

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

**CLIMATOLOGIA DA PROFUNDIDADE ÓTICA E
DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE AEROSSÓIS EM
REGIÕES DE FLORESTA E CERRADO NO BRASIL**

JORGE ALMEIDA DE MENEZES

ORIENTADOR: PROF. DR. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA

**Cuiabá, MT
Novembro/2016**

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

**CLIMATOLOGIA DA PROFUNDIDADE ÓTICA E
DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE AEROSSÓIS EM
REGIÕES DE FLORESTA E CERRADO NO BRASIL**

JORGE ALMEIDA DE MENEZES

*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

**Cuiabá, MT
Novembro, 2016**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

M543c Menezes, Jorge Almeida de.
CLIMATOLOGIA DA PROFUNDIDADE ÓTICA E DEPENDÊNCIA
ESPECTRAL DE AEROSSÓIS EM REGIÕES DE FLORESTA E CERRADO NO
BRASIL / Jorge Almeida de Menezes. -- 2016
109 f. ; 30 cm.

Orientador: José de Souza Nogueira.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física,
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2016.
Inclui bibliografia.

1. profundidade óptica de aerossol. 2. expoente Angstrom. 3. climatologia. 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

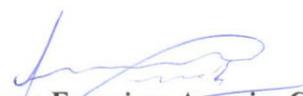
FOLHA DE APROVAÇÃO

**TÍTULO: CLIMATOLOGIA DA PROFUNDIDADE ÓTICA E
DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE AEROSSÓIS EM REGIÕES
DE FLORESTA E CERRADO NO BRASIL**

AUTOR: JORGE ALMEIDA DE MENEZES

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 20 de dezembro de 2016, 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. Milton César Costa Campos
Examinador Externo
Instituto de Educação, Agricultura e
Ambiente/UFAM/Campus de Humaitá


Profa. Dra. Viviane Vidal da Silva
Examinadora Externa
Instituto de Educação, Agricultura e Ambiente/UFAM/Campus de Humaitá

DEDICATÓRIA

A MINHA FAMÍLIA EM ESPECIAL A MINHA
ESPOSA LUCIANA, AS MINHAS FILHAS
CAROLINA, AMANDA E MANUELA QUE
ESTIVERAM AO MEU LADO SEMPRE
INCENTIVANDO A CONTINUAR SEMPRE....

AGRADECIMENTOS

- ✓ Ao Professor Dr. José de Souza Nogueira;
- ✓ À todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental/DINTER UFAM/UFMT, pelos conhecimentos;
- ✓ Aos colegas Rafael Palácios, Fernando, João e todos aqueles que indiretamente contribuíram para realização deste trabalho, meu muito obrigado;
- ✓ Em especial ao colega e amigo Rafael Palácios pelas valorosas orientações e discussões sobre temas tão relevantes, meu muito obrigado.
- ✓ À CAPES pelo apoio financeiro através Programa de Doutorado Interinstitucional (DINTER) - convênio entre o Instituto de Educação, Agricultura e Ambiente – Campus de Humaitá da Universidade Federal do Amazonas – UFAM (Receptora) e Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental (Promotor) do Instituto de Física da Universidade Federal de Mato Grosso. do

EPIGRAFE

“O esforço de guerra contra a ignorância e pela consciência da necessidade vital das florestas é a melhor estratégia para harmonizar a sociedade – começando pelos governantes – em torno do objetivo comum de recuperar o tempo perdido, criando chances reais de evitarmos o pior dos desastres climáticos. Entretanto, se a despeito da montanha de evidências científicas ainda não formos capazes de agir, ou se formos lentos demais, então é provável que tenhamos de lidar com prejuízos incompreensíveis para quem sempre teve sombra e água fresca providos graciosamente pela grande floresta”

O Futuro Climático da Amazônia

SUMÁRIO

LISTA DE ABREVIATURAS	i
LISTA DE SÍMBOLOS	vi
LISTA DE EQUAÇÃO	viii
RESUMO	x
ABSTRACT	xi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 PROBLEMÁTICA	3
1.2 JUSTIFICATIVA	4
1.3 OBJETIVOS	6
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
2.1 Descrição e Caracterização da Região Amazônica	7
2.2 Climatologia da Região Amazônica	15
2.3 Emissões Biogênicas e Pirogênicas na Amazônia.....	22
2.4. Radiação Atmosférica.....	32
2.5 O Espectro de Radiação.....	42
2.6 Absorção Contínua	49
3. MATERIAL E MÉTODOS	57
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	62
4.1 Análise Temporal de AOD(440nm), Expoent Agstrom e Precipitação	62
4.2 Climatologia e Evolução Temporal do Expoente Angstrom.....	76
4.3 Climatologia e Evolução Temporal do Expoente Angstrom.....	78
4.4 Classificação de Aerossol: AOD Versus α	79
5. CONCLUSÕES	83
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

LISTA DE ABREVIATURAS

AERONET – Aerosol Robotic Network

AOD – Aerosol Optical Depth

AVHRR – Advanced High Resolution Radiometer

BC – Black Carbon

COV – Compostos Orgânicos Voláteis

FR – Forçante Radiativa

FRD – Forçante Radiativa Direta

GEE – Gases de Efeito Estufa

IPCC – Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas

LBA - Experimento de Grande Escala da Biosfera e Atmosfera d Amazônia

Lis – Linhas de Instabilidade

NCN – Núcleos de condensação de nuvens

NOAA – National Oceanographic and Atmospheric Administration

R – Espalhamento Rayleigh

TOA – Topo da Atmosfera

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. Desmatamento de agosto de 2013 a janeiro de 2015 na Amazônia Legal.	8
FIGURA 2. Desmatamento e Degradação Florestal em janeiro de 2015 na Amazônia Legal.	9
FIGURA 3. Percentual do desmatamento nos Estados da Amazônia Legal em janeiro de 2015.	9
FIGURA 4. Degradação Florestal de agosto de 2013 a janeiro de 2015 na Amazônia Legal.	10
FIGURA 5. Relações entre taxas de desmatamento, queimadas e AOD.	12
FIGURA 6. Emissões de queimadas e impactos do aerossol regional.	13
FIGURA 7. Relação entre emissões e desmatamento.	14
FIGURA 8. Climatologia da precipitação no Brasil de 1960 a 1991.	18
FIGURA 9. Pluma de partículas de aerossóis provenientes de emissão de queimada na Amazônia.....	27
FIGURA 10. Processos naturais e antropogênicos produzindo gases e partículas na atmosfera.	27
FIGURA 11. Ilustração do balanço radiativo terrestre.	28
FIGURA 12. Espectro de irradiância solar comparado com o corpo negro a 577 K. ...	33
FIGURA 13. Curvas corpo negro a 5777 K. Fração absorção da radiação no topo da atmosfera.	34
FIGURA 14. Espectros de emissão de corpos negros com temperaturas absolutas.....	36
FIGURA 15. Espectros de emitância para temperaturas de um corpo negro a 6000 K e outro a 288K.....	36
FIGURA 16. Irradiância do espectro solar no topo da atmosfera e ao nível do mar....	40
FIGURA 17. Distribuição espectral da radiação térmica da terra e da atmosfera clara..	41
FIGURA 18. Comprimento de onda, λ	43
FIGURA 19. A curva representa um espectro de hipotética intensidade monocromática I_{λ}	44

FIGURA 20. Extinção de feixe radiação solar incidente paralelo que passa por uma camada atmosférica.	46
FIGURA 21. Parâmetro de tamanho x como uma função do comprimento de onda (λ) da	47
FIGURA 22. Distribuição angular da radiação visível ($0,5 \mu\text{m}$) em comprimento de onda dispersa por partículas esféricas.	48
FIGURA 23. Eficiência de espalhamento K_λ como uma função do parâmetro de tamanho.	48
FIGURA 24. Profundidade de penetração da radiação ultravioleta solar na atmosfera da Terra.....	49
FIGURA 25. Formas de linha de absorção associadas à ampliação Doppler	53
FIGURA 26. Comparações de transmissividade espectral observada e calculada.....	54
FIGURA 27. Regiões geográficas e local dos sítios AERONET usados nesse estudo.	57
FIGURA 28. Fotômetro solar instalado em sítios de cerrado e floresta.....	59
FIGURA 29. Profundidade Óptica de Aerossol AOD (440nm) para o sítio de Cuiabá e Campo Grande de 2010 a 2014.	62
FIGURA 30. Histograma de frequência para α (440-870) para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande.	65
FIGURA 31. Evolução Temporal Expoent Angstrom, α para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande de 2010-2014.	65
FIGURA 32. Média diária de AOD440 e EA(α 440-870) para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande para o período de 2010-2014.	67
FIGURA 33. Média mensal de AOD (440 nm) para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande para o período de 2010-2014.....	68
FIGURA 34. Média mensal de α (440-870 nm) para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande para o período de 2010-2014.....	68
FIGURA 35. Profundidade Óptica de Aerossol AOD (440nm) para o sítio de Rio Branco e Ji-Paraná de 2010 a 2014.	70
FIGURA 36. Histograma de frequência para α (440-870) para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná.	72
FIGURA 37. Evolução Temporal do Expoent Angstrom, α para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná de 2010-2014.	72
FIGURA 38. Média diária de AOD440 e EA(α 440-870) para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná para o período de 2010-2014.	73

FIGURA 39. Média mensal de AOD (440 nm) para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná para o período de 2010-2014.....	73
FIGURA 40. Média mensal de α (440-870 nm) para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná para o período de 2010-2014.....	74
FIGURA 41. Expoente Angstrom versus AOD para estação seca e chuvosa para sítio de Cuiabá.	76
FIGURA 42. Expoente Angstrom versus AOD para estação seca e chuvosa para o sítio de Campo Grande.	77
FIGURA 43. Expoente Angstrom versus AOD para estação seca e chuvosa para sítio de Rio Branco.	78
FIGURA 44. Expoente Angstrom versus AOD para estação seca e chuvosa para o sítio de Ji-Paraná.....	79
FIGURA 45. Gráfico AOD(440nm) versus Expoente Angstrom para Cuiabá.	79
FIGURA 46. Gráfico AOD(440nm) versus Expoente Angstrom para Campo Grande.	81
FIGURA 47. Gráfico AOD (440nm) versus Expoente Angstrom para Ji-Paraná.....	82
FIGURA 48. Gráfico AOD (440nm) versus Expoente Angstrom para Rio-Branco.....	84

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. Evolução do desmatamento entre os Estados da Amazônia Legal de agosto de 2013 a janeiro de 2014 e agosto de 2014 a janeiro de 2015.	10
TABELA 2. Evolução da degradação florestal entre os Estados da Amazônia Legal de agosto de 2013 a janeiro de 2014 e agosto de 2014 a janeiro de 2015.	11
TABELA 3. Relação entre emissões e desmatamento.	14
TABELA 4. Alterações da temperatura (°C) e precipitação (%) observadas em simulações na Amazônia e em suas sub-bacias.....	19
TABELA 5. Estatística de AOD e expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Cuiabá.....	63
TABELA 6. Estatística de AOD e Expoent Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Campo Grande.....	64
TABELA 7. Média anual e desvio padrão de AOD(440), $\alpha(440_870)$ e precipitação para Cuiabá.....	69
TABELA 8. Média anual e desvio padrão de AOD(440), $\alpha(440_870)$ e precipitação para Campo Grande.....	69
TABELA 9. Estatística de AOD e expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Rio Branco.....	71
TABELA 10. Estatística de AOD(440nm) e expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Ji-Paraná.	71
TABELA 11. Média anual e desvio padrão de AOD(440), $\alpha(440_870)$ e precipitação para Rio Branco.	75
TABELA 12. Média anual e desvio padrão de AOD(440), $\alpha(440_870)$ e precipitação para Ji-Paraná.	75

LISTA DE SÍMBOLOS

- SAD** - Sistema de Alerta de Desmatamento
- COV** - Compostos Orgânicos Voláteis Biogênicos
- ABP** - Aerossol Biológicos Primários
- NCN** - Núcleos De Condensação De Nuvens
- τ - Espessura Óptica De Aerossóis
- P(θ)** - Função de Fase
- ω_0 - Albedo Simples
- α - Expoente Angstrom
- AOD** – Profundidade Óptica de Aerossóis
- UR** - Umidade Relativa do Ar
- FRD** - Forçante Radiativa Direta
- $\tau_a(\lambda)$ - Espessura Óptica de Aerossóis
- $g(\lambda)$ - Parâmetro de Assimetria
- β - Fração de Retroespalhamento
- IPCC** - Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas
- λ - Comprimento de Onda
- K** - Constante de Boltzmann
- h** - Constante de Plank
- F_b** - Fluxo Total Emitido por um Corpo Negro
- σ - Constante de Stefan – Boltzmann
- T_s** - Temperatura Global Média da Superfície
- ϵ_λ - Emitância Monocromática Hemisférica de Uma Superfície
- ϵ - Emissividade Hemisférica
- VAP** - Vapor de Água Precipitável
- I _{λ}** - Intensidade Espectral ou Radiância Monocromática
- B _{λ} (T)** - Intensidade da Radiação Emitida por um Corpo Negro
- LTE** - Equilíbrio Termodinâmico Local
- N** - Número de Partículas por Unidade de Volume de Ar
- ρ - Densidade do Ar
- k_λ - Coeficiente de Absorção em Massa
- h** - Constante de Planck
- T λ** – Transmissividade da Camada

α_{λ}^f – Fluxo de Absortividade

LISTA DE EQUAÇÃO

EQUAÇÃO 1. Poder emissivo de um corpo negro.	33
EQUAÇÃO 2. Função de Integração de Planck.....	33
EQUAÇÃO 3. Equação de Planck.	35
EQUAÇÃO 4. Lei de deslocamento de Wien.	37
EQUAÇÃO 5. Radiação máxima de um corpo negro.	37
EQUAÇÃO 6. Equação de Stefan Boltzaman.....	37
EQUAÇÃO 7. Poder de emissão monocromático de um corpo negro.	37
EQUAÇÃO 8. Poder de emissão de superfície não negra.....	37
EQUAÇÃO 9. Relação entre emissividade e comprimento de onda.	38
EQUAÇÃO 10. Vapor de água precipitável.....	42
EQUAÇÃO 11. Frequência da radiação eletromagnética.	42
EQUAÇÃO 12. Intensidade Monocromática.	44
EQUAÇÃO 13. Fluxo de densidade.....	45
EQUAÇÃO 14. Intensidade de monocromática.....	48
EQUAÇÃO 15. Taxa de dispersão ou absorção.....	48
EQUAÇÃO 16. Eficiência de dispersão.....	49
EQUAÇÃO 17. Absorção e emissão por moléculas.	50
EQUAÇÃO 18. Energia interna de uma molécula.	52
EQUAÇÃO 19. Transição energética interna.	52
EQUAÇÃO 20. Linhas de absorção de Dopler.	53
EQUAÇÃO 21. Intensidade da linha de absorção.....	53
EQUAÇÃO 22. Distribuição de probabilidade Gaussiana.....	54
EQUAÇÃO 23. Forma de linha de Lorentz.	54
EQUAÇÃO 24. Meia largura da linha de Lorentz.	54
EQUAÇÃO 25. Fração de atenuação da radiação.....	56
EQUAÇÃO 26. Lei de Lambert e Beer.....	57

EQUAÇÃO 27. Absortividade monocromática sem espalhamento.....	57
EQUAÇÃO 28. Radiação incidente sobre camada de aerossóis.....	57

RESUMO

DE MENEZES, J.A. **Climatologia da Profundidade Óptica e Dependência Espectral de Aerossóis em Regiões de Floresta e Cerrado no Brasil**. Cuiabá, 2016, 118f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) –Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Aerossóis atmosféricos desempenham um papel importante no equilíbrio de energia do sistema Terra-atmosfera. Medidas de aerossóis foram realizadas em quatro sítios, dois em área de floresta (Rio Branco e Ji-Paraná) e dois em área de Cerrado (Cuiabá e Campo Grande), utilizando fotômetros solares da rede global AERONET (Aerosol Robotic Network). Dados de 5 anos permitiram classificar as propriedades desses aerossóis, definindo a climatologia para cada sítio. Neste trabalho a profundidade óptica de aerossol (AOD 440nm) e expoente Angstrom, $\alpha(440-870)$, foram utilizados para a análise de aerossóis. Médias de AOD (440nm) para sítios de Cerrado (Cuiabá e Campo Grande) foram, respectivamente, 0,29 ($\pm 0,40$), 0,18($\pm 0,24$), com média correspondente de α 1,20 ($\pm 0,39$), 1,16($\pm 0,36$). Médias de AOD (440nm) para sítios de Floresta (Rio Branco e Ji-Paraná) foram, respectivamente, 0,85($\pm 0,71$), 0,35($\pm 0,44$), com média correspondente de α 1,38($\pm 0,41$), 1,40($\pm 0,34$). A AOD (440nm) tanto para regiões de Cerrado como de Floresta mostram picos distintos para estação seca e chuvosa, sendo que estão relacionados com os padrões sazonais de aerossóis característicos dessas regiões. O $\alpha(440-870)$ apresenta modos de frequência que relacionam-se com os principais tipos de aerossóis, queima de biomassa, presentes tanto em Cerrado como em Floresta. Um cenário principal de aerossóis é definido como aerossóis oriundos de queima de biomassa, com forte influência de fontes locais de aerossóis poluídos. Mistura de aerossóis estão presentes de forma significativa, enquanto que poeira em suspensão tem uma ocorrência pouco relevante nos dados analisados.

Palavras – Chave: profundidade óptica de aerossol, expoente Angstrom, climatologia.

ABSTRACT

DE MENEZES, J.A. **Climatology depth Optics and Spectral dependence of Aerosols in Regions Forest and Cerrado in Brazil**. Cuiabá, 2016, 118f. Thesis (Doctorate in Environmental Physics) -Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

Aerosols play an important role in energy balance of the earth-atmosphere system. aerosol measurements were conducted at four sites, two in forest area (Rio Branco and Ji-Paraná) and two in Cerrado (Cuiaba and Campo Grande) using solar photometer AERONET (Aerosol Robotic Network) global network. 5 years of data allowed to classify properties of aerosols, the weather setting for each site. In this work, the optical depth of aerosol (ODA 440nm) and Angstrom exponent, α (440-870), were used for aerosol analysis. Average AOD (440nm) to Cerrado sites (Cuiaba and Campo Grande) are, respectively, $0.29 (\pm 0.40)$, $0.18 (\pm 0.24)$, with corresponding average α $1.20 (\pm 0.39)$ $1.16 (\pm 0.36)$. Average AOD (440nm) for forest sites (Rio Branco and Ji-Paraná) are, respectively, $0.85 (\pm 0.71)$, $0.35 (\pm 0.44)$, with a corresponding average of $1.38 \alpha (\pm 0.41)$ $1.40 (\pm 0.34)$. The AOD both Cerrado regions as forest show distinct peaks for dry and rainy season, and are related to seasonal patterns characteristic of aerosols in these regions. The α (440-870) having frequency modes which relate to the major types of aerosols present in both cerrado as forest. A main scenario of aerosols is defined as aerosols originating from biomass burning, with strong influence of local sources of contaminated aerosols. Aaerosol mixture are present significantly while airborne dust has little relevant occurrence in the analyzed data.

Keywords: optical depth of aerosol Angstrom exponent, climatology.

1. INTRODUÇÃO

Aerossóis são minúsculas partículas que estão suspensas na atmosfera. São compostos de misturas de substâncias diferentes, tais como poeira, fumaça, matéria orgânica, gases poluentes e partículas em suspensão. Aerossóis são injetados na atmosfera a partir de fontes naturais e antropogênicas, tais como congelamento de vapor de água, condensação, queima de biomassa, erupção vulcânica, processos de remoção do solo através da agricultura e irrigação, incêndio florestal, vegetação, e sais inorgânicos secundários. São distribuídos na atmosfera por turbulência e circulação regional/global (ou seja, movimento de massas de ar). Os aerossóis são removidos a partir da atmosfera por precipitação, gelo, orvalho, e outras formas de precipitações. Podem também ser removidos através de sedimentação seca (influência da força da gravidade). As concentrações e distribuições de aerossóis na atmosfera são altamente variáveis no espaço e no tempo. Depende de fatores como localização, estações, condições atmosféricas, ciclos anuais e a presença de fontes locais.

Devido a intensas alterações no uso do solo e ocupação humana na região amazônica tem-se observado emissões significativas de partículas de aerossóis para a atmosfera influenciado por queimadas, tanto de áreas de pastagem como de florestas primárias. Além das emissões causadas por ação humana, a floresta amazônica, devido a sua localização tropical e intenso metabolismo, torna-se uma fonte importante de gases e vapor de água emitidos para a atmosfera regional e global. A intensa atividade convectiva presente na região, leva estes constituintes atmosféricos a grandes altitudes, onde podem ser transportados de modo eficaz a longa distância.

