Manaus EMBRAPA) estão localizados vento acima da pluma de Manaus, e o site de Manacapuru (ARM Manacapuru) vento abaixo. Nesses sites além das medidas dos radiômetros da AERONET, ainda foram realizadas medidas *in-situ* das propriedades dos aerossóis (detalhadas no próximo tópico). O site do ATTO fica a cerca de 160 km ao norte de Manaus, nesta região estendem-se centenas de quilômetros de áreas cobertas por floresta não perturbadas. A origem das massas de ar no site do ATTO varia ao longo do ano, conforme a variação sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre a bacia Amazônica, o que resulta em grandes mudanças das condições meteorológicas e composição atmosférica (ANDREAE et al., 2012). Durante a estação chuvosa, massas de ar chegam de forma predominante da região nordeste do ATTO, ao longo de quilômetros de cobertura florestal limpa. Neste período eventos de transporte de longas distância do Atlântico e da África traz episódios de aerossol marinho, areia do Saara, e partículas de queimadas da África Ocidental. No final de

maio, este padrão muda bruscamente devido ao deslocamento da ZCIT para o norte da região, neste caso o site amostra massas de ar do hemisfério Sul.

O site de Manaus se encontra a aproximadamente 25 km ao norte do município de Manaus na Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) (BARBOSA et al., 2014). Esta região também está localizada vindo a cima da pluma de Manaus, de forma que as características desta região são muito semelhantes ao do sítio do ATTO, no entanto nesta região há predominância de pastagem. Já o site de Manacapuru está localizado vento abaixo na pluma de Manaus, sendo este impactado diretamente pelas emissões urbanas tanto do município de Manaus quando do município de Manacapuru. O município de Manacapuru pertence a região metropolitana de Manaus, no entanto está a uma distância de aproximadamente 100 km da capital Manaus. A instalação do radiômetro da AERONET em Manacapuru foi implementada como parte campanha de campo do experimento GoAmazon, que procurou investigar e entender como o ciclo de vida dos aerossóis e nuvens é influenciado pelos poluentes de Manaus em meio a floresta tropical (MARTIN et al., 2016).

Os sites de Alta Floresta, Abracos Hill, Ji Paraná (Ji Paraná SE) e Rio Branco estão localizados no arco do desflorestamento e são fortemente impactadas pelos aerossóis de queimadas. O site de Alta floresta (Estado de Mato Grosso) se encontra no sul da bacia Amazônica, região de transição entre floresta e pastagem, apresenta o maior registro de focos de queimadas no Brasil. Os sites de Ji paraná e Abracos Hill (Estado de Rondônia) estão instalados em áreas de pastagem, e o site de Rio Branco (Estado do Acre) está instalado em uma região próxima ao centro urbano de Rio Branco.

Os sites de Cuiabá (Estado do Mato Grosso) e Campo Grande (Estado do Mato Grosso do Sul) pertencem ao bioma Cerrado. Embora o site de Cuiabá esteja localizado dentro dos limites da Amazônia Legal, o site se encontra em uma região de transição entre o Cerrado e o bioma pantaneiro. O radiômetro para este site está a uma distância aproximada de 20 km do perímetro urbano, em uma região com vegetação típica de cerrado, ou seja, arvores de pequeno porte com galhos retorcidos em meio a uma mistura de pastagem e superfícies alagadas. Já o site de Campo Grande está localizado

em uma área rural, também próximo aos limites da região urbana. Ao redor do site há predominância de vegetação de cerrado e parques urbanos de áreas de conservação. Tanto o site de Cuiabá como o de Campo Grande são influenciados diretamente pela queima local de vegetação típica de cerrado e de pastagens na estação seca.

As medidas da AERONET foram utilizadas para caracterizar as propriedades óticas dos aerossóis nas estações seca e chuvosa para cada site. Os produtos de inversão foram explorados na discussão sobre o espalhamento e a absorção da radiação pelos aerossóis na coluna atmosférica, quantificando-se a forçante a radiativa e a eficiência da forçante radiativa para todos os sites. Foram realizadas regressões lineares para avaliar a influência da absorção e do espalhamento da radiação no fluxo radiativo descendente na superfície e ascendente no topo da atmosfera nas estações seca e chuvosa para cada site. Conforme a metodologia apresentada na seção 3.3, foi quantificado a influência das frações de EC, OC e partículas biogênicas sobre o fluxo radiativo. As medidas das propriedades óticas para as regiões de floresta na estação chuvosa foram utilizadas, conforme a metodologia da seção 3.4, para modelar as propriedades óticas do aerossol biogênico primário, quantificando-se o efeito desse no fluxo radiativo.

3.3 MEDIDAS *IN-SITU*

As medidas realizadas *in-situ* foram utilizadas para caracterização das propriedades óticas dos aerossóis na superfície, estas medidas foram realizadas em regiões específicas, em áreas centrais da bacia Amazônica. Além de caracterizar as propriedades óticas dos aerossóis, estas medidas foram analisadas em paralelo com as medidas dos radiômetros da AERONET (na coluna atmosférica).

3.3.1 LOCALIZAÇÃO E PERÍODOS DAS MEDIDAS *IN-SITU*

As campanhas de medidas em *in-situ* foram realizadas em duas regiões específicas da Amazônia Central, os sites do ATTO e ZF2. O site ATTO já foi detalhado na seção anterior. Já o site ZF2 está situado a aproximadamente 60 km a noroeste do

centro do município de Manaus e é um local relativamente preservado. As massas de ar que atingem a reserva passam por aproximadamente 1600 km de floresta intacta antes de serem amostradas (PÖSCHL et al., 2010). No local de amostragem, a vegetação é caracterizada como floresta de terra firme, e a altura do dossel varia entre 30 e 35 metros (MARTIN et al., 2010).

No site ATTO, foram analisadas medidas de espalhamento e absorção da radiação solar. Estas medidas foram realizadas de fevereiro a dezembro de 2014. Já para o site ZF2 foram realizadas medidas de espalhamento, absorção e concentração numérica dos aerossóis, com medidas realizadas de janeiro a agosto de 2014. A instrumentação e os protocolos de qualidade dos dados serão discutidos nas próximas seções.

3.3.2 MEDIDAS DE ABSORÇÃO, ESPALHAMENTO E CONCENTRAÇÃO NUMÉRICA

3.3.2.1 Medidas de absorção com o MAAP

Nos dois sítios analisados, foram utilizadas medidas de absorção pelo MAAP (do inglês, *MultiAngle Absorption Photometry – Thermo Inc., Model 5012*). As medidas do MAAP resultam na concentração do *black carbon* em 637 nm, que é convertida para o coeficiente de absorção assumindo um coeficiente mássico de absorção $MAC = 6.6 \text{ m}^2/\text{g}$. Este instrumento mede simultaneamente a atenuação ótica e a reflexão da radiação por partículas depositadas em um filtro para vários ângulos de detecção. Para realizar a medida exclusiva da absorção, o MAAP realiza o cálculo de referência radiativa através do filtro contendo aerossóis e desconta o efeito de espalhamento ótico (PETZOLD et al., 2005).

As medidas foram realizadas a cada um minuto e sendo obtidas médias a cada cinco minutos, aplicando-se uma correção de 5% aos dados para um ajuste de comprimento de onda (MÜLLER et al., 2011). Também foram calculadas médias de 30 minutos, resultando em um limite de detecção de 0.013 Mm^{-1} (PETZOLD et al., 2005). O princípio de funcionamento do MAAP é ilustrado na Figura 20. No sítio ZF2

funcionaram em paralelo dois instrumentos MAAP, o MAAP 156 com um *inlet* de corte PM 10, e MAAP 158 para PM 2.5. Já no site ATTO foi utilizado um único instrumento com corte PM 2.5. As medidas do MAAP no ATTO foram utilizadas para o cálculo do albedo de espalhamento simples (SSA) e correções para os dados de absorção do Aetalômetro.

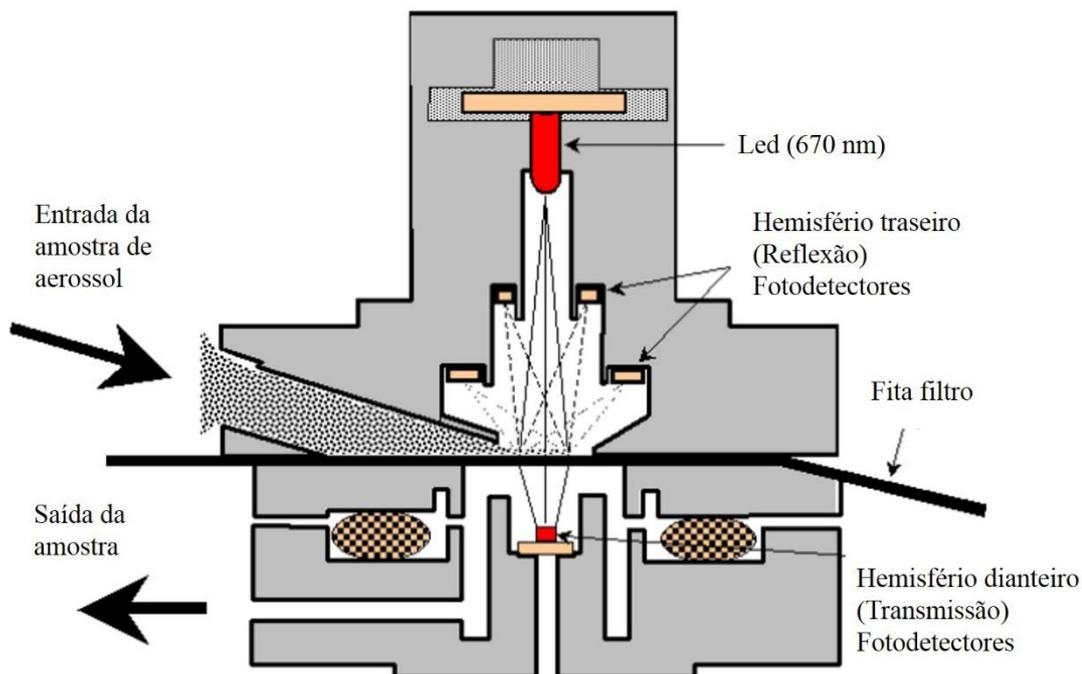


Figura 20. Ilustração do princípio de funcionamento do MAAP.

3.3.2.2 Medidas de absorção com o Aetalômetro

O Aetalômetro é um instrumento que, assim como o MAAP, estima a concentração de BC presente na atmosfera em tempo real. Seu princípio de funcionamento consiste em medir a atenuação de um feixe de radiação transmitida por um filtro, que coleta continuamente amostras de aerossóis. A Figura 21 representa o princípio de funcionamento do Aetalômetro. A atenuação ótica (*ATN*) é definida como:

Equação 46

$$ATN = 100 \ln \left(\frac{I_0}{I} \right)$$

Onde I_0 representa a intensidade da radiação transmitida pelo filtro limpo, e I representa a intensidade de radiação transmitida após a exposição do filtro.

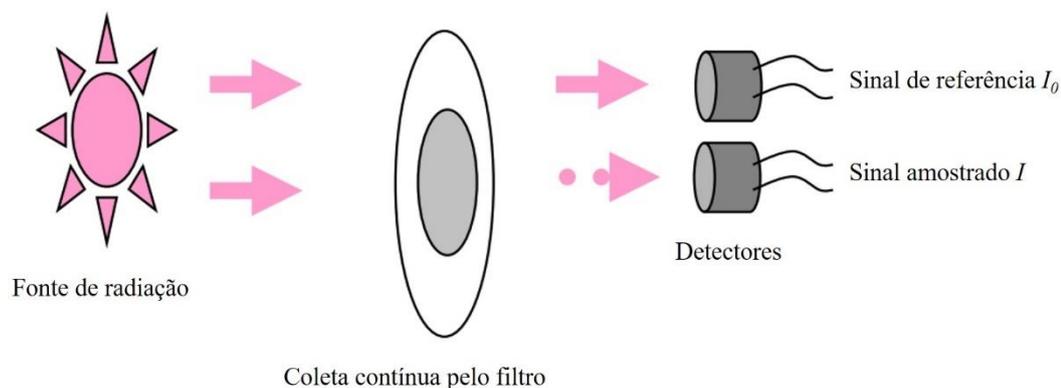


Figura 21. Princípio de funcionamento do Aetalômetro modelo AE33.

A atenuação ótica é uma função do comprimento de onda da radiação incidente (λ), de forma que a concentração de BC pode ser determinada para comprimentos de onda específicos.

Equação 47

$$[BC] = \frac{\sigma_{abs}(\lambda)}{MAC}$$

Com base no coeficiente mássico de absorção para a atenuação ótica em 880 nm, $7.77 \text{ m}^2/\text{g}$ (DRINOVEC et al., 2015), calcula-se a concentração em massa do BC. Neste comprimento de onda a absorção por outras partículas de aerossóis, tais como carbonáceos ou minerais, é significativamente menor e, portanto, pode ser atribuída somente ao BC (SANDRADEWI et al., 2008). As medidas de absorção em outros comprimentos de onda permitem uma análise espectral dos dados, esta análise é uma importante ferramenta para a determinação das fontes emissoras de BC ou para detecção de poeira mineral (COLLAUD COEN et al., 2004).

As medidas de absorção realizadas no site ZF2, foram realizadas por dois instrumentos em paralelo, o Aetalômetro AE33 192 para o corte PM 10, e Aetalômetro AE33 193 para o corte PM 2.5. Para o site ATTO foi utilizado o Aetalômetro AE30

com o corte PM 2.5. Os modelos AE33 e AE30 da *Magee Scientific* estimam a absorção em sete comprimentos de onda ($\lambda = 340, 470, 520, 590, 660, 880, 950$ nm).

3.3.2.2 Medidas de espalhamento com o Nefelômetro

O Nefelômetro é um instrumento que mede o coeficiente de espalhamento da radiação devido à presença de aerossóis na atmosfera. Este instrumento faz uma amostragem de ar que é bombeada através de um inlet para uma câmara volumétrica de análise, de forma que sobre o ar amostrado é emitida radiação sob uma faixa de 7 a 170° por uma lâmpada halogênica. A estrutura interna do Nefelômetro é ilustrada na Figura 22.

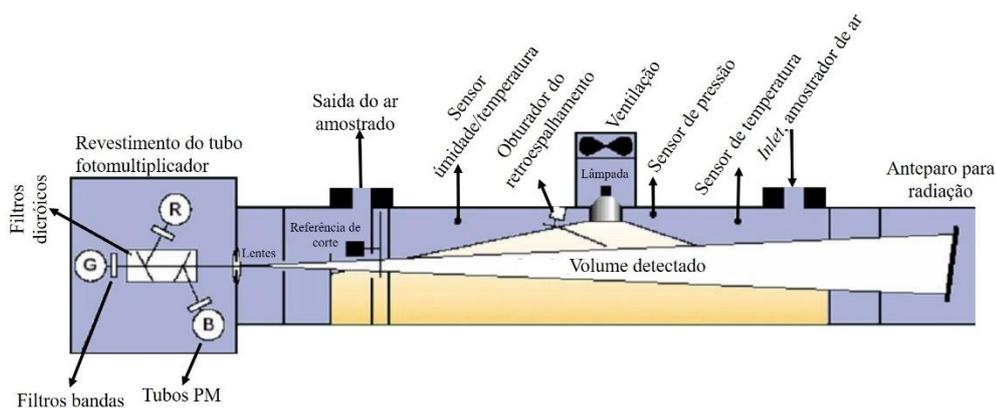


Figura 22. Ilustração da estrutura interna do Nefelômetro modelo TSI-3563.

O volume de ar amostrado passa por uma série de obturadores ao longo do eixo principal do instrumento, em seguida são analisados por meio de três tubos fotomultiplicadores (azul, verde e vermelho). O espalhamento da radiação pelas partículas é observado em um anteparo com alta eficiência de absorção para minimizar a possibilidade de espalhamento pelas paredes internas do instrumento (RIZZO, 2006). Uma válvula situada no *inlet* é acionada periodicamente para drenar toda a amostra de aerossóis do interior do instrumento, desta forma, o instrumento realiza a medida de um sinal de ar limpo no ambiente. Este sinal é subtraído do sinal original, resultando em medidas exclusivas de espalhamento devido à presença de aerossóis. Neste trabalho foram utilizados dois modelos de Nefelômetros, o Aurora Ecotech-3000 ($\lambda =$

450, 525 e 635 nm) instalado no site ATTO com um corte PM 2.5, e um TSI-3563 ($\lambda = 450, 550$ e 700 nm) instalado no site ZF2 com um corte PM 7.

3.3.2.2 Medidas de concentração numérica com o OPC

O OPC (do inglês, *Optical Particle Counter*) é um instrumento que mede a concentração numérica de partículas, ou seja, o número de partículas por centímetro cúbico. O modelo do instrumento utilizado foi o OPC Grimm, que realiza medidas de concentração numérica para partículas de diâmetros variando entre 0.3 e 32 μm . O instrumento funciona com uma bomba interna, o ar amostrado é transportado para uma câmara de amostragem, onde um feixe de laser é projetado de forma que todas as partículas da amostra espalhem a radiação. A energia da radiação espalhada é captada por aparatos óticos e convertida em um pulso elétrico, sendo que a amplitude da voltagem corresponde ao tamanho da partícula. Este tipo de instrumento assume que a intensidade da radiação espalhada é função do tamanho da partícula, no entanto, nem sempre isso é verdade. Neste trabalho foram utilizadas as medidas do OPC Grimm no site ZF2 em paralelo com as medidas do Aetalômetro.

3.3.3 VALIDAÇÃO PARA AS MEDIDAS REALIZADAS *IN-SITU*

O conjunto de dados medidos *in-situ* foram processados e divididos em níveis de qualidade. O nível 1 contém os dados brutos filtrados por questões instrumentais, o nível 2 contém os dados que foram calibrados e normalizados à pressão e temperatura constante. Já para o nível 3 os dados são validados de acordo com medidas realizadas por outros instrumentos. Após o processamento os dados são salvos em arquivos que contém as médias para intervalos de 5 e 30 minutos.

Para o Aetalômetro *Magge* (modelos AE30 e AE33) os dados de nível 1 correspondem a medidas para qual o fluxo de ar ficou entre 1 e 8 lpm e os valores de BC não podem ser menores que $-1\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ou maiores que $100\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Para o nível 2, além das correções para temperatura e pressão, são realizadas correções para as cargas de filtro e dispersão múltipla conforme os trabalhos de Rizzo et al. (2011) e

Weingartner et al. (2003). No nível 3 as medidas de BC à 880 nm são comparadas as medidas do MAAP, de forma que estas medidas não podem possuir um desvio maior que 30%.

Para o MAAP *Thermo* (modelo 5012) o nível 1 conta com dados cujo número de interações seja menor que 50 e diferente de zero, os dados de 1 minuto não podem ser menores que $-1\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ou maiores que $100\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. No nível 2 é aplicada uma correção de 5% conforme o trabalho de Müller et al. (2011) além das correções para temperatura e pressão. No nível 3 as medidas de BC do MAAP devem ser menores que 50% do PM 2.5 medido a partir do TEOM (do inglês, *Tapered Element Oscillating Monitor*, que realiza medida de concentração em massa).

Para os dados de nível 1 do Nefelômetro *Ecotech* (modelo Aurora 3000) a dispersão da radiação pelos aerossóis em 450 nm deve estar dentro do intervalo de 10Mm^{-1} e 900Mm^{-1} . A umidade relativa deve ser menor que 60%, e devem ser removidos os dados coletados nos períodos de manutenção do secador. No nível 2 é realizada a correção para pressão e temperatura, além do efeito de truncamento (MÜLLER et al., 2011b). No nível 3 os valores de albedo de espalhamento simples (SSA) obtidos com o auxílio das medidas do MAAP devem ser superiores a 0.1 e menores que 1.

Para o Nefelômetro TSI (modelo 3563) a dispersão de radiação pelos aerossóis em intervalos de 1 min em 550 nm não pode ser menor do que -10Mm^{-1} ou maior do que 1000Mm^{-1} , o retroespalhamento deve ser superior a 2% da dispersão frontal e inferior a 80% do espalhamento e a umidade relativa deve ser menor do que 70%. Para o nível 2 é realizada a correção para o truncamento de acordo com o trabalho de Anderson e Ogren, (1998), além das correções para temperatura e pressão. Para o nível 3 os valores de albedo de espalhamento simples (SSA) obtidos com o auxílio das medidas do MAAP devem ser superiores a 0.3 e menores que 1.

3.4 A MATRIZ DE ANGSTROM COMO INDICATIVO DE COMPOSIÇÃO DOS AEROSSÓIS

3.4.1 EXPOENTE ANGSTROM DE ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO

O expoente de Angstrom (detalhado na seção 2.1.2) pode ser derivado tanto para o espalhamento quanto para a absorção. O expoente de Angstrom de espalhamento (daqui para frente representado por SAE, *Scattering Angstrom Expoente*) representa a dependência espectral do coeficiente de espalhamento (b_{esp}) ou da espessura ótica de espalhamento (τ_{esp}). Os valores do expoente de Angstrom de espalhamento têm uma relação direta com o tamanho médio da população de partículas. No caso de uma distribuição de tamanho “monomodal” os valores de SAE maiores que 2 indicam a predominância de partículas da moda fina, que geralmente estão associadas à poluição urbana ou queima de biomassa. Já valores de SAE próximos a 1 indicam a presença de partículas da moda grossa, tipicamente associadas ao sal marinho e poeira mineral (SCHUSTER et al., 2006).

De forma análoga, o expoente de Angstrom de absorção (AAE, *Absorption Angstrom Expoente*) representa a dependência espectral do coeficiente de absorção (b_{abs}). Este parâmetro ótico está relacionado com as propriedades físicas e químicas do aerossol (RIZZO et al., 2011). O BC, por exemplo, possui uma dependência espectral λ^{-1} , obtendo-se AAE igual a 1 (BERGSTROM et al., 2002), já para os aerossóis de OC provenientes da queima de biomassa a absorção de radiação é mais significativa no ultravioleta e regiões espectrais do UV, resultando em valores de AAE maior que 1 (KIRCHSTETTER, 2004). Para valores de AAE maiores que 1.5 são observados em aerossóis de poeira mineral (RUSSELL et al., 2010).

Dentre os produtos de inversão da AERONET são disponibilizados a profundidade ótica de absorção (AAOD) e de espalhamento (SAOD) que foram convertidos em valores de AAE e SAE. Estas análises foram realizadas para todos os sítios da AERONET utilizados neste trabalho.

3.4.2 CLASSIFICAÇÃO DOS AEROSSÓIS PELA MATRIZ DE ANGSTROM

Estudos recentes têm mostrado as relações entre espécies absorvedoras e a dependência espectral de absorção (BOND et al., 2013; CAZORLA et al., 2013). O método de classificação dos aerossóis pela matriz de Angstrom (RUSSELL et al., 2010; CAZORLA et al., 2013) utiliza os valores de AAE como indicadores da composição química do aerossol e SAE como indicação da distribuição de tamanho do particulado. Em um gráfico de dispersão de SAE por AAE cada região deste gráfico representa um tipo diferente de aerossol (Figura 23).

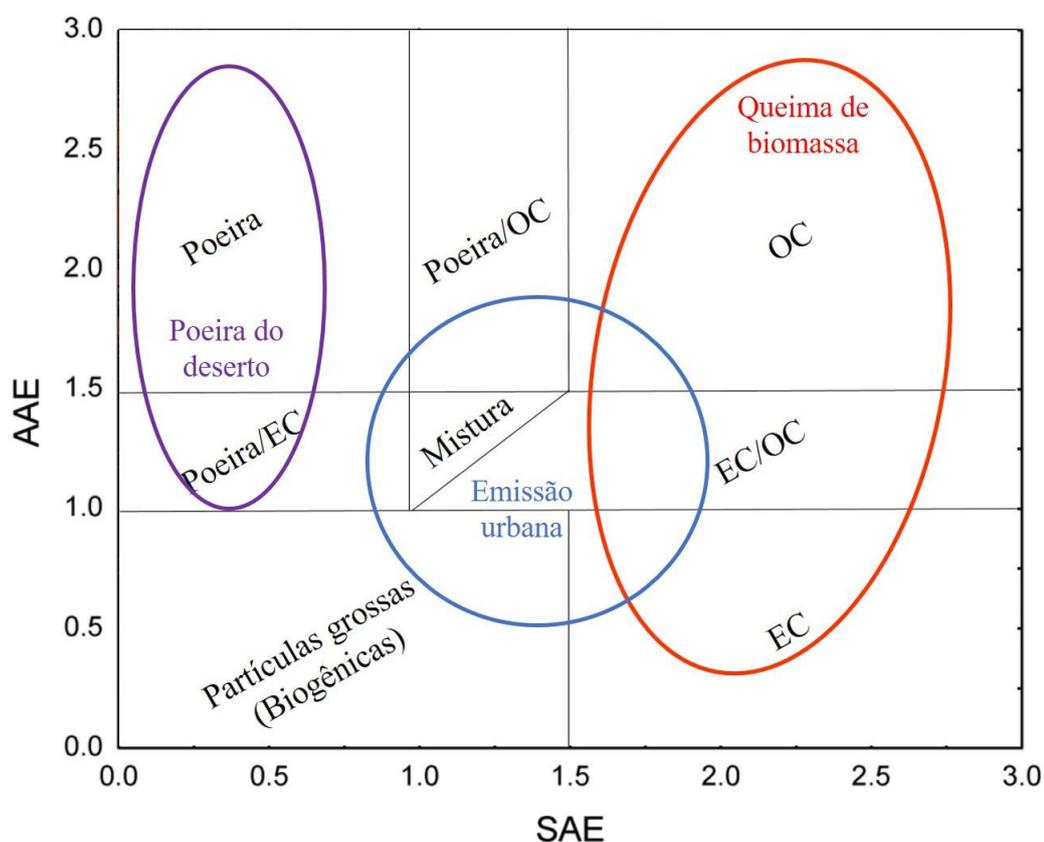


Figura 23. Método de classificação dos aerossóis pela matriz de Angstrom.

A dependência espectral do coeficiente de Angstrom de espalhamento, SAE, depende principalmente do tamanho dominante em uma mistura de aerossóis, os valores variam entre 0 e 3, os maiores valores estão associados às partículas de moda fina e os maiores indicam a predominância da moda grossa (BERGSTROM et al., 2007). Uma das principais vantagens desta classificação é a separação das espécies absorvedoras dos aerossóis em EC, OC, poeira mineral e partículas biogênicas.

As medidas ao longo do eixo SAE que representam as partículas de poeira mineral e os biogênicos são separadas devido ao fato de pertencerem principalmente a moda grossa, diferentemente dos aerossóis carbonáceos, que são encontrados principalmente a moda fina perto de suas fontes de emissão. A classificação para as frações de EC e OC são baseadas na forte absorção do EC em todos os comprimentos de onda, enquanto o OC absorve fortemente em pequenos comprimentos de onda, de forma que podem ser separados ao longo do eixo AAE (BAHADUR et al., 2012).

O método de classificação de aerossóis pela matriz de Angstrom falha nas estimativas das partículas biogênicas, uma vez que o diagrama apresentado na Figura 23 infere que as partículas biogênicas não apresentam a composição de carbono, o que obviamente não está correto. Esta metodologia ainda falha pelo fato de não considerar a fração absorvedora do aerossol orgânico, o *brown carbon* (BrC). Neste trabalho as estimativas das frações de EC são representativas do *Black Carbon* Equivalente (BCe) (devido as estimativas baseadas em medidas óticas) que pelo método também incorporam as frações absorvedoras de BrC.

3.5 OBTENÇÃO DAS FRAÇÕES DE ABSORÇÃO POR *BLACK CARBON* E *BROWN CARBON* COM MEDIDAS DA AERONET

A separação das frações absorptivas de *black carbon* (BC) e *brown carbon* (BrC) foi realizada conforme o proposto pelo trabalho de Wang et al., 2016. O método baseia-se nas medidas de absorção em três comprimentos de onda, um no ultravioleta próximo ou em um curto comprimento de onda, que inclui a absorção do BrC e dois comprimentos de onda no espectro visível, sem a contribuição da absorção do BrC. Neste trabalho foram utilizados os valores de AAOD em 440, 675 e 870 nm. Caso as medidas de AAOD não apresentem contribuições de absorção por poeira, a absorção em 675 e 870 nm são exclusivamente provocados pelo BC, assim como a absorção em 440 nm inclui as contribuições de BC e BrC.

Muitos estudos aplicaram uma simples abordagem baseada no expoente de Angstrom de absorção (AAE) para medidas realizadas em laboratório e campo. Estes estudos assumem $AAE = 1$ para BC para derivar a absorção de BrC (LIU et al., 2015;

OLSON et al., 2015). No entanto, esta suposição pode não representar as condições ambientes naturais de BC. Lack e Langridge (2013) resumem uma série de medições de campo e encontram valores de AAE para BC (em 467 e 660 nm) variando entre 0.8 a 1.4. Além disso, a suposição de que BC $AAE = 1$ em todas as condições é teoricamente incorreta. A Figura 25 resume uma série de cálculos da teoria de Mie para diferentes tamanhos e revestimentos. Um AAE de 1 é razoável somente quando o diâmetro da partícula BC é menor do que 10 nm. Entretanto, BC associado a fontes de queima de biomassa e biocombustíveis é tipicamente maior do que 70 nm (BOND e BERGSTROM, 2006).