Aumentos de partículas de aerossol na atmosfera podem afetar a transmissão da radiação solar através da dispersão e absorção, que tem tanto consequências diretas e indiretas sobre o clima regional e global. Isto ocasiona diretamente também degradações de visibilidade, que por sua vez podem afetar a economia da região. Além disso, a concentração de aerossol na atmosfera também pode afetar a qualidade do ar e da saúde humana. Os aerossóis provocam efeitos diretos, aumentando os núcleos de condensação de nuvens e, conseqüentemente, maior concentração de nuvem. A quantificação desses efeitos torna-se difícil devido aos tipos de particulado (resultado da sua variedade de fontes), o padrão e as interações existentes. Para minimizar essa incerteza, muitos cientistas estão envolvidos no monitoramento constante da sua concentração e efeito em

escala global e regional. Isto é possível através de medições de aerossóis e propriedades ópticas em escala global e regional. Algumas dessas medidas são realizadas em terra, avião ou satélites com diferentes escalas temporais. A AERONET é considerada mais confiável para estudo de aerossóis locais e regionais em relação ao satélite. Muitos estudos sobre as propriedades ópticas de aerossóis são realizados utilizando a AERONET.

A dependência do comprimento de onda de AOD(440nm) (AOD - Aerosol Optical Delph) varia entre diferentes tipos de aerossóis por causa das suas diferentes características físicas e químicas. Esta dependência do comprimento de onda AOD(440nm) é adequadamente expresso pelo expoente Angstrom (α). A derivação de α em diferentes regiões de comprimento de onda é uma ferramenta útil para caracterizar e distinguir os diferentes tipos de aerossóis. O uso do expoente Angstrom, α , aumentou significativamente durante os últimos anos, porque este parâmetro é facilmente estimado usando fotômetro solar de superfície automatizado, enquanto ele está se tornando cada vez mais acessível para consultas por satélite. Além de ser um instrumento útil para a extrapolação de AOD em toda a região espectral de onda curta, o valor do expoente Angstrom (α) é também um indicador qualitativo de tamanho de partícula de aerossol ou fração moda fina.

Os sítios de *Ji-Paraná e Rio Branco*, localizados em áreas de floresta, fornecem monitoramento contínuo de aerossóis atmosféricos. Os dados obtidos dão continuidade às medições no sítio de Ji-Paraná desde 10 de março de 2000 e no sítio de Rio Branco desde 04 de janeiro de 1994, com fotômetro solar. Os sítios de *Campo Grande Sonda e Cuiabá MIRANDA*, localizados em área de cerrado, também fornecem monitoramento de rotina, sendo os dados de medições obtidos para o sítio de *Campo Grande Sonda* desde 31 de outubro de 2003 e *Cuiabá MIRANDA* desde 06 de dezembro de 2000. Neste trabalho dois parâmetros fundamentais para a caracterização de aerossóis, profundidade óptica de aerossol (AOD 440nm) e expoente Angstrom, $\alpha(440-870)$, foram utilizados para a análise espectral de aerossol.

Nesse sentido o objetivo desse trabalho foi realizar análise espectral da profundidade óptica de aerossóis (AOD 440nm) e expoente angstrom $\alpha(440-870)$ de sítios localizados em regiões de Floresta e Cerrado por serem parâmetros básicos para descrição de aerossol.

1.1 PROBLEMÁTICA

A região amazônica tem sofrido nas últimas décadas significativa mudança no padrão de uso do solo, através do intenso processo de ocupação humana (NOBRE et al., 1996). Estas alterações do uso do solo são responsáveis por emissões significativas de partículas de aerossóis para a atmosfera, através de queimadas, tanto de áreas de pastagem quanto de floresta primária (ARTAXO et al., 2001). Além das emissões de queimadas, a floresta amazônica, por sua localização tropical e seu intenso metabolismo, é uma importante fonte natural de gases traço, aerossóis e vapor de água para atmosfera global (ANDREAE e CRUTZEN, 1997).

A composição química da atmosfera amazônica sofre grandes mudanças na época da seca, devido às emissões de gases traço e partículas de aerossóis provenientes de queimadas de pastagens e floresta, gerando importantes implicações em nível local, regional e global (ARTAXO et al., 2002).

A queima de biomassa é um processo contínuo em determinadas época do ano nos ecossistemas da Amazônia, com implicações significativas para a química da atmosfera regional, global e ciclos biogeoquímicos. Durante a estação seca, o clima nesses ecossistemas evolui para um panorama mais complexo, uma vez que a queima de biomassa injeta na atmosfera quantidades significativas de aerossóis e gases que interagem fortemente com nuvens e precipitação. A magnitude desse impacto é difícil de se estimar nos dias atuais, porém há evidências suficientes sobre seu efeito.

Diversos autores têm mostrado que as emissões de gases traço e partículas de aerossóis pelas queimadas ocorrem de forma significativa e podem afetar o inventário das emissões globais (ANDREAE et al., 2002).

Nesse sentido, considerando a ocorrência de queimadas em extensas áreas de floresta e cerrado no Brasil, busca-se compreender as características de aerossóis regionais oriundos desses ambientes para que assim se possa discriminar os diferentes tipos de aerossóis nesses locais, investigando suas propriedades bem como caracterizando-os através de propriedades físicas específicas como profundidade óptica (AOD) e Expoente Angstrom (α).

1.2 JUSTIFICATIVA

As alterações observadas na atmosfera como o aumento da concentração de gases são uma consequência direta de diversas atividades humanas. A contribuição antropogênica de aerossóis atmosféricos tem um efeito fundamental no balanço radiativo da terra. Os aerossóis e nuvens são componentes básicos no balanço de energia da terra, embora seu papel ainda esteja longe de ser compreendida. As principais fontes de aerossóis são poeira do solo, sal marinho, sulfatos, emissões oriundas de queimadas de florestas. Os aerossóis troposféricos afetam o balanço radiativo de forma direta (absorção e espalhamento da radiação) e de forma indireta (influenciando nas propriedades radiativas de nuvens). As nuvens cobrem aproximadamente 60% da superfície terrestre e atuam no ciclo energético de duas maneiras: as nuvens mais baixas e grossas refletem radiação solar de volta ao espaço e as nuvens mais altas e finas transmitem radiação solar e ao mesmo tempo bloqueiam a passagem de radiação infravermelha emitida pela Terra. Aerossóis e nuvens atuam nos dois lados do balanço energético, podendo atuar tanto no aquecimento, quanto no resfriamento da superfície da Terra.

As regiões de floresta e cerrado brasileiros são regiões onde historicamente ocorrem queima de biomassa em função de processos relacionados a alterações do uso do solo e de matéria prima como fonte de energia, mas tem-se observado aumento significativo no número de queimadas nos últimos anos. Observação de extensas áreas de plumas de aerossóis de queima de biomassa da ordem de quilômetros são ainda observadas e bastante comum durante os meses de agosto a dezembro.

Aerossóis provenientes da queima de biomassa compreendem os mais complexos tipos de aerossóis que afetam o clima, pois sua composição química varia bastante e depende de vários fatores, como o tipo de produto queimado, temperatura, e condições meteorológicas locais. Suas características ópticas variam muito, em parte devido à variabilidade da forma e tamanho desses particulados.

Nesse sentido, o monitoramento de AOD em diferentes comprimentos de onda torna-se útil, pois deriva informação adicional na distribuição de tamanho de partículas, bem como variação com o tempo, que por sua vez pode colaborar na identificação da variação da intensidade de diferentes partículas emitidas para a atmosfera. Assim, dois

parâmetros básicos para caracterização de aerossóis são utilizados visando investigar as variações espectrais de AOD e Expoente Angstrom (α) em sítios de Cerrado e Floresta.

1.3 OBJETIVOS

Estudar a climatologia da Profundidade Óptica de Aerossóis AOD(440nm) e Expoente Angstrom $\alpha(440_870\text{nm})$ de dados AERONET de sítios localizados em Cerrado e Floresta utilizando análise espectral.

Os objetivos específicos compreendem:

Caracterizar o comportamento dos dois parâmetros Profundidade Óptica de Aerossóis AOD(440nm) e Expoente Angstrom $\alpha(440_870\text{nm})$ para a descrição de aerossóis oriundos de Cerrado e Floresta;

Analisar a estatística, evolução temporal e características sazonais que constituem a climatologia do AOD(440nm) e $\alpha(440_870\text{nm})$.

Avaliar os parâmetros Profundidade Óptica de Aerossóis AOD(440nm) e Expoente Angstrom $\alpha(440_870\text{nm})$ como um indicador qualitativo do tamanho da partícula de aerossol.

Analisar a variabilidade de AOD(440nm) para sítios de Floresta e Cerrado.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 DESCRIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO AMAZÔNICA

A bacia amazônica é geralmente considerada o ecossistema mais importante do mundo, visto que inclui a maior área remanescente de floresta tropical. A cobertura de vegetação natural da Bacia Amazônica é caracterizada por dossel fechada de floresta tropical, embora com uma parte significativa de savana, conhecido como cerrado. O cerrado é um bioma extenso, ordem de 2.10^6 km², que se encontra principalmente fora da bacia hidrográfica da Amazônia (KELLER et al., 2004; OLIVEIRA e MARQUIS, 2002). Aproximadamente 70% da bacia amazônica está concentrada dentro das fronteiras do Brasil, com 40% do restante de florestas tropicais do mundo.

No Brasil, a região considerada como Amazônia Legal abrange 58% do território nacional e faz fronteira com os outros oito países amazônicos que compreendem Bolívia, Peru, Equador, Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa (KIRBY et al., 2006). Apresenta-se como um ecossistema fundamental no sistema climático global, e passa por processos de intensas atividades humanas, especialmente o desmatamento, que começou a atingir níveis preocupantes e em meados da década de 70, permanecendo ainda nos dias atuais (SCHAFER et al., 2008; FOLEY et al., 2007; ANDREAE et al., 2002). O desflorestamento é uma atividade que leva a alterações de fenômenos naturais afetando o funcionamento dos ecossistemas, gerando como consequência impactos sobre a estrutura e fertilidade dos solos, ciclo hidrológico e, constituindo importante fonte de gases de efeito estufa (HOUGHTON et al., 2000). O desmatamento afeta o ecossistema em todos os níveis, há alterações no equilíbrio de energia e água quando a floresta tende a ser substituída por pastagens e essas alterações tem o potencial de alterar o conteúdo de água na atmosfera e os padrões de precipitação (SILVA DIAS, RUTLEDGE, *et al.*, 2002). Embora, o desmatamento tropical seja um problema ambiental conhecido, muitos aspectos desta questão têm sido negligenciados de forma significativa.

O processo de desmatamento na Amazônia brasileira está concentrado no que se chama de “arco do desmatamento”, com extensão de formar crescente, ao longo das bordas leste e sul da floresta, incluindo o Estado do Mato Grosso. Em comparação com

o restante da Floresta Amazônica, alguns estados concentrados no arco do desmatamento têm menor biomassa (árvores de menor diâmetro) e um clima mais seco. Tais características facilitam incêndios com eficiência elevada quando a queima das florestas é apurada em preparação para a agricultura e pecuária (RIGHI, GRAÇA, *et al.*, 2009).

O Sistema de Alerta de Desmatamento (SAD) registrou que para janeiro de 2015, metade (50%) da área florestal da Amazônia Legal estava coberta por nuvens, uma cobertura inferior a de janeiro de 2014 (58%), mas que se distribuiu em grande proporção em regiões importantes da Amazônia, como os estados do Pará e Amazonas, o que reduziu a capacidade de detecção do desmatamento e da degradação florestal na região. Os Estados com maior cobertura de nuvem foram Amapá (89%), Acre (71%) e Roraima (62%). No período analisado, e sob essas condições de nuvem, foram detectados pelo SAD 288 quilômetros quadrados de desmatamento na Amazônia Legal. Representa um aumento de 169% em relação a janeiro de 2014, quando o desmatamento somou 107 quilômetros quadrados.

Em janeiro de 2015, o desmatamento concentrou no Mato Grosso (75%) e Pará (20%), com menor ocorrência em Rondônia (2%), Amazonas (1%), Tocantins (1%) e Roraima (1%). As florestas degradadas na Amazônia Legal somaram 389 quilômetros quadrados em janeiro de 2015. Em relação a janeiro de 2014 houve um aumento de 1.116%, quando a degradação florestal somou 32 quilômetros quadrados. De acordo com o SAD, o desmatamento (supressão total da floresta para outros usos alternativos do solo) atingiu 288 km² em janeiro de 2015, conforme figura 1 e 2.

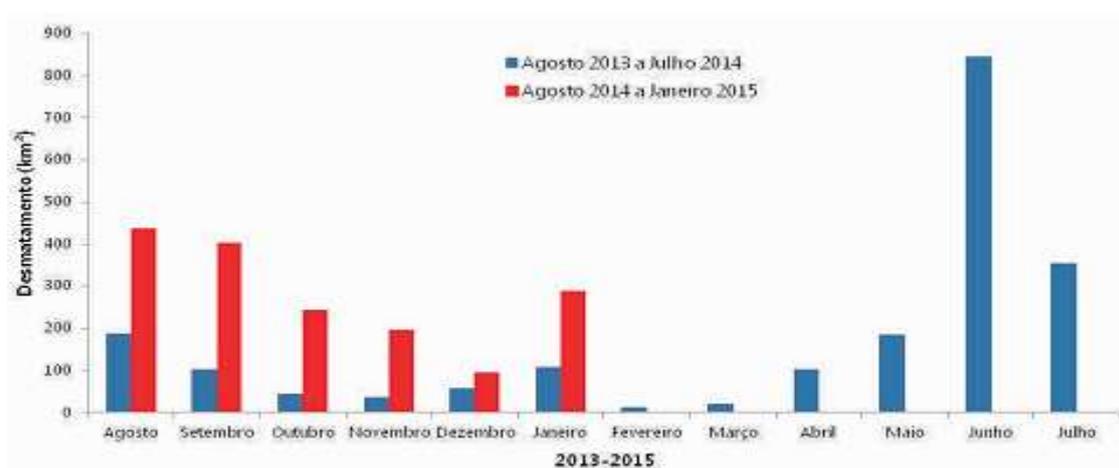


Figura 1. Desmatamento de agosto de 2013 a janeiro de 2015 na Amazônia Legal. (Fonte: SAD 2015).

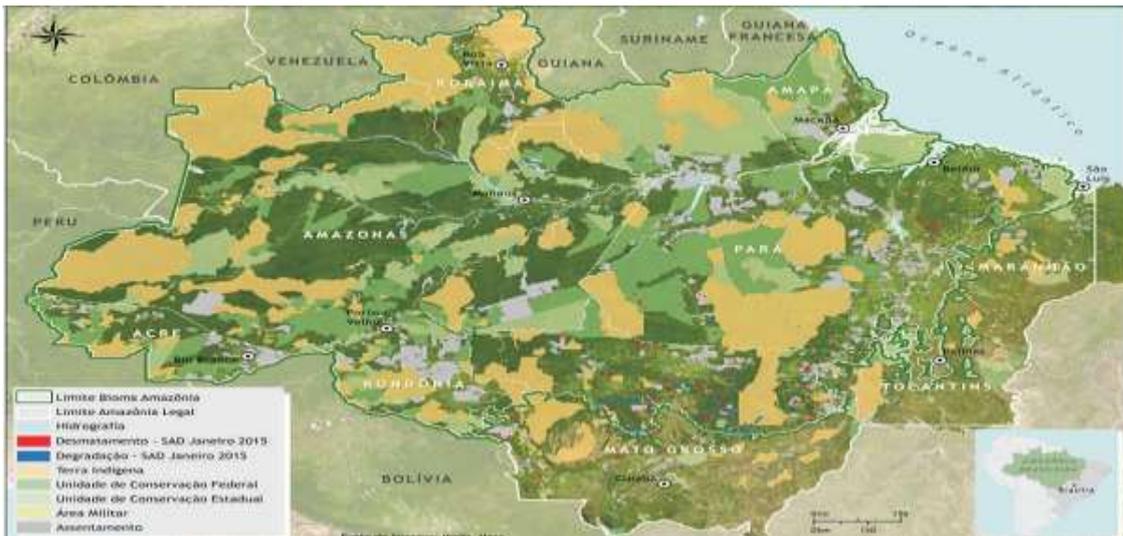


Figura 2. Desmatamento e Degradação Florestal em janeiro de 2015 na Amazônia Legal. (Fonte: SADE 2015).

O desmatamento acumulado no período de agosto de 2014 a janeiro de 2015, correspondendo aos seis primeiros meses do calendário oficial de desmatamento, atingiu 1.660 km². Houve aumento de 213% do desmatamento em relação ao período anterior (agosto de 2013 a janeiro de 2014) quando se atingiu 531 km².

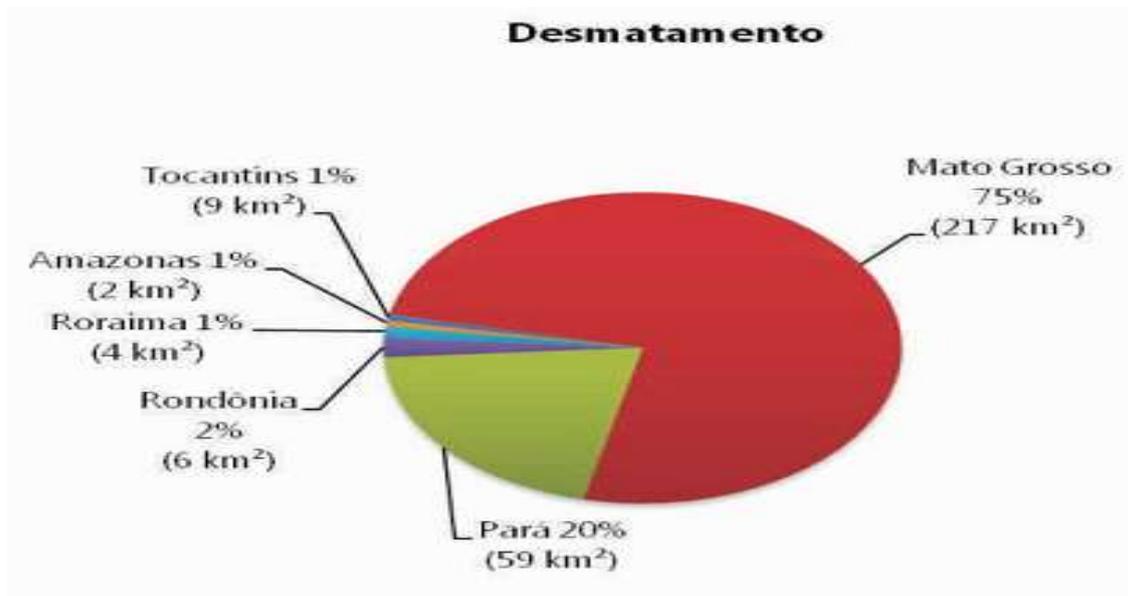


Figura 3. Percentual do desmatamento nos Estados da Amazônia Legal em janeiro de 2015. (Fonte: SADE 2015).

Considerando os seis primeiros meses do calendário atual de desmatamento (agosto de 2013 a janeiro de 2015), o Mato Grosso lidera o ranking com 35% do total desmatado no período. Em seguida aparece o estado do Pará (26%) e Rondônia (20%).

Em termos relativos, houve aumento expressivo de 665% em Mato Grosso e 241% no Pará. Em termos absolutos, o estado do Mato Grosso lidera o ranking do desmatamento acumulado com 579 km², seguido pelo estado do Pará (427 km²) e Rondônia (340 km²) conforme Tabela 1 abaixo.

Tabela 1. Evolução do desmatamento entre os Estados da Amazônia Legal de agosto de 2013 a janeiro de 2014 e agosto de 2014 a janeiro de 2015. (Fonte: SAD 2015).

Estado	Agosto 2013 a Janeiro 2014	Agosto 2014 a Janeiro 2015	Varição (%)
Pará	125	427	+241
Mato Grosso	76	579	+665
Rondônia	112	340	+203
Amazonas	117	174	+49
Roraima	46	67	+47
Acre	42	66	+56
Tocantins	12	2	-80
Amapá	-	4	-
Total	531	1.660	+213

Em janeiro de 2015, o SAD registrou 389 km² de florestas degradadas (florestas intensamente exploradas pela atividade madeireira e/ou queimadas), conforme Figuras 2 e 4. Toda a degradação florestal detectada este mês está presente no estado do Mato Grosso.

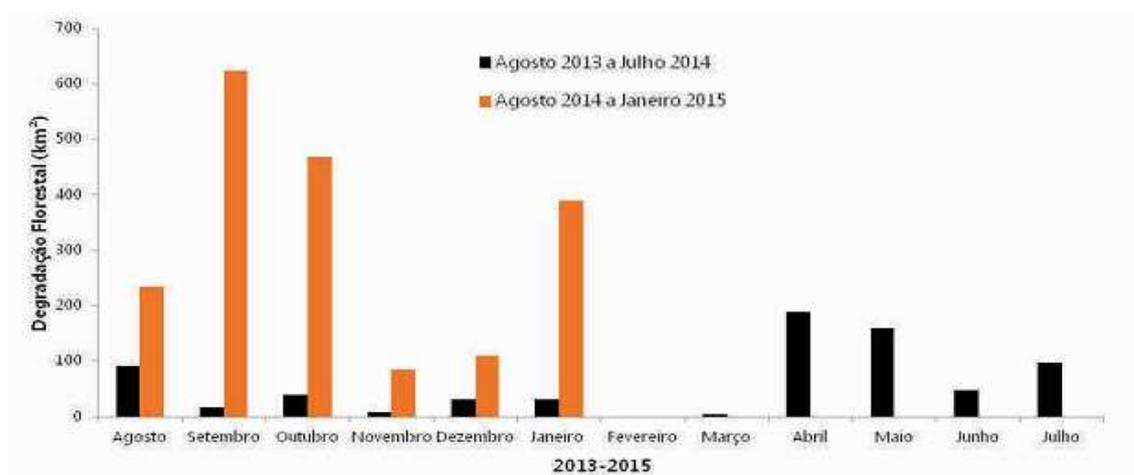


Figura 4. Degradação Florestal de agosto de 2013 a janeiro de 2015 na Amazônia Legal.

Tabela 2. Evolução da degradação florestal entre os Estados da Amazônia Legal de agosto de 2013 a janeiro de 2014 e agosto de 2014 a janeiro de 2015. (Fonte: SAD 2015).

Estado	Agosto 2013 a Janeiro 2014	Agosto 2014 a Janeiro 2015	Variação (%)
Mato Grosso	154	1.598	+937
Pará	48	116	+142
Rondônia	7	37	+446
Amazonas	3	7	+138
Roraima	-	4	-
Acre	-	-	-
Tocantins	-	-	-
Amapá	-	2	-
Total	212	1.764	+731

As atividades humanas fazem uso extensivo do fogo para limpar florestas e vegetação e para manter e preparar a agricultura. Emissões de material particulado (PM) de incêndios/queimadas podem dominar concentrações atmosféricas particularmente durante a estação seca. A inalação de PM oriundos de incêndios/queimadas tem impactos adversos na saúde humana, incluindo aumento de hospitalizações e mortalidade prematura. (CHEN, Y. et. al., 2013).

O rápido desmatamento está sendo observado através dos trópicos. Entre 1976 e 2010, mais de 750.000 km² da Amazônia Brasileira foi desmatada, algo equivalente a 15% da área original da floresta (ARAGÃO, 2014). Recentemente, o Brasil tem conseguido reduções bem documentadas em taxas de desmatamento. Durante o período de 2001 a 2012, as taxas de desmatamento no Brasil sofreram reduções em torno de ~ 40%, passando de 37.800 km² ao ano em 2002-2004 para 22.900 km² ao ano em 2009-2011, conforme Figura 5.

Segundo Chen (2013) há relações positivas significativas entre as taxas anuais de desmatamento no Brasil e emissão anual de particulado proveniente de queimadas no Brasil, tanto para as emissões de fogo total ($r = 0,68$ a $0,97$, $P < 0,05$) e para emissões classificadas como queimadas de desmatamento ($r = 0,87$, $P < 0,01$), conforme figura 5 abaixo.

Há uma relação positiva, conforme figura 5, entre AOD observada e taxa anual de desmatamento no Brasil ($r = 0,96$, $P < 0,001$, inclinação = $1,8 \times 10^{-5}$ km⁻² anos). Anos com altas taxas de desmatamento têm um fator de dois maior na estação seca para AOD em comparação com anos com baixas taxas de desmatamento, sugerindo que a

qualidade do ar na região pode estar sendo degradada substancialmente pelas emissões de particulados de queimada associado ao desmatamento. (CHEN, Y. et. al., 2013).

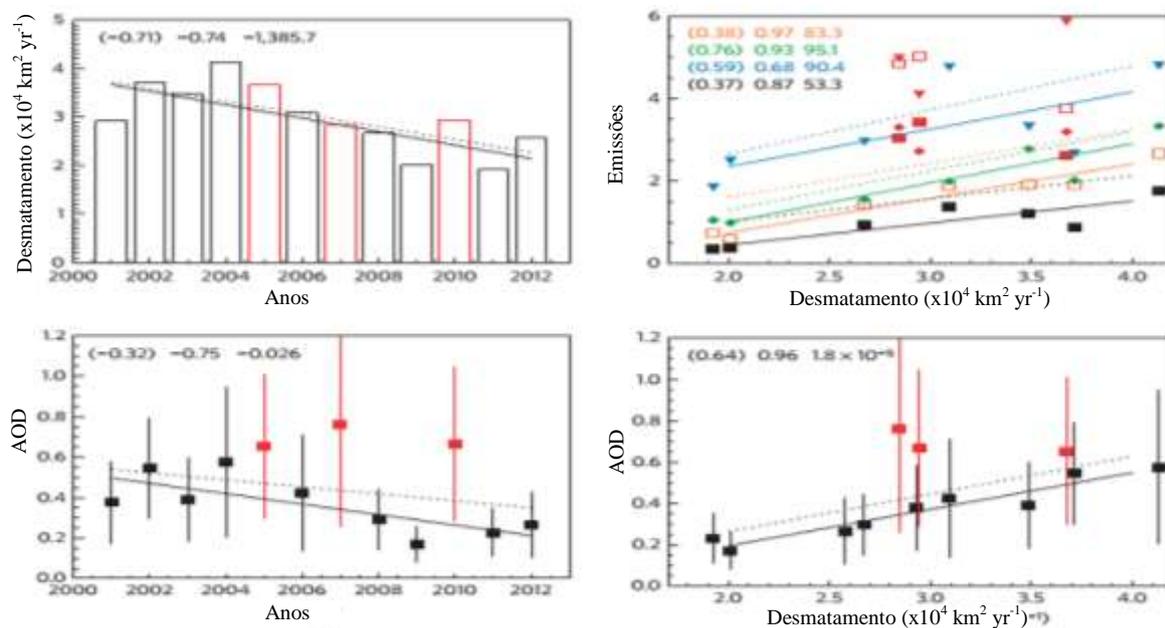


Figura 5. Relações entre taxas de desmatamento, queimadas e AOD. (Fonte: (CHEN, 2013) com adaptações).

As taxas de desmatamento na Amazônia brasileira caíram ainda mais fortemente, com reduções de algo em torno de 70%. Reduções nas taxas de desmatamento tem inúmeros benefícios sociais e ambientais. É de extrema importância investigar se tais taxas de redução foram capazes de melhorar a qualidade do ar em todo o Brasil (CHEN, 2013).

Um conjunto de dados derivados de satélite de ocorrência de incêndios indicam que o número total de contagem de incêndios ativos em toda a Amazônia está positivamente relacionado a taxas de desmatamento e ocorrência de seca. Durante 2001 a 2010, anos com altas taxas de desmatamento observou-se maior incidência de focos de incêndios em comparação com anos com baixas taxas de desmatamento. Declínios significativos foram observados na frequência de fogo em todo o Brasil durante este período, com as maiores reduções nas regiões de alto desmatamento acumulado (CHEN, 2013).

Na América do Sul, as emissões de partículas de queimadas são maiores em toda o sudeste da Amazônia, onde observa-se um rápido desmatamento, conforme Figura 6.

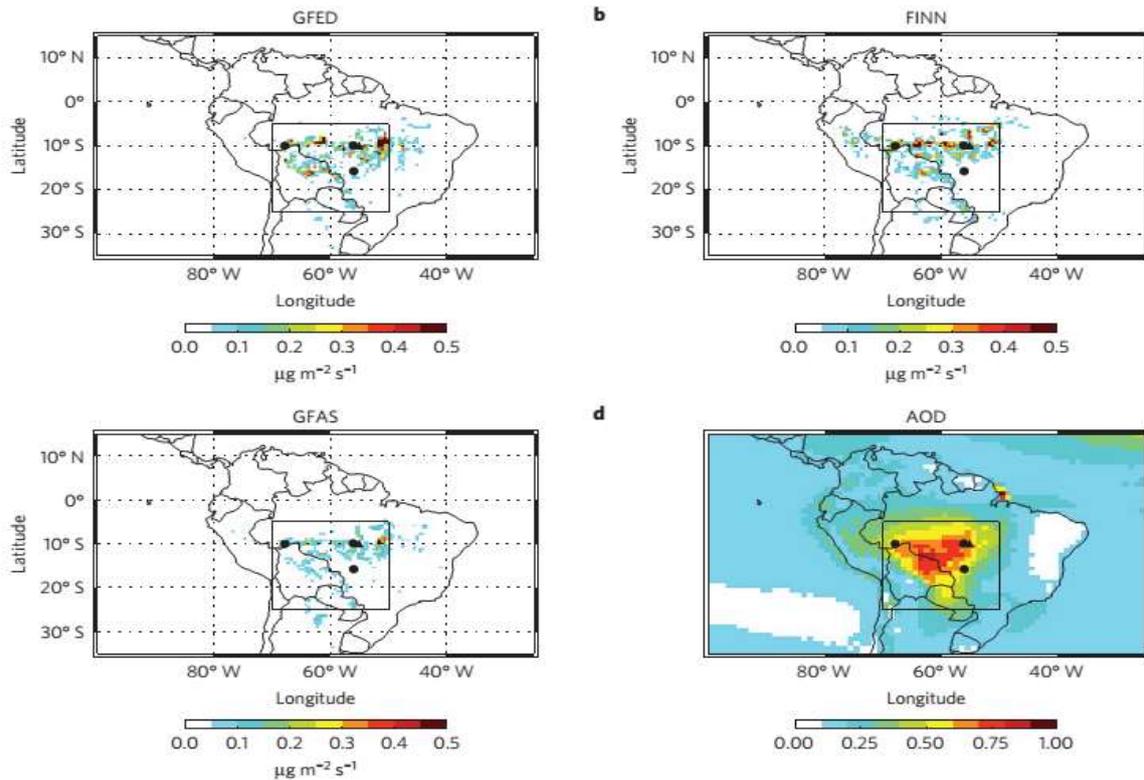


Figura 6. Emissões de queimadas e impactos do aerossol regional. (Fonte: CHEN, 2013 com adaptações).

As florestas tropicais da Amazônia Central têm pouca emissão de queimada devido à alta umidade, a copa das florestas densas e o pouco desmatamento significa que os incêndios são uma ocorrência rara. Regiões que apresentam incêndios agrícolas frequentes também tem emissões de queimadas menores em comparação com as regiões de desmatamento ativo, porque incêndios agrícolas resultam em menor emissão por unidade de área queimada devido a menores cargas de combustível.

Queimadas de desmatamento representam apenas 20% do total de emissões globais de partículas de queima de biomassa, mas 64% do total no Brasil. O que significa que queimadas de desmatamentos dominam os impactos causados na qualidade do ar regional (CHEN, 2013).

Nos anos de 2001 a 2011, a Amazônia experimentou condições de seca em 2005, 2007 e 2010 (CHEN, 2013). Estes anos de seca experimentou fatores de emissões da ordem de 1,5-2,8 maior de incêndios em comparação com anos sem seca. O relacionamento entre as taxas anuais de desmatamento do Brasil e as emissões anuais de incêndio, conforme Figura 7, confirmam comportamentos diferentes em anos de seca, consistentes com a análise de ocorrência de incêndios.

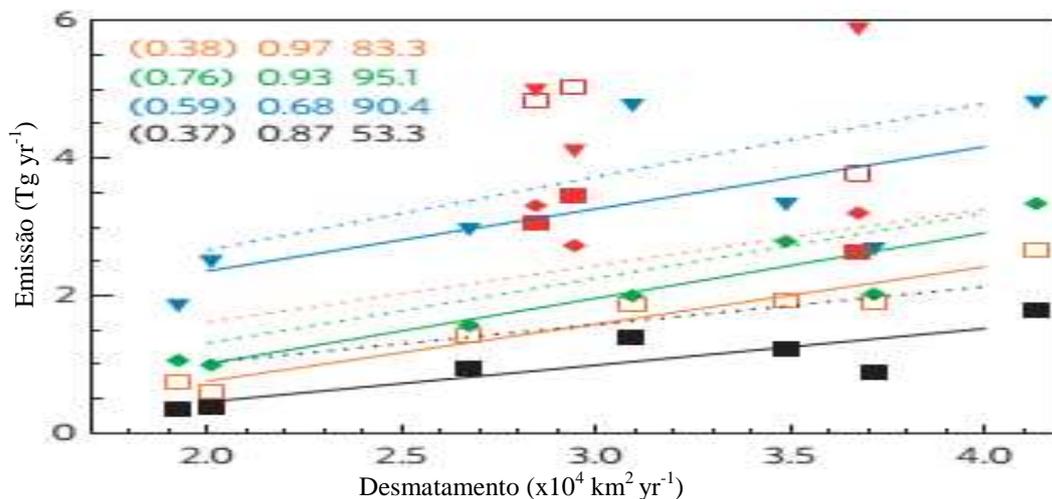


Figura 7. Relação entre emissões e desmatamento. (Fonte: CHEN, 2013, com adaptações).

Assim, há relações positivas significativas entre taxas anuais de desmatamento no Brasil e emissão anual de partículas de queima, tanto para emissões totais de queima, como para as emissões classificadas como queimadas de desmatamento. As emissões totais de partículas de queimadas sobre o Brasil têm diminuído ao longo de 2002-2011, assim como as emissões de queimadas de desmatamento. Assim, demonstra-se que as emissões diminuíram no Brasil, apesar dos potenciais aumentos de incêndios relacionados a aumentos na agricultura. As emissões de partículas de queimadas de desmatamento aumentaram na Bolívia e no Peru, porém o Brasil domina o total de emissões na América do Sul, conforme Tabela 3 (CHEN, 2013).

Tabela 3. Relação entre emissões e desmatamento. (Fonte: CHEN, 2013, com adaptações).

País	Média Emissão PM (Tg a ⁻¹)	Emissão r de Pearson contra tempo	Taxa de Variação (Tg a ⁻²)
Brasil	1,61	-0,68	-0,11
Bolívia	0,31	0,57	0,026
Peru	0,008	0,31	0,0002
Paraguai	0,034	-0,75	-0,002
Argentina	0,034	0,31	0,001

Essas alterações observadas acentuam mudanças profundas sobre o balanço de carbono global, concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis, e no aspecto de se gerar uma atmosfera oxidante global (CHEN, 2013).

Todas essas atividades liberam pequenas partículas, aerossóis, na atmosfera. Estes aerossóis acentuam a dispersão e absorção de radiação solar (LESINS, CHYLEK

e LOHMANN, 2002). A maioria dos aerossóis é de natureza regional, devido à sua curta vida, a distribuição regional das fontes, bem como a variabilidade em suas propriedades. Condições meteorológicas sazonais determinam o quão longe os aerossóis podem ser transportados a partir de suas fontes, bem como a forma como eles são distribuídos verticalmente através da atmosfera (KAUFMAN e TANDRÉ, 2002). A diversidade dos tipos de aerossóis resulta em uma mistura complexa de componentes de aerossol que reside na atmosfera. As diferentes composições moleculares irão influenciar na distribuição do tamanho e forma desses particulados, solubilidade, higroscopicidade e índice de refração dos aerossóis (RAMANATHAN, CRUTZEN, *et al.*, 2001).

2.2 CLIMATOLOGIA DA REGIÃO AMAZÔNICA

A característica mais marcante do território brasileiro é o predomínio de um clima de temperaturas elevadas e chuvas que ocorrem, sobretudo, no verão. Contudo, a atuação de diversos fatores climáticos (altitude, latitude, massas de ar.) e antrópicos podem influenciar de forma significativa nessa caracterização, promovendo diferenças significativas no clima.

Além das características geográficas próprias, há um conjunto de centros de ação e de massas de ar quentes, frias, úmidas e secas que participam da formação do clima do país.

O clima de determinada região é determinado por alguns fatores, denominados de controles climáticos, que atuam em escala global e regional. Os fatores mais importantes são circulação geral da atmosfera, topografia local, cobertura vegetal, ciclo hidrológico e influência de correntes oceânicas se a região for costeira (MOLION, 1987).

As interações bidirecionais entre o clima e a vegetação ocorrem em tempo e escala espaciais. O padrão global da Terra, a cobertura vegetal e o clima são exemplos claros dessas interações. O clima é o único fator que exerce maior influência sobre a distribuição da vegetação e suas características em um contexto global (PRENTICE, 1990). Dessa forma, desertos, florestas tropicais, savanas e outros tipos de vegetação estão determinados a uma primeira aproximação pelo clima.

As mudanças climáticas globais têm afetado atualmente a distribuição da vegetação, podendo afetá-la em um futuro próximo. Por outro lado, as mudanças na distribuição e estrutura da vegetação podem influenciar o clima (NOBRE, OLIVEIRA e SALAZAR, 2006).

O clima atual da região Amazônica é uma combinação de vários fatores, sendo a disponibilidade de energia solar o mais importante, através do balanço de energia. A Amazônia situa-se na região entre as coordenadas 5N e 10S, recebendo assim no topo da atmosfera um valor máximo de $36,7 \text{ MJ.m}^2.\text{dia}^{-1}$ nos meses de Junho e Julho (SALATI e MARQUES, 1984). Tais valores sofrem redução pela transmissão atmosférica mas são, em média, da ordem de $15 \text{ MJ.m}^2.\text{dia}^{-1}$. Medidas feitas na Amazônia Central (Manaus-AM) indicam que os maiores valores de radiação que chegam na superfície ocorrem nos meses de Setembro e Outubro, sendo que os mínimos ocorrem nos meses de Dezembro à Fevereiro. Esta distribuição de energia solar observada na região é controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/NW da convecção amazônica (HOREL, HAHMANN e GEISLER, 1989).

Devido aos altos valores de energia que incide na superfície, o comportamento da temperatura do ar mostra uma pequena variação ao longo do ano, com exceção na parte localizada ao sul, onde se situam os estados de Rondônia e Mato Grosso, que sofrem a ação de sistemas frontais (Frigens). A amplitude térmica sazonal é da ordem de $1-2^\circ\text{C}$, sendo que os valores médios se situam entre 24 e 26°C . (ANTONIO CÂNDIDO, OCIMAR MANZI, *et al.*, 2007).

A região Amazônica possui precipitação média de 2300 mm.ano^{-1} , embora haja regiões em que o total anual atinge 3500 mm . Nessas regiões não existe período de seca. Estes valores de precipitação elevada próximo à Cordilheira dos Andes deve-se à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos alíseos de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (CIFELLI, PETERSEN, *et al.*, 1990).

A Amazônia está localizada na região equatorial e apresenta clima quente e úmido, embora esse comportamento não tenha se manifestado constante nos últimos 15000 anos. As alterações da relação Terra-Sol são capazes de provocar mudanças significativas na quantidade de energia advinda do sol e recebida pela Terra, causando assim modificações dos sistemas atmosféricos predominantes e, por consequência, o

clima. As mudanças climáticas observadas são fortemente afetadas pelos componentes gasosos e de partículas da atmosfera. Ambos também podem influenciar de forma direta a qualidade de vida através de efeitos diretos sobre a saúde, a visibilidade, e para o ambiente. Embora as discussões e o conhecimento sobre gases, incluindo os de efeito estufa esteja bastante avançado, há a necessidade de se compreender muito mais sobre as partículas de aerossóis que ainda apresentam seus impactos sobre o clima pouco compreendidos.

O fenômeno de convecção na região Amazônica é um importante mecanismo de aquecimento da atmosfera tropical e suas variações, em termos de intensidade e posição, possuindo papel importante na determinação do tempo e clima desta região. Na estação chuvosa na região Amazônica, as propriedades diferentes da microfísica das nuvens estão associadas à convecção em diferentes regimes de ventos (CIFELLI, PETERSEN, *et al.*, 1990). A quantidade de calor liberada durante a época chuvosa é igual a 2,5 KJ/dia (FIGUEROA e NOBRE, 1990), equivalente a uma precipitação de 10 mm/dia.