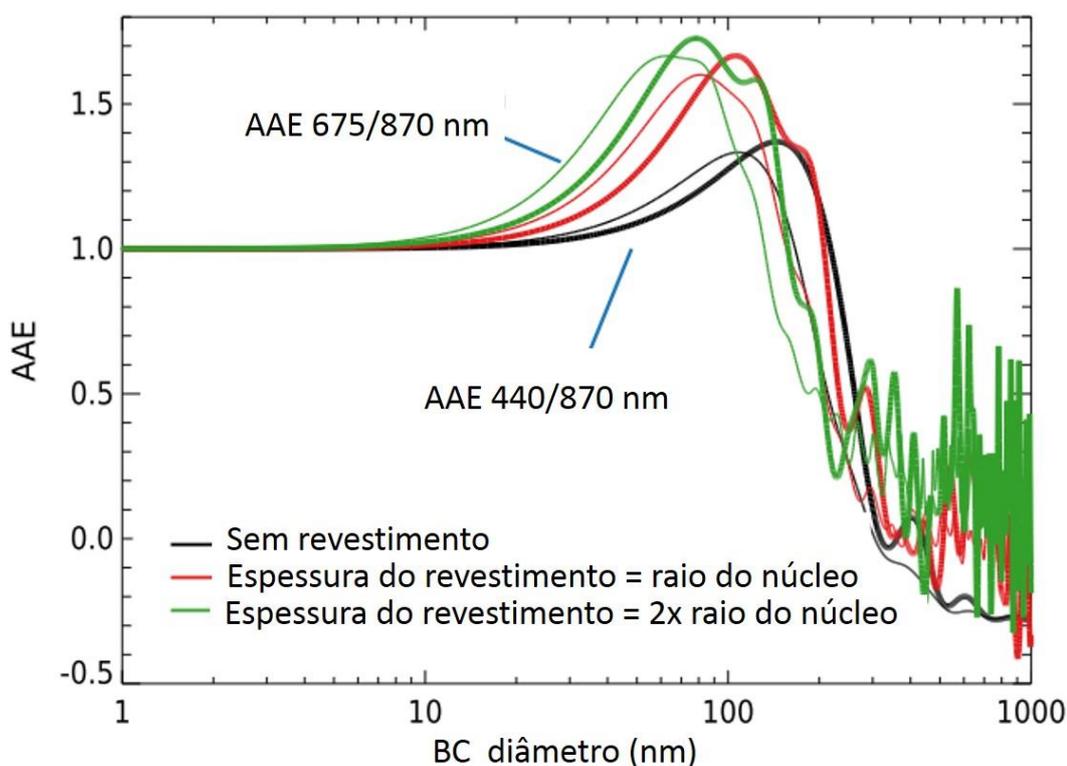


Figura 24. O expoente Angstrom de absorção (AAE) derivado dos cálculos da teoria Mie em função do tamanho e para uma série de estados de revestimento (Adaptado de Wang et al., 2016).

O método baseia-se em medidas de absorção de múltiplos comprimentos de onda com cálculos Mie teóricos para BC. Como mostrado na Figura 25, o AAE de BC é diferente quando se utilizam pares de comprimento de onda de referência diferentes. O método caracteriza o WDA (dependência do Angstrom de absorção com o comprimento de onda).

Equação 48

$$WDA = AAE_{440/870} - AAE_{675/870}$$

Observa-se que a suposição da independência do comprimento, ou seja, de $AAE = 1$ para BC levaria a um WDA de zero. Os valores de absorção do BC podem ser obtidos por:

Equação 49

$$BCAAE_{440/870} = AAE_{675/870} + WDA$$

De forma que a absorção por BrC pode ser dada por:

Equação 50

$$BrCAAOD_{440} = AAOD_{440} - BCAAOD_{440}$$

3.6 O MODELO DE TRAJETÓRIAS HYSPLIT

O modelo HYSPLIT (do inglês, *Hybrid Single Particle Lagrangian Integrate Trajectory Model*) (DRAXLER e ROLPH, 2003) é um sistema completo para a computação de trajetórias simples de parcelas de ar, bem como simulações complexas de transporte, dispersão, transformação química e deposição. Uma aplicação comum é uma análise de trajetória para se determinar a origem das massas de ar e estabelecer relações fonte-receptor. O método de cálculo do modelo é um híbrido entre a abordagem lagrangeana e euleriana, usando uma moldura de referência móvel para os cálculos de advecção e difusão à medida que as trajetórias ou parcelas aéreas se movem a partir de sua localização inicial. O HYSPLIT evoluiu ao longo de mais de 30 anos, desde a estimativa de trajetórias simplificadas baseadas em observações de radiossondas até um sistema que contabiliza múltiplos poluentes interagentes transportados, dispersos e depositados sobre escalas locais a globais (ROLPH, 2017).

A dispersão de um poluente é calculada assumindo uma dispersão de sopro ou de partículas. O modelo pode ser executado interativamente na web, ou o código executável e os dados meteorológicos podem ser baixados para um PC com Windows

ou Mac. A versão web foi configurada com algumas limitações para evitar a saturação computacional do servidor. A versão PC registrada está completa sem restrições computacionais, entretanto, os usuários devem obter seus próprios arquivos de dados meteorológicos. Este trabalho utilizou o modelo executado interativamente na web para simular as trajetórias para casos atípicos de altas cargas de aerossóis ou para identificação de alguma fonte de emissão em particular.

3.7 O MODELO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA SBDART

O SBDART (do inglês, *Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer Code*) (RICCHIAZZI et al., 1998) é um código desenvolvido na linguagem de programação Fortran e é amplamente utilizado nos estudos de transferência radiativa na atmosfera. Este modelo soluciona a equação de transferência radiativa, considerando uma atmosfera plano-paralela, são considerados nos cálculos os principais processos que afetam a radiação solar e terrestre. Baseia-se no método das ordenadas discretas (DISORT) para resolver a equação de transferência radiativa, de forma que a intensidade da radiação espalhada ou emitida pode ser calculada para diferentes camadas e direções na atmosfera.

O código SBDART disponibiliza uma biblioteca com propriedades pré-definidas que representam diferentes perfis da atmosfera, assim como, diferentes tipos de superfície, tipos de partículas de aerossol, razão de mistura de diferentes gases atmosféricos, entre outras. Este código, flexível, permite que todas estas propriedades sejam modificadas. Como exemplo, o usuário pode definir o tipo de superfície estudada, especificando o valor do albedo de superfície em função do comprimento de onda (SENA, 2013).

A definição do perfil atmosférico não-padrão necessita da especificação dos perfis verticais de temperatura, pressão, vapor d'água e densidade de ozônio. As características óticas dos aerossóis também podem ser especificadas, essas especificações podem ser realizadas a partir das funções espectrais do albedo simples, fator de eficiência de extinção, função de fase e da profundidade ótica dos aerossóis. Através da especificação do fator de assimetria obtêm-se a função de fase, que é

calculada a partir da aproximação de Henyey-Greenstein (sendo que o usuário também pode optar pela especificação dos momentos da expansão da função de fase em polinômios de Legendre. A aplicação do SBDART também contempla estudos sobre propriedades de nuvens, dentre as propriedades que podem ser definidas pode se citar a altura das camadas, raio efetivo das gotas, profundidade ótica, conteúdo de água líquida, entre outras propriedades (RICCHIAZZI et al., 1998).

No SBDART a geometria de iluminação pode ser definida por meio dos ângulos zenital e azimutal solar, ou também, calculada a partir do dia do ano, horário local e latitude e longitude do local estudado. Como resultado o código fornece as irradiâncias ascendentes e descendentes no topo da atmosfera e na superfície, assim como, radiâncias para diferentes observações definidas pelo usuário. O SBDART apresenta algumas limitações, devido ao fato de ser um modelo de transferência unidimensional, não reproduz os efeitos de gradientes horizontais no meio espalhador. Entretanto, este código tem sido fortemente utilizado em estudos de transferência radiativa na atmosfera, fornecendo bons resultados para simulações de processos atmosféricos na ausência de nuvens (SENA, 2013).

3.7.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DO SBDART

O método das ordenadas discretas, utilizado pelo SBDART, consiste em transformar termos integrais em somas finitas, de forma que a radiância seja calculada para um número finito de direções. No SBDART são permitidas até 65 camadas atmosféricas e 40 direções (radiâncias calculadas para até 40 valores de ângulo zenital e 40 valores do ângulo azimutal). O programa é baseado em um conjunto de modelos físicos que foram desenvolvidos ao longo dos últimos anos pela comunidade das ciências ambientais e atmosféricas.

Os modelos físicos utilizados pelo SBDART são: modelos de perfis atmosféricos, modelos de reflexão de superfície, modelos de espalhamento por nuvens, modelos de absorção molecular, modelos de aerossóis e modelos de espectro solar. O código disponibiliza até cinco tipos básicos de superfícies para a parametrização do albedo espectral (oceano, lago, vegetação, neve e areia). O SBDART está capacitado a computar os efeitos radiativos de diversos tipos de aerossóis, tanto na alta como na

baixa atmosfera. Na baixa atmosfera as condições relacionadas a aerossóis típicos de ambiente rural, urbano ou marítimo podem ser simuladas com a utilização de modelos de aerossóis. Estes modelos diferem entre si à medida que o albedo simples e o fator de assimetria variam com o comprimento de onda. O fator de assimetria é utilizado no SBDART para parametrizar a função de fase (aproximação de Henyey-Greentein).

3.7.2 A APLICAÇÃO DO CÓDIGO SBDART

O código SBDART foi utilizado para realizar simulações dos fluxos de radiação incidente e ascendente tanto na superfície como no topo da atmosfera. Estas simulações foram realizadas sobre o site de Manaus EMBRAPA na estação chuvosa. O período analisado nas simulações foi correspondente aos dias do ano de 69 a 75 (9 a 15 de março). Foram utilizados como parâmetros de entrada os valores médios de profundidade ótica, albedo de espalhamento simples, fator de assimetria e a eficiência de extinção da radiação. Estes parâmetros de entrada foram obtidos por meio das medidas da AERONET.

Os valores horários instantâneos dos fluxos de radiação foram simulados tanto para condições livres de aerossóis como para condições de aerossóis cujos parâmetros foram citados acima. Através da diferença nos fluxos provocadas pelos aerossóis foram obtidos os valores de forçante radiativa, tanto para a superfície como para o topo da atmosfera. Os valores instantâneos de forçante radiativa foram então integrados, obtendo-se a forçante radiativa para 24 horas. Os fluxos incidentes simulados pelo SBDART ainda foram comparados com as medições dos piranômetros da Rede SolRad-Net (do inglês, Solar Radiation Network) medidos no site de Manaus EMBRAPA para os mesmos dias simulados no ano de 2016.

As estimativas da forçante radiativa (simulações) ainda foram comparadas a valores calculados através do modelo dinâmico proposto por Procópio et al. (2004), que escreve a forçante radiativa em função dos valores de profundidade ótica. Os valores simulados de forçante radiativa ainda foram avaliados para pequenas variações do albedo de espalhamento simples e a profundidade ótica.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 PROPRIEDADES ÓTICAS E FÍSICAS DOS AEROSSÓIS NA AMAZÔNIA COM BASE NA AERONET

4.1.1 PROFUNDIDADE ÓTICA DO AEROSSOL

Toda a região pertencente a bacia Amazônica, assim como boa parte do continente Sul Americano apresenta uma significativa mudança das propriedades óticas dos aerossóis na estação seca (HOELZEMANN et al., 2009). A distribuição temporal da profundidade ótica do aerossol em 500 nm (AOD 500 nm), que está relacionada com a quantidade de aerossóis opticamente ativos na coluna atmosférica, é apresentada na Figura 25. As tendências gerais das séries temporais evidenciam a sazonalidade dos valores de AOD 500 nm que segundo Sena et al. (2013) e Artaxo et al. (2013) ocorrem devido aos altos índices de focos de queimadas na estação seca tanto na região sul da floresta Amazônica como em toda região centro-oeste do Brasil.

A grande variabilidade na composição dos aerossóis sobre a região sul da Amazônia na estação seca é devido a queima de biomassa na região do “arco do desflorestamento” fato completamente relacionado a variabilidade da AOD 500 nm sobre essa região (FUZZI et al., 2007). Os anos de 2005 e 2010 são reportados particularmente pelos trabalhos de Marengo et al. (2008) e Marengo et al. (2011) respectivamente, assim como a grande quantidade de carbono lançado na atmosfera nesses dois registros de grande seca. A relação entre os registros de queimadas no Brasil e os valores da AOD 500 nm evidenciam que tanto a região de floresta Amazônica quanto as regiões de cerrado são impactadas diretamente pela queima de biomassa. Observa-se na Figura 25 que as maiores cargas de aerossóis ocorrem nos sites de Alta Floresta, Cuiabá, Ji Paraná, Rio Branco e Abracos Hill. Todos estes sites,

com exceção de Cuiabá, estão localizados no arco do desflorestamento, que é uma região caracterizada por forte influência de queimada e também por atividades de mudanças no uso do solo.

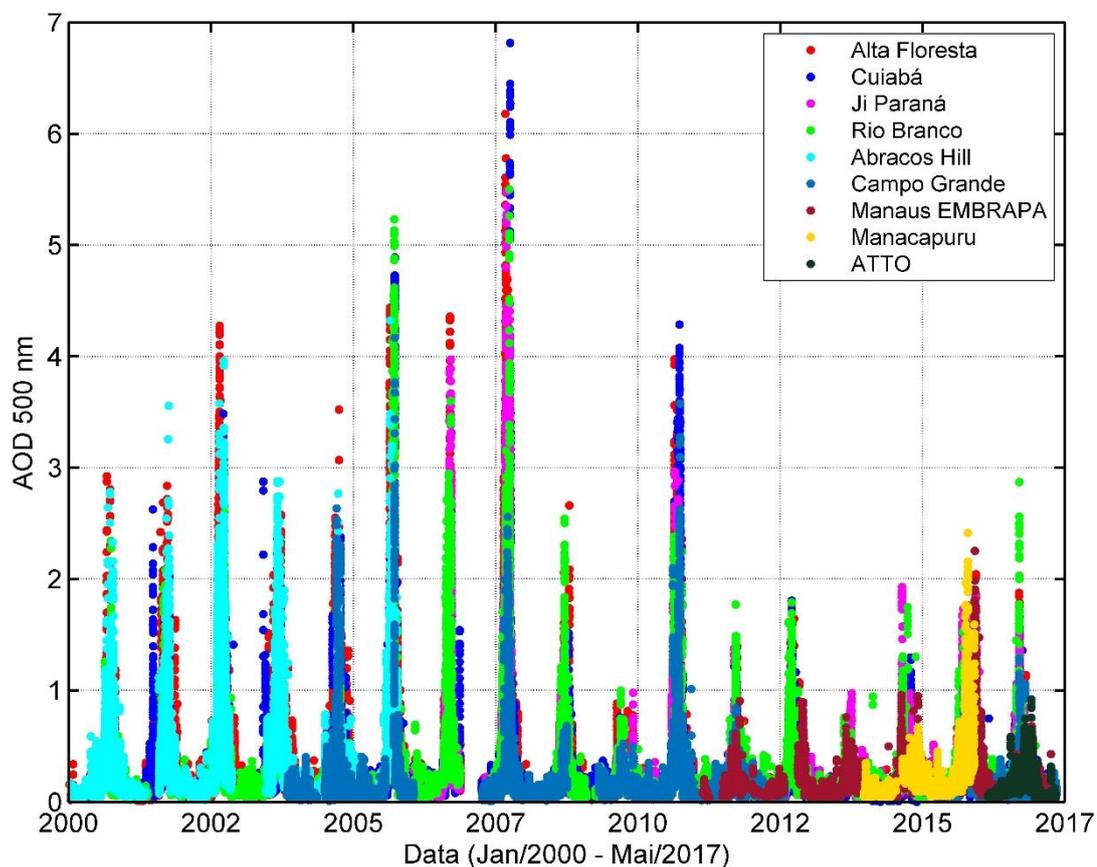


Figura 25. Medidas da profundidade ótica dos aerossóis em 500 nm para os diferentes sites analisados nesse estudo entre os anos de 2000 a 2017 utilizando os radiômetros da AERONET. Na figura são utilizados os dados gerados pelo algoritmo V3 de nível 1.5, cujos valores são próximos aos estimado pelo algoritmo V2 de nível 2.0 (R^2 de 0.98 para médias diárias em Alta Floresta).

Embora o site de Cuiabá não esteja localizado na região do arco do desflorestamento os valores de AOD 500 nm são tão altos quanto os de Alta Floresta, isto porque além das queimadas locais de vegetação típica de cerrado e pastagem, esta região também é influenciada pelo transporte de partículas advindas do sul da bacia Amazônica. Os sites menos impactados pela queima de biomassa estão localizados na Amazônia central (Manaus EMBRAPA, Manacapuru e ATTO), além disso, estes sites não contemplaram as medidas dos anos de 2005, 2007 e 2010 que foram os anos com secas severas na região Amazônica, provocando registros históricos de focos de

queimadas no Brasil (MARENGO et al., 2008; MARENGO et al., 2011; TEN HOEVE et al., 2012).

Observa-se, ainda na Figura 25, que os valores máximos da AOD 500 nm estão aumentando a partir do ano de 2013, de forma que o aumento das taxas de desflorestamento está influenciando diretamente a carga de aerossóis emitida para a atmosfera, este aumento nos valores da AOD 500 nm é notado tanto nos sites localizados no arco do desflorestamento como na região central da Amazônia. A Figura 26 destaca o aumento que ocorreu entre os anos de 2013 a 2015 para os sites de Rio Branco, Manaus EMBRAPA e Manacapuru.

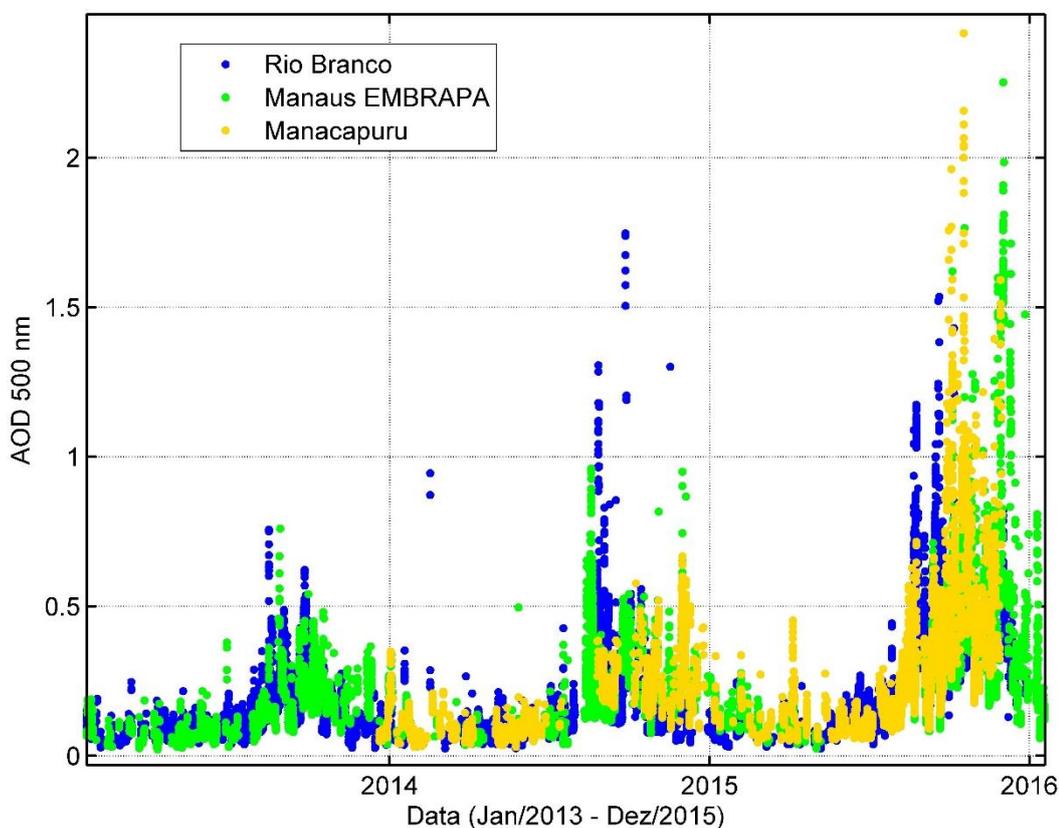


Figura 26. Distribuição temporal da AOD 500 nm entre os anos de 2013 e 2015 para os sites de Rio Branco, Manaus EMBRAPA e Manacapuru.

Os valores máximos de AOD 500 nm passaram de aproximadamente 0.8 em 2013 para 1.5 em 2015 no site de Rio Branco. Para o site de Manaus EMBRAPA, esse acréscimo foi ainda mais evidente, variando de 0.8 em 2013 para 2.3 em 2015. Para Manacapuru esse acréscimo nos valores da AOD 500 nm também foi observado para o ano de 2015 com relação a 2014, subindo de 0.8 em 2014 para 2.4 em 2015. A

reportagem desta variação é inédita, pois a série temporal da AOD 500 nm seguia uma tendência decrescente até o ano de 2013 acompanhando as reduções das taxas anuais de desflorestamento na Amazônia (Figura 14), no entanto a partir do ano de 2013 a tendência geral sobre as séries de AOD 500 nm voltou a ser crescente assim como as taxas anuais de desflorestamento, evidenciando que o desflorestamento na Amazônia tem um impacto direto na carga de aerossóis. O trabalho de Sena et al., 2013 reportou, em uma série temporal de taxas anuais de desflorestamento e média anual de AOD 550 nm (1988-2012), que mesmo depois das regiões serem desmatadas os valores de AOD 550 nm permanecem elevados, sugerindo que as queimadas sejam deslocadas para as regiões de cerrado, pois mesmo diminuindo as taxas de desmatamento os valores médios anuais da AOD 550 nm permanecem elevados.

Os resultados apresentados neste trabalho evidenciam a relação entre a carga de aerossóis e as taxas de desflorestamento. O aumento das taxas de desflorestamento impacta de forma direta as cargas de aerossóis emitidos na Amazônia, entretanto mesmo que ocorra uma redução das taxas de desflorestamento as cargas de aerossóis ainda levam algum tempo para assumir uma tendência decrescente. Este trabalho sugere que as áreas desmatadas, não são queimadas imediatamente no momento do desmatamento, mas que sejam realizadas em períodos de tempo posteriores, causando uma defasagem entre o desmatamento e os altos registros de AOD causados pela queima de biomassa.

A Figura 27 destaca as variações da AOD 500 nm para os dois sites menos impactados na Amazônia central. Embora estes sites apresentem valores de AOD 500 nm menores que os encontrados na região do arco do desflorestamento, estes também apresentam variações sazonais, o que constata que até mesmo as regiões localizadas na Amazônia central são impactadas pelas emissões de queimadas. Para baixos valores de AOD 500 nm, observa-se uma boa coerência entre os dados de Manaus EMBRAPA e o ATTO, ou seja, em condições livres da ação das queimadas estas distribuições são muito semelhantes. Entretanto para valores de AOD 500 nm acima de 0.3 observa-se uma dispersão entre as medidas, sendo que os maiores valores ocorreram sobre a EMBRAPA.

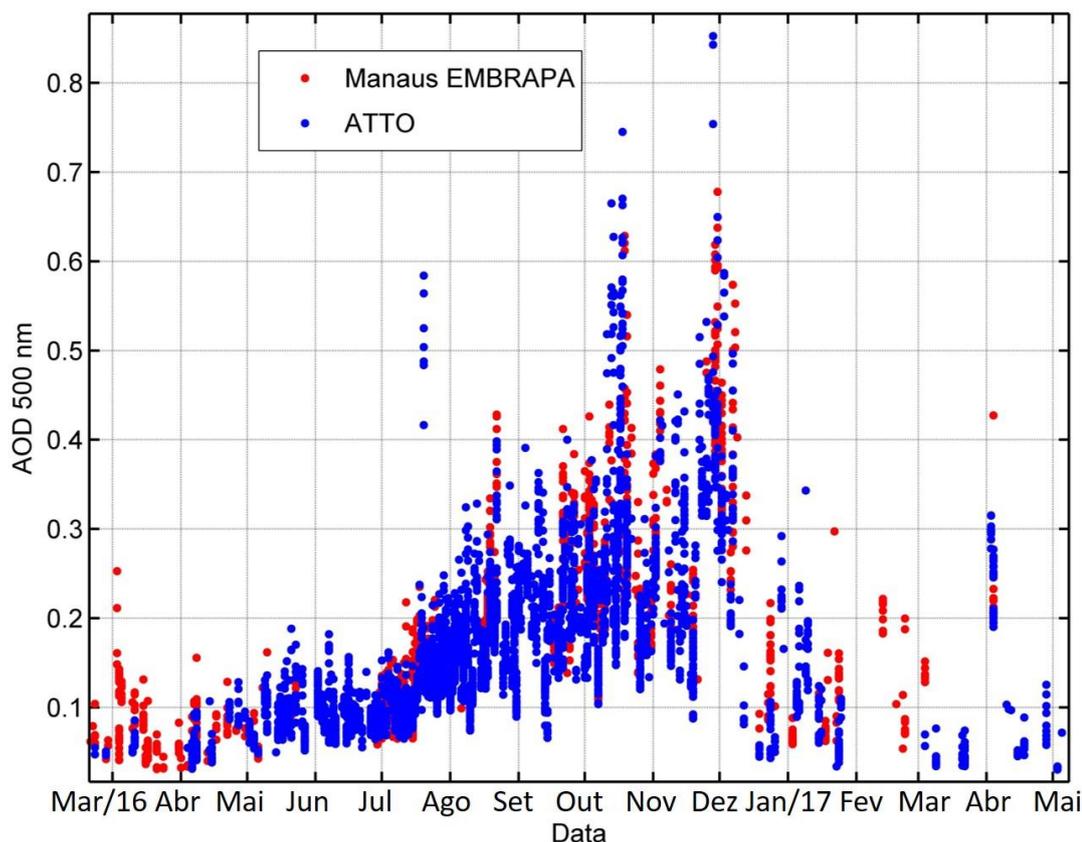


Figura 27. Distribuição temporal da AOD 500 nm sobre os sites da Amazônia central (Manaus EMBRAPA e ATTO).

Considerando os meses de janeiro a junho como estação chuvosa e de julho a dezembro como estação seca as médias para as estações chuvosa e seca respectivamente para o site de Manaus EMBRAPA foram de 0.09 ± 0.05 e 0.20 ± 0.10 e para o site do ATTO de 0.09 ± 0.04 e 0.18 ± 0.09 . As médias e seus respectivos desvios para a estação chuvosa demonstraram claramente que não existe diferença para os valores de AOD 500 nm entre os dois sites. Já para a estação seca a médias para a AOD 500 nm sobre o site de Manaus EMBRAPA foi ligeiramente superior, entretanto, dentro dos valores de desvio, praticamente não existe diferença entre as médias para a AOD 500 nm entre o ATTO e Manaus EMBRAPA.

A correlação entre o site de Manaus EMBRAPA e o ATTO, separando a AOD 500 nm entre valores médios diários maiores e menores que 0.2 é apresentada na Figura 28 A. A mesma análise foi realizada para Manaus EMBRAPA e Manacapuru para o período de 2014 e 2015 (Figura 28 B). Observa-se que uma boa relação entre os sites da EMBRAPA e do ATTO para baixos valores de AOD 500 nm, entretanto,

para valores maiores que 0.3 as médias diárias da EMBRAPA são ligeiramente superiores, é observado também um evento em que a média diária sobre o ATTO foi significativamente maior que na EMBRAPA, este evento ocorreu no dia 13/10/2016. Ocorreram outros eventos em que os valores de AOD 500 nm atingiram médias diárias maior que 0.5, no entanto para esses dias não ocorreram medidas no site da EMBRAPA.

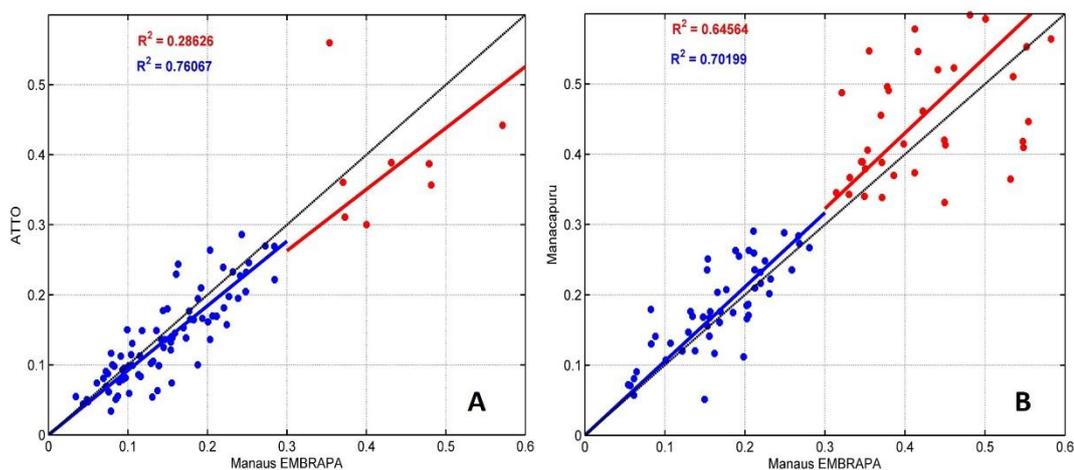


Figura 28. A, Correlação entre os valores baixos (azul) e altos (vermelho) de AOD 500 nm para os sites de Manaus EMBRAPA e ATTO. B, Correlação entre os valores baixos (azul) e altos (vermelho) de AOD 500 nm para os sites de Manaus EMBRAPA e Manacapuru.

Na Figura 28 (B), também se observa uma boa correlação entre os sites de Manaus EMBRAPA e Manacapuru, o comportamento da AOD 500 nm sobre estas regiões mostra que ambas possuem as mesmas características para baixas cargas de aerossóis, entretanto, para valores mais elevados de AOD 500 nm a dispersão das medidas aumenta, é possível visualizar uma tendência de maiores valores ocorrendo sobre o site de Manacapuru. A série temporal da AOD 500 nm para Manacapuru (Figura 25) quando comparada a série de Manaus EMBRAPA apresenta um comportamento similar, entretanto, apresenta alguns picos isolados, provocados provavelmente pelas plumas urbanas advindas da região central de Manaus, já que este site se encontra vento abaixo da capital Manaus.

4.1.2 PROPRIEDADES DE ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO NA COLUNA ATMOSFÉRICA

Com base nos produtos de inversão da AERONET, foi caracterizado a dependência espectral da profundidade ótica de absorção (AAOD) e de espalhamento (SAOD) para as estações seca e chuvosa de cada site analisado (Figura 30). Observa-se na Figura 29 a forte dependência tanto da AAOD quanto da SAOD com o comprimento de onda. Os maiores valores de absorção e espalhamento ocorrem em 440 nm. Dentre os sites mais impactados pelas queimadas na estação seca, Cuiabá se destaca pela absorção. Os sites localizados no arco do desflorestamento (Alta Floresta, Ji Paraná, Rio Branco e Abracos Hill) apresentaram comportamentos semelhantes. O site de Manacapuru apresentou na estação seca uma AAOD próxima aos valores encontrados nos sites pertencentes ao arco de desflorestamento, já os sites de Manaus EMBRAPA e ATTO apresentaram valores extremamente baixos para AAOD tanto na estação seca como na estação chuvosa. A Tabela 3 apresenta os valores médios e seus desvios para a AAOD e SAOD em 440 nm para as estações seca e chuvosa para os sites estudados.

Tabela 3. Valores médios (com os respectivos desvios) para AAOD e SAOD em 440 nm das estações seca e chuvosa de cada site analisado.

<i>Site</i>	<i>Estação seca</i>		<i>Estação chuvosa</i>	
	<i>AAOD</i>	<i>SAOD</i>	<i>AAOD</i>	<i>SAOD</i>
Alta Floresta	0.0538±0.0517	0.7080±0.7008	0.0128±0.0168	0.0928±0.1399
Cuiabá	0.0702±0.0731	0.4988±0.4835	0.0258±0.0291	0.1066±0.1254
Ji Paraná	0.0498±0.0399	0.7016±0.6740	0.0138±0.0089	0.0899±0.0619
Rio Branco	0.0579±0.0552	0.5553±0.5069	0.0215±0.0178	0.1067±0.1276
Abracos Hill	0.0533±0.0365	0.7663±0.5632	0.0230±0.0239	0.1225±0.1075
Campo Grande	0.0359±0.0298	0.3128±0.3613	0.0114±0.0135	0.0759±0.0758
M. EMBRAPA	0.0214±0.0221	0.3054±0.2169	0.0109±0.0158	0.1555±0.1672
Manacapuru	0.0455±0.0300	0.4181±0.2916	0.0170±0.0153	0.1292±0.1391
ATTO	0.0195±0.0121	0.2083±0.0810	0.0074±0.0062	0.0947±0.0194

O site de Campo Grande, embora tenha as mesmas características de Cuiabá, apresentou um comportamento bem distinto, com baixos valores de AAOD na estação seca, o que sugere que os efeitos da queima de biomassa possam ser diferentes nessas duas regiões típicas de cerrado. Observa-se na Figura 30, que na estação chuvosa Campo Grande possui valores de AAOD semelhantes aos valores encontrados para o site de Manaus EMBRAPA e bem próximos aos encontrados para o ATTO, já para a

SAOD, Campo Grande possui os menores valores de todos os sites analisados. Na estação seca os aerossóis sobre Campo Grande se tornam mais absorvedores e seus valores de AAOD superam os valores encontrados para Manaus EMBRAPA e ATTO, entretanto ainda abaixo dos valores encontrados para os demais sites. Para SAOD na estação seca os valores de Campo Grande permanecem baixos, semelhantes aos valores encontrados para Manaus EMBRAPA.

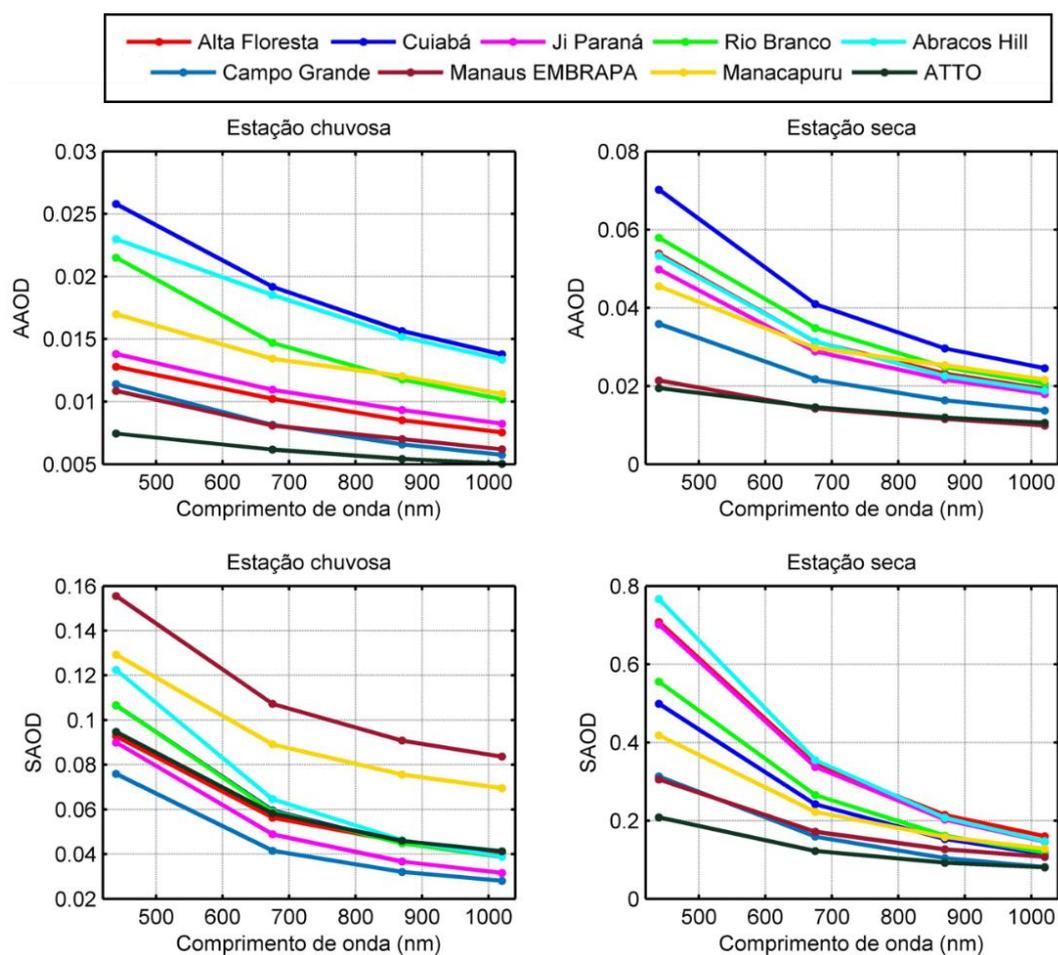


Figura 29. Dependência espectral para as estações seca e chuvosa da AAOD e SAOD nos sites estudados. Médias de SAOD e AAOD em cada comprimento de onda para todo período de dados disponível de cada site.

Os valores de SAOD encontrados para Cuiabá na estação seca são similares aos valores encontrados em Rio Branco, no arco do desflorestamento, e próximos aos encontrados sobre Manacapuru. Os valores mais elevados de SAOD na estação seca ocorreram sobre os sites de Abracos Hill, Ji Paraná e Alta Floresta, evidenciando que a queima de biomassa contribui de forma expressiva para o espalhamento da radiação. O fato de Campo Grande possuir baixos valores de SAOD tanto na estação seca como

na estação chuvosa, assim como baixos valores de AAOD na estação chuvosa (valores próximos aos encontrados na Amazônia central) pode estar relacionado com a localização do radiômetro da AERONET, já que próximo a este site existem vários parques e áreas de conservação. O acréscimo nos valores de AAOD na estação seca são decorrentes da queima de cerrado, entretanto observa-se que este impacto é bem menor do que o encontrado em Cuiabá.

A variabilidade interanual típica para os valores de AAOD e SAOD em 440 nm é apresentada na Figura 30, evidenciando o efeito da população de aerossóis na extinção da radiação ao longo do ano.

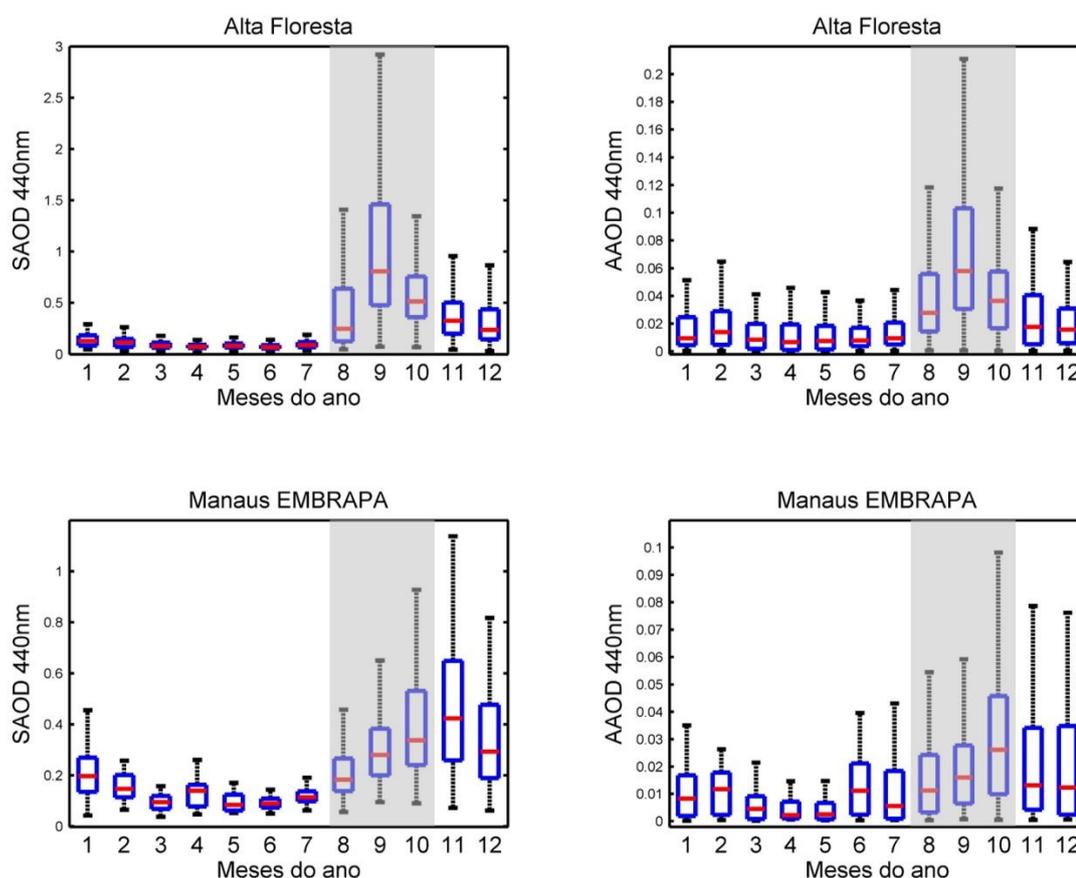


Figura 30. Variação interanual dos valores de AAOD e SAOD em 440 nm sobre os sites de Alta Floresta e Manaus EMBRAPA. As regiões sombreadas na figura representam o período crítico da estação.

A região sombreada na Figura 30 destaca o período com os registros máximos de focos de queimadas sobre todo o Brasil, é possível observar que o efeito do espalhamento é predominante na extinção da radiação em ambas regiões analisadas,

entretanto, a amplitude dos eventos de espalhamento e absorção são maiores sobre a região de Alta Floresta, já que este site é influenciado diretamente pelas emissões no arco do desflorestamento.

O site de Manaus EMBRAPA apresentou um comportamento similar aos valores de AAOD e SAOD em 440 nm encontrados para o ATTO, baixos valores de espalhamento e absorção até mesmo para o período considerado com estação seca, o que chama atenção para estes sites é que o período correspondente aos valores máximos de espalhamento e absorção se estendem para o mês de novembro diferentemente dos sites localizados na região do arco de desflorestamento e no cerrado, sobre as regiões localizadas mais ao centro da bacia Amazônica podem estar sendo influenciadas por queimas locais. Na região Amazônica os índices de precipitação são muito elevados, o que torna difícil queimar a floresta, desta forma os agricultores desmatam a floresta no final da estação chuvosa (maio-junho) e deixam a madeira cortada secar até setembro, a partir de então começam os eventos de queimadas e a emissão de grandes quantidades de gases e partículas para a atmosfera (ARTAXO et al., 2013). Todos os anos, de setembro a novembro, grandes plumas de fumaça podem ser facilmente observadas por imagens de satélite (ANDREAE, 2009).

A análise da absorção e espalhamento dos aerossóis ainda pode ser complementada avaliando-se algumas propriedades intensivas dos aerossóis (associadas as propriedades intrínsecas) como os índices de refração. A parte real do índice fornece informações do espalhamento da radiação e a parte imaginária da absorção. A Figura 31 apresenta a dependência espectral do índice de refração complexo (real e imaginário) para todos os sites analisados. Pode-se observar (Figura 31) que de forma geral a parte real praticamente não varia com o comprimento de onda na estação chuvosa, sendo que, os sites com propriedades mais espalhadoras são Cuiabá, Alta Floresta e Campo Grande, seguidos pelas demais regiões do arco do desflorestamento (Ji Paraná, Abracos Hill e Rio Branco). Já os sites menos espalhadores estão concentrados na região central da Amazônia (Manaus EMBRAPA, ATTO e Manacapuru). Na estação seca observa-se uma pequena dependência da parte real com o comprimento de onda, onde os valores máximos são atingidos em 870 nm,

fato explicado pela grande variedade de aerossóis adicionados na atmosfera como produtos de queimadas.

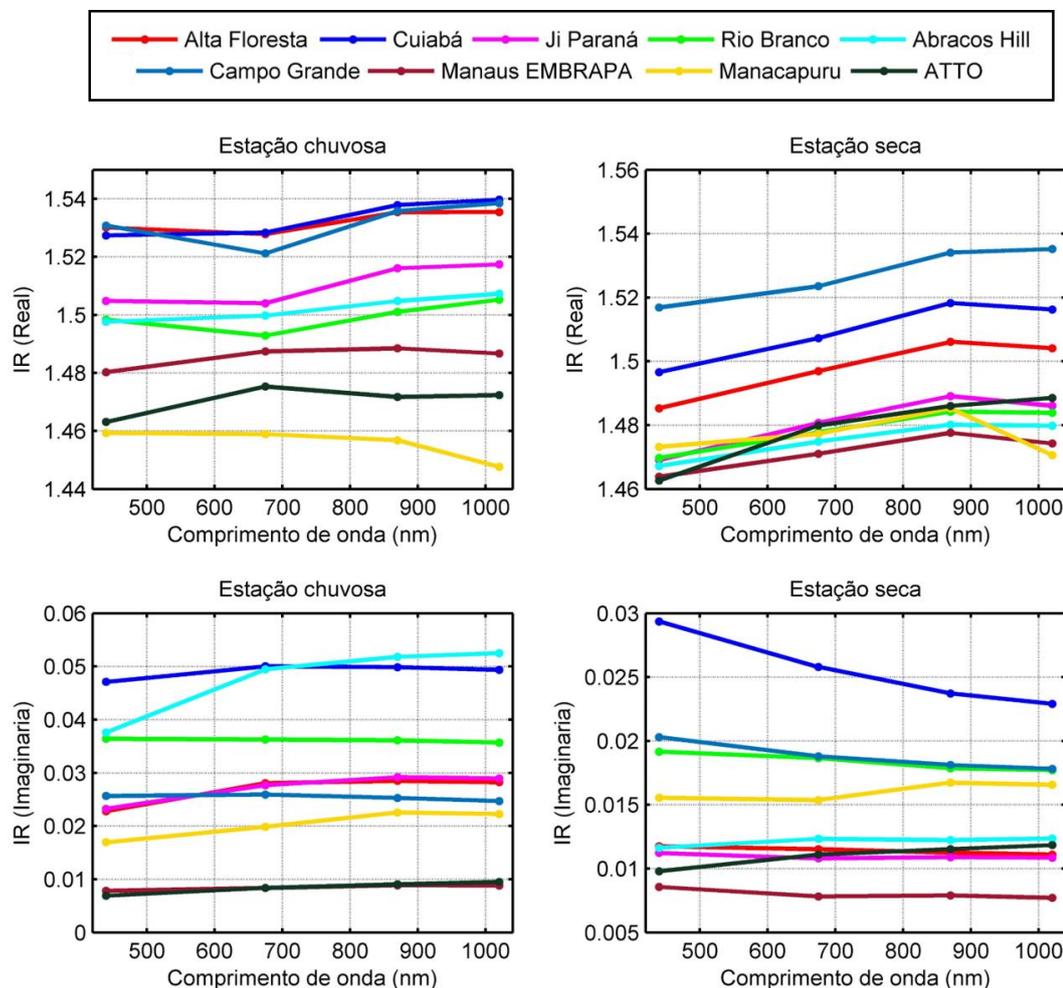


Figura 31. Dependência espectral do índice de refração complexo, partes reais e imaginárias para os sites estudados. Médias em cada comprimento de onda para todo período de dados disponível de cada site.

A parte imaginária do índice de refração complexo (Figura 31) evidencia dois resultados principais. Primeiro que na absorção da radiação é mais eficiente na estação chuvosa, período onde o índice praticamente não varia com o comprimento de onda e segundo que, assim como foi constatado na Figura 29, a absorção na estação seca em Cuiabá supera as absorções dos demais sites, mesmo os que se encontram na região do arco do desflorestamento. As menores absorções tanto para a estação seca como para a estação chuvosa são encontradas nas regiões da Amazônia central.

As análises de absorção e espalhamento nas estações seca e chuvosa ainda foram complementadas pela avaliação do albedo de espalhamento simples (SSA) (Figura 32).

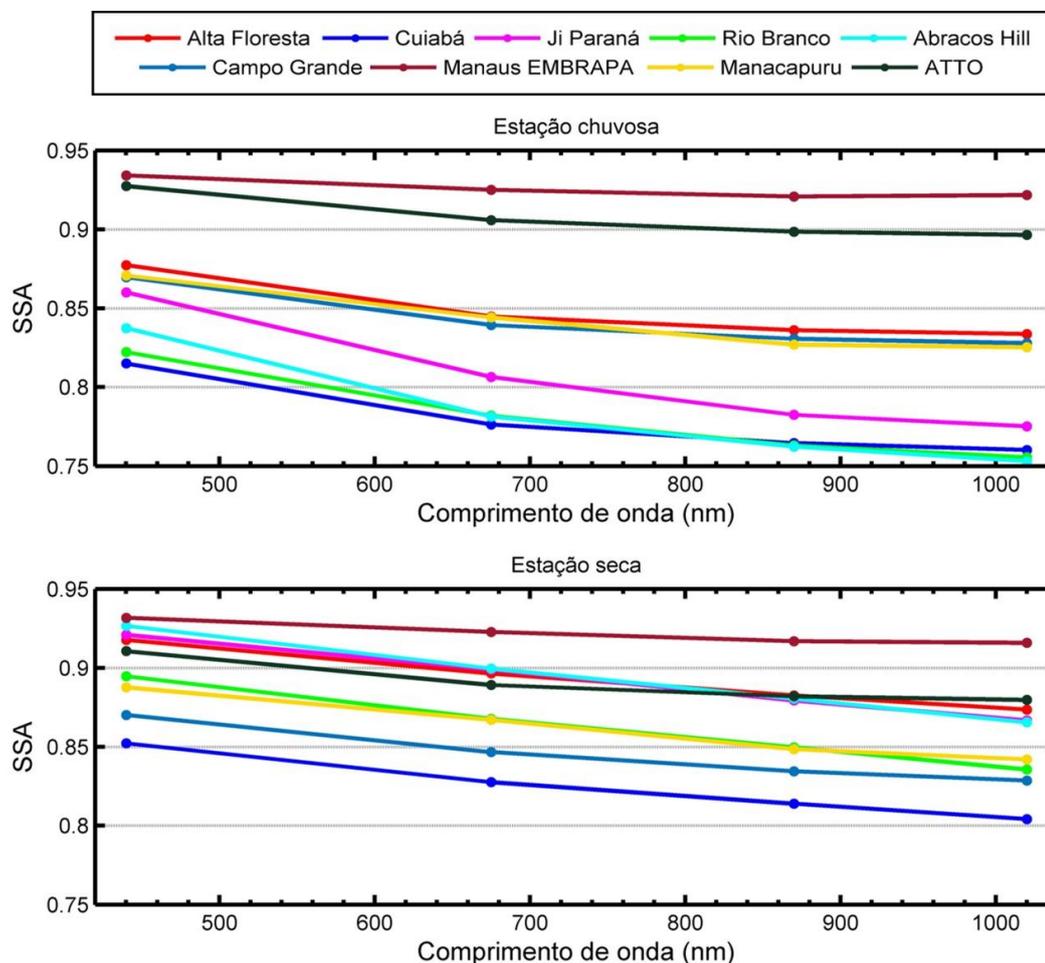


Figura 32. Dependência espectral do albedo de espalhamento simples (SSA) nas estações seca e chuvosa para os sites estudados.

Para os sites de Manaus EMBRAPA e ATTO os valores de SSA 440 nm praticamente não variaram da estação seca para a estação chuvosa, em Manaus EMBRAPA as médias da SSA 440 nm para as estações seca e chuvosa foram 0.93 ± 0.06 e 0.93 ± 0.07 respectivamente e para o ATTO 0.91 ± 0.04 e 0.92 ± 0.05 . Para o site de Manacapuru também não houve variação entre as estações seca e chuvosa, entretanto, as médias de 0.88 ± 0.04 e 0.87 ± 0.08 para as estações seca e chuvosa respectivamente evidenciam que as partículas neste site são mais absorvedoras do que as encontradas nos sites EMBRAPA e ATTO.

Nos sites localizados no arco do desflorestamento (Alta Floresta, Ji Paraná, Rio Branco e Abracos Hill) foi observado uma pequena redução nos valores de albedo na estação chuvosa. Em Ji Paraná por exemplo, a média da SSA 440 nm foi de 0.92 ± 0.03 na estação seca para 0.86 ± 0.08 na estação chuvosa. Este fato evidencia a predominância do espalhamento durante a estação seca e uma redução do espalhamento acompanhado pelo aumento da absorção durante a estação chuvosa. O site de Cuiabá, diferentemente dos demais, apresentou baixos valores de SSA 440 nm até mesmo para a estação seca, as médias foram 0.85 ± 0.09 e 0.81 ± 0.14 (seca e chuvosa, respectivamente). Este resultado está coerente com as análises anteriores relacionadas aos valores de AAOD, SAOD e índices de refração complexo. Já o site de Campo Grande também não apresentou variações entre as estações seca e chuvosa, entretanto os valores observados para a SSA 440 nm foram próximos aos encontrados na região do arco do desflorestamento na estação chuvosa.

A grande variação das propriedades absorptivas das partículas em todos os sites se deve as partículas introduzidas na atmosfera através da queima de biomassa. O forte aumento das concentrações de aerossóis ainda é acompanhado por uma alteração na distribuição de tamanho das partículas. A grande maioria das partículas emitidas durante os eventos de queimadas pertence a moda fina de aerossóis (SCHAFER et al., 2008), desta forma a distribuição de tamanho varia radicalmente em regiões altamente influenciadas pela queima de biomassa na estação seca (Eck et al., 2010). A Figura 33 representa as médias (para todo o período disponível de cada sítio) das distribuições de tamanho, claramente todos os sites apresentam uma distribuição. Conforme observado (Figura 33) o raio volumétrico médio para as partículas de moda fina é de aproximadamente $0,15 \mu\text{m}$ para todos os sites. Já para a moda grossa o raio volumétrico médio varia entre 5 e $6 \mu\text{m}$ dependendo do site analisado.

Embora os valores de raio volumétrico médio sejam próximos para praticamente todos os sites, a concentração volumétrica se diferencia significativamente, observa-se que as maiores concentrações de partículas de moda fina são registradas nos sites do arco do desflorestamento, Abracos Hill, Ji Paraná, Alta Floresta e Rio Branco. Já para a fração grossa as maiores concentrações são obtidas para os sites pertencentes a Amazônia central, Manacapuru e Manaus EMBRAPA.

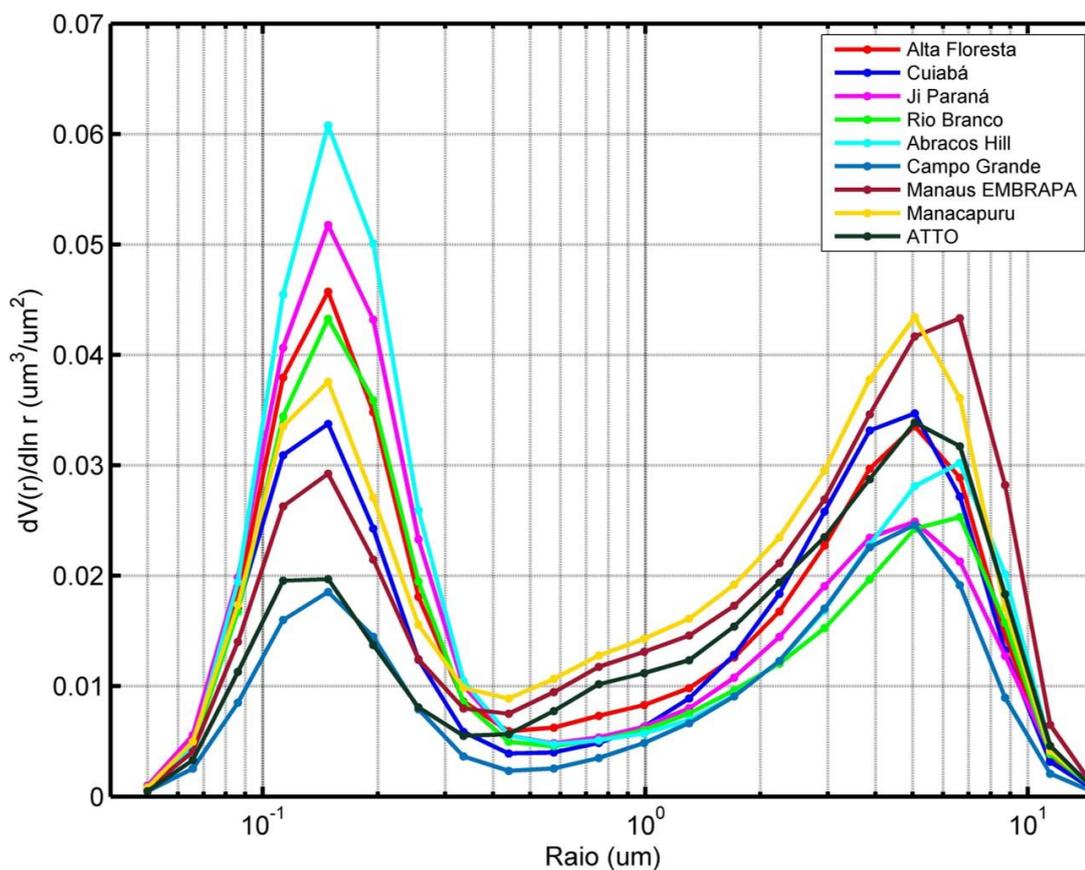


Figura 33. Média para os valores de distribuição volumétrica de tamanho para todos os sites analisados.

A análise da distribuição de tamanho é complementada pela Figura 34, onde são apresentadas as médias das distribuições para as estações seca e chuvosa para os sites de Alta Floresta, Cuiabá, Manacapuru e Manaus EMBRAPA. A Figura 34 deixa bem claro que as altas concentrações de partículas pertencentes à moda fina são atingidas durante a estação seca, enquanto a concentração de moda grossa é mais evidente na estação chuvosa. A emissão pelas queimadas no arco do desflorestamento explica as altas concentrações de partículas na moda fina para Alta Floresta na estação seca, enquanto que na estação chuvosa os impactos locais e a emissão biogênica podem ser os grandes responsáveis pela distribuição de moda grossa.

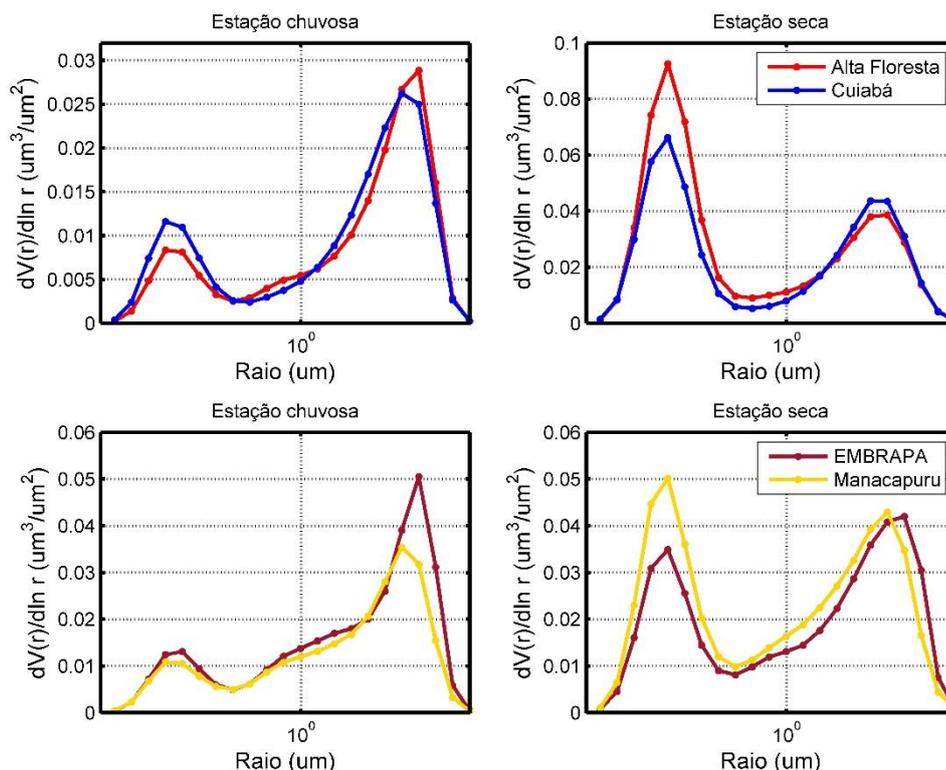


Figura 34. Média da distribuição de tamanho para as estações seca e chuvosa para os sites de Alta Floresta, Cuiabá, Manacapuru e Manaus EMBRAPA.

É importante ressaltar que embora o site de Cuiabá apresente uma concentração volumétrica menor que os valores encontrados para Alta Floresta e os demais sites do arco do desflorestamento, as propriedades óticas para essa região evidenciaram um tipo de aerossol mais absorvedor, o que será melhor investigado através de análises das frações de OC e EC sobre essa região. A distribuição de tamanho encontrada para Campo Grande não apresentou variação significativa entre as estações seca e chuvosa, sugerindo que embora este site tenha as mesmas características típicas de cerrado de Cuiabá, é menos impactada pelos aerossóis de queimadas na estação seca. A análise das absorções devido as frações de *black carbon* e *brown carbon* sobre os sites da AERONET também auxiliaram no entendimento da influência dos aerossóis tanto sobre as regiões de floresta como de cerrado.

4.1.3 VARIAÇÃO HORARIA DAS PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS NA COLUNA ATMOSFÉRICA

Na região central da Amazônia, Manaus EMBRAPA, durante a estação chuvosa a distribuição horaria da AAOD e SSA praticamente não sofrem variações em em seus valores médios (Figura 35). Observa-se uma pequena diminuição da AAOD em horários próximos ao meio dia local (hora local = UTC - 4) acompanhado por uma pequena elevação dos valores de SSA.