A variabilidade da precipitação sobre as regiões central do Brasil e Amazônica é caracterizada por um ciclo sazonal que atualmente vem sofrendo frequentes mudanças em função das alterações climáticas observadas em todo o mundo. Meses que apresentam altas taxas de precipitação são chamados de estação úmida ou chuvosa. Os períodos de forte estiagem são chamados de estação seca. A Figura 8 abaixo mostra a climatologia de precipitação para o Brasil, contendo taxas de precipitação entre 1960 e 1991 (INFOCLIMA/INPE, 2016)

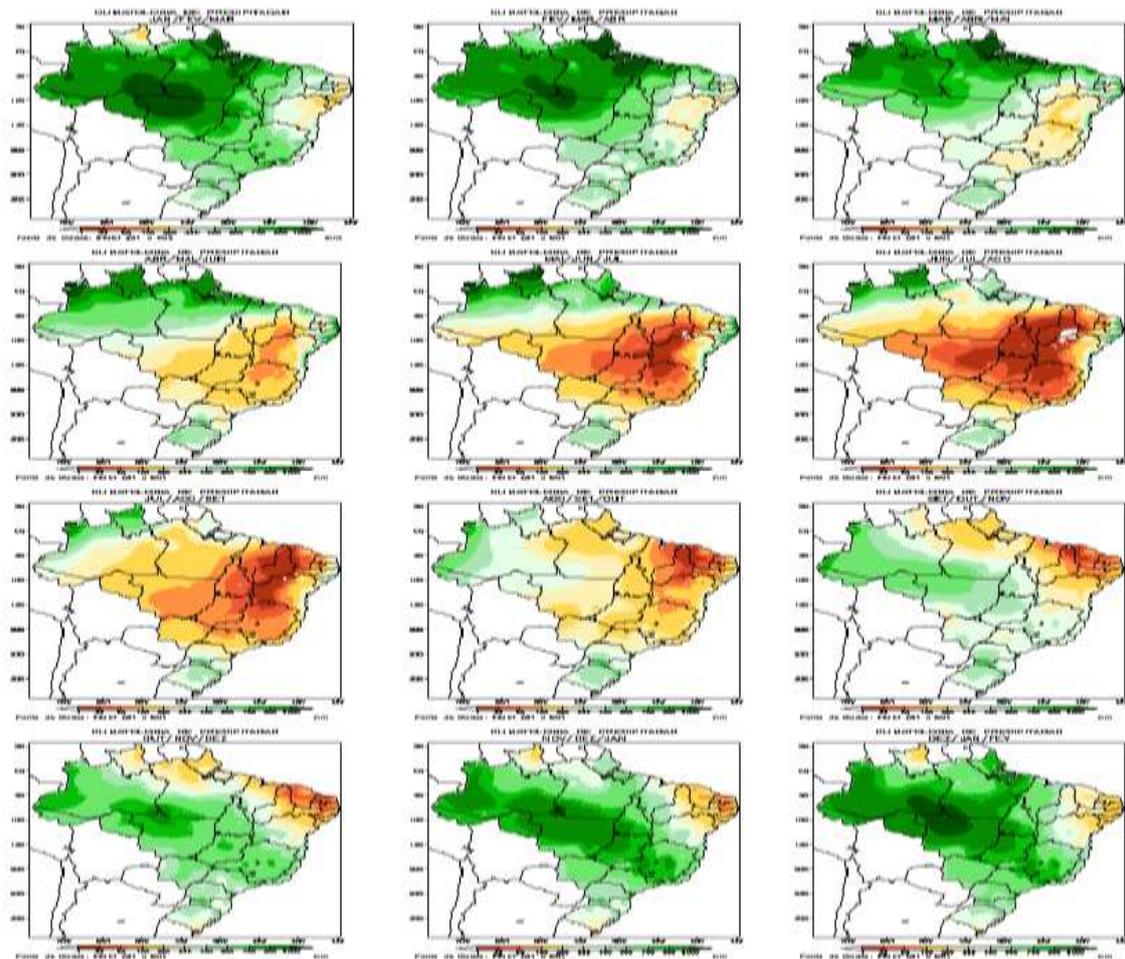


Figura 8. Climatologia da precipitação no Brasil de 1960 a 1991.

As mudanças climáticas globais, que vem ocorrendo provocadas pelo aumento da concentração de gases de efeito estufa na atmosfera são capazes de afetar setores importantes das atividades humanas, ecossistemas, saúde pública e agricultura, recursos florestais e recursos hídricos, por exemplo. Os últimos resultados divulgados pelo Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC), indica que haverá, ainda no decorrer deste século, aumento de temperatura por todo o planeta, sendo tal fenômeno mais acentuado sobre os continentes do que sobre os oceanos, com aumento dos níveis dos oceanos. Haverá ainda aumento de chuvas nas regiões onde o fenômeno de precipitação é normal e diminuição nas regiões que hoje sofrem com a escassez de água, além do aumento de fenômenos extremos.

Assim, o cenário geral de mudanças do regime de chuvas algumas vezes não se aplica a todas as regiões do planeta. Temos o caso da Amazônia, onde todos os modelos projetam aumento de temperatura, mas não concordam entre si no que diz respeito às alterações no regime de chuvas. Alguns modelos projetam diminuição, outros aumentos

e pouca alteração no regime de chuvas (IPCC, 2007). Levanta-se ainda para esses cenários, a possibilidade de a floresta amazônica não resistir à mudança do regime de chuvas e ser substituída por ecossistemas de vegetação mais esparsa, do tipo savana (LI, W. et al., 2006).

As projeções de savanização da Amazônia vêm, sobretudo, de resultados de modelos climático que projetam no futuro um padrão mais frequente de temperatura das águas superficiais do oceano Pacífico equatorial típica do fenômeno El-Niño, e também projetam aumento da temperatura das águas superficiais do oceano Atlântico na região tropical do Hemisfério Norte. O fenômeno El-Niño está associado a condições mais secas na região Amazônica, especialmente nas regiões norte, central e leste, enquanto que o aquecimento das águas do oceano Atlântico norte está associado a situações de estação seca mais severa na região sul e sudoeste da Amazônia (COLLINS, 2005). Portanto, tais cenários poderão levar a importantes reduções de chuvas a alongamentos da estação seca em grande parte da Amazônia.

Os modelos que representam o clima atual apresentam a capacidade de simular os elementos climáticos importantes do clima atual. A representação da temperatura e precipitação do clima atual na região Amazônica pode ser representado na tabela 4, onde se observa resultados de modelos climáticos do clima atual na Amazônia e em suas sub-bacias.

Tabela 4. Alterações da temperatura (°C) e precipitação (%) observadas em simulações na Amazônia e em suas sub-bacias. (ANTONIO CÂNDIDO, OCIMAR MANZI, et al., 2007).

	NEGRO		ICA-JAU		JURUA-PURUS		MADEIRA		TAPAJOS		AMAZONIA	
	Temp	Prec	Temp	Prec	Temp	Prec	Temp	Prec	Temp	Prec	Temp	Prec
OBS (°C;mm/dia)	26,0	7,0	22,2	6,0	26,3	6,5	24,5	4,7	26,0	5,7	25,0	5,8
20c3m (°C;mm/dia)	25,5	4,5	21,8	5,5	25,8	4,5	23,7	4,1	25,8	3,9	24,4	4,4
BI (°C;%)	2,3	-4,2	2,2	-0,6	2,4	-4,2	2,3	-4,7	2,3	-3,3	2,3	-2,9
ΔIB (°C;%)	3,5	-0,7	3,2	8,0	3,5	4,1	3,5	6,6	3,5	-0,2	3,5	4,0
AZ (°C;%)	3,6	-8,1	3,1	0,7	3,5	-1,7	3,4	-1,5	3,5	-4,7	3,4	-2,6
HADCM3 - 20c3m (°C;mm/dia)	27,0	5,2	23,3	6,4	27,5	5,6	25,1	5,2	27,3	4,2	26,1	5,3
HADCM3 - BI (°C;%)	3,9	-21,2	3,2	-1,7	4,0	-10,4	3,6	-8,7	3,6	-19,9	3,6	-11,6
HADCM3 - AZ (°C;%)	5,9	-30,6	4,9	-3,2	6,2	-14,9	5,6	-13,8	5,3	-26,7	5,5	-16,2
GISS - 20c3m (°C;mm/dia)	25,5	4,7	25,2	5,8	26,5	5,4	27,0	2,3	26,6	4,8	26,3	4,7
GIER - BI (°C;%)	2,1	-10,2	1,7	6,8	1,8	7,6	2,2	-1,7	1,9	4,6	1,9	0,1
GIER - AZ (°C;%)	3,0	-6,3	2,6	16,8	2,8	16,9	3,6	-1,4	2,9	12,1	2,9	6,8
CNRM3 - 20c3m (°C;mm/dia)	25,5	5,3	22,2	4,1	25,7	5,6	22,9	5,9	25,2	5,0	24,1	5,2
CNRM3 - BI (°C;%)	3,4	-1,9	3,4	2,3	3,4	-0,8	3,3	7,0	3,1	6,9	3,3	4,1
CNRM3 - AZ (°C;%)	4,1	-0,9	4,1	3,6	4,0	-0,1	3,9	8,7	3,8	6,8	4,0	4,9

A análise de toda a bacia indica claramente que em média os modelos utilizados são 0,6 °C mais frios e também mais secos, produzindo 24% menos chuva que a média anual observada para a bacia no período de 1961 a 1990. Nas sub-bacias o

comportamento dos modelos se repete, sendo as sub-bacias do Negro, Juruá-Purus e Tapajós-Xingu as mais secas, respectivamente, com 37%, 31% e 31% de chuva a menos e viés de temperatura variando de $-0,2^{\circ}\text{C}$ a $-0,8^{\circ}\text{C}$ (ANTONIO CÂNDIDO, OCIMAR MANZI, *et al.*, 2007).

Em geral, na maioria dos modelos, a precipitação é subestimada em todas as sub-bacias, com ênfase para a estação chuvosa. Apesar da grande variabilidade entre os modelos na simulação atual, eles ainda não são capazes de capturar a variação inter-anual da precipitação. A temperatura do ar é melhor representada pelos modelos, que em média simulam um clima anual ligeiramente mais ameno que o observado, mas com variabilidade intra-anual muito maior que a observada, especialmente na estação seca, quando os mesmos tendem a superestimar a temperatura do ar observada (ANTONIO CÂNDIDO, OCIMAR MANZI, *et al.*, 2007).

Em todas as projeções climáticas observadas para a região amazônica tem-se tendências de aquecimento em todos os cenários analisados. Os aumentos de temperaturas são de $2,3^{\circ}\text{C}$, $3,5^{\circ}\text{C}$ e $3,4^{\circ}\text{C}$ em todos os cenários avaliados para a região amazônica. A tendência de aquecimento também é observada em todas as sub-bacias.

As simulações para previsão de precipitação na região a partir de modelos regionais sugerem uma pequena redução na precipitação de 2% a 3% em alguns cenários, enquanto que em outros há predominância de aumento, da ordem de 4% mas com valores maiores nas sub-bacias a oeste e ao sul da região amazônica. As maiores reduções na precipitação chegam a ordem de 11% em alguns cenários e 16% em toda a bacia, de 21% e 30% para a bacia do rio Negro, e 20% e 27% para a bacia do Tapajós-Xingu. Alguns modelos chegam a apresentar variações positivas de precipitação, mas com valores relativamente baixos (ANTONIO CÂNDIDO, OCIMAR MANZI, *et al.*, 2007).

A tendência de aumento da temperatura do planeta nas três primeiras décadas do século XXI é da ordem de $0,2^{\circ}\text{C}$ por década em qualquer cenário de aumento de emissões. No caso da Amazônia, a taxa de aumento de temperatura do ar será próxima de $0,3^{\circ}\text{C}$ por década no mesmo período. A taxa de aquecimento mais elevada na Amazônia, em comparação com a taxa global, é esperada porque o aumento da

temperatura sobre as regiões oceânicas, que cobrem praticamente 70% da superfície do planeta, e mais lento (IPCC, 2007).

Em todos os modelos observa-se tendências distintas de aquecimento até o final do século XXI, alguns mostram tendências lineares na primeira metade do século para em seguida crescer de forma mais abrupta, com tendências de aumento de temperatura de 0,74°C por década na segunda metade do século. Para os níveis de precipitação, o conjunto de modelos não apresenta uma tendência de variação significativa com o tempo. Em alguns observa-se tendências de aumento de precipitação, principalmente na segunda metade do século, enquanto outros mostram modelos exibem uma tendência acentuada de redução da precipitação desde a primeira metade do século, acentuando-se ainda mais na segunda metade e com grande variabilidade inter-anual.

O nível de seca na Amazônia previsto por alguns modelos climáticos levaria a substituição de grandes áreas de floresta na Amazônia por um tipo de vegetação de savana (COX, 2004). Estudos recentes de alterações de bioma, utilizando cenário de mudanças climáticas globais, têm sugerido a possibilidade de savanização de parte da Amazônia até o final deste século, resultados ressaltados recentemente pelo IPCC (IPCC, 2011).

Recentemente, resultados de avaliação de um conjunto de modelos mostrou que os modelos que apresentam maiores desvios da climatologia nessa análise, apresentam também uma ampla área de savanização da Amazônia, enquanto que modelos com menores desvios de climatologia indicam pequenas áreas de avanço de savana sobre a floresta. Isso indica claramente que tais resultados são dependentes dos modelos climáticos e dos cenários utilizados, onde aparentemente modelos que apresentam grandes desvios da climatologia, tendem a superestimar e, até mesmo, a antecipar uma nova condição de equilíbrio.

Sendo assim, poderemos afirmar que as mudanças globais já estão em curso, pois podem provocar aumento generalizado da temperatura do ar e mudanças nos regimes de precipitação na região amazônica. Somente o aumento de temperatura afetará a biodiversidade dos ecossistemas da Amazônia de maneira dramática. Eventos extremos mais frequentes e intensos, como enchentes e secas prolongadas, são fatores adicionais de estresse para os ecossistemas e a vida das populações na região Amazônica.

2.3 EMISSÕES BIOGÊNICAS E PIROGÊNICAS NA AMAZÔNIA

A região Amazônica representa a maior floresta tropical contínua do mundo, uma especial atenção tem sido dedicada ao estudo do desmatamento generalizado pela ocupação agrícola, incêndios antrópicos e o impacto dos aerossóis, da queima de biomassa, sobre processos de nucleação de nuvens (ANDREAE, ROSENFELD, *et al.*, 2004). Os eventos anuais de queima de biomassa resultam em significativas cargas sazonais de aerossol em vastas extensões da bacia amazônica que são difundidas e persistem durante a estação seca (HOLBEN, SETZER, *et al.*, 1996), e com tal, a Amazônia é considerada uma das principais fontes de partículas de aerossóis (SCHAFER, ECK, *et al.*, 2008).

As emissões biogênicas e pirogênicas têm um forte impacto em nível regional e global, na química atmosférica, particularmente sobre os processos de fotoxidação e do ozônio troposférico. Concentrações do número de partículas que são muito baixas na estação chuvosa, com média em torno de 300 partículas/cm³, podendo atingir concentrações muito elevadas de cerca de 30000 partículas/cm³ na estação seca (ANDREAE, 2002).

A composição química da atmosfera sofre grandes mudanças na época da seca, devido as emissões de gases traços e partículas de aerossóis provenientes de queimadas de pastagens e floresta, gerando importantes implicações em nível local, regional e global (ARTAXO, OLIVEIRA, *et al.*, 2006). A região também é uma das principais fontes naturais de compostos orgânicos voláteis para a atmosfera global (GUENTHER, HEWITT, *et al.*, 1995), com significativas emissões de hidrocarbonetos como isopreno e terpeno, além de uma grande variedade de compostos oxigenados (ARTAXO, OLIVEIRA, *et al.*, 2006). Movimentos convectivos podem introduzir partículas de aerossol biogênico e pirogênico na alta troposfera onde a vida média é da ordem de semanas ou meses. Desta maneira, uma significativa fração do aerossol carbonáceo na troposfera livre pode ser de origem tropical. Por outro lado, o transporte de hidrocarbonetos pela convecção profunda pode levar a produção fotoquímica de aerossol orgânico na troposfera (ANDREAE e E CRUTZEN, 1997).

Tem se mostrado que os produtos de oxidação de monoterpenos (por exemplo α -pireno) (HOFFMANN, ODUM e BOWMAN, 1997), que são compostos orgânicos voláteis biogênicos (COV) emitido principalmente pela vegetação terrestre, contribuem para estimativa de aerossóis (I. G. NIKOLAOS e & G. STEPHANOU, 1998). No entanto, tem-se estabelecido que as emissões muito maiores de isopreno (GUENTHER, HEWITT, *et al.*, 1995) não resultam em aerossol orgânico secundário formado na atmosfera (PANDIS, HARLEY, *et al.*, 1991).

O conhecimento dos mecanismos de degradação do isopreno, representa quase 50% de todos os hidrocarbonetos biogênicos não metânicos em escala mundial (A. GUENTHER *et al.*, 1995), é de considerável interesse para a qualidade da modelagem do ar (GEIGER, BARNES, *et al.*, 2003). Foi recentemente proposto que a reação heterogênea de isopreno em partículas ácidas pode ser uma importante fonte de substâncias úmidas, que podem contribuir de 20 a 50% do aerossol orgânico solúvel em água em áreas urbanas e rurais.

Experimentos com aerossóis atmosféricos realizados na região Amazônica indicam que os compostos orgânicos presentes trazem características da química da atmosfera local e regional e não de transporte a longa distância (CLAEYS, GRAHAM, *et al.*, 2004). A bacia amazônica contém o maior ecossistema de floresta úmida do mundo, e é conhecida por emitir grandes quantidades de COV (KESSELMEIER, KUHN, *et al.*, 2000).

As partículas de aerossóis na Amazônia têm uma ampla gama de fontes naturais e antropogênicas, e os efeitos integrados de emissão e processamento na atmosfera levam a misturas internas e externas de complexos de partículas, mesmo dentro de uma massa de ar aparentemente homogênea. A complexidade pode ser útilmente dissecada por conceituar uma única partícula como composto de componentes. Dependendo de sua origem, os componentes são normalmente classificados como primários ou secundários.

Os componentes primários são diretamente emitidos a partir de uma fonte para atmosfera; componentes secundários são formados na atmosfera (DECESARI, FUZZI, *et al.*, 2006). Exemplos de aerossol biológicos primários (ABP) são partículas emitidas na Bacia Amazônica que incluem pólen, bactérias, fungos, esporos, vírus e fragmentos

de plantas e animais (ELBERT, W; TAYLOR, P.E.; ANDREAE, M. O.; POSCHL, U., 2007).

Exemplos de componentes orgânicos de aerossóis secundários são as moléculas de baixa volatilidade que resultam a partir de reações de O₃ e OH⁻ com compostos orgânicos biogênicos voláteis, tais como isopreno e terpenos. Os COBV são emitidos em grandes quantidades para a fase gás por plantas. Os produtos de oxidação COBV de baixa volatilidade podem condensar a partir da fase gasosa em partículas pré-existentes ou, alternativamente, contribuir para a formação de nova partícula. Reações de fase líquida dentro de gotículas de nuvens também podem produzir produtos de oxidação de baixa volatilidade, servindo como uma outra fonte de componentes orgânicos em partículas de gotículas de nuvem que evaporam (JAMES D BLANDO e BARBARA J TURPIN, 2000).

Compostos orgânicos biogênicos voláteis são emitidos a partir de plantas durante o crescimento, manutenção, decadência e de consumo, e as taxas de emissão médias representam mais de 2% da produtividade primária líquida na bacia amazônica e em outras regiões (P. R ZIMMERMAN, J. P. GREENBERG e C. E. WESTBERG, 1988).

A bacia Amazônica contém na ordem de 10⁵ espécies de plantas, cada uma com as assinaturas originais de emissões de COBV. As estimativas das emissões a partir do COBVs representam um desafio, mas tarefa extremamente importante. Antes de novos estudos realizados em décadas no passado, as estimativas de emissão de COBVs amazônicos foram baseados em um pequeno conjunto de medições conduzidas por Zimmerman et al. (1988).

2.3.1 AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA AMAZÔNIA

A composição da atmosfera tem forte influência no clima de nosso planeta, tanto do ponto de vista da concentração de gases quanto na presença de partículas de aerossóis que são críticas para o equilíbrio dos ecossistemas e do clima.

As partículas de aerossol tanto naturais quanto emitidas em processos antrópicos existem em todos os lugares, e influenciam o clima de diversas maneiras: atuam na absorção e espalhamento de radiação solar, na formação de nuvens, na reciclagem de

nutrientes em ecossistemas, na composição química da precipitação, na visibilidade e na saúde das pessoas, entre outros papéis importantes.

Sob condições não perturbadas pela ação do homem, a concentração de partículas na atmosfera amazônica é muito baixa, comparável àquelas encontradas nas mais remotas regiões do globo (ARTAXO, MARTINS, *et al.*, 2002).

Essas baixas concentrações constituem um fator notável, uma vez que regiões continentais, de maneira geral, são caracterizadas por concentrações mais elevadas de partículas. Durante a estação chuvosa (dezembro a maio), foram observadas cerca de 200-400 partículas/cm³, dez vezes menos que o observado em outras áreas continentais do globo, e 100 a 1000 vezes menores que os valores observados em áreas afetadas por queimadas na Amazônia, que apresentam altas concentrações de 20.000 a 40.000 partículas/cm³ (ARTAXO, OLIVEIRA, *et al.*, 2006).

A geração e emissão pela floresta dessas partículas ainda é um mistério. Essas partículas podem ser divididas em duas frações, de acordo com o tamanho. A fração fina compreende partículas menores que 2 microns (μm) de tamanho e são produzidas principalmente através da conversão em partículas de gases biogênicos emitidos pela vegetação. A fração grossa, que compreende as partículas maiores que 2 microns, são constituídas por fragmentos de folhas, grãos de pólen, bactérias, fungos e uma enorme variedade de outros tipos de partículas biogênicas (GUENTHER, HEWITT, *et al.*, 1995).

O padrão temporal de emissão de partículas biogênicas também é bastante peculiar. A concentração de aerossóis da moda grossa no período noturno é aproximadamente o dobro da observada durante o dia. Análises morfológicas dessas partículas por microscopia eletrônica indica que o crescimento noturno está relacionado com o aumento do número de esporos de fungos em suspensão no ar (GRAHAM, GUYON, *et al.*, 2003).

A bacia Amazônica é responsável por uma grande fração das emissões de compostos orgânicos voláteis (COV's), que são compostos orgânicos que têm pressão de vapor suficientemente alta para, em condições normais, vaporizarem e se dispersarem na atmosfera. Uma vez lançados na atmosfera, alguns dos COV's convertem-se em partículas de aerossol através de reações, sendo assim denominados

aerossóis secundários orgânicos, uma vez que não foram emitidos diretamente na atmosfera mas, sim originados a partir de precursores gasosos (GUENTHER, HEWITT, *et al.*, 1995).

Do ponto de vista climático e de química da atmosfera, os aerossóis biogênicos orgânicos (primários e secundários) são de considerável importância. Um papel essencial exercido por essas partículas está no fenômeno de formação de nuvens. Para que esse fenômeno ocorra é necessário não apenas que o ar esteja saturado de vapor de água, mas que também exista alguma superfície para que o vapor se condense. Na natureza, quem desempenha o papel dessa superfície de condensação é uma fração de aerossóis denominada de Núcleos de Condensação de Nuvens (NCN), partículas sobre as quais o vapor se deposita formando gotículas de nuvens (HEWITT, GUENTHER, *et al.*, 1995).

Além das emissões naturais da floresta, uma pequena fração dos aerossóis na bacia amazônica é originada do transporte de poeira do Saara, que ocorre tipicamente durante os meses de abril e maio (KOREN, KAUFMAN, *et al.*, 2006).

As emissões de partículas de aerossóis devido à prática de queimadas na Amazônia são muito altas, com significativas emissões levando a altas concentrações de material particulado na atmosfera.

A pluma de gases e partículas de aerossóis emitidos por queimadas atinge amplas áreas no continente sul-americano. Como as partículas emitidas em queimadas são predominantemente na fração fina, estão sujeitas ao transporte de larga escala por milhares de quilômetros, conforme figura 9 feita pelo sensor Modis (ARTAXO, OLIVEIRA, *et al.*, 2006).

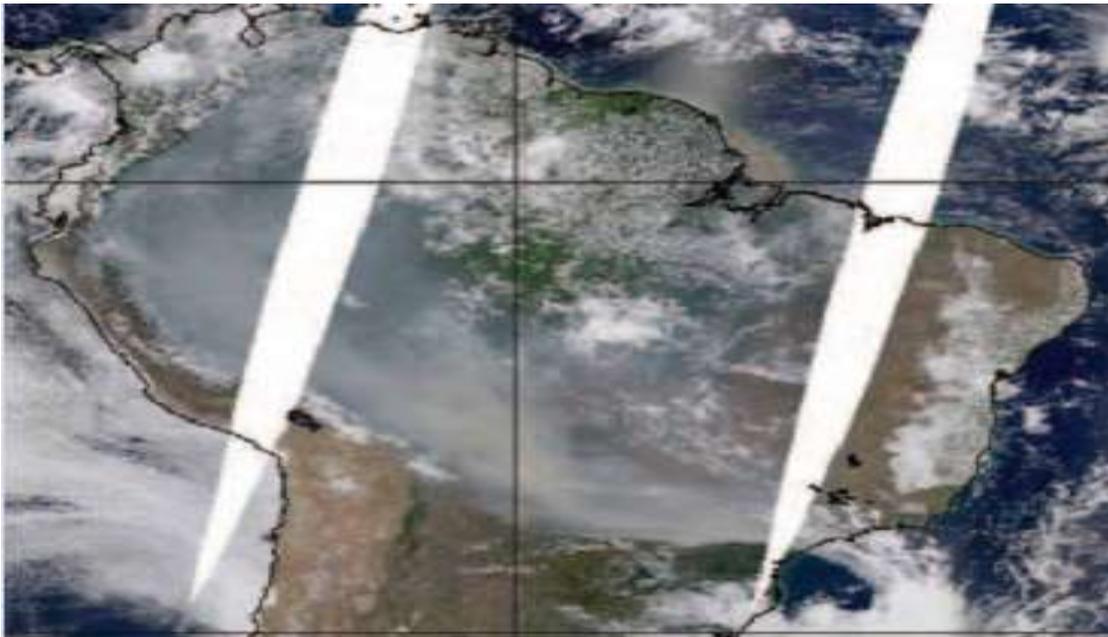


Figura 9. Pluma de partículas de aerossóis provenientes de emissão de queimada na Amazônia.

Como os aerossóis de queimadas interagem diretamente com a radiação solar, as queimadas alteram severamente a quantidade de radiação solar que chega à superfície. Os aerossóis originados de queima chegam a reduzir em 50% a radiação fotossinteticamente ativa (PROCOPIO, ARTAXO, *et al.*, 2004).

Na Figura 10 abaixo observa-se um esquema dos principais processos que contribuem para os aerossóis atmosféricos.



Figura 10. Processos naturais e antropogênicos produzindo gases e partículas na atmosfera.

Os efeitos diretos dos aerossóis no clima são os mecanismos que afetam o balanço de radiação solar e terrestre, podendo levar tanto ao aquecimento quanto ao resfriamento da superfície, dependendo de suas propriedades intrínsecas e da refletividade do solo (MARTINS, 1999). O que ocorre é uma alteração no fluxo de energia resultante, afetando o aquecimento adiabático da atmosfera, assim como o calor conservado nos oceanos, na criosfera e na biosfera como um todo (JEAN-PIERRE BLANCHET e ERIC GIRARD, 1995). Com isso a temperatura é diretamente afetada e devido a relações existentes entre ela e outras variáveis climáticas, todas são alteradas, como por exemplo a precipitação, a umidade do ar e do solo e a circulação atmosférica. A figura 11 ilustra um esquema do balanço radiativo terrestre, onde as partículas de aerossóis e as nuvens jogam um papel fundamental neste balanço.

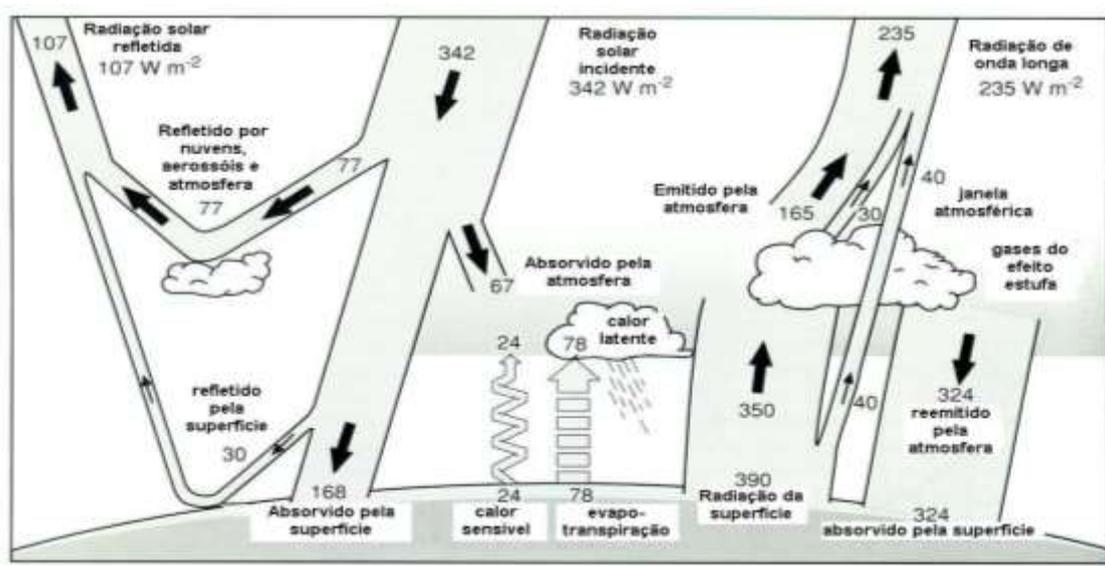


Figura 11. Ilustração do balanço radiativo terrestre.

A radiação solar ao atravessar a atmosfera sofre uma série de perturbações causadas por partículas de aerossóis e gases ao longo de seu caminho óptico, definindo seu espectro e sua intensidade ao nível do solo (HORVATH, 2000).

Assim, o conjunto básico de parâmetros das partículas requerido para descrever a interação direta das partículas de aerossóis com a radiação solar pode ser expresso pela espessura óptica de aerossóis (τ), pelo albedo simples (ω_0), e pela função de fase ($P(\theta)$), uma vez que a fração de retroespalhamento (β) é simplesmente a integral de $P(\theta)$ no hemisfério superior. Todos estes parâmetros ópticos das partículas de aerossol foram definidos anteriormente, variam em função do comprimento de onda da radiação incidente e são em geral função da umidade relativa do ar (UR), uma vez que o próprio

índice de refração e outras propriedades físicas das partículas variam com UR. Desta maneira, para uma determinação dos efeitos radiativos de aerossóis é essencial a determinação das eficiências de espalhamento para algumas espécies químicas chave, como sulfatos (BINGEMER, ANDREAE, *et al.*, 1992) e carbono orgânico (CLAIRAC, DELMAS, *et al.*, 1988), em função de suas interações com vapor d'água. A eficiência de absorção de massa de BC têm também um papel fundamental no entendimento dos processos de absorção de radiação pelas partículas (MARTINS, ARTAXO, *et al.*, 1998). A medida da composição química dos aerossóis em função do tamanho das partículas é também essencial, pois o tipo de mistura dos vários compostos químicos influenciam significativamente no índice de refração efetivo das partículas e nas suas eficiências de absorção e espalhamento.

Um dos pontos mais fracos dos modelos de aerossóis é a determinação da variabilidade de suas propriedades. Para descrever a forçante radiativa direta é necessário um maior conhecimento das distribuições tridimensionais da concentração de massa, da composição química e do tamanho, o grau de mistura das várias espécies químicas e o índice de refração complexo (SETH NEMESURE, RICHARD WAGNER e STEPHEN E. SCHWARTZ, 1995).

2.3.2 A FORÇANTE RADIATIVA DOS AEROSSÓIS E O BALANÇO DE ENERGIA DO CLIMA

Os aerossóis são atualmente considerados uma das maiores fontes de incertezas na modelagem climática. Aerossóis variam no tempo e espaço podendo causar variações na microfísica das nuvens, podendo impactar propriedades radiativas das nuvens e do clima.

Os aerossóis atmosféricos impactam o clima de forma direta, através da absorção e espalhamento da radiação solar, e de forma indireta, alterando os mecanismos de formação de nuvens. O balanço de radiação é um componente crítico do sistema climático da Terra, e um aumento na concentração de aerossóis provoca uma alteração líquida no balanço de radiação, chamada radiação dos aerossóis (RAMANATHAN, CRUTZEN, *et al.*, 2001). Alterações importantes no balanço de radiação na superfície ocorrem como consequência da grande quantidade de partículas lançadas na atmosfera durante as queimadas (ARTAXO, OLIVEIRA, *et al.*, 2006).

2.3.3 PROPRIEDADES RELEVANTES DO AEROSSOL PARA A FORÇANTE RADIATIVA

As propriedades radiativas importantes dos aerossóis atmosféricos (diretos e indiretos) são determinadas basicamente pela composição, distribuição de tamanho dos aerossóis, forma das partículas e dependência espectral das propriedades ópticas (profundidade óptica, albedo simples de espalhamento, função de fase, etc.). A forçante radiativa direta (FRD) do aerossol é definida como a perturbação dos fluxos de radiação causada pelos aerossóis antropogênicos (aerossóis naturais não estão incluídos). Para obter uma estimativa da FRD, uma medida da concentração de aerossóis antropogênicos, é necessária para o conhecimento das distribuições do seu tamanho e os índices de refração (BELLOUIN, BOUCHER, *et al.*, 2005).

Para fins de cálculos e avaliação de incertezas da forçante radiativa direta, essas propriedades podem ser incluídas em um pequeno conjunto de parâmetros. O conjunto básico de parâmetros das partículas requerido para descrever a interação direta das partículas de aerossóis com a radiação solar pode ser expresso pela espessura óptica de aerossóis ($\tau(\lambda)$), pelo albedo simples ($\omega(\lambda)$), parâmetro de assimetria ($g(\lambda)$), pela função de fase ($P(\Theta; \lambda)$), uma vez que a fração de retroespalhamento (β) é simplesmente a integral de $P(\Theta; \lambda)$ no hemisfério superior. Todos estes parâmetros ópticos das partículas de aerossol variam em função do comprimento de onda da radiação incidente e são, em geral, função da umidade relativa do ar (UR), uma vez que o próprio índice de refração e outras propriedades físicas das partículas variam com a UR (ARTAXO *et al.*, 2006).

As altas concentrações de material particulado na atmosfera sobre extensas áreas na região tropical exercerão os efeitos sobre a composição atmosférica (gases e partículas de aerossol), fração de cobertura de nuvens, albedo de superfície, perfil vertical de variáveis termodinâmicas, entre outros fatores, alterando o balanço radiativo local (PROCOPIO, ARTAXO, *et al.*, 2004), absorção de CO₂ pela floresta, e propriedades microfísicas de nuvens (ANDREAE, ROSENFELD, *et al.*, 2004).

As partículas de aerossol são ubíquas. Eles dispersam a luz solar, reduzindo assim o fluxo de energia para a superfície da Terra. O resultado é um efeito de resfriamento. Algumas partículas também absorvem a radiação solar, resultando em um aquecimento da atmosfera e, num resfriamento da superfície da Terra. As interações das partículas de

aerossol com a luz solar resultam num efeito direto sobre o clima (YU et al., 2006). Além disso, vários tipos de efeitos indiretos resultam das interações das partículas com as nuvens e exercem um efeito de resfriamento.

Um resumo abrangente dos conhecimentos atuais sobre os efeitos do aerossol sobre o clima está no relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) (FORSTER et al., 2007). Ele utiliza a forçante radiativa (FR), expressa em Wm^{-2} , para descrever as mudanças na radiação líquida na tropopausa em relação aos valores assumidos na fase pré-industrial. A FR positiva esquentam o sistema da atmosfera da Terra, e um negativo FR esfria. O IPCC estima que a FR atribuível a alterações induzidas pelo homem da carga de aerossóis está entre 0 e -3 W m^{-2} .

A forçante radiativa dos aerossóis é uma área de profundo interesse científico, pois é um parâmetro essencial na compreensão das perturbações que afetam o sistema climático. A forçante mais básica é simplesmente a alteração de fluxos líquidos de radiação por processos de espalhamento e absorção, definida como o efeito direto. Tais forçantes podem ser definidas para a parte superior da atmosfera ou para a superfície. Efeitos indiretos resultam dos aumentos na estabilidade atmosférica devido ao aquecimento da troposfera devido a absorção pelos aerossóis e redução de fluxo solar na superfície, causando assim alteração na formação de nuvens (KOREN, KAUFMAN e REMER, 2004). Os efeitos indiretos de aerossóis têm incertezas muito maiores (ANDERSON, CHARLSON, *et al.*, 2003), e inclui outras consequências, tais como mudanças na profundidade óptica das nuvens, albedo, e eficiência da precipitação (e, portanto, na duração da nuvem), bem como alterações na estabilidade da atmosfera devidas o aquecimento da troposfera por absorção pelos aerossóis.

2.4. RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA

O processo mais importante responsável pela transferência de energia na atmosfera é radiação eletromagnética. A radiação eletromagnética viaja em forma de onda, e todas as ondas eletromagnéticas viajam à mesma velocidade, a velocidade da luz. Esta é $\pm 2.99793 \times 10^8 \text{ m seg}^{-1}$ no vácuo e quase a mesma velocidade no ar. Luz visível, raios gama, raios-x, luz ultravioleta, radiação vermelha, micro-ondas, sinais de televisão, e ondas de rádio constituem o espectro eletromagnético.

Radiação eletromagnética atmosférica é um campo em que a interação da radiação solar e terrestre com as moléculas, aerossóis e nuvens na atmosfera, bem como com o solo, são estudados através da teoria de transferência de radiação e por meio de observações radiométricas da terra e do espaço. Estes processos são complexos e críticos para a compreensão da radiação atmosférica em muitas aplicações.

2.4.1 AS LEIS BÁSICAS DA RADIAÇÃO

O sol é composto de aproximadamente 75% de hidrogênio e 25% de hélio e a sua energia é derivada da fusão de hidrogênio em núcleos de hélio, sendo sua energia transferida para a superfície através de ondas curtas radiação eletromagnética. A maior parte da energia incidente de radiação na parte superior da atmosfera da Terra é devido à luz de comprimento de onda entre 200 nm (ultravioleta) a 4 mm (infravermelho), com intensidade de pico a cerca de 490 nm (parte verde da região visível do espectro) (WALLACE, 1940).

A temperatura solar é de cerca de 5800 K podendo ser pensado como emissor de corpo negro a esta temperatura (emite a quantidade máxima de radiação possível em cada comprimento de onda a uma dada temperatura). Planck relacionou o poder emissivo, ou intensidade, de um corpo negro $B(\lambda, T)$ a um dado comprimento de onda, λ , à temperatura, T , sendo emitida por:

$$B(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{(\lambda^5 \exp^{hc/k\lambda T} - 1)} \quad \text{Equação (1)}$$

Onde k é a constante de Boltzmann ($1,381 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$), c é a velocidade da luz no vácuo ($2,998 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$) e h é a constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34} \text{ J s}$), a irradiância solar como uma função do comprimento de onda e a curva do corpo negro para emissão de temperatura a 5800 K, conforme Figura 12:

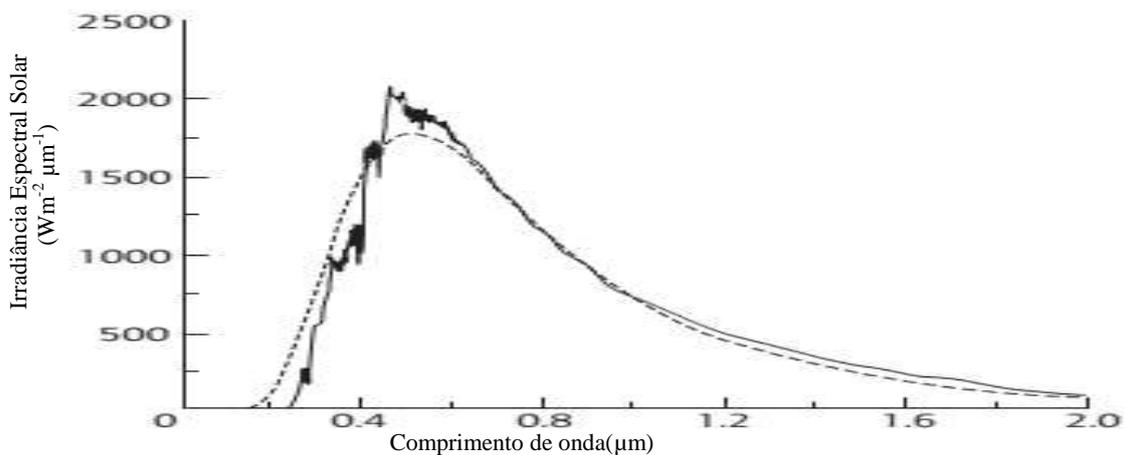


Figura 12. Espectro de irradiância solar comparado com o corpo negro a 577 K.

O fluxo total emitido por um corpo negro, F_b , e a intensidade total emitida B , pode ser encontrada pela função de integração de Planck, conforme equação abaixo, sobre todos os comprimentos de onda:

$$F_B = \pi B = \int_0^{\infty} B(\lambda, T) d\lambda = \sigma T^4 \quad \text{Equação (2)}$$

Onde σ é a constante de Stefan – Boltzmann ($5,671 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

A radiação solar tem uma intensidade média de cerca de $1,370 \text{ W m}^{-2}$ da distância Terra ao Sol, muitas vezes referida como energia solar constante, S , mas varia com o tempo em uma ampla variedade de escalas (N.HEWITT e V.JACKSON, 2009).

A Terra também atua como um corpo negro, mas quando a temperatura global média da superfície, T_s , é de 288 K, a maior parte da irradiância da Terra está na parte infravermelha do espectro eletromagnético e picos acerca de $10\mu\text{m}$. A Figura 13 abaixo mostra uma curva de um corpo negro para um emissor a temperatura de 288 K em comparação com um a 5777 K, representando o espectro solar (N.HEWITT e V.JACKSON, 2009).