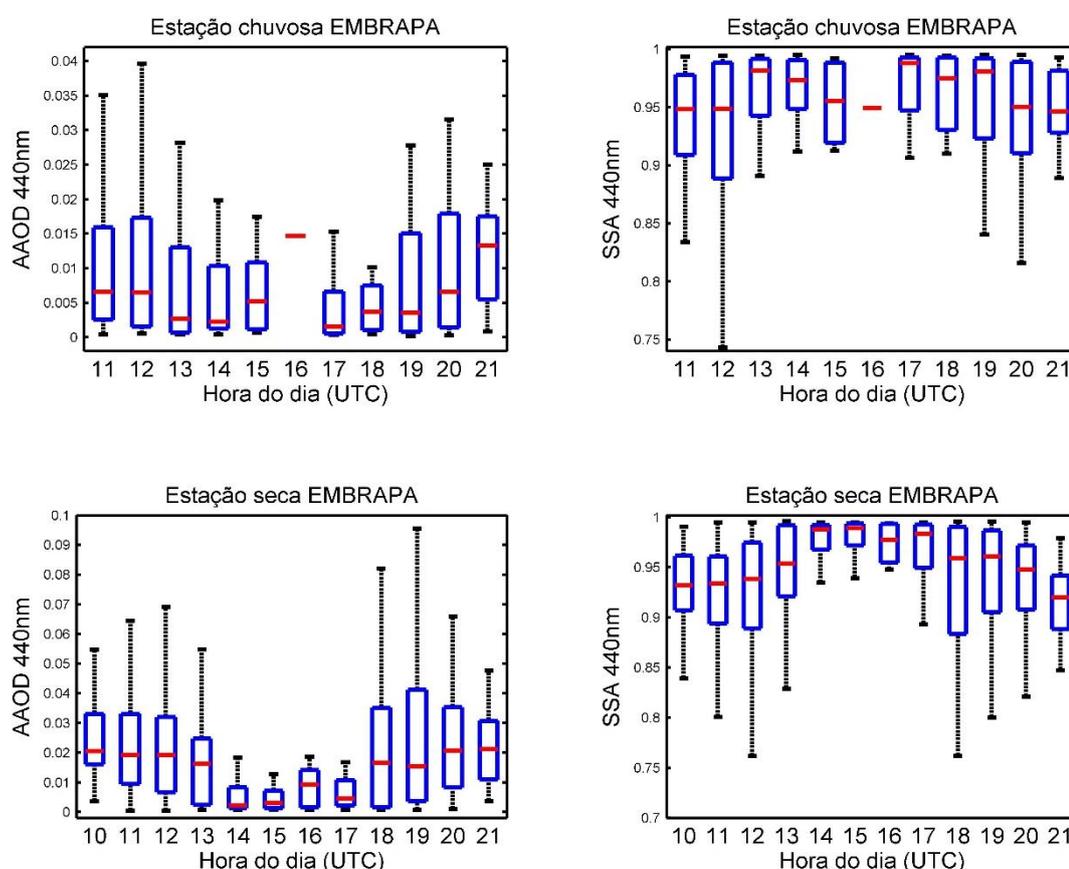


Figura 35. Variação horaria dos valores de profundidade ótica de absorção em 440 nm (AAOD 440nm) e albedo de espalhamento simples em 440 nm (SSA 440nm) para as estações chuvosa e seca em Manaus EMBRAPA.

Durante a estação chuvosa, os altos índices de precipitação e a alta taxa de cobertura do céu por nuvens, faz com que o número de observações seja significativamente menor que na estação seca (75% menor) de forma que para as 16:00 horas (12:00 horas, local) praticamente não ocorreram observações. Já para a estação seca as variações horarias dos valores de AAOD e SSA são mais evidentes. A redução da AAOD acompanha a elevação dos valores de SSA, o que dá indícios da formação

de novas partículas em horários próximos ao meio dia local. Esta mesma análise foi realizada para o site de Alta Floresta (Figura 36), entretanto, não foi observado o mesmo comportamento. Em Alta Floresta na estação chuvosa (tirando as observações das 15:00) observa-se que na média os valores de AAOD e SSA não variam, mas um ligeiro aumento dos valores de AAOD é observado em horários próximos ao meio dia local, assim como uma pequena diminuição do SSA.

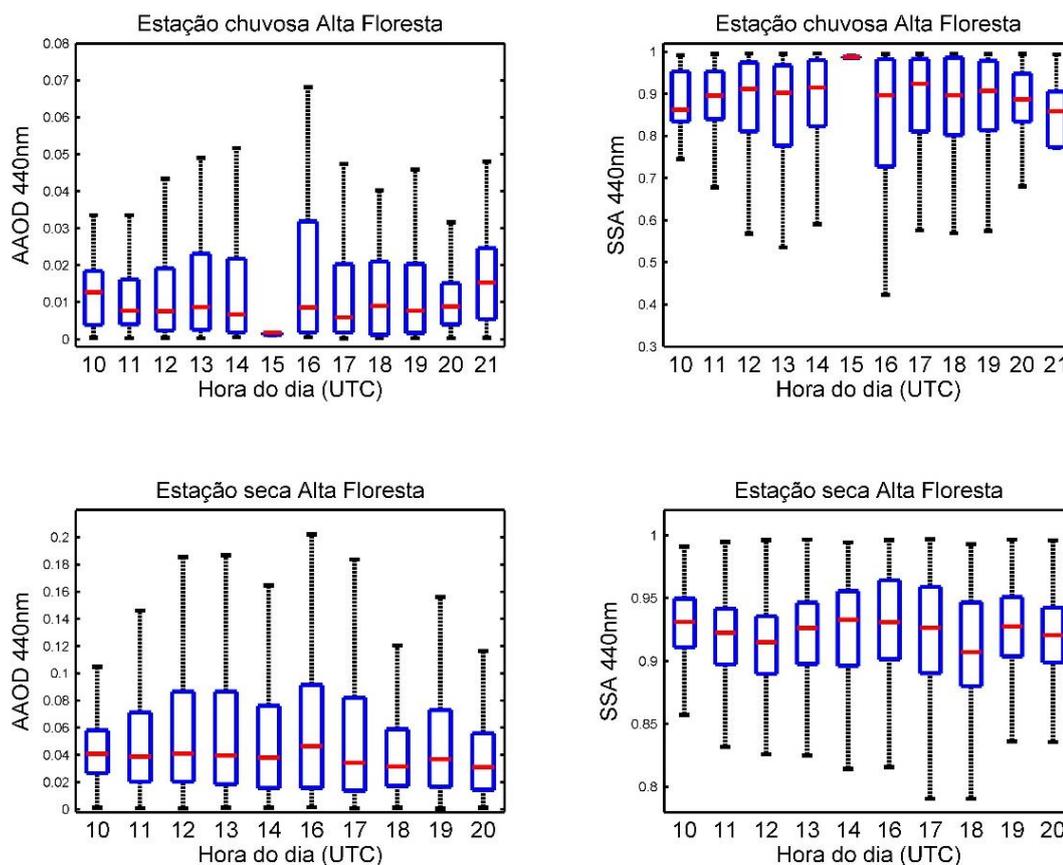


Figura 36. Variação horária dos valores de profundidade ótica de absorção em 440 nm (AAOD 440nm) e albedo de espalhamento simples em 440 nm (SSA 440nm) para as estações chuvosa e seca em Alta Floresta.

Durante a estação seca em Alta Floresta as médias para a AAOD e o SSA também praticamente não experimentaram variações ao longo da hora do dia, entretanto observa-se uma leve tendência de aumento para os valores de AAOD no horário próximo as 16:00 horas, assim como um leve aumento para os valores de SSA. As diferenças encontradas entre os sites de Manaus EMBRAPA e Alta Floresta evidenciam a influência da mudança na ocupação e uso do solo sobre as propriedades óticas das partículas emitidas para a atmosfera. Os valores de AAOD para Alta Floresta

se elevam em um fator de 1 quando comparado a Manaus EMBRAPA na estação chuvosa e por um fator de 2, na estação seca. Já para os valores de SSA foi observado um aumento para Alta Floresta na estação chuvosa e uma diminuição na estação seca quando comparado a Manaus EMBRAPA. Para complementar as análises das modificações das propriedades óticas dos aerossóis conforme o uso e ocupação do solo, a variação horaria também foi descrita para Cuiabá, bioma de cerrado (Figura 37).

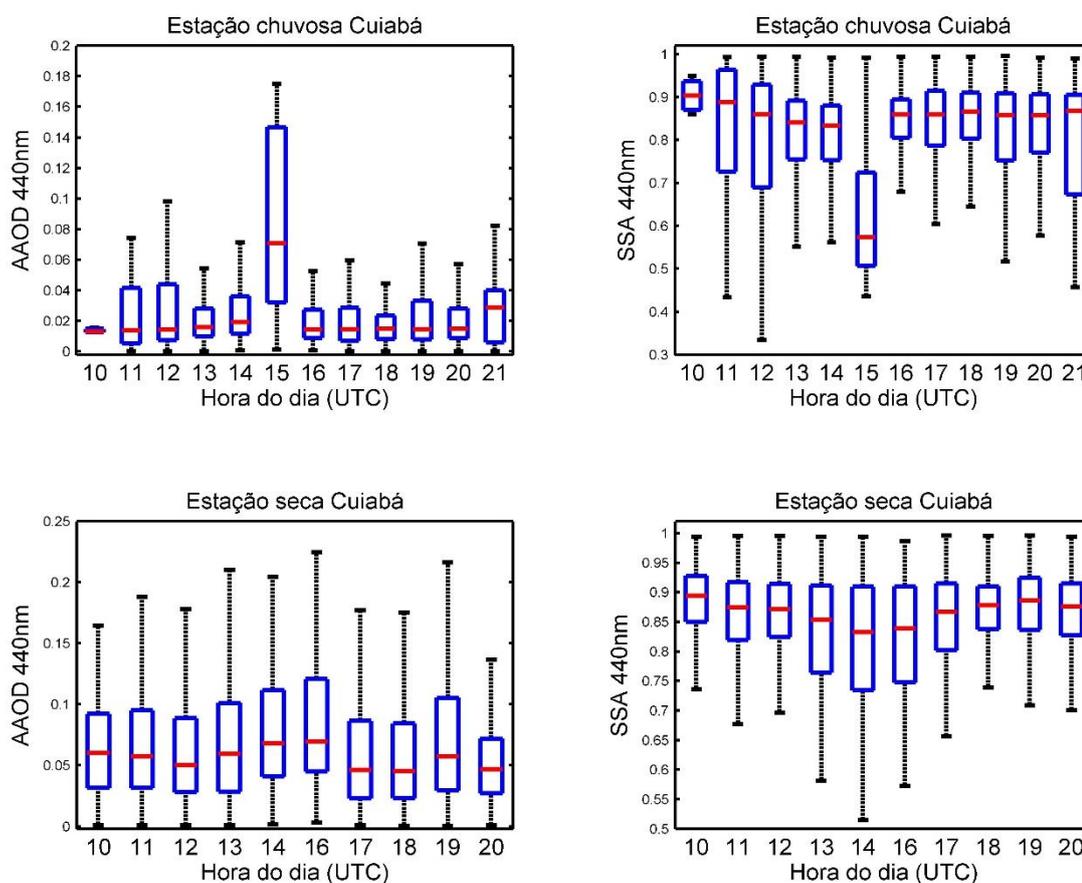


Figura 37. Variação horaria dos valores de profundidade ótica de absorção em 440 nm (AAOD 440nm) e albedo de espalhamento simples em 440 nm (SSA 440nm) para as estações chuvosa e seca em Alta Floresta.

Para o site de Cuiabá foi observada uma tendência do aumento da AAOD e diminuição da SSA ao meio dia local na estação chuvosa, este fato foi evidenciado na estação seca onde a AAOD aumentou em um fator de 3 e o SSA diminuiu em um fator de 2. As principais diferenças entre os três sites analisados acima (Manaus EMBRAPA Alta Floresta e Cuiabá) estão relacionadas as propriedades de absorção e espalhamento da radiação. Sobre Manaus EMBRAPA durante a estação chuvosa a variação das

propriedades absorptivas das partículas pode estar ligada a produção biogênica e a formação de novas partículas. O aumento do diâmetro das partículas provoca um aumento nos coeficientes de espalhamento diminuindo por sua vez a absorção da radiação, esse efeito também pode ser observado para Alta Floresta na estação chuvosa, porém com menor intensidade. O diferente tipo de ocupação do solo faz com que Alta Floresta possua uma alta carga de aerossóis mesmo na estação chuvosa o que explica os altos valores de SSA na estação chuvosa. Cuiabá por sua vez apresenta os menores valores de SSA para a estação seca, isto porque a alta carga de aerossóis emitida pela queima de vegetação do cerrado acrescenta uma forte componente absorvedora, diminuindo a quantidade de radiação espalhada.

4.2 RESULTADOS DAS MEDIDAS *IN-SITU*

4.2.1 ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO NA AMAZÔNIA CENTRAL

As medidas *in-situ* foram realizadas em dois sites na região central da Amazônia, ATTO e ZF2. A série temporal dos coeficientes de espalhamento para os dois sites é apresentada na Figura 38 (A). Em concordância com os resultados obtidos para a coluna atmosférica (SAOD da AERONET) os coeficientes de espalhamento apresentam um padrão sazonal, até o final de julho os valores permaneceram em média menores que 30 Mm^{-1} , entretanto, de agosto até dezembro os valores aumentaram significativamente nos dois sites. Considerando como período chuvoso o intervalo de janeiro a junho e seco de julho a dezembro, observa-se que na estação chuvosa ocorrem alguns eventos isolados com picos de espalhamento que ultrapassam 50 Mm^{-1} nos meses de março e abril nos dois sites. Estes eventos podem estar relacionados diretamente com o incremento de partículas de longo transporte do deserto do Saara.

O transporte em larga escala ocorre com maior intensidade nas partes da bacia Amazônica que estão localizadas ao norte da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ). Os registros das concentrações máximas de poeira na superfície são atingidas tipicamente nos meses de março e abril, período de estação chuvosa na região central da bacia Amazônica (ARTAXO et al., 1998).

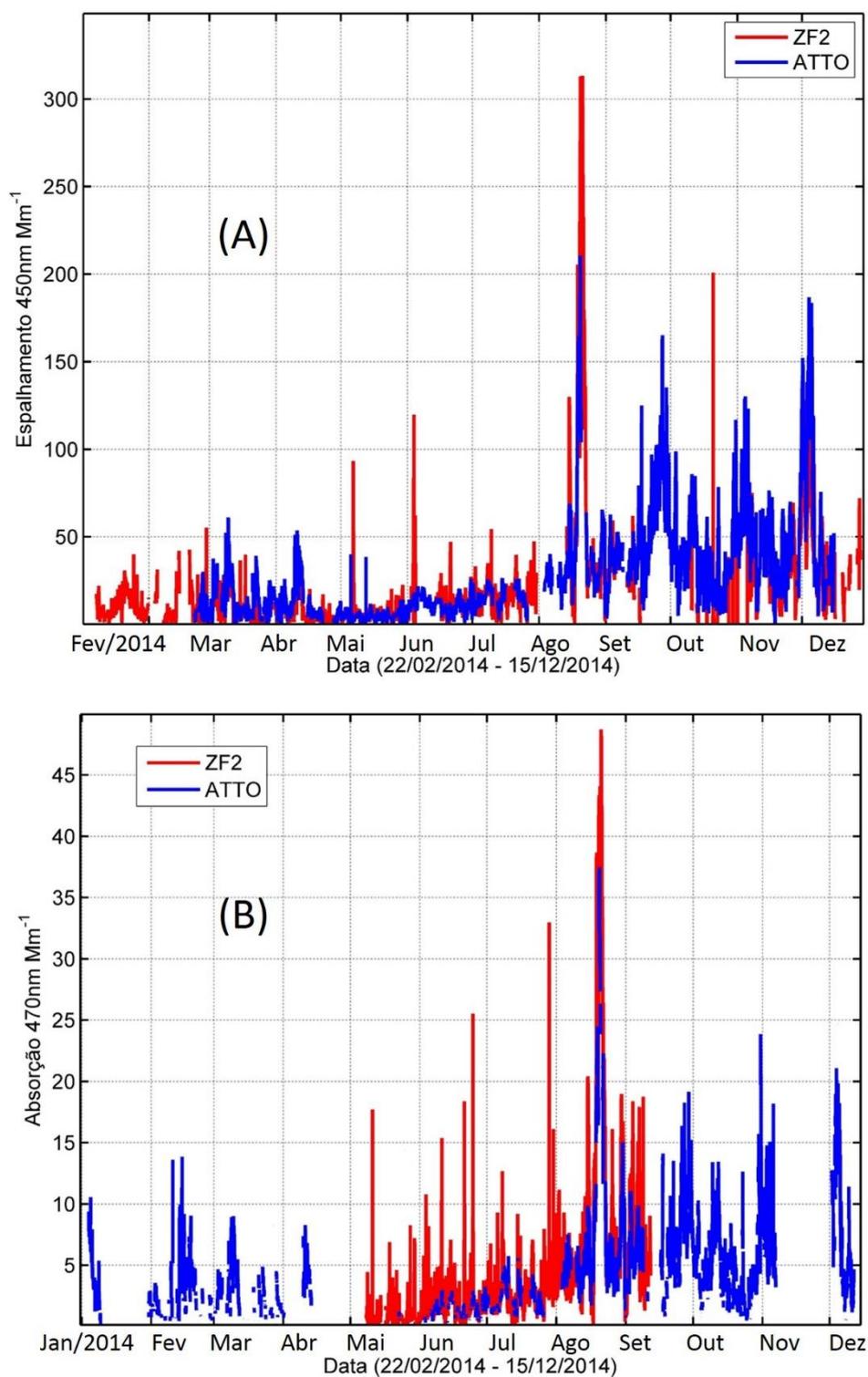


Figura 38. A, series temporais dos coeficientes de espalhamento em 450 nm (medido em Mm^{-1}) para os sites do ATTO e ZF2. B, series temporais dos coeficientes de absorção em 470 nm (medido em Mm^{-1}) para os sites do ATTO e ZF2.

Os valores dos coeficientes de absorção medidos para o ATTO (Figura 38 B) também evidenciam picos de absorção nos meses de março e abril. Nos dias 09/03 e 06/04 ocorreram os maiores picos de espalhamento sobre os sites do ATTO e ZF2, assim como registros elevados de absorção no ATTO (estação chuvosa), desta forma foram simuladas as trajetórias das partículas incidentes sobre esta região através do HYSPLIT conforme mostra a Figura 39. A trajetória modelada em cada uma dessas datas evidencia a contribuição de partículas de longo transporte provenientes do deserto do Saara.

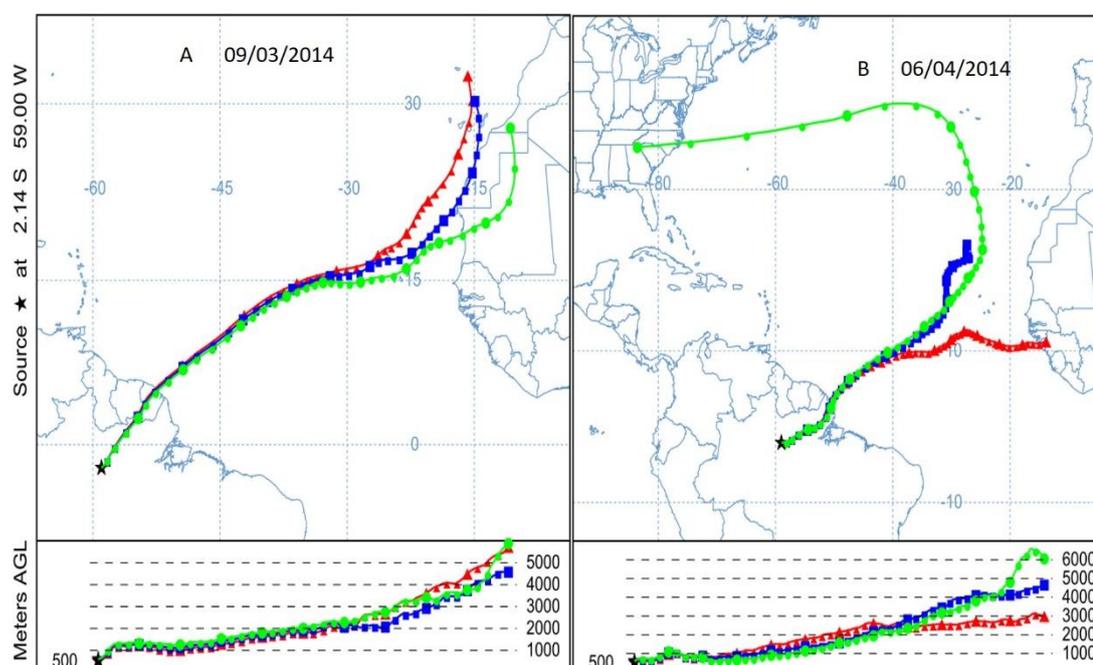


Figura 39. A, Trajetórias calculadas pelo NOAA HYSPLIT MODEL, Backward trajectories, com o sistema de dados GDAS Meteorological Data para o dia 09/março/2014. B, Trajetórias calculadas pelo NOAA HYSPLIT MODEL, Backward trajectories, com o sistema de dados GDAS Meteorological Data para o dia 06/abril/2014.

Através das séries temporais dos coeficientes de espalhamento e absorção (Figura 38) observa-se que os prováveis eventos de incidência de poeira do Saara são observados em pulsos que duram por vários dias (ARTAXO et al., 2008). Foi observado que estes eventos ocorreram com maior intensidade no site do ATTO, no entanto, também foram observados sobre a ZF2.

Ainda sobre as series temporais de espalhamento e absorção (Figura 38) observa-se o forte aumento dos coeficientes a partir do mês de julho, resultado das

emissões de queima de biomassa no sul da bacia Amazônica. Nos dias 19 e 20/08 foi observado um pico de espalhamento que atingiu 300 Mm^{-1} sobre o site da ZF2 e 200 Mm^{-1} sobre o site do ATTO, estes eventos estão associados provavelmente a plumas de queimadas que atingiram ambos sites. Outros quatro picos voltaram a ocorrer sobre o ATTO, porém com menor intensidade. A média do espalhamento para a estação seca sobre o ATTO foi de $42.10 \pm 29.00 \text{ Mm}^{-1}$ e para a ZF2 de $30.78 \pm 39.93 \text{ Mm}^{-1}$, estes valores superaram em um fator de aproximadamente 5 as médias de espalhamento para a estação chuvosa que foram de $09.27 \pm 06.11 \text{ Mm}^{-1}$ e $07.91 \pm 06.15 \text{ Mm}^{-1}$ para o ATTO e ZF2 respectivamente.

As médias calculadas para a estação chuvosa desconsideraram os efeitos das possíveis contribuições das partículas de poeira do deserto do Saara. Os valores médios para os coeficientes de absorção também sofreram os efeitos das plumas de queimadas. Ainda com relação ao evento de 19 e 20/08 a absorção atingiu máximo de 50 Mm^{-1} para a ZF2 e em torno de 38 Mm^{-1} para o ATTO. A média da absorção para o ATTO foi de $05.94 \pm 04.20 \text{ Mm}^{-1}$ e $03.57 \pm 01.60 \text{ Mm}^{-1}$ para as estações secas e chuvosa respectivamente. Já para a ZF2 foi de $05.99 \pm 07.01 \text{ Mm}^{-1}$ e $01.43 \pm 01.51 \text{ Mm}^{-1}$ para as estações secas e chuvosa respectivamente.

Além dos coeficientes de espalhamento e absorção, o albedo de espalhamento único (SSA) é um parâmetro fundamental na avaliação dos impactos dos aerossóis, as estatísticas mensais do SSA 637 nm é representada na Figura 40. Observa-se em ambos sites, que os valores de SSA 637 nm diminuí fortemente para os meses de estação seca. Na ZF2 os valores passam de 0.93 em maio para 0.84 em setembro e no ATTO passam de 0.94 em abril para 0.83 em agosto. Conforme o trabalho de Artaxo et al., 2013 os valores de SSA diminuem na estação seca como resultado do incremento de aerossóis absorvedores emitidos pelas queimadas ao sul da bacia Amazônica.

O aumento dos valores de SSA de setembro para outubro, observado sobre o ATTO coincide com a diminuição da fração orgânica do aerossol e um aumento de sulfato, isso porque os aerossóis de sulfato são eficientes na dispersão da radiação solar (ARTAXO et al., 2013). Os baixos valores de SSA sobre os meses de dezembro a fevereiro sobre o ATTO está relacionado a absorção de fundo que ocorre pelos

aerossóis biogênicos, assim como pela parte orgânica absorvedora de radiação, o chamado *Brown Carbon* (BrC).

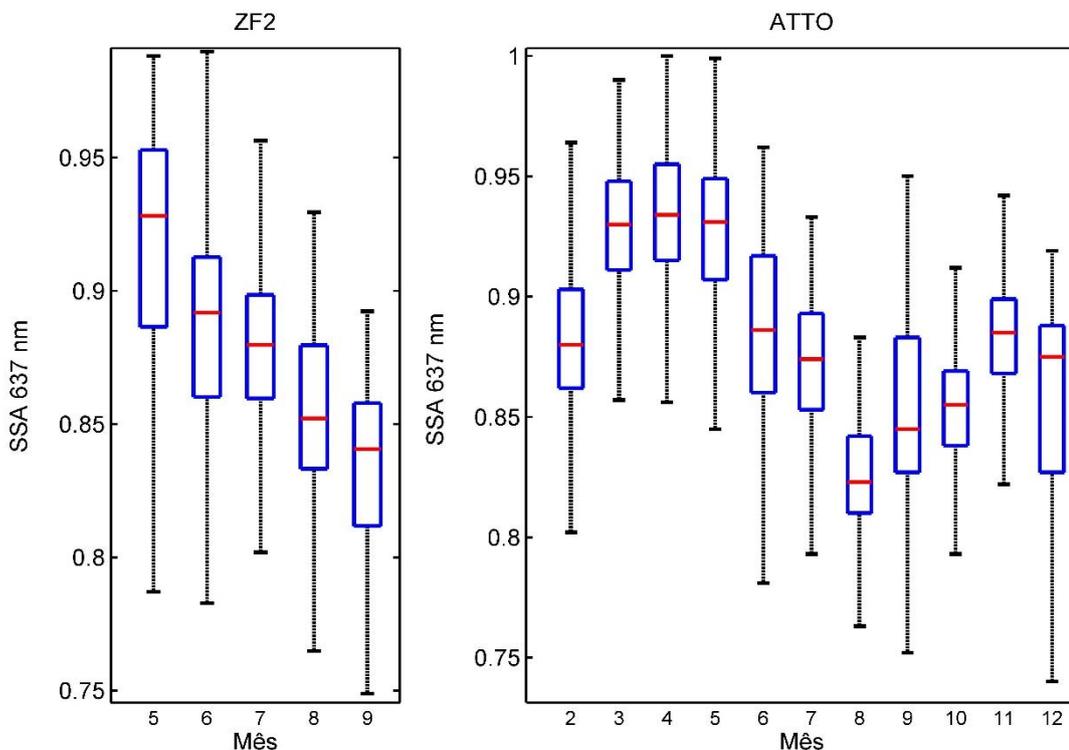


Figura 40. Estatísticas mensais para os valores de SSA 637 nm sobre ZF2 e ATTO.

4.2.2 CONTRIBUIÇÃO DAS PARTICULAS BIOGÊNICAS PRIMÁRIAS NA ABSORÇÃO DA RADIAÇÃO NA AMAZÔNIA CENTRAL

As medidas das propriedades óticas das partículas biogênicas primarias foram realizadas no site FZ2. Estas partículas podem ter uma influência relativamente baixa em escala global, entretanto, em escalas regionais estas partículas podem influenciar relevantemente os processos de espalhamento e absorção da radiação (RIZZO et al., 2011). A maior fração da massa total de aerossóis na Amazônia na estação chuvosa é composta por partículas biogênicas, especialmente na moda grossa (ARTAXO et al., 1998), de forma que até 47% da absorção da radiação na atmosfera Amazônica pode ser atribuída a partículas biogênicas na estação chuvosa. A Figura 41 representa a comparação entre as absorções medidas pelo Aetalômetro e o MAAP para os cortes PM 2.5 e PM 10. Observa-se uma boa concordância para as medidas, embora estes equipamentos utilizem princípios diferentes para as medidas de absorção. Na Figura

41 a absorção obtida para o Aetalômetro em 637 nm, foi resultado de uma interpolação para o comprimento comum as medidas do MAAP.

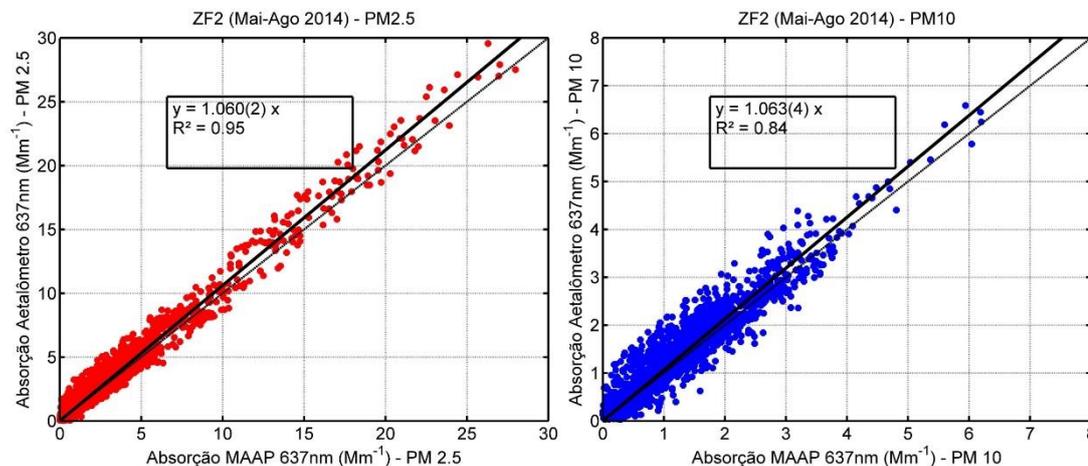


Figura 41. Comparação entre as medidas dos coeficientes de absorção do MAAP e Aetalômetro no site ZF2 para os cortes de tamanho PM 2.5 e PM 10.

As séries temporais para as medidas de absorção para as frações PM 2.5 e PM 10 são representadas na Figura 42. Observa-se que os dois instrumentos apresentaram comportamentos similares durante o experimento. Para os períodos livres de contaminações de aerossóis de queimadas as médias para as absorções foram de 1.68 ± 1.28 e $1.54 \pm 1.18 \text{ Mm}^{-1}$ para as frações PM 2.5 e PM 10, respectivamente.

Os valores de absorção em 637 nm ainda atingiram picos isolados nos meses de maio e junho (Figura 42) que ultrapassaram 5 Mm^{-1} para ambos cortes de tamanho. Acredita-se que a absorção na fração PM 10 se deve exclusivamente ao conjunto de aerossóis biogênicos primários, já a fração PM 2.5 está associada aos aerossóis biogênicos secundários, formados por precursores gasosos emitidos pela vegetação. Esta componente orgânica absorvedora dá indícios do comportamento do *Brown Carbon* e o comportamento absorvedor de partículas emitidas pela própria vegetação na estação chuvosa.