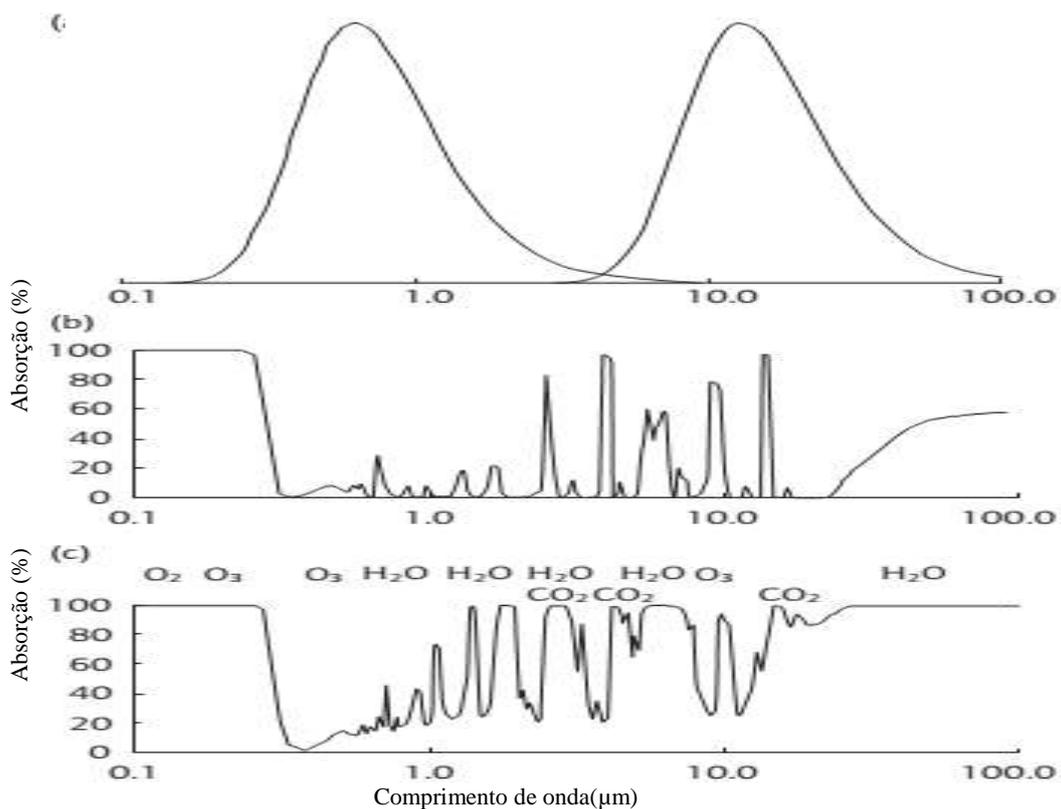


Figura 13. Curvas corpo negro a 5777 K. Fração absorção da radiação no topo da atmosfera.

O conjunto de radiações emitidas por fontes naturais e artificiais terrestres é o mecanismo pelo qual a energia é transferida entre regiões de diferentes temperaturas. A radiação térmica é definida como a energia radiante emitida por um meio em virtude de sua temperatura. As intensidades e comprimentos de onda dominante da radiação são

uma função da temperatura absoluta do meio de radiação (N.HEWITT e V.JACKSON, 2009).

O intervalo dos comprimentos de onda normalmente associados com a radiação térmica fica entre 0,1 μm e 100 μm . Esse intervalo é subdividido em três sub-intervalos, o ultravioleta, o visível e o infravermelho. A radiação térmica de superfícies naturais e da atmosfera cai dentro da faixa do infravermelho. Comprimentos de onda associados com esta porção do espectro estão entre 3 μm e 100 μm (N.HEWITT e V.JACKSON, 2009).

Um corpo negro é uma superfície que absorve completamente toda a radiação incidente. O corpo negro é um conceito teórico, que estabelece um limite máximo para a emissão de radiação, de acordo com a segunda lei da termodinâmica. É também um padrão pelo qual as características de radiação de outros meios são comparadas.

O poder de emissão de um corpo negro é a quantidade de energia irradiada por unidade de área por unidade de tempo. Em um comprimento de onda λ no intervalo de comprimento de onda $d\lambda$, o poder de emissão de um corpo negro pode ser representado por $B_\lambda d\lambda$. B_λ é chamado de espectro ou poder de emissão monocromático do corpo negro. Uma relação que produz o poder de emissão de um corpo negro em qualquer temperatura e comprimento de onda foi derivada por Max Planck em 1900. A lei de Planck estabelece (ANDREWS, 1998):

$$B_\lambda(T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\pi(e^{c_2/\lambda T} - 1)} \quad \text{Equação (3)}$$

Onde $c_1 = 3,74 \times 10^{-16} \text{ W m}^2$ e $c_2 = 1,45 \times 10^{-2} \text{ m K}$. A busca de uma justificativa teórica desta relação empírica levou ao desenvolvimento da teoria da física quântica. Observa-se e verificou-se que, teoricamente, a radiação do corpo negro é isotrópica. Quando $B_\lambda(T)$ é representada graficamente como uma função do comprimento de onda em uma escala linear, o espectro resultante da intensidade monocromática exibe a forma mostrada na Figura 14 abaixo.

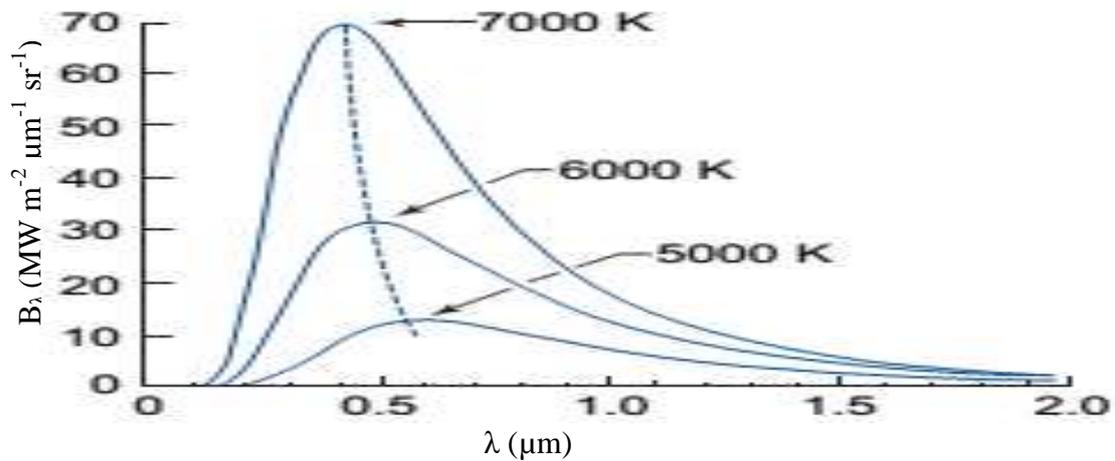


Figura 14. Espectros de emissão de corpos negros com temperaturas absolutas

Através desta equação verifica-se que quaisquer corpos negros a uma mesma temperatura emitem exatamente a mesma radiação e apresentam a mesma curva espectral.

A partir de lei de Planck o poder de emissão monocromático para um corpo negro a uma temperatura específica pode ser representado como uma função do comprimento de onda. Isso é mostrado na Figura 15 em duas temperaturas diferentes; 6000 K e 288 K, a temperatura aproximada do Sol e da Terra, respectivamente.

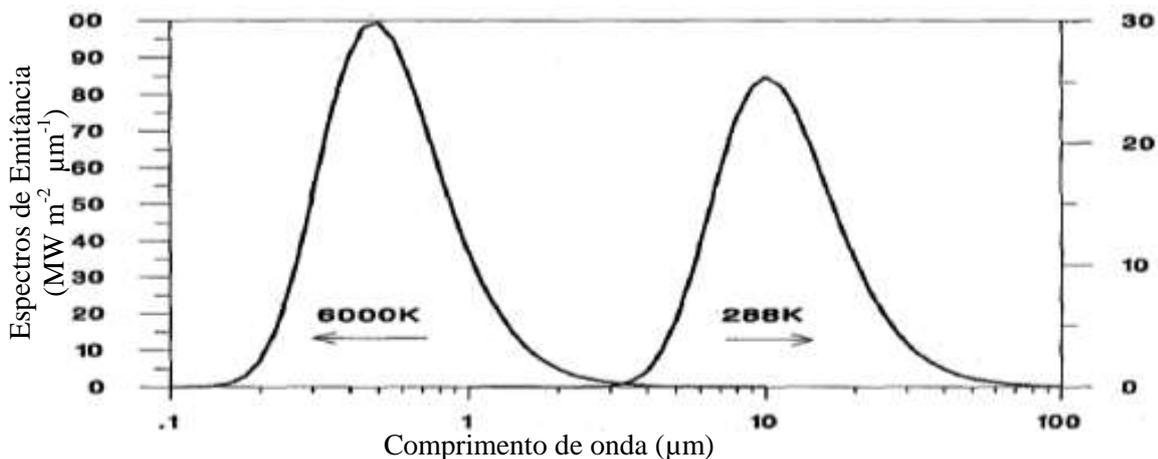


Figura 15. Espectros de emitância para temperaturas de um corpo negro a 6000 K e outro a 288K

A lei de Planck fornece valores de zero para $\lambda = 0$ e $\lambda = \infty$ e atinge um máximo em algum valor finito de λ . O máximo é maior para valores de temperatura mais elevados. Para uma dada temperatura, o comprimento de onda em que B_λ é um máximo é dado pela lei de deslocamento de Wien:

$$\lambda_m = \frac{2897}{T} \quad \text{Equação (4)}$$

A lei de Wien mostra que o comprimento de onda $\lambda_{m\acute{a}x}$ (em μm) na qual a densidade de energia maxima diminui à medida que a temperatura aumenta. Para as duas temperaturas consideradas anteriormente, os comprimentos de onda em que a radiação de corpo negro  maxima são:

$$\lambda_{\text{max}}(6000\text{K}) = 0,48\mu\text{m} \quad \text{e}$$

$$\lambda_{\text{max}}(288\text{K}) = 10\mu\text{m} \quad \text{Equação (5)}$$

A energia total irradiada por um corpo negro é a integração da Equação 1 em todos os comprimentos de onda, $\lambda = 0 \rightarrow \infty$, o que d a conhecida equação de Stefan Boltzman para a radiação do corpo negro como:

$$F = \sigma T^4 \quad \text{Equação (6)}$$

Onde σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$). Para radiações de superfícies não negras, o poder de emissão monocromático está representado por R_λ . Esta quantidade pode ser expressa em termos do poder de emissão monocromático de um corpo negro por:

$$R_\lambda = \varepsilon_\lambda B_\lambda \quad \text{Equação (7)}$$

Onde ε_λ é a emitância monocromática hemisférica de uma superfície.

O poder de emissão de uma superfície não negra  temperatura T , irradiando para a região hemisférica acima pode ser descrita abaixo:

$$R = \varepsilon B = \varepsilon \sigma T^4 \quad \text{Equação (8)}$$

Onde ε é a emissividade hemisférica.

ε_λ é a emissividade para o comprimento de onda λ , ε e ε_λ podem estar relacionadas conforme abaixo:

$$\varepsilon = \frac{1}{\sigma T^4} \int_0^{\infty} \varepsilon_{\lambda} \frac{c_1}{\lambda^5 (e^{c_2/\lambda T} - 1)} d\lambda \quad \text{Equação (9)}$$

Se ε_{λ} não é uma função de λ , então $\varepsilon_{\lambda} = \varepsilon$. As superfícies que têm essa característica são chamadas de superfícies cinzentas. Como um corpo cinza emite uma proporção fixa da radiação de corpo negro em todos os comprimentos, superfícies cinzentas são frequentemente incluídas nos cálculos ou para simplificar o problema.

Se a_{λ} , r_{λ} e τ_{λ} representam a fração de absorvância, refletância e transmitância respectivamente, e I_{λ} é a energia da radiação monocromática incidente por unidade de tempo por unidade de área por μm , então, a parte da radiação absorvida deve ser igual ao total de radiação menos as perdas devido às reflexões de distância da superfície e transmissão através dela. Então:

$$\sigma_{\lambda} I_{\lambda} = I_{\lambda} - r_{\lambda} I_{\lambda} - \tau_{\lambda} I_{\lambda}$$

ou

$$\sigma_{\lambda} + r_{\lambda} + \tau_{\lambda} = 1$$

Isto indica que os processos de absorção, reflexão e transmissão respondem por todas as radiações incidentes em qualquer situação particular. Para um corpo negro $a_{\lambda} = 1$, assim segue que, $r_{\lambda} = 0$ e $\tau_{\lambda} = 0$. A radiação incidente sobre qualquer superfície opaca ou é absorvida ou refletida, de modo que $a_{\lambda} + r_{\lambda} = 1$. Além disso, para qualquer comprimento de onda, fortes refletores são fracos absorvedores, e os fracos refletores são fortes absorvedores.

Existe uma importante relação entre ε_{λ} e a_{λ} que pode ser obtida a partir da lei da radiação de Kirchhoff. A lei de Kirchhoff estabelece que um corpo em equilíbrio termodinâmico, caracterizado por temperatura uniforme e radiação isotrópica, possui a taxa de emissão (emissividade), ε_{λ} , igual à taxa de absorção (absortância), a_{λ} . Se a fonte de radiação está em equilíbrio térmico com o meio que absorve, assim:

$$I_{\lambda} = R_{\lambda} \quad \text{ou} \quad \sigma_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda}$$

Consequentemente, da lei de Kirchhoff, a equação acima pode ser escrita como:

$$\varepsilon_{\lambda} + r_{\lambda} + \tau_{\lambda} = 1$$

2.4.2 DESCRIÇÃO GERAL DA RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA

A Terra recebe energia do Sol em comprimentos de onda principalmente na parte visível e infravermelha do espectro. Esta energia é absorvida pela Terra e reemitida em comprimentos de onda infravermelho, principalmente a partir de 4 μ m até 50 μ m, devido à temperatura absoluta da Terra. A superfície da terra é geralmente tomada como emissora e absorvedora assim como um corpo cinza na região do infravermelho com emissividades variando entre 0,85-0,99, dependendo das condições de superfície. Da radiação da Terra, cerca de 90% é absorvida na atmosfera e o restante é perdido para o espaço. A radiação absorvida pela atmosfera é então reemitida, de volta para a Terra ou para o espaço. A radiação infravermelha líquida recebida na superfície terrestre é a diferença entre o que irradia a partir da Terra e o que é reemitida de volta para a atmosfera. A última é chamada de emissões atmosféricas (HOUGHTON, TAYLOR e RODGERS, 1984).

Absorção gasosa (e emissão) de radiação na atmosfera é principalmente devido ao vapor de água, dióxido de carbono, ozônio e outros componentes menores como

metano e monóxido de carbono. A característica de transmissão da atmosfera terrestre em função do comprimento de onda é mostrada na Figura 16.

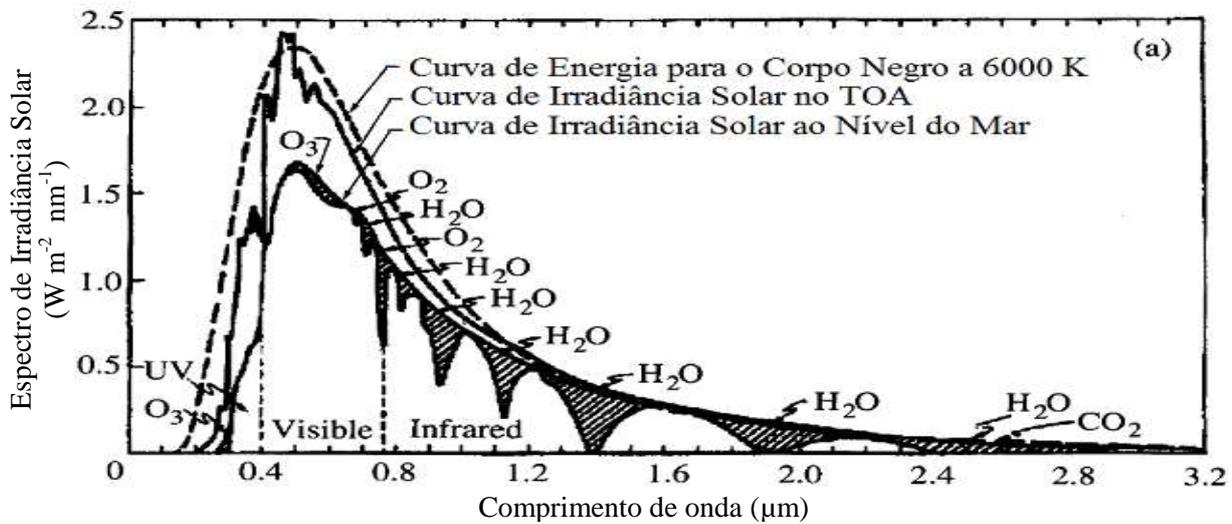


Figura 16. Irradiância do espectro solar no topo da atmosfera e ao nível do mar.

2.4.3 NUVENS, VAPOR DE ÁGUA E OZÔNIO

As nuvens são compostas de minúsculas gotas de água ou cristais de gelo, que se formam nos núcleos de condensação de nuvens. Apenas uma pequena fração de partículas de aerossóis são núcleos de condensação de nuvens. Concentrações típicas de gotículas de nuvens são da ordem de 100 gotículas/cm³. As nuvens são caracterizadas por seu tipo, cobertura, quantidade de água líquida, concentração e tamanhos das gotas. Em média, as gotas de nuvens continentais têm raios normais, que variam 2 a 10 μm, enquanto gotículas de nuvens marítimas podem ser maiores com raios entre 3 a 20 μm (HARTMANN, 1993). Núcleos de condensação gigantes são relativamente raros e podem produzir gotas com raios de 20 μm a 30 μm ou maiores. As nuvens dispersam a radiação visível consideravelmente e, portanto, refletem parte da radiação solar incidente. Elas emitem radiações de infravermelho e de micro-ondas.

O vapor de água é o componente mais abundante e altamente variável dos gases relativamente importantes na atmosfera, e tem importantes bandas de absorção em ambos os comprimentos de onda solares do corpo negro terrestre, conforme figura 17.

Contribui mais do que qualquer outro gás de efeito estufa. Desempenha um importante papel no ciclo hidrológico, e tem efeitos sobre o nosso clima e sistemas meteorológicos (CZAJKOWSKI et al., 2002). O vapor de água altera a atenuação da radiação eletromagnética pela atmosfera, que é de importância nos campos da astronomia, radar, comunicações e sensoriamento remoto. Tem um efeito sobre a temperatura da atmosfera em qualquer nível que ocorre, tendo um grande impacto sobre a formação de inversões térmicas. A concentração de vapor de água varia de acordo com o espaço e o tempo. Mais de 50% está concentrada abaixo de 1 km e 90% abaixo de 4 km. A concentração do vapor de água é relativamente pequena na estratosfera. O conteúdo de vapor de água do ar é uma forte função da temperatura do ar. Por exemplo, o ar a 40°C pode conter até 49,8 gramas de água por kg de ar seco, enquanto que a 5°C reduz a 5,5 gramas por kg de ar seco (ANDREWS, 1998). As principais fontes de vapor de água são a evaporação e transpiração das plantas. Relativamente pequenas quantidades de vapor de água podem produzir grandes variações no clima. Isto se deve, principalmente, às alterações na sua concentração e na liberação de calor latente, especialmente abaixo de cerca de 6 km. Várias unidades são usadas para quantificar o vapor de água na atmosfera, entre elas incluem-se, o ponto de orvalho, pressão de saturação, pressão de vapor, umidade absoluta, a densidade de vapor d'água e umidade relativa.

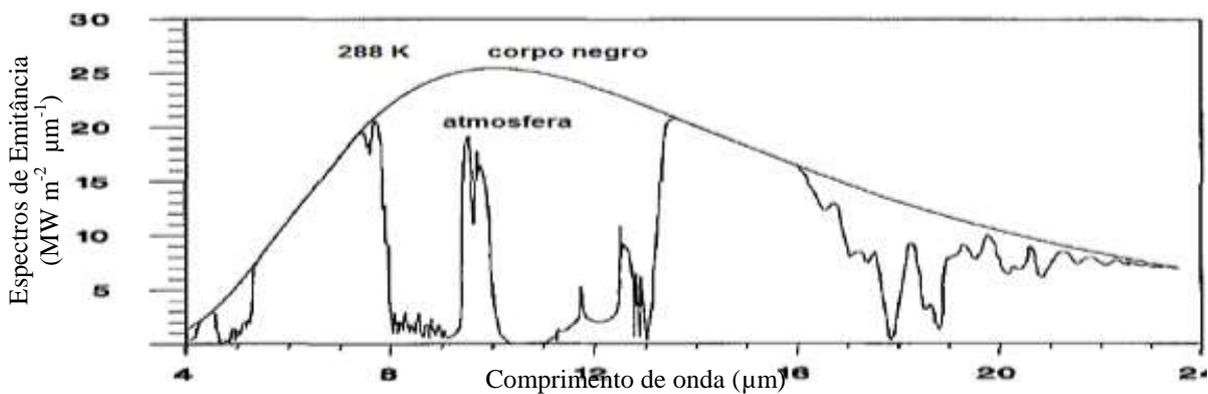


Figura 17. Distribuição espectral da radiação térmica da terra e da atmosfera clara.