Ainda na Figura 42, observa-se que no final do mês de julho começam os eventos máximos de absorção, estes eventos impactam mais fortemente a fração PM 2.5, já que a maior parte das emissões de queimadas ocorrem na fração fina de

aerossóis, no entanto é possível observar que mesmo a fração PM 10 sofreu fortes elevações no mês de agosto, atingindo picos de 14 Mm^{-1} .

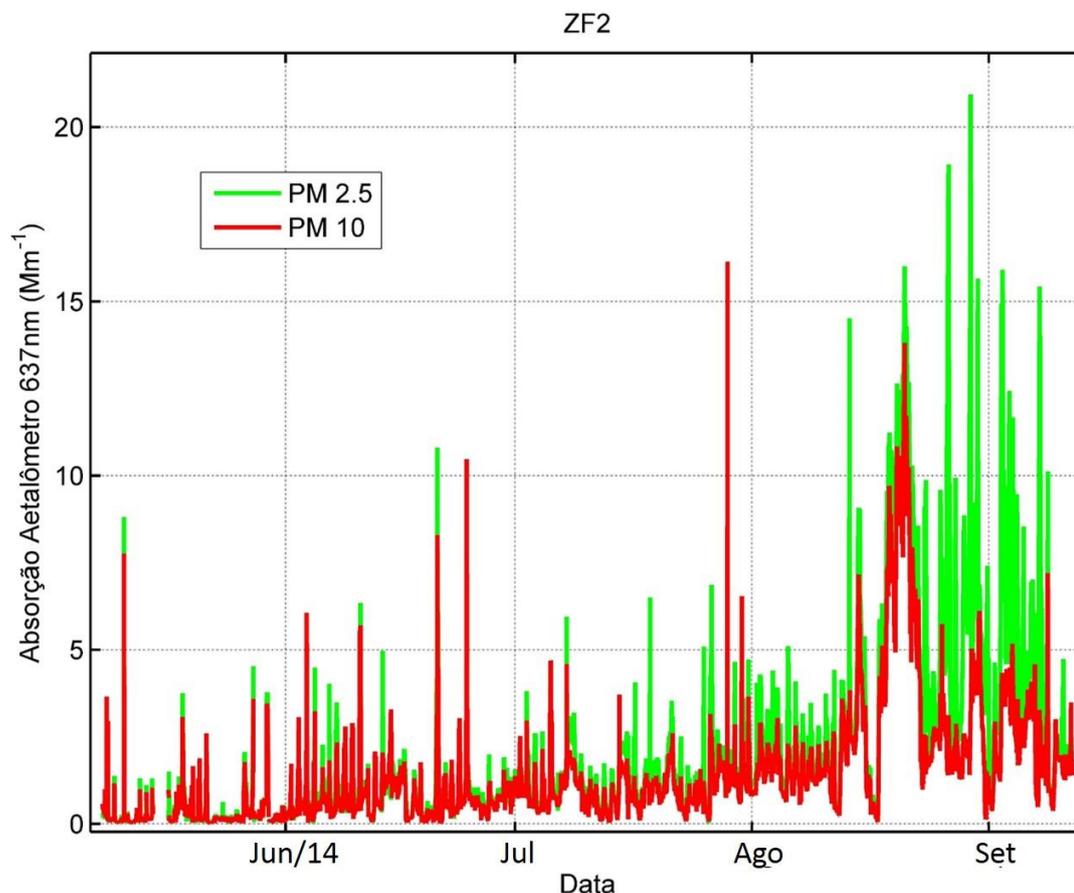


Figura 42. Séries temporais para a absorção em 637 nm (Mm^{-1}) das frações PM 2.5 e PM 10 no site ZF2.

A relação entre as absorções PM 2.5 e PM 10 é evidenciada na Figura 43, que ainda mostra a relação linear destas variáveis com o espalhamento em 700 nm . O R^2 para a regressão entre as absorções em PM 10 e PM 2.5 foi de 0.92 com uma inclinação de 1.27, o que constata que mesmo na estação chuvosa a absorção na fração fina de aerossóis ainda é mais elevada que a fração grossa. A cor azul escuro, para o espalhamento, representa 55% da distribuição de dados, nos quais o espalhamento varia de 0 a 50 Mm^{-1} , ou seja, as partículas biogênicas também exercem um papel fundamental no espalhamento da radiação.

Os valores máximos de espalhamento, assim como os de absorção, são atingidos com o início das emissões de queimadas, de forma que picos de até 300 Mm^{-1} são atingidos para valores de absorção maiores que 20 Mm^{-1} .

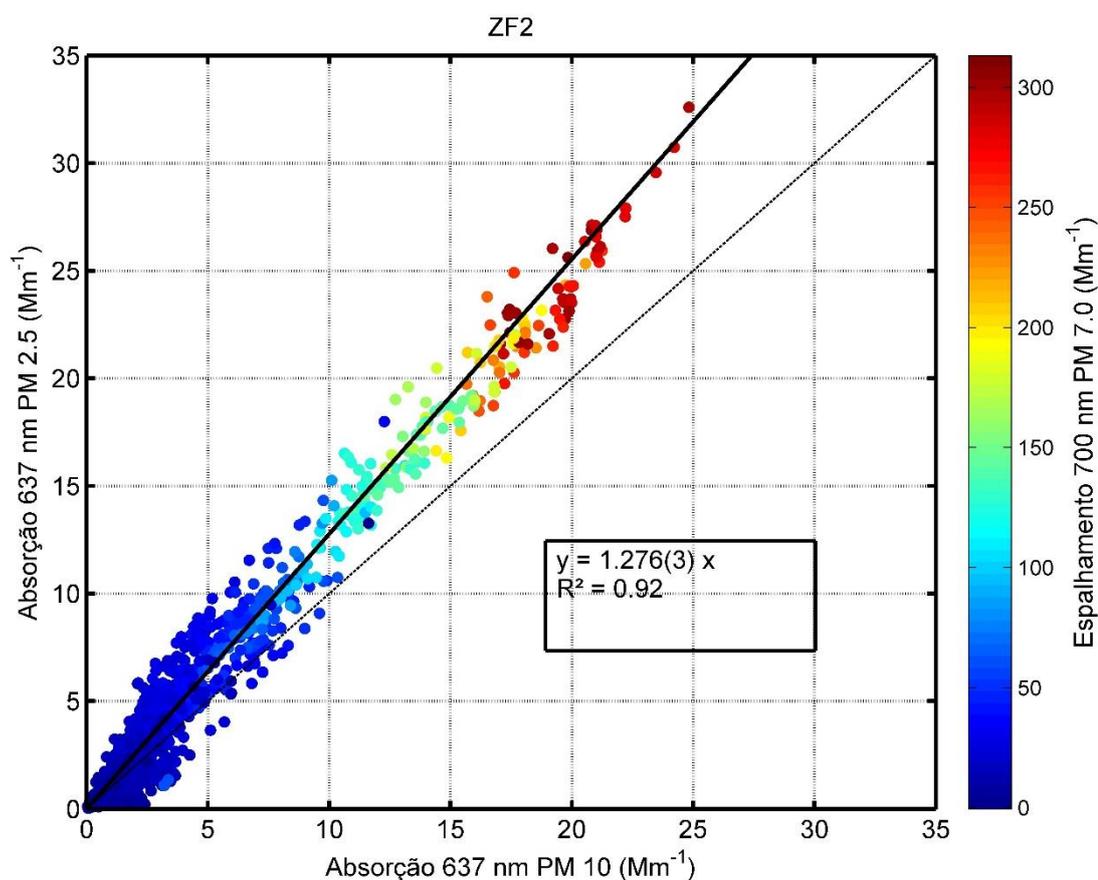


Figura 43. Relação entre os coeficientes de absorção ($637\text{ nm}, Mm^{-1}$) PM 10 e PM 2.5 com o coeficiente de espalhamento em $700\text{ nm}, Mm^{-1}$.

A correlação entre a absorção para a fração grossa e o espalhamento é representada na Figura 44 (R^2 de 0.89). Esta análise ainda mostra a relação entre estas variáveis com o Angstrom de Absorção (AAE). Observa-se que a maior concentração de pontos fica em torno de valores de AAE entre 1 e 2, evidenciando a absorção por partículas de *Brown Carbon*, valores de AAE maior que 2 são observados em maior concentração para espalhamentos maior que $100 Mm^{-1}$, representando as observações relacionadas a estação seca.

Ainda sobre o site da ZF2 foi analisada a distribuição horaria para os coeficientes de absorção em 637 nm em paralelo com as medidas de concentração numérica do OPC. A Figura 45 representa as estatísticas horarias para concentração total de partículas e a absorção na fração PM 10.

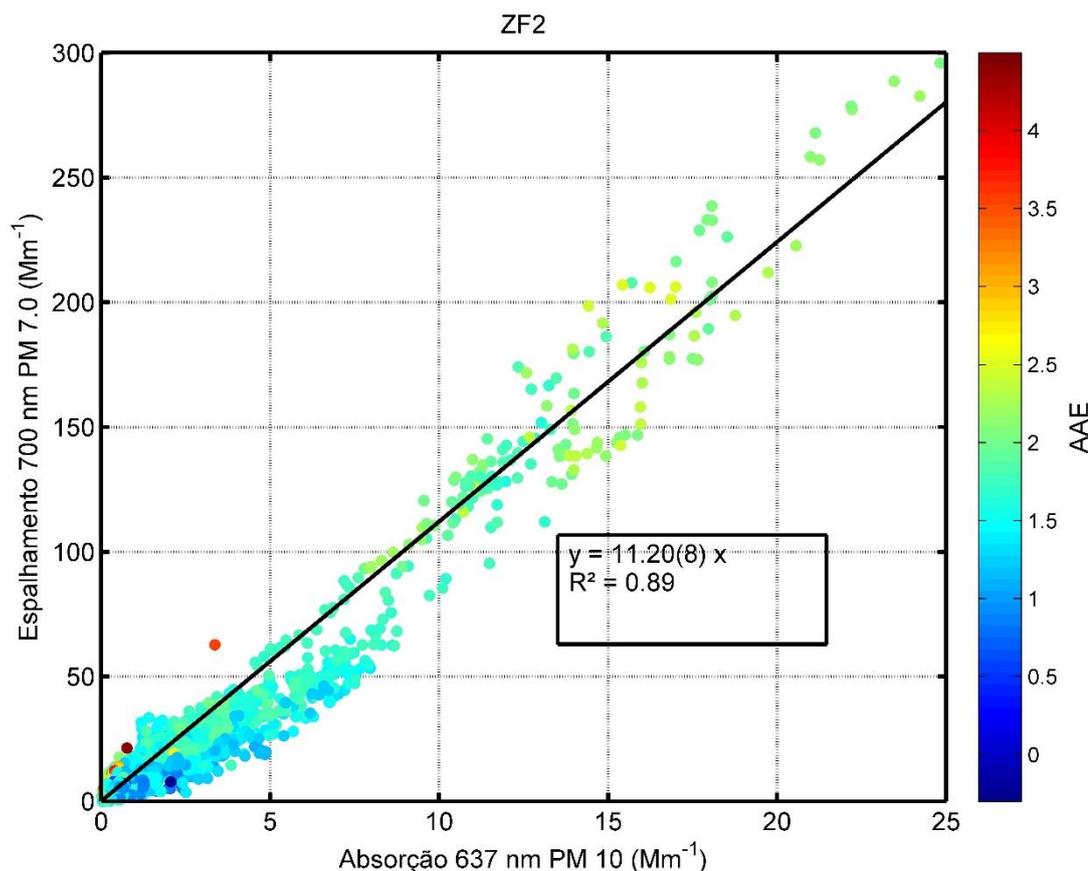


Figura 44. Correlação entre os coeficientes de absorção e espalhamento (637 nm, Mm^{-1}), as cores representam o Expoente Angstrom de Absorção, para cada par espalhamento x absorção.

A dinâmica da variação horária da concentração total de partículas e a absorção na ZF2 pode ser explicada com base nas variações da camada limite nesta região. Observa-se que as concentrações numéricas de partículas totais e grossas apresentam um comportamento completamente distinto, isso porque a concentração de partículas totais representa em grande parte a fração fina dos aerossóis. A concentração de partículas finas aumenta ao longo do horário diurno, as concentrações aumentaram de aproximadamente 5 para 9 partículas/ cm^3 das 10 às 16 horas (6 às 12 horas no horário local). Este aumento de concentração pode ser explicado por processos de formação fotoquímica, assim como processos de advecção favorecidos pelo aumento da camada limite ou mesmo por condensação de compostos orgânicos voláteis emitidos pela vegetação.

Em contrapartida, a concentração de partículas grossas diminui no mesmo intervalo citado acima. A evolução da camada limite provoca uma forte redução dos

valores de concentração numérica para as partículas grossas no horário diurno. Os máximos encontrados para a concentração de partículas grossas foram atingidos no período noturno, isso porque, conforme Martin et al. (2010) é no período noturno que a intensa atividade biológica da floresta libera partículas biogênicas primárias, tais como, bactérias, pequenos fungos, pólen além de outras partículas biogênicas.

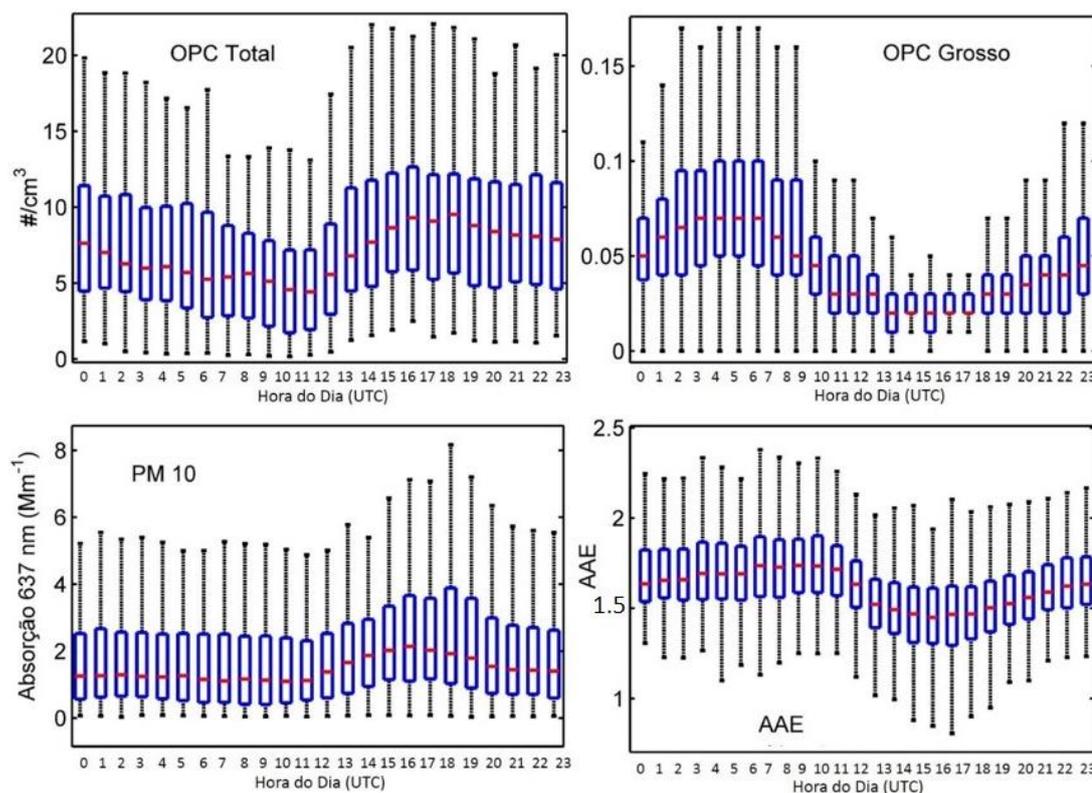


Figura 45. Variação horaria da concentração numérica total e somente da moda grossa de aerossóis, coeficiente de absorção para a fração PM 10 e o Angstrom de absorção para site ZF2.

A Figura 45 ainda apresenta a distribuição horaria para os coeficientes de absorção em 637 nm para a fração grossa de aerossóis e o Angstrom de absorção. Observa-se que a absorção sobre um pequeno aumento no horário diurno atingindo um máximo ao meio dia local, este comportamento pode ser explorado em função do AAE que apresenta uma diminuição no mesmo horário. Os valores de AAE próximos ao intervalo de 1.0-1.2 representam a presença de partículas altamente absorvedoras ao longo do espectro enquanto valores próximos a 1.8-2.0 representam partículas absorvedoras em um espectro diferente (absorvedoras para baixos comprimentos de onda). Desta forma a diminuição do AAE encontrada próxima ao meio dia local

evidencia a diminuição da absorção por partículas de *Brown Carbon*, o que é justificado pela redução da concentração das partículas grossas.

4.3 AVALIAÇÃO DOS TIPOS DE AEROSSÓIS COM BASE EM SUAS PROPRIEDADES ESPECTRAIS

4.3.1 MATRIZ DE ANGSTROM COMO INDICATIVO DE AEROSSÓIS DE QUEIMADAS E BIOGÊNICOS

Os gráficos de dispersão entre o expoente Angstrom de espalhamento (SAE) e o expoente Angstrom de Absorção (AAE), a chamada matriz de Angstrom, fornecem indícios das possíveis fontes para os aerossóis, já que o SAE permite uma separação das frações finas e grossas das partículas e o AAE permite a avaliação de suas propriedades absorptivas. A Figura 46 apresenta a resultado da metodologia citada acima para o site de Ji Paraná. Observa-se claramente que na estação chuvosa os aerossóis foram classificados majoritariamente como partículas biogênicas (BG), os baixos valores para o SAE indicam a predominância de partículas grossas. Já na estação seca, as emissões de OC e EC, proveniente das queimadas, se sobrepõem as partículas biogênicas elevando a fração de partículas finas. A separação das frações de OC e EC é dada com base nos valores de AAE, isso porque o EC é um absorvedor altamente eficientes em todos os comprimentos de onda quando comparado ao OC, que absorve apenas em baixos valores de comprimento de onda (BAHADUR et al., 2012).

Para Ji Paraná, assim como para praticamente todos os sites localizados no arco do desflorestamento, durante a estação seca, além das classificações de OC e EC, grande fração dos aerossóis foi classificada como uma mistura entre OC-EC. Quando comparado estação seca com chuvosa, percebe-se que a grande contribuição da queima de biomassa é dominada pela mistura entre OC-EC e com registros isolados de OC. O trabalho de Brito et al. (2014) constatou, através de espectroscopia de massa, que sobre a Amazônia o OC representa 82% do material ultrafino, já análises de combustão térmica constataram que o OC representa a fração dominante do aerossol derivado da queima de biomassa, com 84 % (MAYOL-BRACERO, 2002).

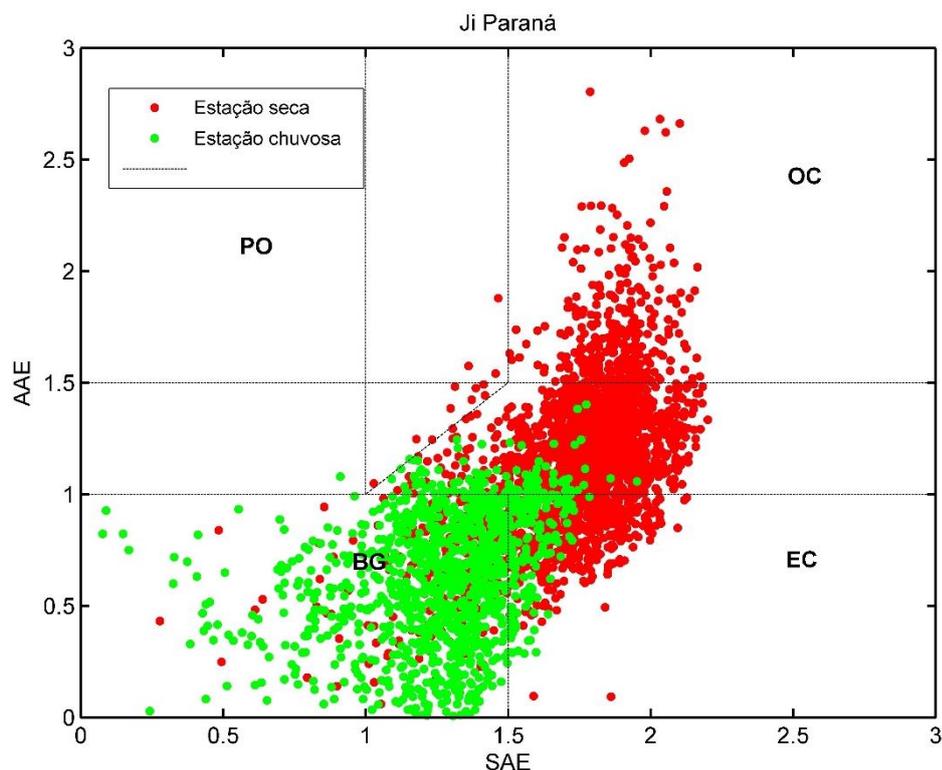


Figura 46. Matriz de Angstrom para as estações seca e chuvosa no site de Ji Paraná.

Está mesma metodologia foi aplicada para todos os sites da AERONET utilizadas neste trabalho. A estação seca para Alta Floresta evidenciou uma composição mista de uma série de material particulado sendo possível se verificar através da matriz de Angstrom grandes distribuições das frações de EC e OC sobre a região. A vasta variabilidade sobre Alta Floresta na estação seca pode ser explicada através da adição de partículas de queimadas das florestas locais e também através da adição de material particulado proveniente de queima de pastagem e cerrado levadas ao sítio através do transporte na atmosfera. Como consequência da alta concentração de partículas finas na estação seca, Rizzo et al. (2013) afirma que a dispersão da radiação na bacia Amazônica é substancialmente influenciada, mudança sentida bruscamente na estação chuvosa devido à grande remoção desse material por precipitação.

Para o sítio de Rio Branco o comportamento da distribuição de SAE e AAE, foi semelhante ao encontrado para Alta Floresta, a matriz de Angstrom evidenciou uma predominância de partículas grossas na estação chuvosa e finas na estação seca, fato também explicado pelas variações químicas decorrentes da adição das emissões da

queima de biomassa na bacia Amazônica (Artaxo et al., 2013; Brito et al., 2014). Para o sítio de Cuiabá a distribuição da matriz de Angstrom apresentou um comportamento semelhante aos sítios localizados no bioma Amazônico, evidenciando a predominância de partículas grossas na estação chuvosa, que no caso desta região, pode estar associado a emissões urbanas e suspensão de poeira do solo, uma vez que o sítio se encontra em uma área próxima à região urbanizada da capital Cuiabá no estado de Mato Grosso, no ponto exato no qual se encontra instalado o radiômetro CIMEL a vegetação presente é rasteira e típica do cerrado, de forma que, sobre essa região as contribuições biogênicas sejam de certa forma limitadas. Já na estação seca, a influência das queimadas foi claramente detectada devido à grande distribuição de pontos sobre a matriz de Angstrom na fração de OC e EC, assim como devido a mistura entre essas duas classificações. Através da análise dos valores obtidos para SAE, percebe-se uma pequena redução quando comparado aos sítios de Alta Floresta e Rio Branco, tal redução sugere um pequeno aumento das partículas na estação seca quando comparado aos sítios localizados ao norte, no bioma Amazônico.

A pequena diferença detectada sobre o tamanho das partículas entre Cuiabá e Alta Floresta e Rio Branco, pode estar associada, além da própria forma de combustão ocorrida no processo de queima, ao processo de transporte dessas partículas de queimadas sobre as regiões localizadas no cerrado. Para o sítio de Campo Grande, conforme discutido por Hoelzemann et al. (2009), as influências urbanas industriais predominam sobre a estação chuvosa, entretanto na estação seca as maiores contribuições são devidas a queima de biomassa. Para Campo Grande a fração da dispersão na matriz de Angstrom para estação chuvosa se encontra em uma faixa de transição entre OC e EC, o que caracteriza fortemente a emissão de combustão de combustível fóssil, e, por conseguinte a emissão veicular e urbana.

A quantificação para cada tipo de aerossol classificado na estação seca é apresentada em porcentagem na Tabela 4, esta quantificação foi realizada conforme a disponibilidade de dados para cada site.

Tabela 4. Quantificação dos tipos de aerossóis (para estação seca) sobre os sites da AERONET utilizados desse estudo, (BG – Biogênica), (EC – Carbono Elementar), (OC – Carbono Orgânico), (OC-EC – Mistura de OC e EC).

<i>Estação seca</i>				
<i>Site</i>	<i>BG (%)</i>	<i>EC (%)</i>	<i>OC (%)</i>	<i>OC-EC (%)</i>
ATTO	67.97	4.49	--	27.52
Manaus E.	38.74	4.45	0.68	53.37
Manacapuru	45.45	8.78	2.51	42.63
Alta Floresta	23.77	11.97	15.13	49.48
Ji Paraná	11.38	21.00	12.81	54.67
Rio Branco	8.77	14.12	10.04	66.88
Abracos Hill	5.82	26.54	18.78	48.85
Cuiabá	21.45	5.63	11.52	58.95
Campo Grande	38.35	6.87	4.11	48.21

Tabela 5. Quantificação dos tipos de aerossóis (para estação chuvosa) sobre os sites da AERONET utilizados desse estudo, (BG – Biogênica), (EC – Carbono Elementar), (OC – Carbono Orgânico), (OC-EC – Mistura de OC e EC), (PO – Poeira).

<i>Estação Chuvosa</i>					
<i>Site</i>	<i>BG (%)</i>	<i>EC (%)</i>	<i>OC (%)</i>	<i>OC-EC (%)</i>	<i>PO</i>
ATTO	68.51	14.81	--	16.67	--
Manaus E.	66.17	1.11	--	23.30	1.48
Manacapuru	88.37	5.81	--	5.23	--
Alta Floresta	80.57	4.67	0.12	14.31	--
Ji Paraná	77.73	13.01	--	9.17	--
Rio Branco	39.63	14.99	--	44.39	--
Abracos Hill	54.96	22.05	--	22.97	--
Cuiabá	75.41	3.28	0.42	19.67	--
Campo Grande	67.51	13.65	--	17.69	--

Observa-se para os sites de Ji Paraná, Rio Branco e Abracos Hill que a soma entre as frações de mistura OC-EC com OC ultrapassam 60%, isto também ocorre para Alta Floresta e Cuiabá. Já para os sites localizados na Amazônia central os valores encontrados para OC são extremamente baixos, no entanto os registros para as partículas biogênicas continuam elevadas chegando a 67.97% de BG no site do ATTO. A Tabela 5 representa a quantificação para os tipos de aerossóis na estação chuvosa, e

pode ser analisada em paralelo a Tabela 4 para avaliar as mudanças dos constituintes conforme o período de seca ou chuva. Na Tabela 5 observa-se que os sites de Alta Floresta e Ji Paraná possuem frações de aerossóis biogênicos similares ou até mesmo maiores que os valores encontrados na Amazônia central, isto também é verdade para os sites de Cuiabá e Campo Grande.

Para o site do ATTO praticamente não existe variação para a fração de BG entre as estações seca e chuvosa, entretanto a fração de mistura OC-EC é reduzida de 27 para 16%. Para Manacapuru está redução foi ainda mais evidente, de 43 para 23%. Na estação chuvosa ainda foi possível visualizar uma pequena fração (1.48%) de poeira mineral no site de Manaus EMBRAPA. Os eventos de detecção de poeira mineral na Amazônia central na estação chuvosa estão relacionados ao transporte de longa distância de poeira do deserto do Saara.

O fato dos sites presentes no arco do desflorestamento, assim como os sites de Cuiabá e Campo Grande possuírem valores de BG tão altos quanto os dos sites da Amazônia central é um ponto fraco do método, uma vez que uma mistura de aerossóis de queima de combustíveis fósseis, assim como as próprias partículas de suspensão do solo podem estar sendo classificadas como BG, devido influência da distribuição de tamanho destas partículas nos valores de SAE.

4.3.2 A PROFUNDIDADE ÓTICA DE ABSORÇÃO POR BLACK E BROWN CARBON

A análise da influência das frações de *Black Carbon* (BC) e *Brown Carbon* (BrC) (WANG et al., 2016), foram realizadas sobre três sites: Manaus EMBRAPA, Alta Floresta e Cuiabá. A Figura 47 mostra a série temporal das profundidades óticas de absorção para as frações de BC e BrC (AAOD-BC, AAOD-BrC) para o site de Alta Floresta. Observa-se que os máximos de tanto de AAOD-BC quanto de AAOD-BrC ocorrem justamente para os maiores eventos de AOD 500 nm (como visto na Figura 25, seção 4.1.4). Estes eventos estão relacionados a ocorrência de casos extremos de seca na Amazônia, o que elevou fortemente os registros de queima de biomassa sobre a região.

Para o site de Alta Floresta, na média geral, os valores de AAOD-BrC representam aproximadamente 15% dos valores de AAOD-BC, para o site de Cuiabá essa contribuição é de 14% e para Manaus EMBRAPA de 18%. A proporção de AAOD-BrC em relação a AAOD-BC praticamente não variou da estação seca para chuvosa.

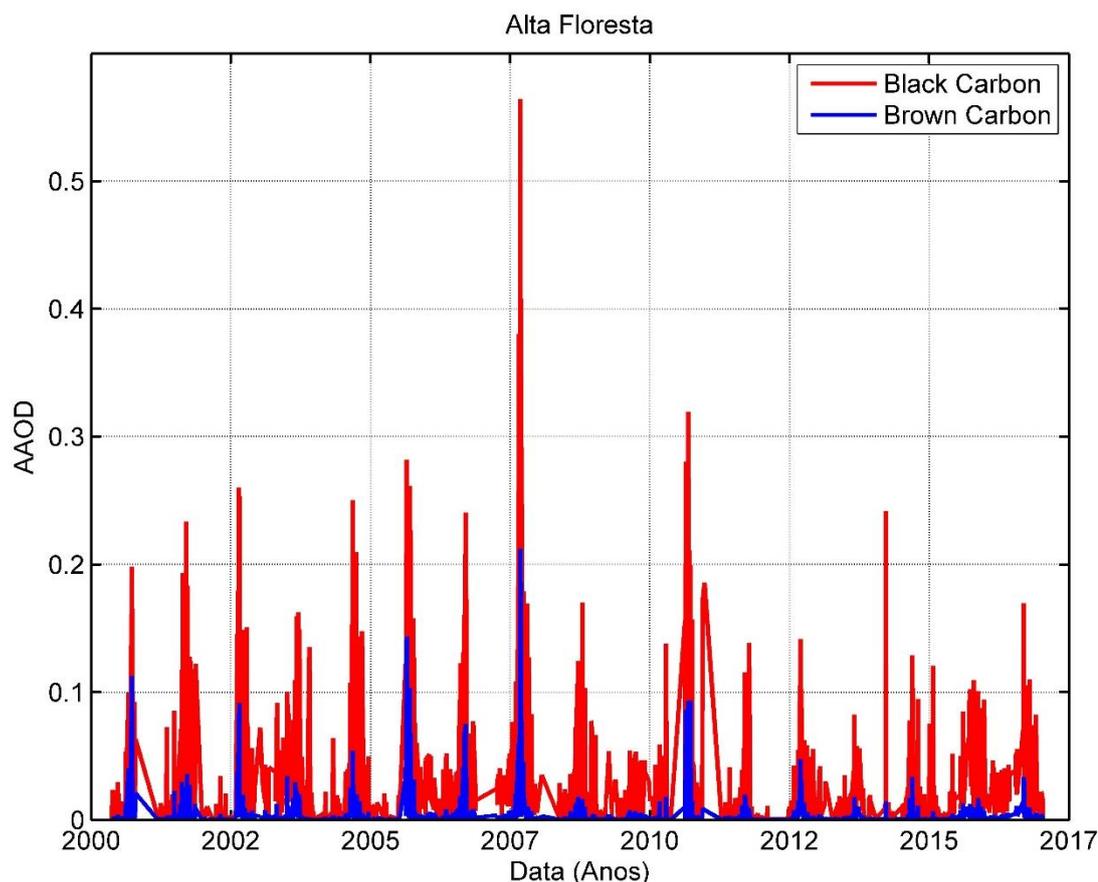


Figura 47. Séries temporais para profundidade ótica de absorção para o BC (AAOD-BC) e profundidade ótica de absorção para o BrC (AAOD-BrC) para o site de Alta Floresta.

As médias anuais para as frações de AAOD-BC e AAOD-BrC são apresentadas na Figura 48. As tendências nas medidas de AAOD-BC para os três sites analisados são similares, no entanto, observa-se que para o período que antecede o ano de 2010 que os valores para Cuiabá superam as médias para Alta Floresta e Manaus EMBRAPA. Com relação aos valores de AAOD-BrC observa-se uma variância alternada entre os valores para Cuiabá e Alta Floresta, entretanto a partir de 2011 os valores de Cuiabá superam as médias de Alta Floresta. Ainda na Figura 48 é possível observar uma tendência crescente tanto para os valores de AAOD-BC quanto para

AAOD-BrC para o site de Manaus EMBRAPA, para o ano de 2015 os valores de AAOD-BrC ultrapassaram as médias de Alta Floresta e em 2016 ultrapassaram Alta Floresta e Cuiabá.

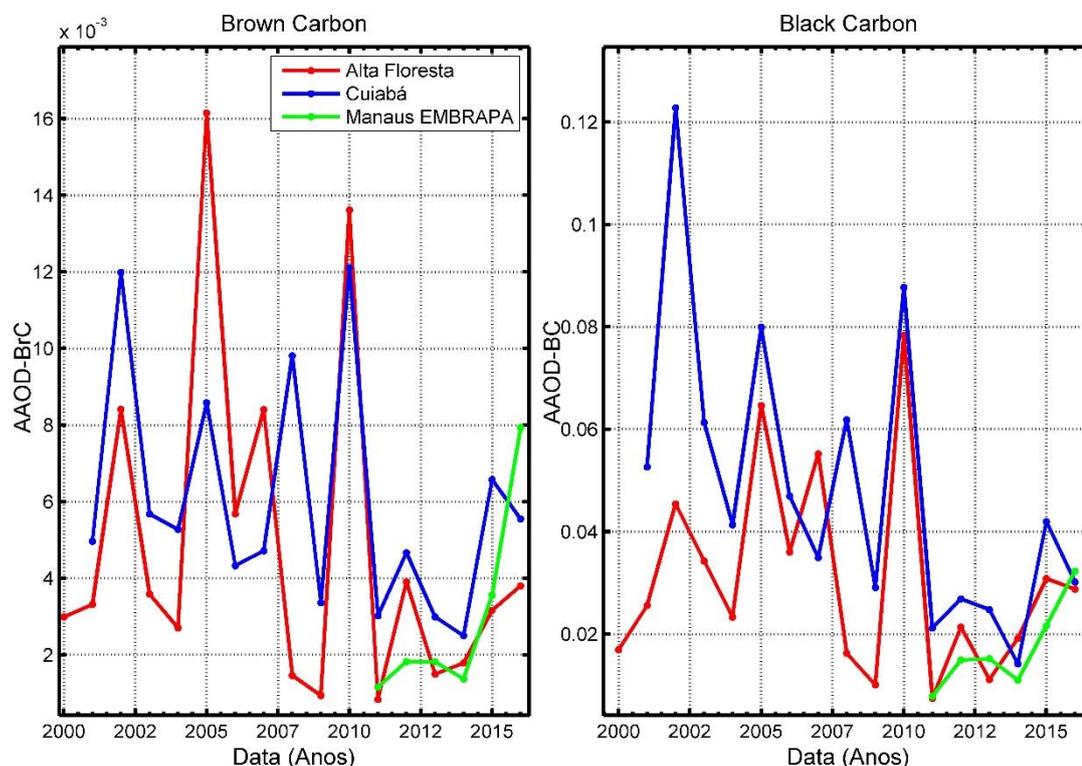


Figura 48. Distribuição temporal das médias anuais de AAOD-BrC e AAOD-BC para os sites de Alta Floresta, Cuiabá e Manaus EMBRAPA.

Com relação a comparação das médias totais entre os sites, os resultados mostraram que a mudança de uso e ocupação do solo altera fortemente as propriedades óticas de absorção pelos compostos BC e BrC. O valor médio para todo o período de AAOD-BC de Cuiabá foi 30% maior que o valor médio para Alta Floresta e 56% maior que para Manaus EMBRAPA, já para os valores de AAOD-BrC a média geral para Cuiabá foi 25% maior que Alta Floresta e 45% maior que Manaus EMBRAPA. Estes resultados mostram que as características absorptivas dos aerossóis de Cuiabá são influenciadas diretamente pelas emissões locais, que são constituídas, na estação seca, pela queima de vegetação típica de cerrado e pastagem. A Figura 49 representa a correlação entre as médias diárias de AAOD-BC e AAOD-BrC para os sites de Cuiabá e Manaus EMBRAPA.

A regressão entre os valores de AAOD-BC e AAOD-BrC (Figura 49) não mostrou uma boa correlação entre as médias diárias de Cuiabá e Manaus EMBRAPA, entretanto, observa-se claramente a elevação dos valores para Cuiabá em relação a Manaus EMBRAPA, como constatado anteriormente.

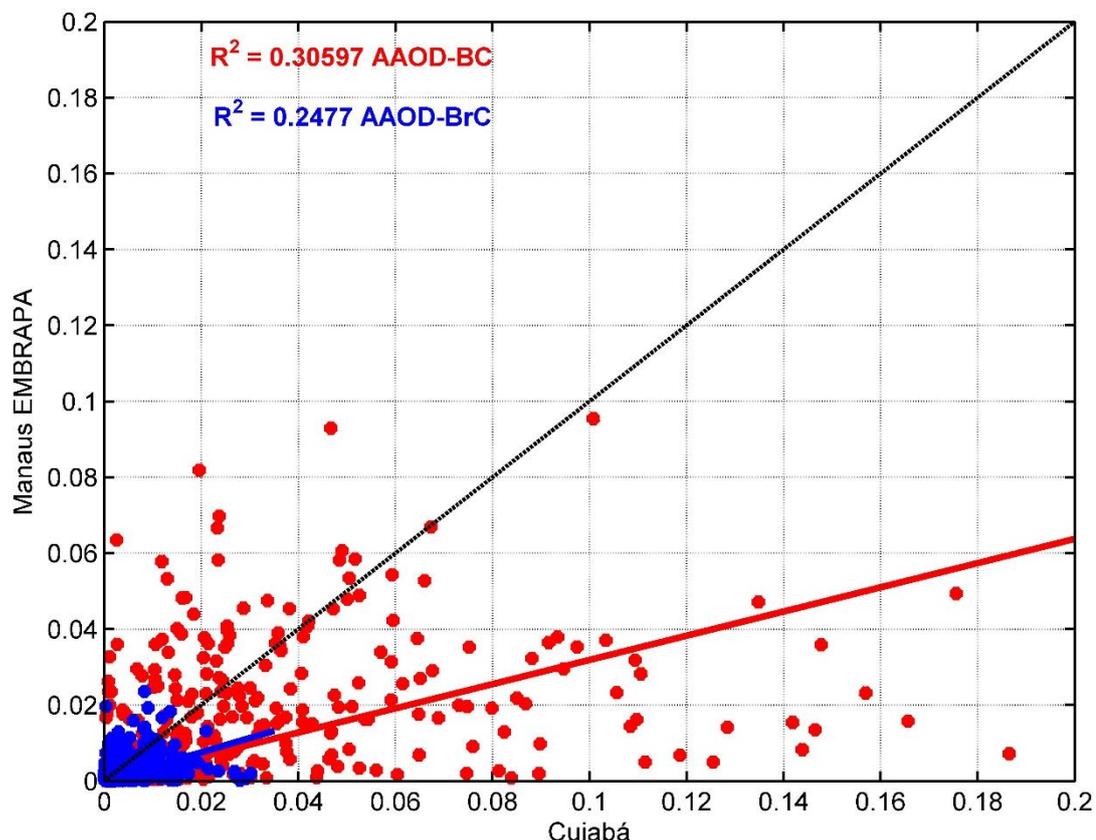


Figura 49. Regressão para os valores de AAOD-BC e AAOD-BrC entre os sites de Cuiabá e Manaus EMBRAPA. Os pontos representados são médias diárias para todo o período de dados medidos em paralelo em ambos sites.

As incertezas relacionadas as estimativas de AAOD-BC e AAOD-BrC para os sites analisados variaram entre a 10 a 20% dentro do método proposto por Wang et al. (2016), desta forma, as diferenças encontradas entre os sites de Cuiabá e Manaus EMBRAPA (56 e 45% para AAOD-BC e AAOD-BrC, respectivamente) evidenciam o quanto a cobertura vegetal e a ocupação do solo podem influenciar nas propriedades absorptivas dos aerossóis.

4.4 EFEITOS DOS AEROSSÓIS NO FLUXO DE RADIAÇÃO

4.4.1 SAZONALIDADE DA FORÇANTE RADIATIVA NA AMAZONIA

Os valores de forçante radiativa (FR) também foram analisados sobre três sites; Alta Floresta, Cuiabá e Manaus EMBRAPA, desta forma além da sazonalidade, também foi avaliado a influência do uso e ocupação do solo sobre o forçamento radiativo. A forçante radiativa foi explorada tanto para a superfície (FR-Superfície) como para o topo da atmosfera (FR-Topo), sendo avaliada por meio de valores instantâneos e médias sazonais (estação seca e chuvosa). Os valores de FR foram obtidos através dos produtos de inversão da AERONET. As médias sazonais para todo o período disponível de cada site analisado para a FR (Superfície e Topo da atmosfera) é apresentada na Tabela 6, as médias e seus respectivos desvios foram calculadas por meio dos valores instantâneos dos produtos de inversão da AERONET.

Tabela 6. Médias sazonais e para todo o período de estudo da forçante radiativa na superfície e no topo da atmosfera para os sites de Alta Floresta, Cuiabá e Manaus EMBRAPA (Manaus E.)

<i>FR na superfície (Wm^{-2})</i>			
<i>Site</i>	<i>Todo período</i>	<i>Estação seca</i>	<i>Estação Chuvosa</i>
Alta Floresta	-44.05±41.88	-73.77±47.30	-19.42±14.88
Cuiabá	-47.87±39.24	-73.49±43.71	-33.07±28.33
Manaus E.	-35.05±27.20	-41.05±25.75	-21.27±18.50
<i>FR no topo da atmosfera (Wm^{-2})</i>			
<i>Site</i>	<i>Todo período</i>	<i>Estação seca</i>	<i>Estação Chuvosa</i>
Alta Floresta	-14.23±16.82	-26.46±18.76	-3.89±5.56
Cuiabá	-7.89±13.77	-17.51±16.31	-1.82±8.36
Manaus E.	-15.29±13.52	-17.10±12.34	-9.17±8.34

As elevadas concentrações de aerossóis de queimadas (na estação seca) causam um efeito de resfriamento sobre clima, resultando em valores de FR mais negativos na estação seca, quando comparados a estação chuvosa. Embora na estação seca as concentrações de *Black Carbon* sejam elevadas, o efeito das partículas espalhadoras é dominante, e isso se deve as elevadas concentrações de OC. Para o site de Manaus EMBRAPA foi observada uma redução em FR de -9.17 para -17.10 Wm^{-2} da estação chuvosa para a estação seca no topo da atmosfera. As principais diferenças entre os valores de FR no topo da atmosfera é demonstrado graficamente na Figura 50.

Percebe-se que o efeito de espalhamento é ainda mais acentuado sobre o site de Alta Floresta com média de -26.46 Wm^{-2} de FR no topo da atmosfera na estação seca.

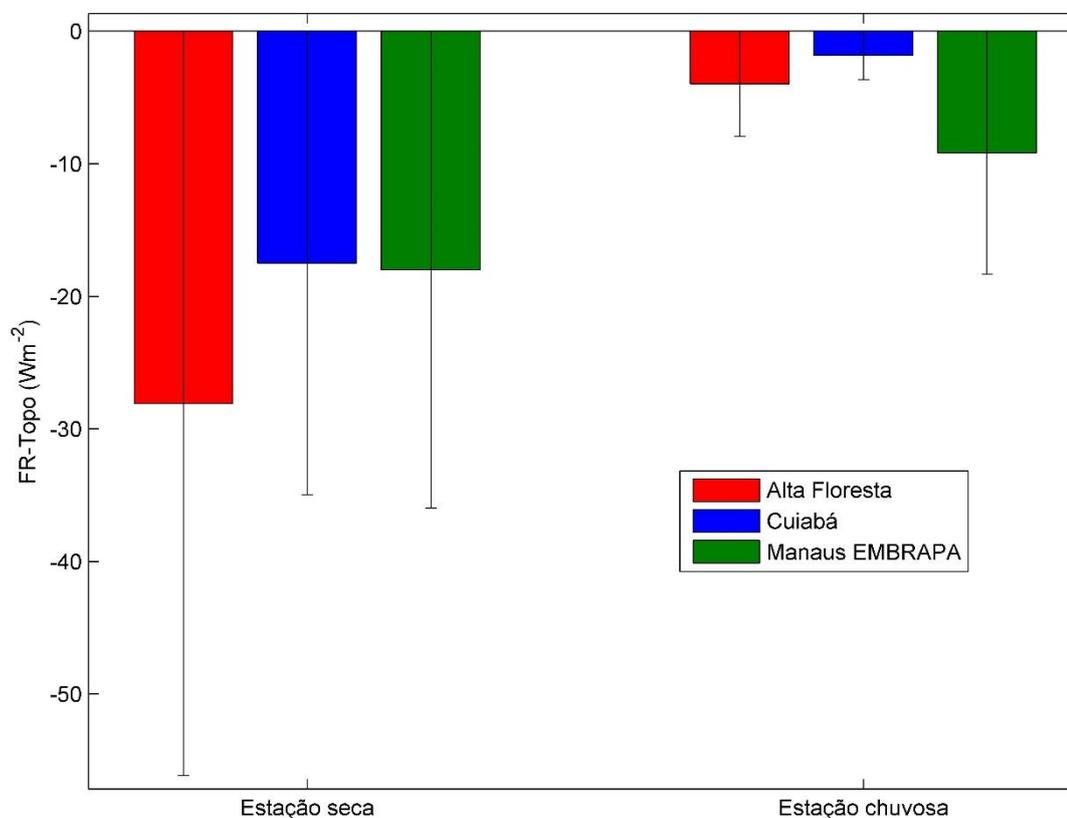


Figura 50. Distribuição da forçante radiativa no topo da atmosfera nas estações seca e chuvosa para os sites de Alta Floresta, Cuiabá e Manaus EMBRAPA.

Além da evidente sazonalidade dos valores de FR-Topo, a Figura 50 também chama a atenção para as médias encontradas para Manaus EMBRAPA na estação chuvosa. Observa-se que o impacto radiativo é mais acentuado que para os sites de Alta Floresta, afetada fortemente pelo desmatamento, e Cuiabá que fica em uma região de cerrado, constatando que o efeito de espalhamento da radiação na Amazônia central é mais elevado que as demais regiões na estação chuvosa. Durante a estação seca Alta Floresta se destaca atingindo médias diárias que ultrapassam -50 Wm^{-2} , devido a grandes cargas de OC emitidas a partir da queima de biomassa.

Considerando que o site de Cuiabá também é fortemente impactado pela queima de biomassa na estação seca, o resultado apresentado na Figura 50, confirma os resultados de caracterização das propriedades óticas, ou seja, durante a estação seca a mistura de emissões de cerrado e pastagem emitem um tipo de aerossol mais

absorvedor quando comparado as demais regiões. A Figura 51 explora as distribuições para a FR na superfície para os três sites analisados.

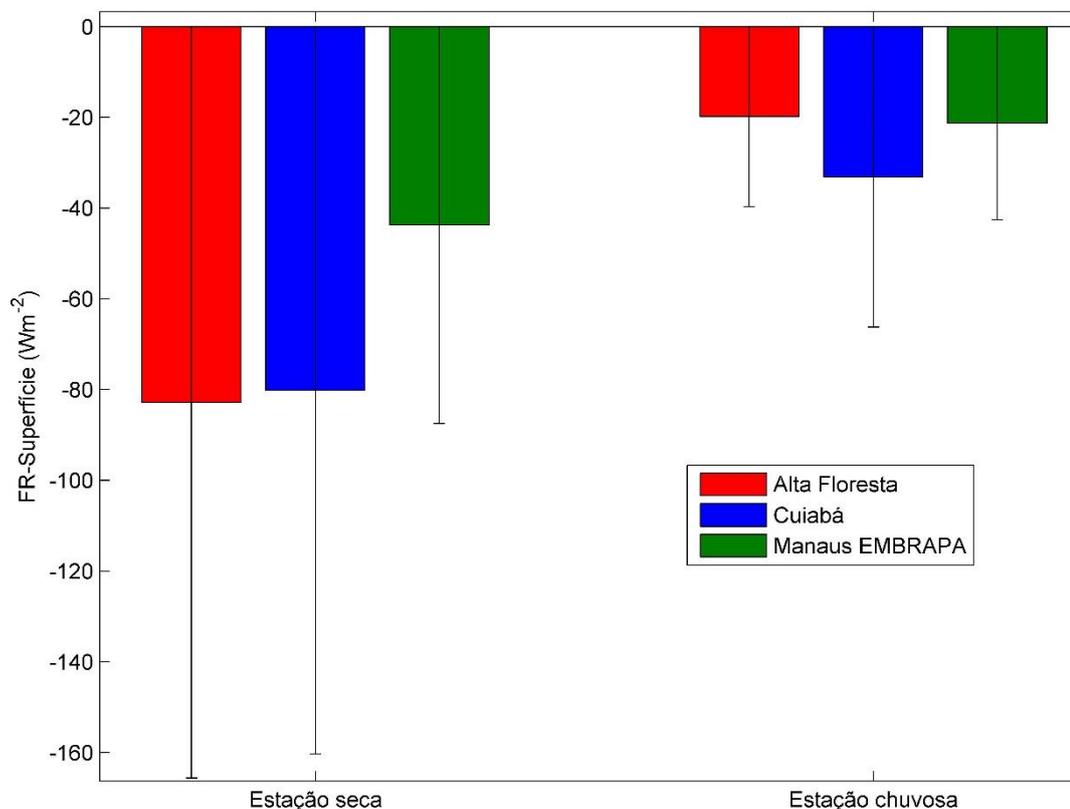


Figura 51. Distribuição da forçante radiativa na superfície da atmosfera nas estações seca e chuvosa para os sites de Alta Floresta, Cuiabá e Manaus EMBRAPA.

Os valores de FR-Superfície são ainda mais acentuados, neste caso, os valores mais negativos são atingidos sobre os sites de Alta Floresta e Cuiabá na estação seca com médias diárias que ultrapassaram -160 Wm^{-2} . No caso dos valores de FR-Superfície, é levando em consideração toda a extinção da radiação que não incide diretamente sobre a superfície, desta forma os valores de espalhamento e absorção atuam juntos provocando valores baixos até mesmo para o site de Cuiabá, cuja absorção se destaca com relação aos demais sites.

Durante a estação seca os valores instantâneos de FR-Superfície foram relacionados com a profundidade ótica de espalhamento (SAOD 440 nm), os valores de SAOD 440 nm ainda foram separados em função das frações de OC e EC. O ajuste linear (Figura 52) para o site de Alta Floresta evidenciou que os maiores impactos sobre o fluxo radiativo ocorreram devido ao espalhamento relacionado a fração OC

com valores máximos instantâneos que atingiram até -400 Wm^{-2} . O mesmo comportamento foi observado para os sites de Cuiabá com valores instantâneos de até -350 Wm^{-2} e para Manaus EMBRAPA -100 Wm^{-2} .

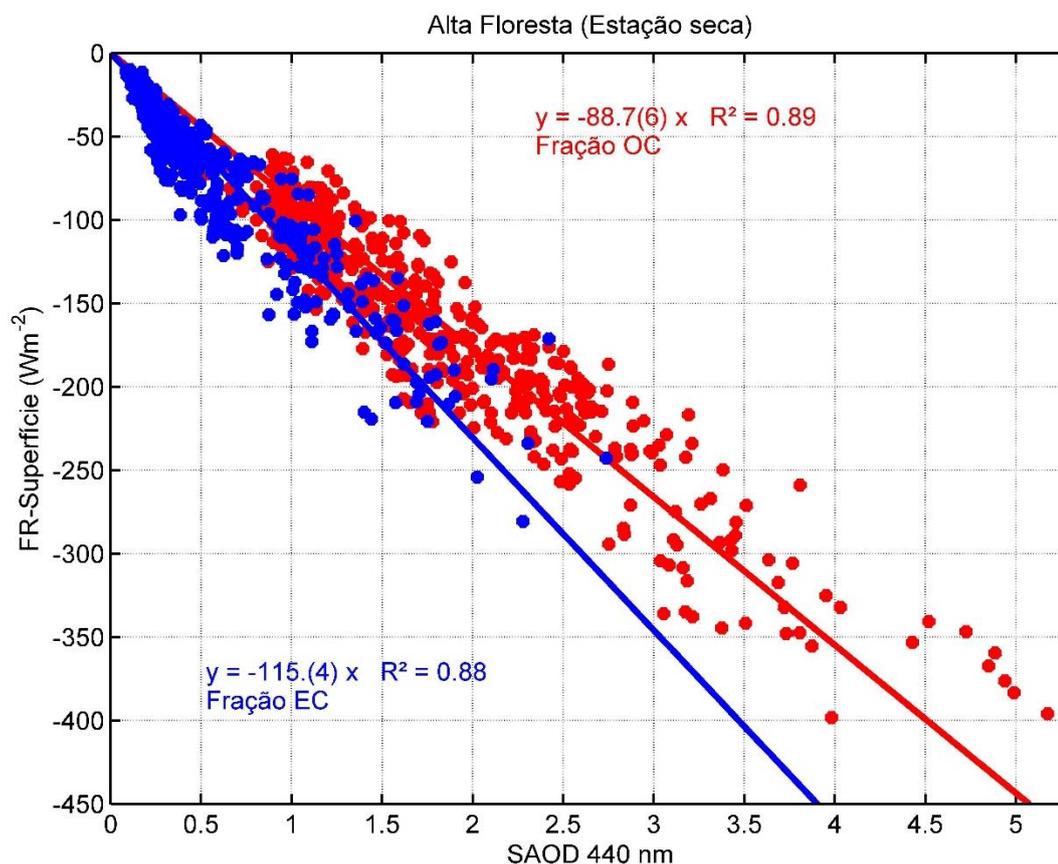


Figura 52. Relação entre FR-Superfície e a profundidade ótica de espalhamento (SAOD 440 nm) para as frações de OC e EC.

A Figura 52 ainda mostra uma relação linear entre o espalhamento da fração de EC com a FR-Superfície, este evento é de fato muito estranho, já que o EC é responsável pela absorção da radiação e não pelo espalhamento. A explicação para este fenômeno pode ser atribuída a uma falha no método de separação das frações OC e EC pela matriz de Angstrom, no qual partículas biogênicas na fração fina podem estar sendo consideradas como EC.

Para avaliar as possíveis contribuições do espalhamento e absorção sobre a FR-Superfície para as diferentes regiões foi determinada a eficiência de forçamento radiativo, tanto para a SAOD 440 nm quanto para AAOD 440 nm nas estações seca e chuvosa. A Tabela 7 apresenta os valores de R^2 entre a FR-Superfície e os valores de

SAOD e AAOD 440 nm assim como os valores obtidos para eficiência de forçamento radiativo pelo espalhamento (EF-SAOD) e eficiência de forçamento radiativo por absorção (EF-AAOD).

Tabela 7. Ajustes da regressão realizada entre FR-Superfície e os valores de SAOD 440 nm e AAOD 440 nm, valores de R² e eficiência de forçante radiativa (EF) para SAOD e AAOD.

<i>Estação seca</i>					
<i>Site</i>	<i>R2</i>	<i>EF-SAOD</i> (<i>Wm⁻²/SAOD 440nm</i>)	<i>R2</i>	<i>EF-AAOD</i> (<i>Wm⁻²/AAOD 440nm</i>)	
Alta Floresta	0.89	-89.65	0.80	-1196.40	
Cuiabá	0.73	-94.37	0.79	-869.00	
Manaus E.	0.69	-106.86	0.60	-1015.30	

<i>Estação chuvosa</i>					
<i>Site</i>	<i>R2</i>	<i>EF-SAOD</i> (<i>Wm⁻²/SAOD 440nm</i>)	<i>R2</i>	<i>EF-AAOD</i> (<i>Wm⁻²/AAOD 440nm</i>)	
Alta Floresta	0.57	-133.10	0.80	-1040.30	
Cuiabá	0.26	-121.43	0.88	-805.59	
Manaus E.	0.79	-122.56	0.70	-1196.80	

Através dos valores de R², foi possível observar que durante a estação seca tanto o espalhamento como a absorção possuem uma boa correlação com FR-Superfície, já na estação chuvosa, essa boa correlação é observada apenas para a absorção, com exceção de Manaus EMBRAPA, que apresentou uma correlação melhor que a encontrada na estação seca. Os valores de EF-SAOD na estação seca comprovam que o impacto do espalhamento no fluxo de radiação é mais evidente sobre Alta Floresta. Como discutido anteriormente, isso ocorre devido ao incremento de partículas espalhadoras (OC) pela queima de biomassa. Para Cuiabá a competição entre as frações de OC e EC, pela queima de cerrado e pastagem torna a EF-SAOD menor que em Alta Floresta. Para o site de Manaus EMBRAPA foi encontrada o menor valor de EF-SAOD, isso devido ao menor impacto de aerossóis de queimadas sobre essa região. Para os valores de EF-AAOD na estação seca foi observado mais uma vez o forte poder absorvedor dos aerossóis sobre Cuiabá, cujo valor de EF-AAOD foi aproximadamente 15% maior que os demais sites. Na estação chuvosa o comportamento de EF-AAOD foi muito semelhante a estação seca, entretanto, foi observado que para Alta Floresta e Cuiabá o efeito de absorção é majoritário sobre o fluxo de radiação. Para Manaus EMBRAPA foi constatado uma competição entre o

espalhamento e a absorção na estação chuvosa, com valor de R^2 de 0.79 e 0.70 para as frações de SAOD e AAOD.

4.4.2 O EFEITO DAS PARTICULAS BIOGÊNICAS PRIMÁRIAS NO FLUXO DE RADIAÇÃO DIRETA

Através da separação da fração de aerossóis biogênicos pela matriz de Angstrom (estação chuvosa) foi quantificado o efeito dessas partículas primárias no fluxo de radiação direta. A Figura 53 representa as proporções de espalhamento e absorção na FR-Superfície.

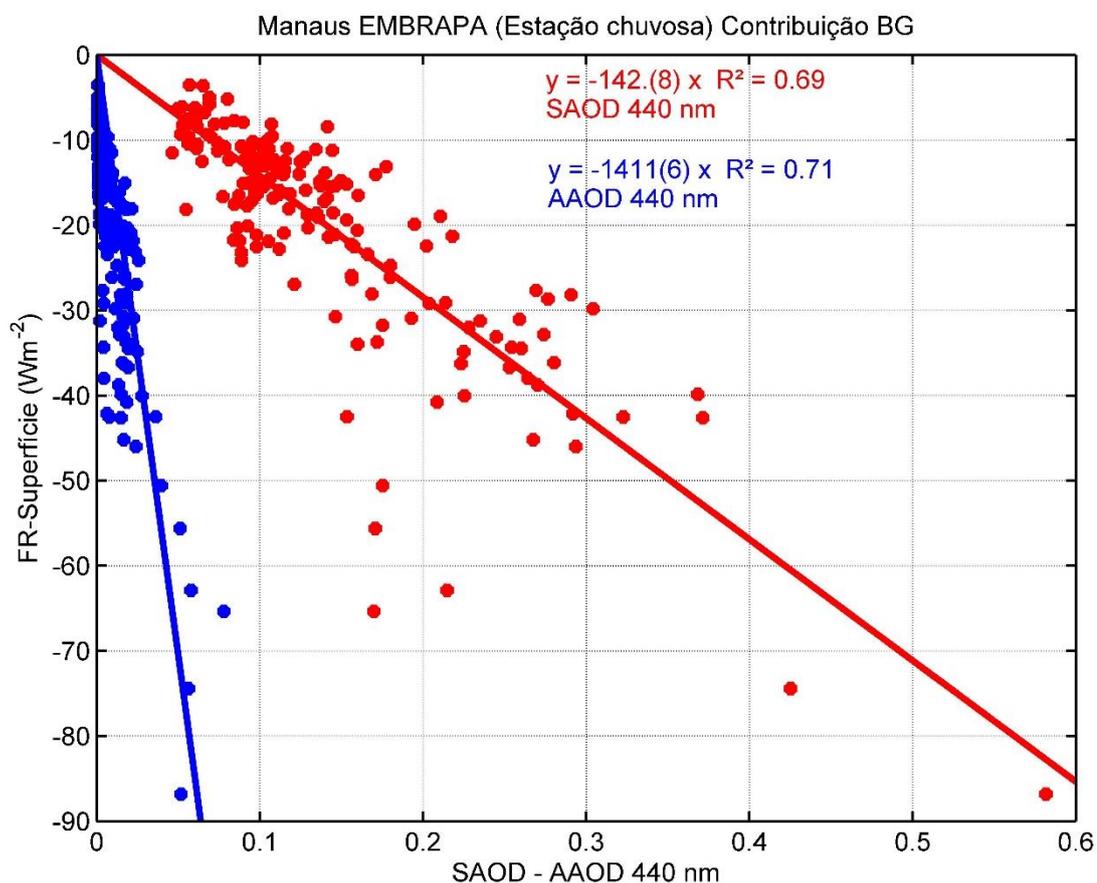


Figura 53. Relação entre FR-Superfície e as contribuições de absorção (AAOD 440 nm) e espalhamento (SAOD 440 nm) de partículas biogênicas para Manaus EMBRAPA, BG-Biogênica.