É comum representar o conteúdo de vapor de água na atmosfera pelo vapor de água precipitável integrada ou (VAP). O vapor de água precipitável é a quantidade de água obtida como se todo o vapor de água na atmosfera pudesse ser comprimido para o ponto em que se condensa em líquido. Isso pode ser obtido pela soma de distribuição da densidade de vapor de água ou o conhecimento da altura de escala do vapor de água (km):

$$VAP = \sum_i (z_{i+1} - z_i) x \rho_i \quad \text{Equação (10)}$$

Também

$$VAP = \rho_0 x H_{vA}$$

Onde z_i é a altitude em km para a i -ésima camada da atmosfera, ρ_i é a densidade de vapor de água para a i -ésima camada (g/m^3) e ρ_0 é a densidade de vapor de água da superfície (g/m^3).

A altura de escala é definida como a altitude em que o vapor de água cai para 1/e do total de vapor de água precipitável. Quase 99% do vapor de água encontra-se abaixo da altitude correspondente a 2,7 vezes a altura de escala.

A molécula de ozônio é do tipo triatômica não linear com um espectro de rotação relativamente forte. As três bandas vibracionais fundamentais são ν_1 , ν_2 , ν_3 e ocorrem em comprimentos de onda de 9,066 μm , 14,2 μm e 9,597 μm , respectivamente. A mais forte ν_3 e moderadamente forte ν_1 se combinam para formar a conhecida banda de ozônio de 9,6 μm . Esta banda tem uma influência muito significativa no balanço da radiação infravermelha da atmosfera, especialmente em grandes altitudes. Isso é porque ele ocorre na janela atmosférica de outros gases e está localizado próximo do máximo da curva do corpo negro de Planck para as temperaturas da atmosfera.

2.5 O ESPECTRO DE RADIAÇÃO

A radiação eletromagnética pode ser vista como um conjunto de ondas que se propagam à velocidade da luz ($c^* = 2,988.10^8 \text{ m s}^{-1}$). Como para qualquer onda com uma velocidade conhecida de propagação, frequência, comprimento de onda e número de onda. O número de onda é recíproco do comprimento de onda.

$$\nu = \frac{1}{\lambda} \quad \text{Equação (11)}$$

Pequenas variações na velocidade da luz dentro do ar da origem a miragens, bem como as distorções irritantes que limitam a resolução dos telescópios terrestres, e a

diferença entre a velocidade da luz em ar e água produz um número interessante de fenômenos ópticos, como o arco-íris. A transferência radiativa em atmosferas planetárias envolve um conjunto de ondas contínuas de comprimentos de onda e frequências, a energia envolvida pode ser particionada em contributos de vários comprimentos de onda. Em ciências atmosféricas o termo onda curta ($\lambda < 4 \mu\text{m}$) refere-se à banda de comprimento de onda que transporta a maior parte da energia associada com a radiação solar e onda longa ($\lambda > 4 \mu\text{m}$) refere-se a banda que engloba a maior parte da radiação terrestre emitida.

Na literatura relativa a transferência radiativa, o espectro é tipicamente dividido nas regiões mostradas na Figura 18.

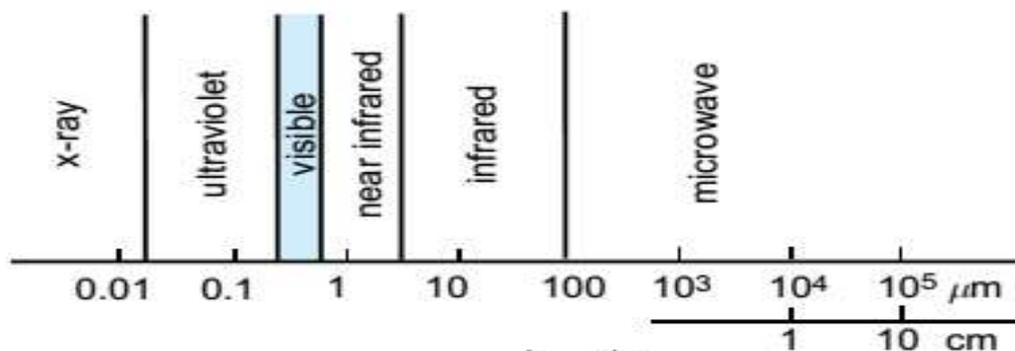


Figura 18. Comprimento de onda, λ .

A região visível relativamente estreita, que se estende a partir de comprimentos de onda 0,39 – 0,76 μm , é definida pela faixa de comprimentos de onda que o olho humano é capaz de detectar. Subdivisões da região do visível são discerníveis como cores: violeta no final do comprimento de onda curta e vermelho na extremidade do comprimento de onda longa. O termo monocromático indica uma única cor (isto é, uma frequência ou comprimento de onda específico) (N.HEWITT e V.JACKSON, 2009).

A região visível do espectro é flanqueado por regiões do ultravioleta e infravermelho. A região do infravermelho próximo, se estende a partir do visível até $\sim 4\mu\text{m}$ é denominada pela radiação solar, enquanto que o restante da região do infravermelho é denominado pela radiação terrestre (radiação emitida). Assim, a região do infravermelho próximo está incluída no termo radiação de onda curta. A radiação de micro-ondas não é importante no balanço energético da Terra, mas é amplamente utilizado na detecção remota porque é capaz de penetrar através das nuvens (N.HEWITT e V.JACKSON, 2009).

2.4.1 DESCRIÇÃO QUANTITATIVA DA RADIAÇÃO

A energia transferida pela radiação eletromagnética em uma direção específica que passa através de uma unidade de área por unidade de tempo a um comprimento de onda específico é chamada de intensidade monocromática (ou intensidade espectral ou radiância monocromática) e é denotada pelo símbolo I_λ . A intensidade monocromática é expressa por $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ no espectro eletromagnético.

A integral da intensidade monocromática sobre finita faixa do espectro eletromagnético é chamada de intensidade (ou radiância) I , que tem unidade em $\text{W} \text{m}^{-2} \text{sr}^{-1}$

$$I = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_\lambda d\lambda = \int_{\nu_1}^{\nu_2} I_\nu d\nu \quad \text{Equação (12)}$$

Para quantificar a energia emitida por um laser, o intervalo de λ_1 para λ_2 é muito estreito, enquanto que para descrever o balanço de energia da Terra, abrange-se todo o espectro eletromagnético. Integrais separadas são frequentemente realizadas para as ondas curtas e longas do espectro correspondente, respectivamente para o comprimento de onda gama da radiação solar e radiação terrestre de saída. Por isso, a intensidade é a área sob algum segmento finito do espectro de intensidade monocromática, conforme figura 19.

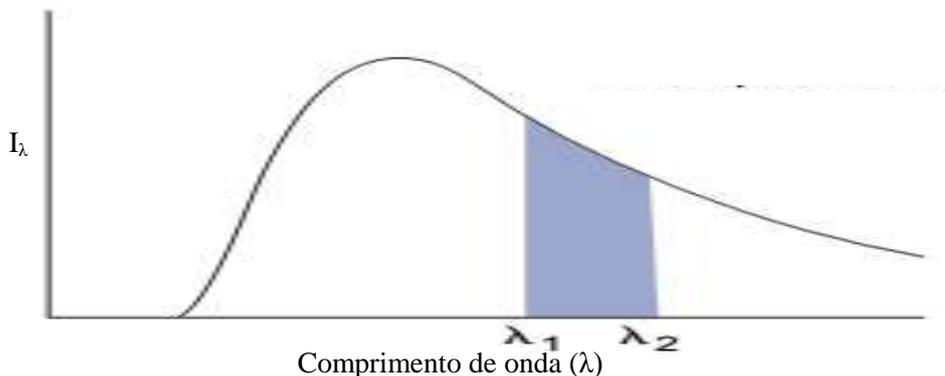


Figura 19. A curva representa um espectro de hipotética intensidade monocromática I_λ .

A densidade do fluxo monocromática (ou irradiância monocromática) F_λ é uma medida da taxa de transferência de energia por unidade de área por radiação com um dado comprimento de onda através de uma superfície plana com orientação especificada no espaço tridimensional. Se a radiação incide sobre uma superfície plana a partir de

uma direção (Por exemplo, no plano horizontal a partir de cima) o fluxo de densidade é dito para ser incidente sobre essa superfície, nesse caso

$$F_{\lambda} = \int_{2\pi} I_{\lambda} \cos \Theta d\omega \quad \text{Equação (13)}$$

O limite na parte inferior do operador integrante indica que a integração se estende ao longo de todo o hemisfério de ângulos sólidos encontram-se acima do plano, $d\omega$ representa um arco elementar do ângulo sólido, e Θ é o ângulo entre a radiação incidente e a direção normal ao dA . O fator $\cos \Theta$ representa o espalhamento e a diluição resultante da radiação com uma orientação inclinada em relação à superfície. Densidade de fluxo monocromática F_{λ} tem unidades de $W m^{-2} \mu m^{-1}$. Quantidades análogas podem ser definidas para o número de onda e frequência espectral.

2.4.2 FÍSICA DO ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO E EMISSÃO

A dispersão e absorção da radiação por moléculas de gás e aerossóis contribui para a extinção da radiação solar e terrestre que passa através da atmosfera. Cada uma dessas contribuições é linearmente proporcional ao (i). a intensidade da radiação, (ii) a concentração local de gases e / ou partículas que são responsáveis pela absorção e dispersão, e (iii) a eficácia das espécies absorventes ou dispersores (N.HEWITT e V.JACKSON, 2009).

Considerando o destino de um feixe de radiação através de uma camada fina de forma arbitrária na atmosfera ao longo de um caminho específico, como representado na figura 22 abaixo. Para cada tipo de molécula de gás e partículas que o feixe encontra, sua intensidade monocromática é reduzida pelo incremento

$$dI_{\lambda} = -I_{\lambda} K_{\lambda} N \sigma ds \quad \text{Equação (14)}$$

Onde N é o número de partículas por unidade de volume de ar, σ é a secção transversal real de cada partícula, K_λ é a dispersão ou eficiência de absorção, que representa os efeitos combinados de dispersão e absorção da intensidade da radiação que passa através da camada. O produto $K_n N_s$ é chamado de espalhamento, absorção e extinção.

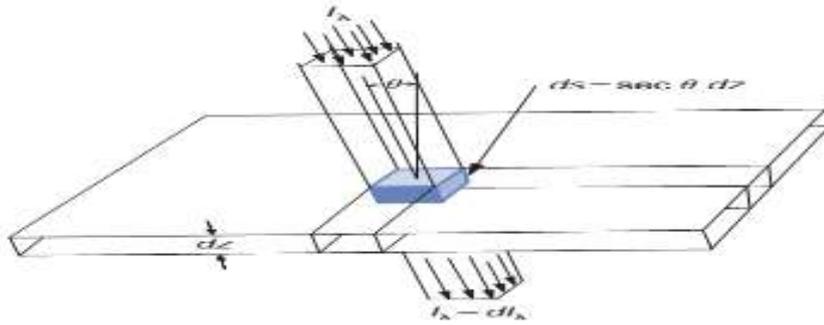


Figura 20. Extinção de feixe radiação solar incidente paralelo que passa por uma camada atmosférica.

No caso de um constituinte gasoso da atmosfera, é conveniente expressar a taxa de dispersão ou absorção na seguinte forma

$$dI_\lambda = -I_\lambda \rho r k_\lambda ds \quad \text{Equação (15)}$$

Onde ρ é a densidade do ar, r é a massa dos gases de absorção por unidade de massa de ar, e k_λ que é o coeficiente de absorção em massa.

2.4.3 ESPALHAMENTO POR MOLÉCULAS E PARTÍCULAS

Partículas, incluindo aerossóis com uma ampla variedade de formas e tamanhos, bem como gotículas de nuvem e cristais de gelo, podem estar presentes em qualquer lugar. No entanto, é instrutivo considerar o caso de dispersão por uma partícula esférica de raio r , para o qual a dispersão, de absorção, ou a eficiência de extinção K_λ pode ser prescrita como base da teoria, como uma função de um parâmetro de tamanho adimensional

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

e um índice complexo de refração das partículas ($m = m_r + im_i$), cuja verdadeira parte m_r é a razão entre a velocidade da luz no vácuo e à velocidade com que a luz viaja quando passa através de uma partícula. A Figura 23 abaixo apresenta o conjunto de parâmetros de tamanho para vários tipos de partículas na atmosfera e radiação em diferentes comprimentos de onda. Para o espalhamento de radiação na parte visível do espectro, x varia de muito menos do que 1 por moléculas de ar para aproximadamente 1 pela neblina e partículas de fumaça $\gg 1$ para os pingos de chuva.

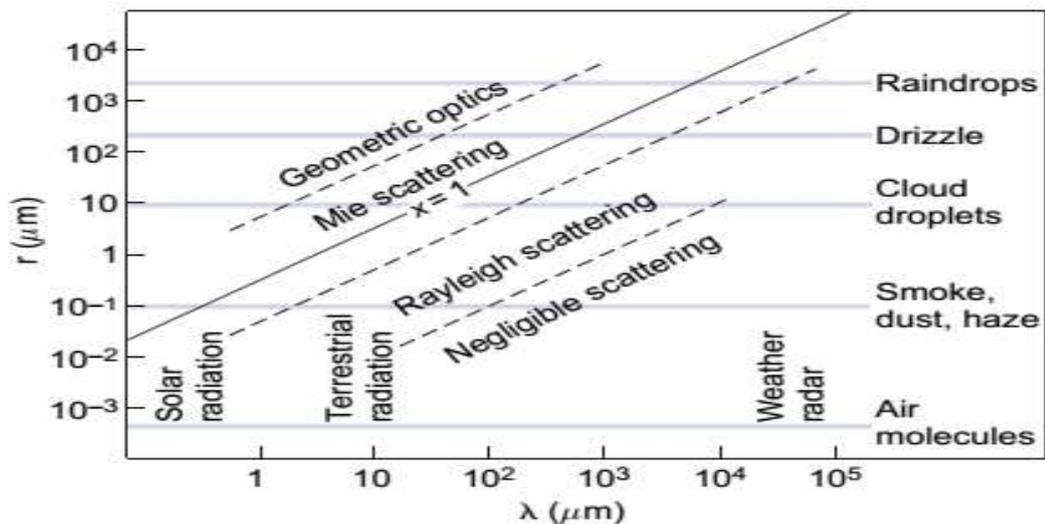


Figura 21. Parâmetro de tamanho x como uma função do comprimento de onda (λ) da radiação incidente e o raio r da partícula.

Partículas com $x \ll 1$ são relativamente ineficazes na dispersão da radiação. Dentro deste chamado regime de espalhamento Rayleigh a expressão para a eficiência de dispersão é da forma

$$K_{\lambda} \propto \lambda^{-4} \quad \text{Equação (16)}$$

e a dispersão é dividida igualmente entre os hemisférios, como indicado na Figura 24 abaixo. Para valores do parâmetro de tamanho comparável ou maior do que 1, a radiação dispersa é dirigida principalmente para o hemisfério frontal.

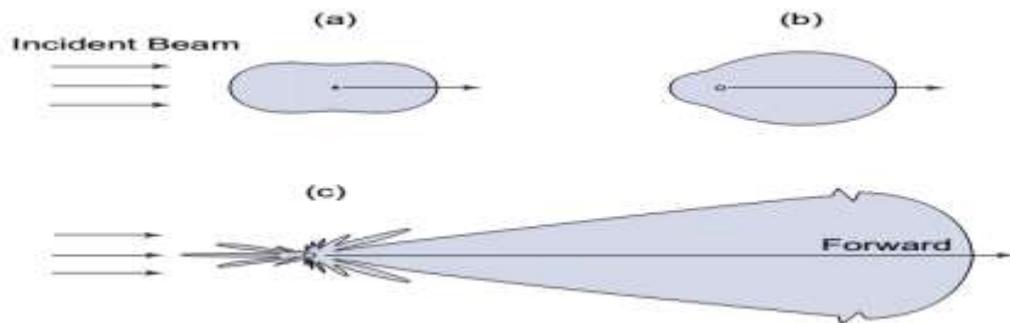


Figura 22. Distribuição angular da radiação visível ($0,5 \mu\text{m}$) em comprimento de onda dispersa por partículas esféricas.

A figura 25 mostra K_λ como uma função do parâmetro de tamanho de partículas com $m_r = 1.5$ e uma gama de valores de m_i . Para $0.1 \ll x \ll 50$, referindo-se ao regime de espalhamento Mie, K_λ exibe um comportamento oscilatório, com uma média de cerca de um valor de 2, e para $X \gg 50$, o intervalo referido como o regime geométrico ótico, sendo o comportamento oscilatório proeminente e K_λ aproximadamente 2.

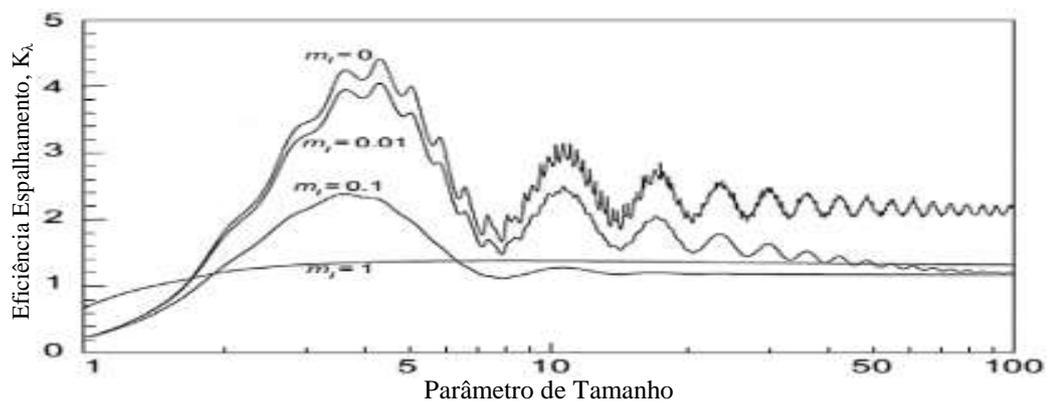


Figura 23. Eficiência de espalhamento K_λ como uma função do parâmetro de tamanho.

Assim, a preponderância de azul na luz difundida pelas moléculas de ar, tal como evidenciado pelo azul do céu nos dias em que o ar é relativamente livre de aerossóis.

2.4.9 ABSORÇÃO E EMISSÃO POR MOLÉCULAS DE GÁS

A radiação interage com a matéria e é absorvida, dispersa, ou emitida em pacotes discretos chamados de fótons. Cada fóton contém energia

$$E = h \nu \text{ Equação (17)}$$

Onde h é a constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34}$ J. s). Assim, a energia transportada por um fóton é inversamente proporcional ao comprimento de onda da radiação (N.HEWITT e V.JACKSON, 2009).

2.6 ABSORÇÃO CONTINUA

A radiação continua com comprimentos de onda menor que $0.1 \mu\text{m}$, emitida por gases rarefeitos, quentes na atmosfera é suficientemente energética para retirar elétrons de átomos, processo conhecido como fotoionização. A radiação solar nessa faixa de comprimento de onda é absorvida na ionosfera, em altitudes de 90 km acima, dando origem a suficiente números de elétrons livres para afetar a propagação de ondas de rádio.

A radiação com comprimentos de onda acima de $0.24 \mu\text{m}$ é suficientemente energética para quebrar moléculas de O_2 em átomos de oxigênio, processo chamado de fotodissociação. Os átomos de oxigênio liberados nessas reações são utilizados na produção de ozônio (O_3). O ozônio, por sua vez, é dissociado pela radiação solar com comprimentos de onda acima de $0.31 \mu\text{m}$, quase no limite do comprimento de onda do visível. Esta reação absorve praticamente toda a radiação ultravioleta proveniente do sol. Os intervalos de comprimentos de onda e as reações de fotoionização e fotodissociação primários na atmosfera da Terra são mostrados na figura 31.

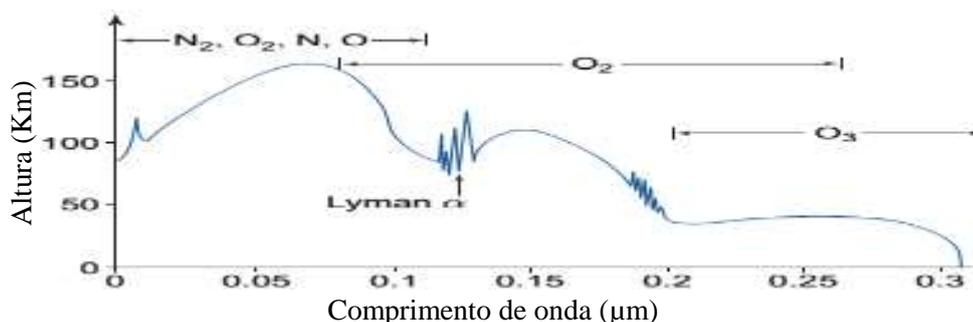


Figura 24. Profundidade de penetração da radiação ultravioleta solar na atmosfera da Terra.