A fração classificada como aerossol biogênico mostrou uma disputa igualitária entre a absorção e o espalhamento, onde ambas (absorção e espalhamento) parcelas

impactaram a FR-Superfície instantânea em até -80 Wm^{-2} . O impacto provocado pela soma das influências de espalhamento e absorção das partículas biogênicas primárias resultam em média, aproximadamente -20 Wm^{-2} de FR-Superfície. Este valor é praticamente o valor médio sazonal encontrado para toda a estação chuvosa calculado na seção anterior (-21.27 Wm^{-2}). Comparando este valor com média da FR-Superfície na estação seca (-41.05 Wm^{-2}), observa-se que o efeito das partículas biogênicas sobre FR-Superfície na Amazônia central representa até 45% do efeito total provocados pelos aerossóis. Os resultados encontrados constataam que os aerossóis biogênicos são responsáveis tanto pela absorção quanto pelo espalhamento, desta forma, qualquer simulação ou mesmo modelagem de forçante radiativa que avalie os impactos dos aerossóis de queimadas na Amazônia deve levar em consideração a interação da radiação com estas “partículas de fundo”.

Para quantificar o efeito dos aerossóis biogênicos no clima, os valores de AOD 500 nm (obtidos pelo algoritmo V3 da AERONET), para Manaus EMBRAPA na estação chuvosa ainda foram aplicados ao modelo dinâmico proposto por Procópio et al. (2003) determinando-se assim os valores de FR-Topo 24 horas. A Figura 54 representa as estatísticas anuais FR-Topo 24 horas, considerando somente a estação chuvosa. Observa-se que de forma geral o efeito das partículas biogênicas resfria o sistema climático, entretanto, a magnitude dos valores de FR-Topo 24 hr deixa claro que essas partículas influenciam muito pouco sobre o clima. Algumas estimativas de FR-Topo 24 hr para Amazônia quantificam o efeito, para todo o período (seca e chuvosa) em valores que variam de -5.2 a -8.2 Wm^{-2} (PROCÓPIO et al., 2004; SENA et al., 2013; SENA et al., 2015), ou seja, a componente biogênica representa apenas aproximadamente 7% do efeito dos aerossóis no clima.

Ainda sobre a Figura 54, foi observado que os valores médios de FR-Topo 24 para os anos de 2012, 2014, 2015 e 2016 são muito similares, entretanto nos anos de 2010 e 2013 as médias atingiram valores positivos, evidenciando a disputa entre os processos de espalhamento e absorção das partículas biogênicas sobre o fluxo de radiação direta. A Figura 54 ainda mostra que as incertezas relacionadas aos anos com médias negativas são maiores, evidenciando a dificuldade de se quantificar o efeito de espalhamento para as partículas biogênicas.

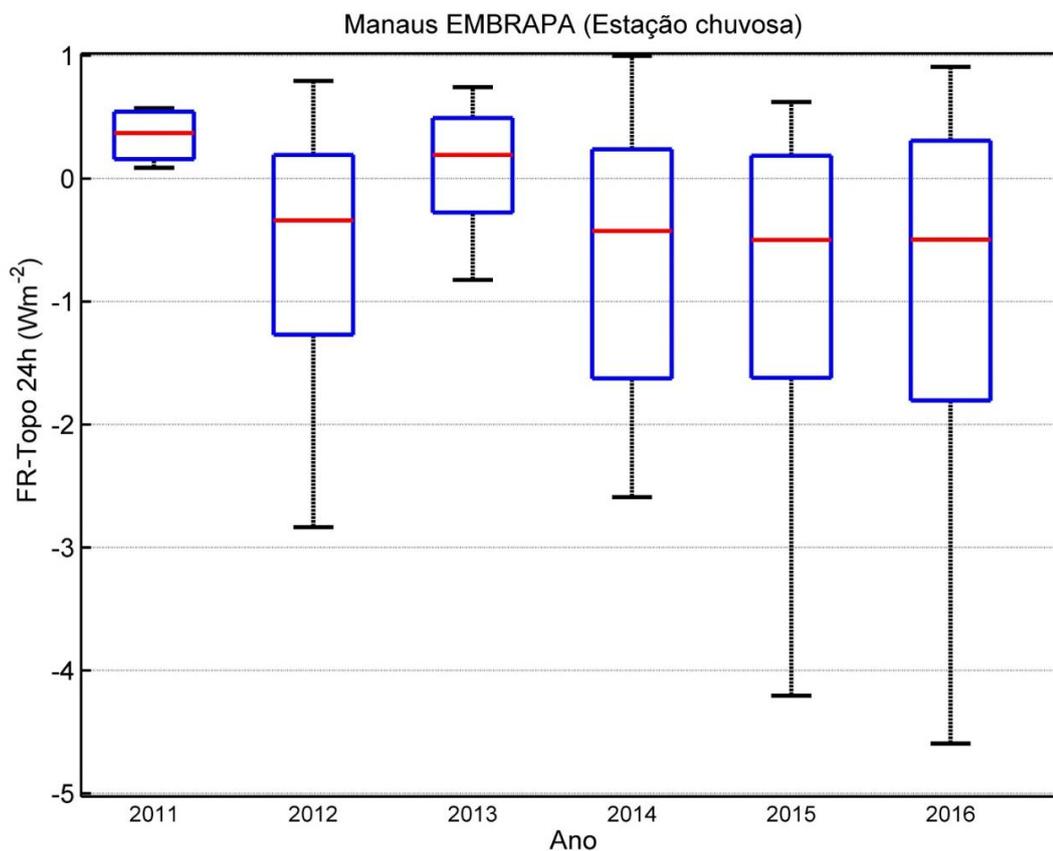


Figura 54. Estatísticas anuais para os valores de FR-Topo 24 horas, para a estação chuvosa no site de Manaus EMBRAPA.

Para o site de Manaus EMBRAPA ainda foram analisados os fluxos de radiação incidente sobre a superfície medidos pela rede de piranômetros SolRad-Net, que opera em paralelo com o radiômetro da AERONET. A Figura 55 mostra a distribuição horária das medidas de radiação global realizadas no dia 14 de março de 2016 (dia do ano de número 74). Ainda na Figura 55, é representada uma simulação do fluxo total de radiação incidente sobre a superfície realizada com o SBDART para a mesma data.

As medidas realizadas pelo piranômetro da SolRad-Net apresentam resolução temporal de 2 minutos. Estas medidas de radiação global foram ajustadas para representar a faixa espectral utilizada nas simulações do SBDART (400 a 800 nm), que é a mesma faixa espectral utilizada pelo algoritmo da AERONET para os fluxos de radiação. Os valores apresentados na Figura 55 representam 58% da radiação contida em toda a faixa espectral do piranômetro. Observa-se uma boa concordância entre as magnitudes dos valores simulados e medidos, com picos característicos

próximo ao meio dia local. As oscilações ocorrentes nas medidas são associadas a presença de nuvens, o que não foi considerado nas simulações com o SBDART.

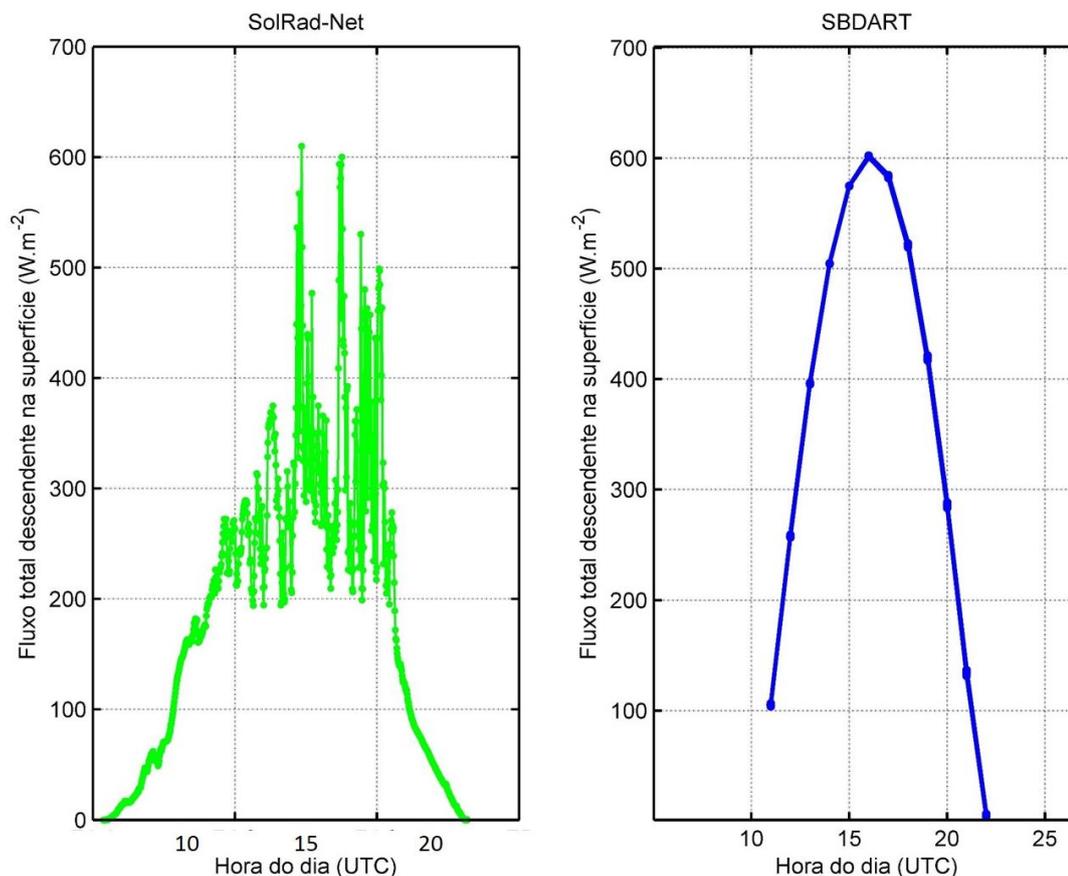


Figura 55. Distribuição horária do fluxo de radiação total descendente na superfície com medidas da rede SolRad-Net e com simulações do SBDART para o dia 14 de março de 2016.

Os parâmetros de entrada utilizados no SBDART foram obtidos através das médias das propriedades óticas medidas pela AERONET sobre o site de Manaus EMBRAPA na estação chuvosa. Estas simulações foram realizadas para uma semana do mês de março (9 a 15 de março) e resultaram em fluxos com e sem a presença de aerossóis na superfície e no topo da atmosfera. O efeito dos aerossóis biogênicos no fluxo de radiação foi quantificado por meio da forçante radiativa que também foi simulado tanto para a superfície como para o topo da atmosfera.

A Figura 56 mostra a distribuição horária média da radiação direta incidente na superfície para os dias simulados. Observa-se nesta simulação que os efeitos dos aerossóis geram efeitos instantâneos que variam de dezenas até aproximadamente uma

centena de Wm^{-2} . A integração da forçante radiativa simulada ao longo de 24 horas resultou em um valor muito próximo a média obtida para a estação chuvosa obtida pelo algoritmo da AERONET (-20 Wm^{-2}). Os valores obtidos para FR-Superfície 24 horas por simulações resultou em um efeito de $-19.992 \pm 0.038 \text{ Wm}^{-2}$.

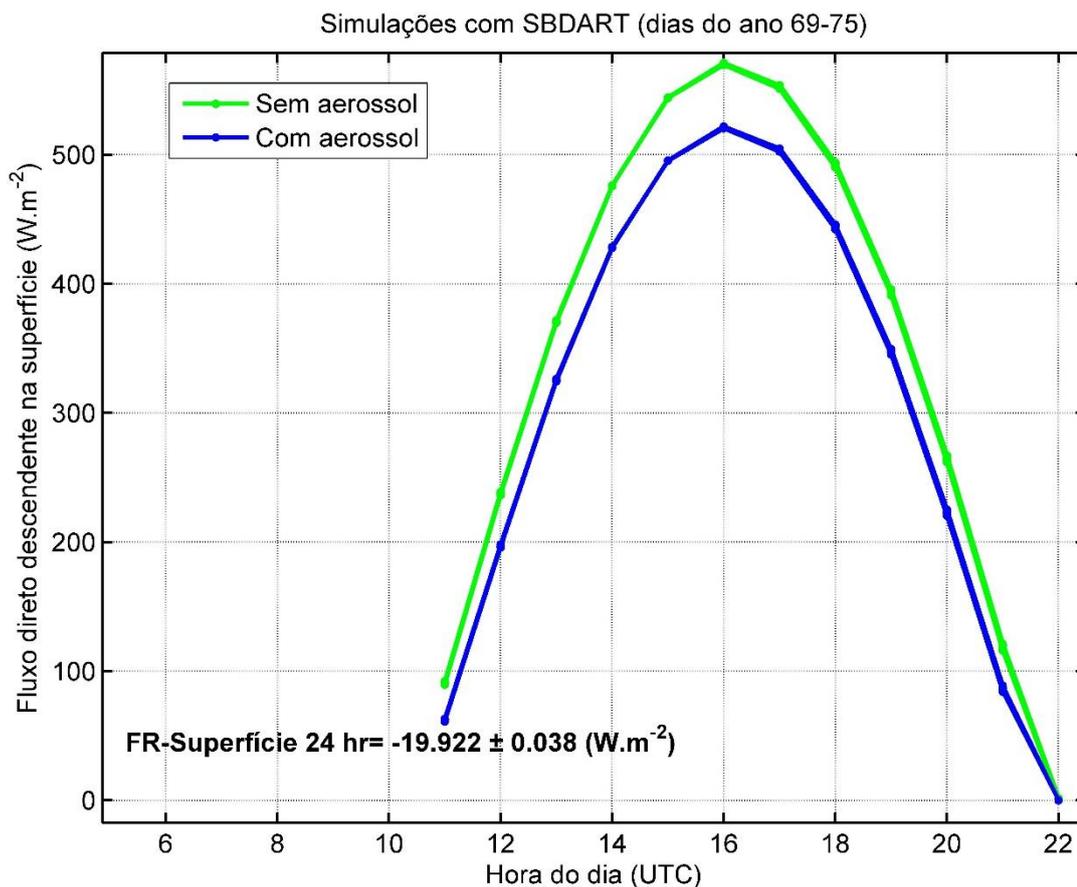


Figura 56. Distribuição horária para os fluxos incidentes na superfície simulados com e sem a presença de aerossóis, as simulações foram realizadas com o SBDART para os dias do ano de 69 a 75 (9 a 15 de março).

Também foram realizadas simulações para o fluxo de radiação ascendente no topo da atmosfera. A distribuição horária para os fluxos ascendentes no topo da com e sem a presença de aerossóis é representada na Figura 57. A integração da FR-Topo em 24 horas constatou que o efeito dos aerossóis no topo da atmosfera, neste caso aerossóis considerados como biogênicos, é mínimo quando comparado aos efeitos de superfície. Entretanto este efeito não pode ser desprezado. Na Figura 57 ainda apresentado o valor obtido para FR-Topo 24 horas, que foi de $-1.038 \pm 0.005 \text{ Wm}^{-2}$.

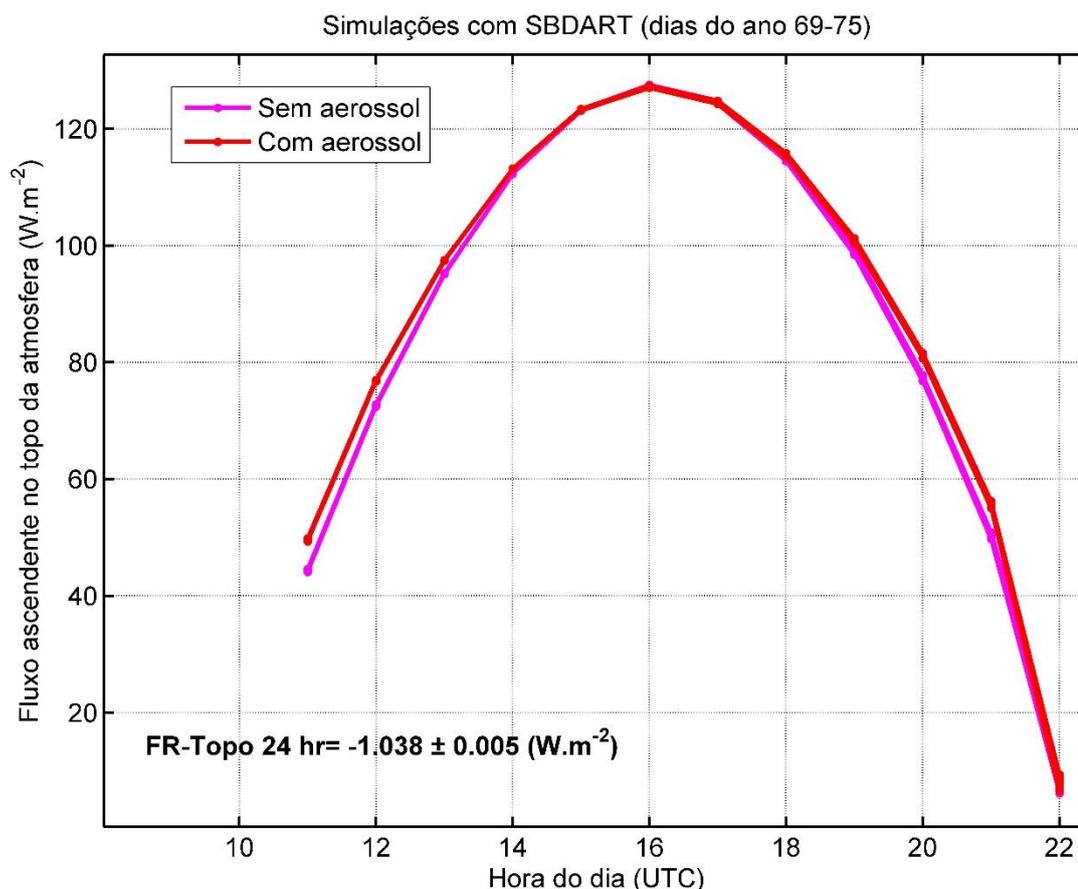


Figura 57. Distribuição horária para os fluxos ascendentes no topo da atmosfera simulados com e sem a presença de aerossóis, as simulações foram realizadas com o SBDART para os dias do ano de 69 a 75 (9 a 15 de março).

O valor de FR-Topo 24 hr encontrado nas simulações está dentro dos intervalos encontrados com a aplicação do modelo dinâmico proposto por Procópio et al. (2004), mostrado no começo deste tópico. Além das simulações dos fluxos de radiação e a obtenção das forçantes integradas em 24 horas o SBDART foi utilizado para analisar as contribuições de variáveis (SSA e AOD) sobre os fluxos incidente na superfície e ascendente no topo da atmosfera.

A análise dos fluxos em função do albedo simples (SSA), mostrou que para pequenas variações de SSA (neste caso de 0.90 a 1.00), o fluxo ascendente no topo da atmosfera possui uma relação direta e linear, este fato também foi constatado para o fluxo total incidente sobre a superfície. Já para o fluxo direto incidente na superfície, foi constatado que estas alterações nos valores de SSA praticamente não influenciam

o fluxo direto sobre a superfície. Esta mesma análise foi realizada para os valores de AOD (com intervalos de 0,05), como mostra a Figura 58.

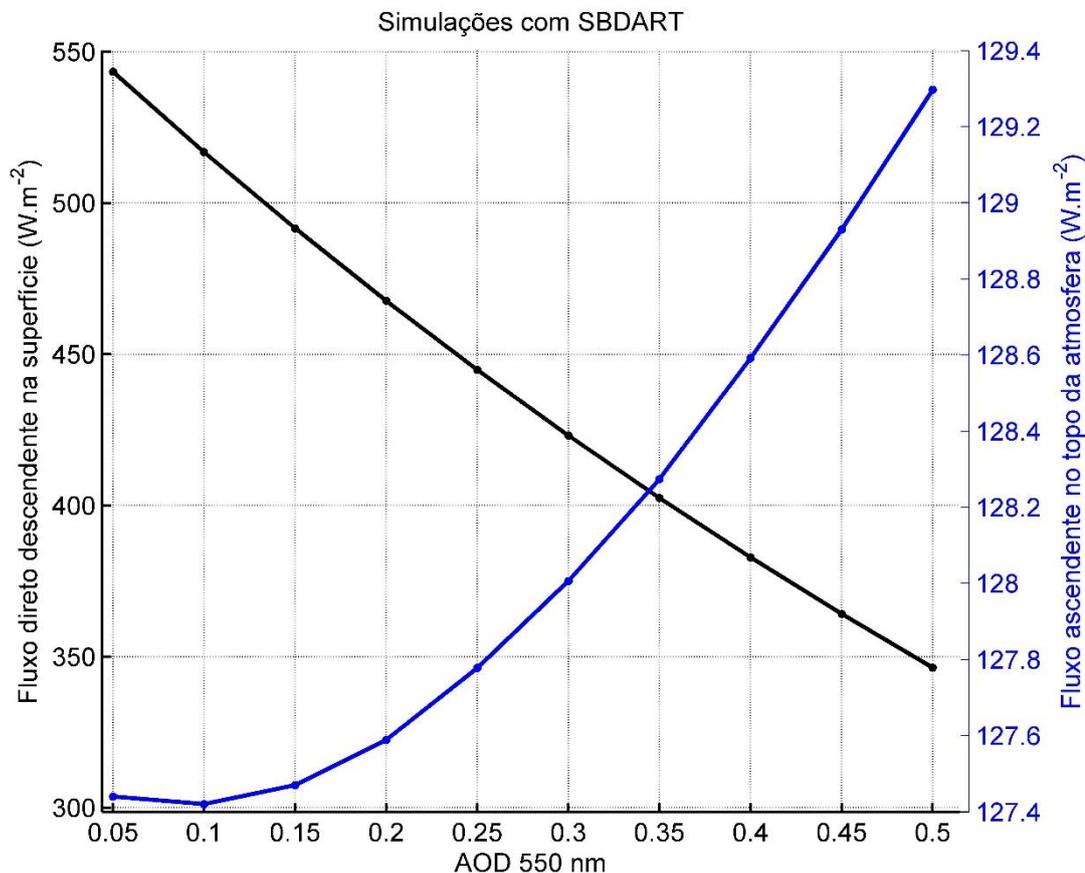


Figura 58. Análise dos fluxos de radiação direta sobre a superfície e ascendente no topo da atmosfera em função da profundidade ótica (AOD 550 nm).

Diferente da relação com o SSA, o fluxo de radiação ascendente no topo da atmosfera possui um comportamento não linear para baixos valores de AOD. Observa-se que para valores de AOD acima de 0,35 a relação é praticamente linear, entretanto para valores abaixo disso a mesma afirmação não é verdadeira. Já para a radiação direta incidente sobre a superfície, para este intervalo analisado, a relação é aproximadamente linear.

5 CONCLUSÃO

Através de medidas de longo prazo das propriedades óticas dos aerossóis foi possível concluir que os valores de AOD 500 nm, que permaneciam em uma tendência de redução de 2010 a 2012, voltaram a uma tendência crescente a partir do ano 2013. As séries temporais de AOD 500 nm constataram que os sites analisados apresentaram clara variação sazonal, com os máximos atingidos durante a estação seca, devido a queima de biomassa. A tendência crescente dos valores máximos de AOD 500 nm acompanham a elevação das taxas de desflorestamento na Amazônia legal, que foi de aproximadamente 5000 km² para 8000 km² por ano de 2014 a 2016. As séries temporais ainda mostraram que os sites presentes na Amazônia central são tão impactados quanto os demais, o site de Manaus EMBRAPA, por exemplo, atingiu valores de AOD 500 nm de 2.5 na estação seca de 2015, valor mais alto que o máximo encontrado sobre Rio Branco, que é afetado diretamente pelas emissões de queimadas do arco do desflorestamento.

Comparando os valores de AOD 500 nm entre os sites do ATTO e Manaus EMBRAPA foi possível constatar que para baixos valores de AOD, as características dos aerossóis são similares, entretanto, para elevados valores de AOD 500 nm, o site de Manaus EMBRAPA é mais impactado, ou seja, sob a influência de aerossóis de queimadas os valores de AOD 500 nm é maior sobre Manaus EMBRAPA. Através da análise das propriedades absorptivas na coluna atmosférica foi possível constatar que o uso e ocupação do solo interfere fortemente nos processos de absorção. Com base nas análises de AAOD, SAOD, índices de refração (parte real e complexa) e (SSA) foi constatado que na estação seca os sites da Amazônia central apresentaram os menores valores característicos de espalhamento e absorção, enquanto os sites pertencentes ao arco de desflorestamento apresentaram altos valores de espalhamento e absorção na

estação seca. As propriedades óticas para o site de Cuiabá se destacaram na absorção durante a estação seca, todas variáveis analisadas indicaram o mesmo resultado, que o aerossol em Cuiabá é mais absorvedor que das demais regiões. Para os sites na Amazônia central os valores de SSA 440 nm praticamente não variaram da estação seca para a estação chuvosa, em Manaus EMBRAPA, por exemplo, as médias da SSA 440 nm para as estações seca e chuvosa foram 0.93 ± 0.06 e 0.93 ± 0.07 , respectivamente. Já para Cuiabá, no cerrado, diferentemente dos demais, apresentou baixos valores de SSA 440 nm até mesmo para a estação seca, as médias foram 0.85 ± 0.09 e 0.81 ± 0.14 (seca e chuvosa, respectivamente).

Com relação as medidas *in-situ*, realizadas na região central da Amazônia (ATTO e ZF2), os coeficientes de espalhamento apresentam um padrão sazonal, na estação chuvosa os valores médios permaneceram menores que 30 Mm^{-1} , entretanto, na estação seca os valores aumentaram significativamente nos dois sites, atingindo picos superiores a 300 Mm^{-1} na ZF2. Ainda com base nas medidas de espalhamento foram detectados eventos de transporte de longa distância na atmosfera, poeira do deserto do Saara, em março de 2014, tanto para ZF2 como para o ATTO. A variabilidade do SSA 637 sobre o ATTO evidenciou uma redução do espalhamento nos meses de julho e agosto, resultado da emissão de partículas absorvedoras emitidas pelas queimadas no sul da bacia Amazônica. A análise das propriedades das partículas biogênicas na Amazônia central constatou que existe uma relação linear entre a absorção e o espalhamento, e que esta relação é mais evidente para valores de Angstrom de absorção variando entre 1 e 2.5.

As análises espectrais constataram que a fração de partículas biogênicas passa de aproximadamente 38 para 67% no site de Manaus EMBRAPA, já para o ATTO essa fração permanece praticamente constante ao longo do ano, por volta de 68%, já a fração de mistura de OC-EC passou de aproximadamente 16 para 27%. As frações de OC aumentaram em todos os sites na estação seca, também como resultados das emissões de queima de biomassa, para Alta Floresta por exemplo a fração de OC 0.12 para 12.81%. Ainda com base nas propriedades espectrais foi possível quantificar os valores de AAOD-BC e AAOD-BrC. Para Manaus EMBRAPA os valores de AAOD-BrC representaram 18% dos valores de AAOD-BC, valor maior que o encontrado

sobre Cuiabá (14%), fato explicado pela forte presença de partículas orgânicas na Amazônia central. As incertezas para obtenção de AAOD-BrC e AAOD-BC, variaram entre 10 e 20%, de forma que as diferenças encontradas entre os sites de Cuiabá e Manaus EMBRAPA (56 e 45% para AAOD-BC e AAOD-BrC, respectivamente) evidenciam o quanto a cobertura vegetal e a ocupação do solo podem influenciar nas propriedades absorptivas dos aerossóis.

Com relação ao impacto dos aerossóis no fluxo radiativo, foi observado para o site de Manaus EMBRAPA a FR foi de -9.17 para -17.10 Wm^{-2} da estação chuvosa para a estação seca no topo da atmosfera. Os valores de FR-Superfície foram ainda mais acentuados, neste caso, os valores mais negativos foram atingidos sobre os sites de Alta Floresta e Cuiabá na estação seca com médias diárias que ultrapassaram -160 Wm^{-2} . Foi constatado que na Amazônia central, na estação seca, a fração de OC gera efeitos instantâneos de até -100 Wm^{-2} na forçante radiativa de superfície (FR-Superfície), enquanto que em região de cerrado (Cuiabá) os valores instantâneos atingiram até -350 Wm^{-2} . O impacto das partículas biogênicas primárias no fluxo radiativo resultaram em média, aproximadamente -20 Wm^{-2} de FR-Superfície, representando 45% do efeito total provocados pelos aerossóis na Amazônia. As simulações com o SBDART permitiram quantificar os efeitos dos aerossóis considerados biogênicos nos fluxos de radiação direto incidente sobre a superfície (FR-Superfície 24 hr) e ascendente no topo da atmosfera (FR-Topo 24) resultando em $-19.992 \pm 0.030 \text{ Wm}^{-2}$ e $-1.038 \pm 0.005 \text{ Wm}^{-2}$.

6 BIBLIOGRÁFICA

ANDERSON. T.L.; OGREN. J.A. Determining Aerosol Radiative Properties Using the TSI 3563 Integrating Nephelometer. **Aerosol Science and Technology**, v. 29, p. 57-69, 1998.

ANDREAE, M.O. Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, p. 543-556, 2009.

ANDREAE. M.O. Aerosol before pollution. **Science (Washington)**, v. 315, n. 5808, p. 50-51, 2007.

ANDREAE. M.O.; ARTAXO. P.; BECK. V.; BELA. M.; FREITAS. S.; GERBIG. C.; LONGO. K.; MUNGER. J.W.; WIEDEMANN. K.T.; WOFSY. S.C. Carbon monoxide and related trace gases and aerosols over the Amazon Basin during the wet and dry seasons. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, p. 6041-6065, 2012.

ANDREAE. M.O.; MERLET. P. Emissions of trace gases and aerosol from biomass burning. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 15, p. 955-966, 2001.

ANDREWS. R.D. Remotely releasable instruments for monitoring the foraging behaviour of pinnipeds. **Marine Ecology-Progress Series**, v. 175, p. 289-294, 1998.

ARTAXO P.; OLIVEIRA P. H.; LARA L. L.; PAULIQUEVIS T. M.; RIZZO L. V.; PIRES JUNIOR C.; PAIXÃO M. A.; LONGO K. M.; FREITAS S.; CORREIA A. L. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 168-22, 2006.

ARTAXO. P. The atmospheric component of biogeochemical cycles in the Amazon basin. In: MCCLAIN. M.E.; VICTÓRIA. R.L.; RICHEY. J.E. (Eds). **The biogeochemistry of the Amazon basin**. Oxford University Press, p.42-52, 2001.

ARTAXO. P.; FERNANDES. E.T.; MARTINS. J.V.; YAMASOE. M.A.; HOBBS. P.V.; MAENHAUT. W.; LONGO. K.M.; CASTANHO. A. Large Scale Aerosol Source Apportionment in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D24, p. 31837-31848, 1998.

ARTAXO. P.; GERAB. F.; YAMASOE. M.A.; MARTINS. J.V.; Fine Mode Aerosol Composition in Three Long Term Atmospheric Monitoring Sampling Stations in the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. D11, p. 22857-22868, 1994.

ARTAXO. P.; HANSSON. H. Size distribution of biogenic aerosol particles from the amazon basin. **Atmospheric Environment**, v. 29, n. 3, p. 393-402, 1995.

ARTAXO. P.; LARA. L.L.; PAULIQUEVIS. T.M. Dry and wet deposition in Amazonia: from natural biogenic aerosols to biomass burning impacts. **IGAC Newsletter**, v.27, p. 12-16, 2003a.

ARTAXO. P.; MARTINS. J.V.; YAMASOE. M.A.; PROCÓPIO. A.S.; PAULIQUEVIS. T. M.; ANDREAE. M.O.; GUYON. P.; GATTI. L.V.; CORDOVA. A.M. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia. Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20, p. 8.081-8.095, 2002.

ARTAXO. P.; RIZZO. L.V.; BRITO. J.F.; BARBOSA. H.M.J.; ARANA. A.; SENA. E.T.; CIRINO. G.G.; BASTOS. W.; MARTIN. S.T.; ANDREAE. M.O. Atmospheric aerosol in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. **Faraday Discussions**, v. 13, p. 203-235, 2013.

ARTAXO. P.; SILVA-DIAS. M.A.F.; ANDREAE. M.O. O mecanismo da floresta para fazer chover. **Scientific American Brasil**, v.1, n.11, p. 38-45, 2003b.

AYOADE. J.O. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. 12. ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil. 332 p. 2007.

BAHADUR. R.; PRAVEEN. P.S.; XU. Y.; RAMANATHAN. V. Solar absorption by elemental and brown carbon determined from spectral observations. **Proceeding of the National Academy of Science**, v. 109, n. 43, p. 17366-17371, 2012.

BARBOSA. H.M.J.; BARJA. B.; PAULIQUEVIS. T.; GOUVEIA. D.A.; ARTAXO. P.; CIRINO. G.G.; SANTOS. R.M.N.; OLIVEIRA. A.B. A permanent Raman lidar station in the Amazon: description. characterization. and first results. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 7, p. 1745-1762, 2014.

BARTH. M.; MCFADDEN. J.P.; SUN. J.; WIEDINMYER. C.; CHUANG. P.; COLLINS. D.; GRIFFIN. R.; HANNIGAN. M.; KARL. T.; KIM. S-W.; LASHER-TRAPP. S.; LEVIS. S.; MARCY LITVAK. MAHOWALD. N.; MOORE. K.; NANDI. S.; NEMITZ. E.; NENES. A.; POTOSNAK. M.; RAYMOND. T.M.; SMITH. J.; STILL. C.; STROUD. C. Coupling between Land Ecosystems and the Atmospheric Hydrologic Cycle through Biogenic Aerosol Pathways. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, n. 12, p. 1738-1742, 2005.

BERGSTROM. R.W.; PILEWSKIE. P.; RUSSELL. P.B.; REDEMANN. J.; BOND. T.C.; QUINN. P.K.; SIERAU. B. Spectral absorption properties of atmospheric aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 7, n. 23, p. 5937-5943, 2007.

BERGSTROM. R.W.; RUSSELL. P.B.; HIGNETT. P. Wavelength dependence of the absorption of black carbon particles: Predictions and results from the TARFOX experiment and implications for the aerosol single scattering albedo. **Journal of Atmospheric Sciences**, p. 567-577, 2002.

BLANCHET. J.P. **Mechanisms of Direct and Indirect Climate Forcing by Aerosols in the Arctic Region**. In: Charlson. R.J.. Heintzenberg. J. (eds). *Aerosol Forcing of Climate* 1 ed.. chapter 6. John Wiley and Sons, 1995.

BOND, T.C.; BERGSTROM, R.W. Light absorption by carbonaceous particles: an investigative review. **Aerosol Science and Technology**, v. 40, p. 27-67, 2006.

BOND. T.C.; DOHERTY. S.J.; FAHEY. D.W.; FORSTER. P.M.; BERNTSEN. T.; DeANGELO. B.J.; FLANNER. M.G.; GHAN. S.; KÄRCHER. B.; KOCH. D.; KINNE. S.; KONDO. Y.; QUINN. P.K.; SAFORIM. M.C.; SCHULTZ. M.G.; VENKATARAMAN. C.; ZHANG. H.; ZHANG. S.; BELLOUIN. N.; GUTTIKUNDA. S.K.; HOPKE. P.K.; JACOBSON. M.Z.; KAISER. J.W.; KLIMONT. Z.; LOHMANN. U.; SCHWARZ. J.P.; SHINDELL. D.; STORELVMO. T.; WARREN. S.G.; ZENDER. C.S. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, p. 5380-5552, 2013.

BOUCHER. O.; RANDALL. D.; ARTAXO. P.; BRETHERTON. C.; FEINGOLD. G.; FOSTER. P.; KERMINEM. V.M.; KONDO. Y.; LIAO.H.; & LOHMANN. U.; RASCH. P.; SATHEESH. S.K.; SHERWOOD. S. Cloud and Aerosol. **Supplementary Material. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basic Contribution of Working I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.** p. 1-4, 2013.

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.; PYNE. S.J. Fire in the earth system. **Science**, v. 324, n. 5926, p. 481, 2009.

BRITO. J.; RIZZO. L.V.; MORGAN. W.T.; COE. H.; JHONSON. B.; HAYWOOD. H.; LONGO. K.; FREITAS. S.; ANDREAEE. M.O.; ARTAXO. P. Ground-based aerosol characterization during the South American Biomass Burning Analysis (SAMBBA) field experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 22, p. 12069-12083, 2014.

CAZORLA. A.; BAHADUR. R.; SUSKI. K.J.; CAHILL. J.F.; CHAND. D.; SCHMID. B.; RAMANATHAN. V.; PRATHER. K.A. Relating aerosol absorption due to soot, organic carbon, and dust to emission sources determined from in-situ

chemical measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, p. 9337-9350, 2013.

CHANDRASEKHAR. S. **Radiative Transfer**. Oxford University Press. Oxford. 1950.

CHARLSON. R.J.; HEINTZENBERG. J. **Aerosol forcing of climate**. Wiley New York. 1995.

CLAEYS. M.; GRAHAM. B.; VAS. G.; WANG. W.; VERMEYLEN. R.; PASHYNSKA. V.; CAFMEYER. J.; GUYON. P.; ANDREAE. M.O.; ARTAXO. P.; MAENHAUT. W. Formation of Secondary Organic Aerosols Through Photooxidation of Isoprene. **Science**, v. 303, p. 1173-1176, 2004.

COCHRANE. M.A.; ALENCAR. A.; SCHULZE. M.D.; SOUZA. C.M.; NEPSTAD. D.C.; LEFEBVRE. P.; DAVIDSON. E.A. Positive feedbacks in the fire dynamic of closed canopy tropical forests. Em: Wood. C.H. e Porro. R. (eds.). **Deforestation and Land Use in the Amazon**, p. 285-298. University Press of Florida. Florida. 2002.

COLLAUD COEN. M.; WEINGARTNER. E.; SCHAUB. D.; HUEGLIN. C.; CORRIGAN. C.; HENNING. S.; SCHWIKOWSKI. M.; BALTENSPERGE. U. Saharan dust events at the Jungfraujoch: detection by wavelength dependence of the single scattering albedo and first climatology analysis. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 4, p. 2465-2480, 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. J.W.; SCHROEDER. W.; SOARES-FILHO. B.S.; SOUZA. C.M.; WOFSY. S.C. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, p. 321-328, 2012.

DESPRÉS. V.R.; HUFFMAN. J.A.; BURROWS. S.M.; HOSSE. C.; SAFATOV. A.S.; BURYAK. G.; FRÖHLICH-NOWOISKY. J.; ELBERT. W.; PÖSCHL. U.; JAENICKE. R. Primary biological aerosol particles in the atmosphere: a review. **Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology**, v. 64, n. 15598, 2012.

DRAXLER. R.R.; ROLPH. G.D. **HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website** (<http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory; Silver Spring; MD. 2003

DRINOVEC. L.; MOČNIK. G.; ZOTTER. P.; PRÉVÔT. A.S.H.; RUCKSTUHL. C.; COZ. E.; RUPAKHETI. M.; SCIARE. J.; MÜLLER. T.; WIEDENSOHLER. A.; HANSEN. A.D.A. The "dual-spot" Aethalometer: an improved measurement of aerosol black carbon with real-time loading compensation. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 8, p. 1965-1979, 2015.

DUBOVIK. O.; KING. M.D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. **Journal of Geophysical Research**, v.105, p. 20673-20696, 2000.

DUBOVIK. O.; SINYUK. A.; LOPYONOK. T.; HOLBEN. B.N.; MISHCHENKO. M.; YANG. P.; ECK. T.F.; VOLTEN. H.; MUÑOZ. O.; VEIHELMANN. B.; VAN DER ZANDE. W.J.; LEON. J-F.; SOROKIN. M.; SLUTSKER. I. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.111, n. D11, 1996.

DUBUISSON. P.; BURIEZ. J.; FOUQUART. Y. High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media: Application to the satellite simulation. **Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer**, v. 55, n. 1, p. 103-126, 1996.

ECK, T.F.; HOLBEN, B.N.; SINYUK, A.; PINKER, R.T.; GOLOUB, P.; CHEN, H.; CHATENET, B.; LI, Z.; SINGH, R.P.; TRIPATHI, S.N.; REID, J.S.; GILES, D.M.; DUBOVIK, O.; O'NEILL, N.T.; SMIRNOV, A.; WANG, P.; XIA, X. Climatological aspects of the optical properties of fine/coarse mode aerosol mixtures. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. D19205, 2010.

ECK. T.; HOLBEN. B.; REID. J.; DUBOVIK. O.; SMIRNOV. A.; O'NEILL. N.; SLUTSKER. I.; KINNE. S. Wavelength dependence of the optical depth of biomass

burning. urban. and desert dust aerosols. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D24, p. 31333-31349, 1999.

FISH. G.; MARENGO. J.A.; NOBRE. C.A. Clima da Amazônia. **Climanálise**. Edição especial comemorativa de 10 anos, seção 3, 1996.

FORSTER. P.; RAMASWAMY. V.; ARTAXO. P.; BERNTSEN. T.; BETTS. R.; FAHEY. D.W.; HAYWOOD. J.; LEAN. J.; LOWE. D.C.; MYHRE. G.; et al. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. **Climate Change**, v. 20, 2007.

FUZZI, S.; DECESARI, S.; FACCHINI, M.C.; CAVALLI, F.; EMBLICO, L.; MIRCEA, M.; ANDREAE, M.O.; TREBS, I.; HOFFER, A.; GUYON, P.; ARTAXO, P.; RIZZO, L.V.; LARA, L.L.; PAULIQUEVIS, T.; MAENHAUT, W.; RAES, N.; CHI, X.; MAYOL-BRACERO, O.L.; SOTO-GARCÍA, L.L.; CLAEYS, M.; KOURTCHEV, I.; RISSLER, J.; SWIETLICKI, E.; TAGLIAVINI, E.; SCHKOLNIK, G.; FALKOVICH, A.H.; RUDICH, Y.; FISCH, G.; GATTI, L.V. Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondônia, Brazil, from the biomass-burning period to the onset of the wet season. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, p. D01201, 2007.

GALLAGH. M.W.; NEMITZ. E.; DORSEY. J.R.; FOWLER. D.; SUTTON. M.A.; FLYNN. M.; DUYZER. J. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, p. AAC 8-1 – AAC 8-10, 2002.

GUYON. P.; GRAHAM. B.; ROBERTS. G.C.; MAYOL-BRACERO. O.L.; MAENHAUT. W.; ARTAXO. P.; ANDREAE. M.O.. Sources of optically active aerosol particles over the Amazon forest. **Atmospheric Environment**, v. 39, p. 1039-1051, 2004.

HALTHORE. R.; ECK. T.; HOLBEN. B.; MARKHAM. B. Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940 nm band. **Journal of Geophysical Research-All Series**, v. 102, p. 4343-4352, 1997.

HEALD. C.L.; KROLL. J.H.; JIMENEZ. J.L.; DOCHERTY. K.S.; DeCARLO. P.F.; AIKEN. A.C.; CHEN. Q.; MARTIN. S.T.; FARMER. D.K.; ARTAXO. P. A

simplified description of the evolution of organic aerosol composition in the atmosphere. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 8, 2010.

HINDS. W.C. **Aerosol Technology – Properties, behavior and measurement of airborne particles**. John Wiley & Sons. New York, 1999.

HOELZEMANN, J.J.; LONGO, K.M.; FONSECA, R.M.; ROSÁRIO, N.M.E.; ELBERN, H.; FREITAS, S.R.; PIRES, C. Regional representativity of AERONET observation sites during the biomass burning season in South America determined by correlation studies with MODIS Aerosol Optical Depth. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p. D13301, 2009.

HOLANDA. B.A. **Absorção da radiação por aerossóis na Amazônia**. 93 p. (Dissertação de Mestrado em Ciências). Instituto de Física. Universidade de São Paulo, 2015.

HOLBEN. B.N.; ECK. T.F.; SLUTSKER. I.; TANRÉ. D.; BUIS. J.P.; SETZER. A.; VERMOTE. E.; REAGAN. J.A.; KAUFMAN. Y.J.; NAKAJIMA. T.; LAVENU. F.; JANKOWIAK. I.; SMIRNOV. A. AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote Sensing of the Environment**, v. 66, n. 1, p. 1-16, 1998.

HOPPEL. W.; FRICK. G.; FITZGERALD. J. Surface source function for sea-salt aerosol and aerosol dry deposition to the ocean surface. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D19, p. 4382, 2002.

HORVATH. H. **Effects on visibility, weather and climate. in: Atmospheric acidity: sources, consequences and abatement**. ed. M. Radojevic e R.M. Harrison. Elsevier Applied Science. Londres, p. 435-466, 1992.

HORVATH. H. Gustav Mie and the scattering and absorption of light by particles: Historic developments and basics. **Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer**, v. 110, p. 787-799, 2009.

IPCC. Fifth Assessment Report: Climate Change 2013. **Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge Univ. Press, 2013.

JOHNSON. B.; SHINE. K.; FORSTER. P. The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 599, p. 1407-1422, 2004.

KAUFMAN. Y.; GITELSON. A.; KARNIELI. A.; GANOR. E.; FRASER. R.; NAKAJIMA. T.; MATTOO. S.; HOLBEN. B. Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieval from sky brightness measurements. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 99, n. D5, p. 10341-10356, 1994.

KIRCHSTETTER. T.W. Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosol is affected by organic carbon. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D21, p. D21208, 2004.

LAAKSO. L.; GRÖNHOLM. T.; RANNIK. Ü.; KOSMALE. M.; FIEDLER. V.; VEHKAMÄKI. H.; KULMALA. M. Ultrafine particle scavenging coefficients calculated from 6 years field measurements. **Atmospheric Environment**, v. 37, n. 25, p. 3605-3613, 2003.

LACK, D.A.; LANGRIDGE, J.M. On the attribution of black and brown carbon light absorption using the Ångström exponent, **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, p. 10535-10543, 2013.

LIOU. K.N. A numerical experiment on Chandrasekhar's discrete-ordinates method for radiative transfer: application to cloudy and hazy atmospheres. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.30, p. 1303-1326, 1973.

LIOU. K.N. **An introduction to atmospheric radiation**. Second edition. Academic Press. USA, 2002.

LIU, J.; SCHEUER, E.; DIBB, J.; DISKIN, G.S.; ZIEMBA, L.D.; THORNHILL, K.L.; ANDERSON, B.E.; WISTHALER, A.; MIKOVINY, T.; DEVI, J.J.; BERGIN, M.; PERRING, A.E.; MARKOVIC, M.Z.; SCHWARZ, J.P.; CAMPUZANO-JOST, P.; DAY, D.A.; JIMENEZ, J.L.; WEBER, R.J. Brown carbon aerosol in the North American continental troposphere: sources, abundance, and radiative forcing. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, p. 7841-7858, 2015.

MACHADO. P.L.O.A. Carbono do solo e a mitigação da mudança climática global. **Química Nova**, v. 28, n. 2, p. 329-334, 2005.

MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M.F.; OYAMA, M.D. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005, **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v. 363, p. 1773-1778, 2008.

MARENGO, J.A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L.M.; SOARES, W.R.; RODRIGUEZ, D.A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letter**, v. 38, p. L12703, 2011.

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.; PAULIQUEVIS. T.; PÖSCHL. U.; PRATHER. K.A.; ROBERTS. G.C.; SALESKA. S.R.; SILVA DIAS. M.A.; SPRACKLEN. D.V.; SWIETLICKI. E.; TREBS. I. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. **Reviews of Geophysics**, v. 48, n. 2, p. RG2002, 2010.

MARTINS. J. V. **O efeito das emissões de queimadas da Amazônia no balanço radiativo da atmosfera**. 176 p. (Doutorado em Física) – Instituto de Física. Universidade de São Paulo, 1999.

MAYOL-BRACERO, O.L.; GUYON, P.; GRAHAM, B.; ROBERTS, G.; ANDREAE, M.O.; DECESARI, S.; FACCHINI, M.C.; FUZZI, S.; ARTAXO, P. Water-soluble organic compounds in biomass burning aerosols over Amazonia 2. Apportionment of the chemical composition and importance of the polyacidic fraction. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, p. D208091, 2002.

MENON. S.; BRENGUIER. J.L.; BOUCHER. O.; DAVISON. P.; ANTHONY D. DEL GENIO. A.D.D.; FEICHTER. J.; GHAN. S.; GUIBERT. S.; LIU. X.; LOHMANN. U.; PAWLOWSKA. H.; PENNER. J.E.; QUAAS. J.; ROBERTS. D.L.; SCHÜLLER. L.; JEFFERSON SNIDER. J. Evaluating aerosol/cloud/radiation process parameterizations with single-column models and Second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) cloudy column observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. d24, p. 4762, 2003.

MOLION. R.S. Climatologia dinâmica na Região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 2, p. 107-117, 1987.

MÜLLER. T.; HENZING. J.S.; DE LEEUW. G.; WIEDENSOHLER. A.; ALASTUEY. A.; ANGELOV. H.; BIZJAK. M.; COLLAUD COEN. M.; ENGSTRÖM. J.E.; GRUENING. C.; HILLAMO. R.; HOFFER. A.; IMRE. K.; IVANOW. P.; JENNINGS. G.; SUN. J.Y.; KALIVITIS. N.; KARLSSON. H.; KOMPPULA. M.; LAJ. P.; LI. S.-M.; LUNDER. C.; MARINONI. A.; DOS SANTOS. S.; MOERMAN. M.; NOWAK. A.; OGREN. J.A.; PETZOLD. A.; PICHON. J.M.; RODRIQUEZ. S.; SHARMA. S.; SHERIDAN. P.J.; TEINILÄ. K.; TUCH. T.; VIANA. M.; VIRKKULA. A.; WEINGARTNER. E.; WILHELM. R.; WANG. Y.Q. Characterization and intercomparison of aerosol absorption photometers: result of two intercomparison workshops. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 4, p. 245-268, 2011.

MÜLLER. T.; LABORDE. M.; KASSELL. G.; WIEDENSOHLER. A. Design and performance of a three-wavelength LED-based total scatter and backscatter integrating nephelometer. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 4, p. 1291-1303, 2011b.

MURTHY. B.S.; LATHA. R.; MANOJ K.; MAHANTI. N.C. Effect of aerosols on evapo-transpiration. **Atmospheric Environment**, v. 89, p. 109-118, 2014.

MYHRE. G.; SHINDELL. D.; BRÉON. F.M.; COLLINS. W.; FUGLESTVEDT. J.; HUANG. J.; KOCH. D.; LAMARQUE. J.F.; LEE. D.; MENDOZA. B.; NAKAJIMA. T.; ROBOCK. A.; STEPHENS. G.; TAKEMURA. T.; ZHANG. H. Anthropogenic and natural radiative forcing. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. T.F. Stocker. D. Qin. G.-K. Plattner. M. Tignor. S.K. Allen. J. Doschung. A. Nauels. Y. Xia. V. Bex. and P.M. Midgley. Eds. Cambridge University Press, p. 659-740, 2013.

NAKAJIMA. T.; TANAKA. M. Algorithm for radiative intensity calculations in moderately thick atmosphere using a truncation approximation. **Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer**, v. 40, p. 51-69, 1998.

NAKAJIMA. T.; TANAKA. M.; YAMAUCHI. T. Retrieval of the optical properties of aerosol from aureole and extinction data. **Applied Optics**, v. 22, p. 2951-2959, 1983.

OLSON, M.R.; VICTORIA GARCIA, M.; ROBINSON, M.A.; VAN ROOY, P.; DIETENBERGER, M.A.; BERGIN, M., SCHAUER, J.J. Investigation of black and brown carbon multiplewavelength-dependent light absorption from biomass and fossil fuel combustion source emissions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 120, p. 6682-6697, 2015.

OMETTO. J.C. **Bioclimatologia vegetal**. São Paulo: Ceres, 425 p, 1981.

PANDIS. S.N.; HARLEY. R.A.; CASS. G.R.; SEINFELD. J.H. Secondary organic aerosol formation and transport. **Atmospheric Environment**, v. 26, n. 13, p. 2269-2282, 1992.

PETZOLD. A.; OGREN. J.A.; FIEBIG. M.; LAJ. P.; LI. M.S.; BALTENSPERGER. U.; HOLZER-POPP. T.; KINE. S.; PAPPALARDO. G.; SUGIMOTO. N.; WEHRLI. C.; WIEDENSOHLER. A.; ZHANG. X.Y. Recommendations for reporting “black carbon” measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 16, p. 8365-8379, 2013.

PETZOLD. A.; SCHLOESSER. H.; SHERIDAN. P.J.; ARNOTT. W.P.; OGREN. J.S.; VIRKKULA. A. Evaluation of Multiangle Absorption Photometry for Measuring Aerosol Light Absorption. **Aerosol Sciences and Technology**, v. 39, n. 1, p. 40-51, 2005.

PÖSCHL. U.; MARTIN. S.T.; SINHA. B.; CHEN. Q.; GUNTHER. 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.; ANDREAE. M.O. Rainforest Aerosols as Biogenic Nuclei of Clouds and Precipitation in the Amazon. **Science**, v. 17, n. 5998, p. 1513-1516, 2010.

PROCÓPIO. A.S. **Forçante radiativa direta dos aerossóis na Região Amazônica devido à queima de biomassa**. Tese (Doutorado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. São Paulo, 2005.

RAMASWAMY. V.; BOUCHER. O.; HAIGH. J.; HAUGLUSTAINE. D.; HAYWOOD. J.; MYHRE. G.; NAKAJIMA. T.; SHI. G.Y.; SOLOMON. S. Radiative forcing of climate change. In: Houghton. J.T. et al (eds) **Climate change 2001. contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change**. Cambridge University Press. New York. USA, p. 349-416, 2001.

RICCHIAZZI. P.; YANG. S.; GAUTIER. C.; SOWLE. D. SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 2101-2114, 1998.

RIZZO. L.V. Os fluxos turbulentos de partículas e de compostos orgânicos voláteis. e a distribuição vertical de aerossóis na baixa troposfera da Amazônia. 181 p. (Doutorado em Ciências) – Instituto de Física. Universidade de São Paulo, 2006.

RIZZO. L.V.; CORREIA. A.L.; ARTAXO. P.; PROCÓPIO. A.S.; ANDREAE. M.O. Spectral dependence of aerosol light absorption over the Amazon basin. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, p. 8899-8912, 2011.

ROLPH. G.D. **Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY)** Website (<http://www.ready.noaa.gov>). NOAA Air Resources Laboratory. College Park, MD, 2017.

RUSSELL. P.B.; BERGSTROM. R.W.; SHINOZUKA. Y.; CLARKE. A.D.; DECARLO. P.F.; JIMENEZ. J.L.; LIVINGSTON. J.M.; REDEMANN. J.; DUBOVIK. O.; STRAWA. A. Absorption Angstrom Exponent in AERONET and related data as an indicator of aerosol composition. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, p. 1155-1169, 2010.

SALATI. E. Mudanças Climáticas e o Ciclo Hidrológico na Amazônia. Em: **Causas e Dinâmica do Desmatamento na Amazônia**. p. 153-172. Ministério do Meio Ambiente, 2001.

SANDRADEWI. J.; PRÉVÔT. A.S.H.; WEINGARTNER. E.; SCHMIDHAUSER. R.; GYSEL. M.; BALTENSBERGER. U. A study of wood burning and traffic aerosols in an Alpine valley using a multi-wavelength Aethalometer. **Atmospheric Environment**, v. 42, n.1, p. 101-112, 2008.

SATYAMURTY. P.; NOBRE. C.A.; SILVA DIAS. P.L. South America. **Meteorology of the Southern Hemisphere**. cap. 3C. American Meteorological Society, 1998.

SCHAFER. J.S.; ECK. T.F.; HOLBEN. B.N.; ARTAXO. P.; DUARTE. A.F. Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in Amazônia from long-term AERONET monitoring (1993–1995 and 1999–2006). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, p. D4, 2008.

SCHUSTER. G.L.; DUBOVIK. O.; HOLBEN. B.N. Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions. **Journal of Geophysical Research**, v.111, n. D7, p. D07207, 2006.

SEINFELD. J.H. e PANDIS. S.N. **Atmospheric Chemistry and Physics: From air pollution to climate change**. Second edition. Canada: Ed. Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons. Inc., 1326 p, 2006.

SENA. E.T. **Variabilidade espacial e temporal da forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas e feitos da mudança de uso do solo na Amazônia**. 272 p. (Doutorado em Ciências) – Instituto de Física. Universidade de São Paulo, 2013.

SENA. E.T.; ARTAXO. P. A novel methodology for large-scale daily assessment of the direct radiative forcing of smoke aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, p. 5471-5483, 2015.

SENA. E.T.; ARTAXO. P.; CORREIA. A.L. Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosol and the effects of land use change in Amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, p. 1261-1275, 2013.

SHUKLA. J.; NOBRE. C.; SELLERS. P. Amazon deforestation and climate change. **Science (Washington)**, v. 247, n. 4948, p. 1322-1325, 1990.

SMIRNOV. A.; HOLBEN. B.; ECK. T.; DUBOVIK. O.; SLUESKER. I. Cloud-screening and quality control algorithms for the aernet database. **Remote Sensing of Environment**, v. 73, n. 3, p. 337-349, 2000.

SOARES-FILHO. B.S.; ALENCAR. A.; NEPSTAD. D.; CERQUEIRA. G.; DIAZ. M.D.V.; RIVERO. S.; VOLL. E. Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon highway: The Santarem-Cuiaba corridor. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 745-764, 2004.

STAMNES. K.; TSAY. S.; WISCOMBE. W.; LASZLO. I. **DISORT. a General-Purpose Fortran Program for Discrete-Ordinate-Method Radiative Transfer in Scattering and Emitting Layered Media: Documentation of Methodology**. version 1.1, 2000.

STAMNES. K.; TSAY. S.C.; WISCOMBE. W.; JAYAWEERA. K. Numerically stable algorithm for discrete ordinate method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. **Applied Optics**, v. 27, p. 2502-2509, 1998.

TEN HOEVE, J.E; REMER, L.A.; CORREIA, A.L.; JACOBSON, M.Z. Recent shift from forest to savanna burning in the Amazon Basin observed by satellite. **Environmental Research Letters**, v. 7, n. 2, 2012.

TEN HOEVE. J.E.; REMER. L.A.; JACOBSON. M.Z. Microphysical and radiative effects of aerosol on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS: impacts of water vapor and land cover. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 7, p. 3021-3036, 2011.

THOMAS. G.E. e STAMNES. K. **Radiative transfer in the atmosphere and ocean**. Cambrid University Press. New York, 1999.

TRENBERTH. K.E.; FASULLO. J.T.; KIEHL. J. Earth's global energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, n. 3, p. 311-323, 2009.

VAREJÃO-SILVA. M.A. **Meteorologia e climatologia**. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia-Ministério da Agricultura. 515 p, 2001.

VIANELLO. R.L.; ALVES. A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV- Imprensa Universitária. 449 p, 1991.

WANG, X.; HEALD, C.L.; SEDLACEK, A.J.; DE SÁ, S.S.; MARTIN, S.T.; ALEXANDER, M.L.; WATSON, T.B.; AIKEN, A.C.; SPRINGSTON, S.R.; ARTAXO, P. Deriving brown carbon from multiwavelength absorption measurements: method and application to AERONET and Aethalometer observations. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, p. 12733-12752, 2016.

WANG. H.; FEINGOLD. G. 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**, v. 66, n. 11, p. 3257-3275, 2009.

WARD. D.E.; SUSOTT. R.A.; KAUFFMAN. J.B.; BABBITT. R.E.; CUMMINGS. D.L.; DIAS. B.; HOLBEN. B.N.; Y. J. KAUFMAN. Y.J.; RASMUSSEN. R.A.; SETZE. A.W. Smoke and fire characteristics for cerrado and deforestation burns in Brazil: BASE-B Experiment. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 97, p. D13, 2012.

WEINGARTNER. E.; SAATHOFF. H.; SCHNAITER. M.; STREIT. N.; BITNAR. B.; BALTENSBERGER. U. Absorption of light by soot particles: determination of the absorption coefficient by means of aethalometers. **Journal of Aerosol Science**, v. 34, p. 1445-1463, 2003.

WISCOMBE. W.J. The delta-M: Rapid yet accurate radiative flux calculation for strongly asymmetric phase function. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, p. 1408-1422, 1977.

WISCOMBE. W.J.; GRAMS. G.W. The backscattered fraction in two-stream approximations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, p. 2440-2451, 1976.