Os fótons que transportam energia suficiente para produzir essas reações são absorvidos e qualquer excesso de energia é transmitida para a energia cinética das moléculas, aumentando a temperatura do gás. Uma vez que a energia cinética necessária para libertar elétrons e/ou quebrar ligações moleculares é grande, a chamada absorção continua associada com essas reações estão confinadas as regioes do espectro de raios –

x e ultravioleta. A maior parte da radiação solar com comprimentos de onda maiores do que 0.31 μm penetra na superfície da Terra (N.HEWITT e V.JACKSON, 2009).

2.6.1 LINHAS DE ABSORÇÃO

Radiação em comprimentos de onda visíveis e infravermelhos não possuem energia suficiente para produzir fotoionização ou fotodissociação, mas sob certas condições a absorção pode ocorrer. Para compreender melhor os processos que são responsáveis pela absorção a estes comprimentos de onda mais longo, é necessário considerar outros tipos de alterações no estado da molécula de gás. A energia interna de uma molécula de gás pode ser descrita sob a forma

$$E = E_0 + E_v + E_r + E_t \quad \text{Equação (18)}$$

Onde E_0 é o nível de energia das orbitas dos elétrons dos átomos. E_v e E_r referem-se aos níveis de energia correspondentes ao estado da molécula vibracional e rotacional, e E_t é a energia de translação associada com os movimentos moleculares aleatórios.

A mecânica quântica prevê que apenas certas configurações de orbitas de elétrons são permitidas dentro de cada átomo, e apenas certas frequências e amplitudes vibracionais e apenas determinadas taxas de rotação são permitidas para uma dada espécie molecular.

Cada combinação possível de órbitas de elétrons, vibração e rotação é caracterizado pelo seu próprio nível de energia, o qual representa a soma dos três tipos de energia. Uma molécula pode sofrer uma transição para um nível de energia mais elevada pela absorção de radiação eletromagnética e pode cair para um nível mais baixo de energia, emitindo radiação.

$$\Delta E = h\nu \quad \text{Equação (19)}$$

A absorvidade a comprimentos de ondas visíveis e, portanto, mais longas podem ser descritos em termos de um espectro de linha constituído por linhas de

absorção extremamente estreitas separadas por aberturas mas largas, em que o gás é virtualmente transparente à radiação incidente.

As mudanças no estado de moléculas que dão origem a essas linhas de absorção envolvem transições ou combinações de orbitais. Transições orbitais estão associadas com linhas de absorção no ultravioleta e parte do espectro visível. O espectro de absorção da espécie dominante O₂ e N₂ apresentam uma população escassa de linhas de absorção devido a estas espécies moleculares não possuírem um dipolo elétrico, mesmo estando em estado vibracional. Em contrastes, os chamados gases de efeito estufa (H₂O, CO₂, O₃, e espécies tais como tais como CH₄, N₂O, CO, e os clorofluorcarbonetos) exibem uma afinidade de linhas de absorção espaçadas na região do infravermelho do espectro que são devidos a transições rotacionais – vibracional – rotacional.

2.6.2 AMPLIAÇÃO DE LINHAS DE ABSORÇÃO

As linhas de absorção de moléculas são de largura finita devido à incerteza inerente à quantificação de níveis de energia, porém este alargamento natural é inconsequente em comparação com o alargamento atribuível aos movimentos e colisões das moléculas de gás, isto é:

- i. **Alargamento Doppler:** o deslocamento de Doppler das frequências em que as moléculas de gás detectam a radiação incidente em virtude dos seus movimentos aleatórios aproximam ou se afastam da fonte de radiação, e
- ii. **Ampliação da pressão** (também referido como ampliação colisional) associado com colisões moleculares.

Os espectros de absorção de linhas de absorção Doppler pode ser representado pela

$$k_{\nu} = S f(\nu - \nu_0) \quad \text{Equação (20)}$$

onde

$$S = \int_0^{\infty} k_{\nu} d\nu \quad \text{Equação (21)}$$

É a intensidade da linha, ν_0 é o número de onda em que a linha está centrada, e f é o chamado fator de forma ou perfil de linha. O fator de forma para o alargamento Doppler é inferida a partir da distribuição de Boltzmann Maxwell da velocidade das moléculas de gás, que tem a forma da distribuição de probabilidade Gaussiana. Isto é, da seguinte forma

$$f = \frac{1}{\alpha_D \sqrt{\pi}} \exp\left[-\left(\frac{\nu - \nu_0}{\alpha_D}\right)^2\right] \quad \text{Equação (22)}$$

Onde

$$\alpha_D = \frac{\nu_0}{c^*} \left(\frac{2KT}{m}\right)^{1/2}$$

Nesta expressão da meia largura de linha, m é a massa da molécula e K é uma constante ($1,381 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1} \text{ molécula}^{-1}$).

O fator de forma para a ampliação, referida como forma de linha de Lorentz, é dada por:

$$f = \frac{\alpha}{\pi[(\nu - \nu_0)^2 + \alpha^2]} \quad \text{Equação (23)}$$

Na expressão a meia – largura da linha é determinada pela

$$\alpha \propto \frac{P}{T^N} \quad \text{Equação (24)}$$

Que é proporcional à frequência de colisões moleculares. O expoente n varia de 0.5 a 1, dependendo da espécie molecular. Formas de linhas de absorção são contrastados na figura 32.

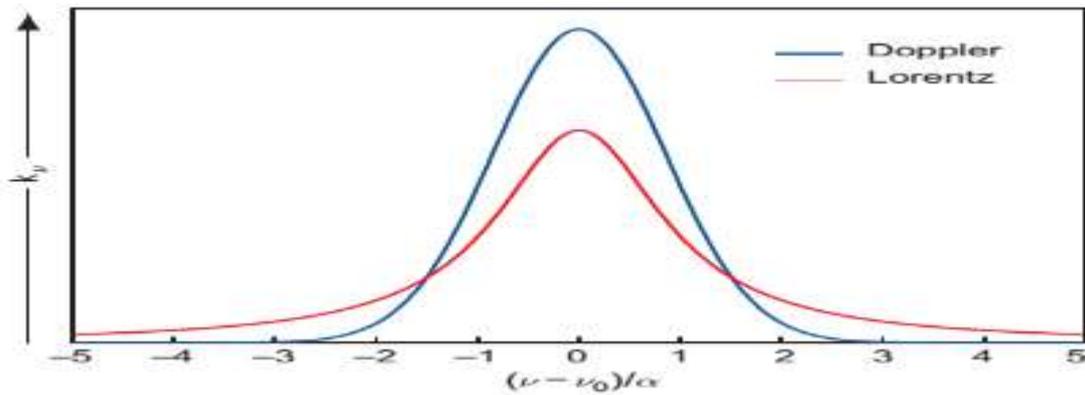


Figura 25. Formas de linha de absorção associadas à ampliação Doppler.

As asas das linhas de absorção se estendem para fora do centro da linha do as de forma ampliadas pelo efeito Doppler. Para uma linha de vapor de água a 400 cm^{-1} e uma temperatura de 300 K , a largura da linha Doppler é $7 \times 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$. A largura da linha de vapor de água típica para o ar à mesma temperatura na superfície da Terra é de ~ 100 vezes maior, devido à presença da ampliação da pressão. Abaixo de 20 km , ampliação de pressão é o fator dominante na determinação da largura das linhas de absorção, enquanto que acima de 50 km , onde colisões moleculares são muito menos frequentes, alargamento Doppler é o fator dominante. Na camada intermédia entre 20 e 50 km , a forma de linha é uma convolução do Doppler e de Lorentz.

Medidas de espectros de absorção são realizadas em uma amostragem muito limitada de pressões e temperaturas. Através da utilização de informações teóricas da derivada da linha de absorção, ajustadas empiricamente para melhorar o ajuste com medidas existentes, físicos atmosféricos e modelos climáticos são capazes de calcular os espectros de absorção para cada gás atmosférico para qualquer condição termodinâmica especificada. Exemplo que mostra a concordância entre os espectros de absorção observado e a derivada teórica pode ser observada na figura 33.

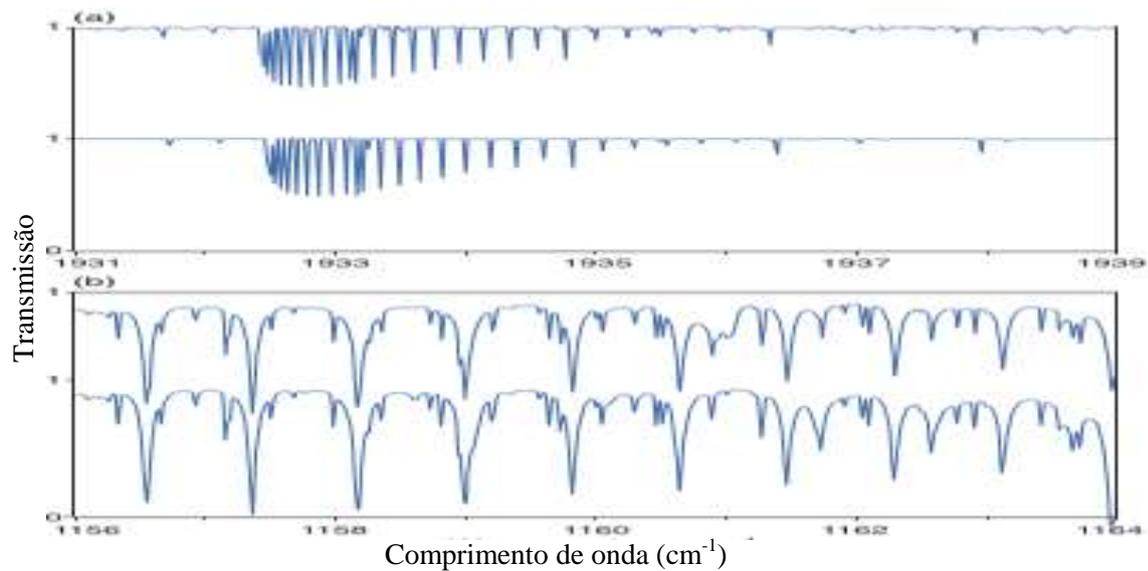


Figura 26. Comparações de transmissividade espectral observada e calculada.

Note-se a estreiteza das linhas, mesmo quando os efeitos de Doppler e um alargamento de pressão são levados em conta. As incertezas em espectros de absorção são teoricamente derivadas no assim chamado "contínuos", em que a sobreposição das partes mais exteriores das asas de muitas linhas diferentes em clusters de linha próximas produz fraco, mas em alguns casos, de absorção significativa.

2.6.3 LEI DE BEER

As equações abaixo mencionadas podem ser integradas a partir do topo da atmosfera ($Z = \infty$) para baixo para qualquer nível (z) para determinar que fração incidente da radiação tem sido atenuada devido à absorção.

$$dI_{\lambda} = -I_{\lambda} K_{\lambda} N \sigma ds \quad \text{Equação (25)}$$

$$dI_{\lambda} = -I_{\lambda} \rho r k_{\lambda} ds$$

Integrando (segunda equação) com $ds = \sec \theta dz$ tem-se:

$$\ln I_{\lambda\infty} - \ln I_{\lambda} = \sec \theta \int_z^{\infty} k_{\lambda} \rho r dz$$

Aplicando o antilog de ambos os lados obtemos

$$I_{\lambda} = I_{\lambda\infty} e^{-\tau_{\lambda} \sec \theta} = I_{\lambda\infty} T_{\lambda}$$

onde

$$\tau_{\lambda} = \int_z^{\infty} k_{\lambda} \rho r dz$$

e

$$T_{\lambda} = e^{-\tau_{\lambda} \sec \theta} \quad \text{Equação (26)}$$

Este conjunto de relações e definições, são definidos como *lei de Beer*, mas também conhecido como a *lei de Bouguer*, e a *lei de Lambert*, onde estados que a intensidade monocromática I_{λ} diminui monotonamente com comprimento do caminho como a radiação passa através da camada. A quantidade adimensional τ_{λ} , referida como a profundidade normal ou óptico da espessura óptica, depende do contexto em que é utilizada, é uma medida da depleção cumulativa de que um feixe de radiação dirigida em linha reta para baixo (ângulo zenital $\theta = 0$) experimentalmente passando através da

camada. Segue que, na ausência de espalhamento, a absorptividade monocromática é definida como:

$$\alpha_{\lambda} = 1 - T_{\lambda} = 1 - e^{-\tau_{\lambda} \sec \theta} \quad \text{Equação (27)}$$

Se aproxima da unidade exponencialmente com o aumento da profundidade óptica. Profundidade óptica para o espalhamento e a extinção de radiação que passa através de um meio contendo aerossóis ou gotículas de nuvem podem ser definidos de uma maneira semelhante.

2.6.4 REFLEXÃO E ABSORÇÃO POR CAMADA DA ATMOSFERA

A conservação de energia exige que para a radiação incidente sobre uma camada de aerossóis ou nuvens

$$\alpha_{\lambda}^f + R_{\lambda}^f + T_{\lambda}^f = 1 \quad \text{Equação (28)}$$

Onde α_{λ}^f , R_{λ}^f e T_{λ}^f são o fluxo de absorptividade, fluxo de refletividade e fluxo de transmissividade da camada, isto é, as frações da densidade do fluxo da radiação solar incidente, que são absorvidas, transmitidas e refletidas.

Os efeitos combinados de dispersão e absorção na redução da intensidade são referidos como extinção. A radiação incidente pode ser espalhada mais de uma vez em sua passagem através de uma camada. Na ausência de absorção, o que começa como feixe de radiação paralela permite que seja convertido à radiação isotrópica. A chamada dispersão múltipla também aumenta consideravelmente o comprimento do percurso da radiação incidente na passagem através da camada.

Três parâmetros básicos são usados para caracterizar as propriedades ópticas dos aerossóis, gotas de nuvens e cristais de gelo.

- i. O coeficiente de extinção de volume, $N_{\sigma} K_{\lambda}$
- ii. O albedo
- iii. Parâmetros de assimetria

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

Os valores de AOD e expoente Angstrom utilizados no presente estudo foram retirados de quatro estações AERONET localizados em regiões de floresta e cerrado, representativas de regimes de aerossóis, sendo principalmente queima de biomassa, e material particulado urbano, conforme figura 36. Os sítios são: a) Cuiabá-Miranda (Brasil, Cerrado), um sítio rural diretamente influenciado pela fumaça da queima de biomassa durante a época de incêndios (agosto-setembro), b) Campo Grande (Brasil, Cerrado), localizada em uma área rural perto dos limites da cidade, onde há muitos parques de conservação da área urbana. A área de vegetação ao redor da estação **é de floresta** e o fotômetro solar está localizado próximo a estações meteorológicas. c) Rio Branco (Brasil, Floresta), localizado no topo de uma torre de 22 metros. d) Ji-Paraná (Brasil, Floresta), situado em uma torre de água em um pasto, com algumas árvores dispersas. Apresenta 100% de horizonte desobstruído.

Os dados AERONET são fornecidos em três categorias, sendo nível 1.0, nível 1.5 e nível de 2.0. Neste estudo, o nível 2.0 de dados foram usadas para garantir qualidade dos dados. Isto, juntamente com a disponibilidade de dados suficientes (5 anos), constituíram o critério para a seleção das quatro estações AERONET.

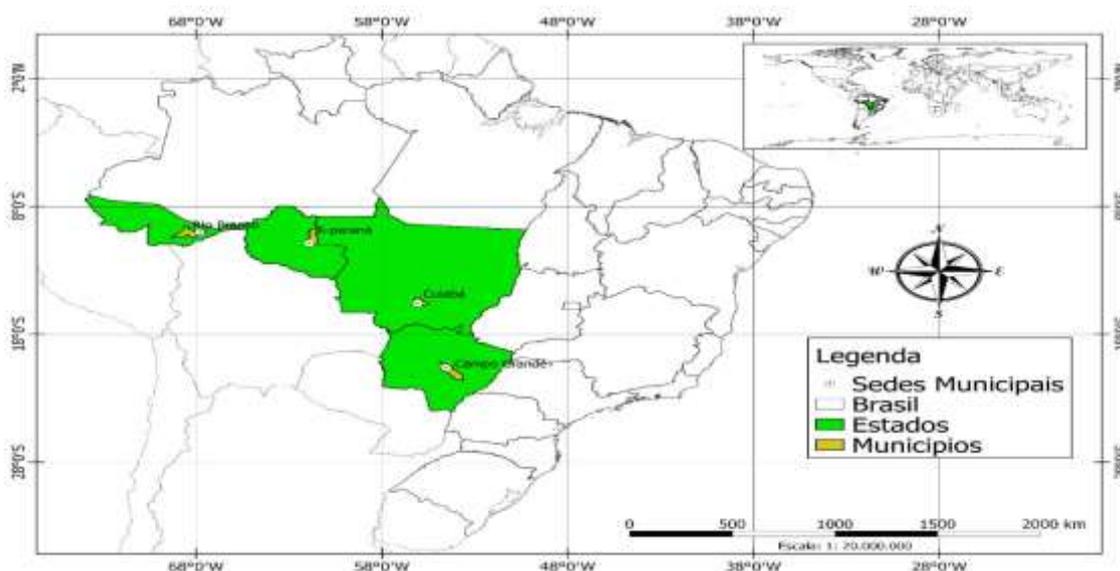


Figura 27. Regiões geográficas e local dos sítios AERONET usados nesse estudo.

3.2 DESCRIÇÃO E CALIBRAÇÃO DO FOTÔMETRO SOLAR

As medidas relatadas neste trabalho foram obtidas com o fotômetro solar CIMEL utilizados na rede global AERONET. A instrumentação, aquisição de dados, algoritmos de obtenção, processo de calibração e precisão são descritos numa série de artigos (SMIRNOV et. al, 2000; HOLBEN et. al, 2001) e, por conseguinte, apenas uma breve descrição é fornecida. Em resumo, as medições de extinção solares tiradas a cada 15 minutos dentro do intervalo espectral 340-1020 nm (HOLBEN et al., 2001) são utilizadas para calcular AOT em 340, 380, 440, 500, 675, 870, 970 e 1020 nm.

Os dados de AOD(440nm) utilizados foram extraídos do fotômetro solar da rede AERONET (*Aerosol Robotic Network*), instalado nas regiões de interesse em Cerrado (Cuiabá e Campo Grande) e Floresta (Rio Banco e Ji-Paraná), que fornecem a profundidade ótica de aerossóis em vários comprimentos de onda. As ferramentas dessa rede consistem de radiômetros espectrais automáticos e idênticos para a observação do disco celeste solar. Os dados obtidos fornecem observações em tempo quase real da profundidade ótica dos aerossóis AOD(440nm), distribuição de tamanho das partículas, e quantidade de água precipitável avaliados em diversos regimes de aerossóis que são globalmente distribuídos.

Esses dados foram submetidos a um processamento preliminar (dados em tempo real), pré-processamento (calibração final, aproximadamente, seis meses após a obtenção das medidas), certificação de qualidade, e distribuição a partir de diretórios centrais da NASA. Um sensor, com colimadores de 25 cm, é anexado a uma base-robô do fotômetro. Os sensores giram no sentido do ângulo zenital e azimutal com o auxílio de motores de passo com uma precisão de 0,05°. Um microprocessador calcula a posição do Sol baseado em informações de data, hora, latitude e longitude, direcionando os colimadores a menos de 1° do Sol. Um pequeno detector localiza precisamente o sol para que se dê início à sequência de medidas (PROCÓPIO, 2005).

O site da AERONET fornece acesso aos dados preliminares, descreve os objetivos do programa, afiliações, a descrição dos instrumentos, os produtos das observações, atividades de pesquisa e todos os pesquisadores envolvidos. As informações detalhadas sobre a instrumentação, protocolos de medidas, precisão fotométrica, calibração e métodos de processamento podem ser obtidos na obra de

(HOLBEN, ECK, *et al.*, 1998). Os arquivos podem ser baixados do site da AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). No presente estudo foram utilizados os dados de nível 2.0, tanto para as médias diárias quanto para as mensais para os anos de 2010, 2011, 2012, 2013 e 2014. Dentre as variáveis disponíveis foi analisado a AOD para a radiação de 440 nm. Também foi utilizado o coeficiente de Angstrom (alfa) para o intervalo de 440 a 870 nm. A figura abaixo mostra o equipamento utilizado em todos os sítios de floresta e cerrado analisados.

Os dados de precipitação dos sítios de floresta (Ji-Paraná e Rio Branco) e cerrado (Cuiabá e Campo Grande) foram extraídos de <http://hidroweb.ana.gov.br/>.



Figura 28. Fotômetros solares instalados em sítios de cerrado e floresta.

3.3 METODOLOGIA DE ANÁLISE

Sensores terrestres instalados nos fotômetros solares da AERONET situados em locais de observação localizados nos sítios de Floresta, Rio Branco (9.95°S,67.86°W), localizado no topo de uma torre de 22 metros e Ji-Paraná (10.93°S,61.85°W), situado em uma torre de água em um pasto, com algumas árvores dispersas com 100% de horizonte desobstruído, ambos localizados no estado de Rondônia e nos sítios de Cerrado, Cuiabá (15.72°S,56.02°W) instrumento localizado em uma plataforma em um campo e Campo Grande (20.43°S,54.53°W), situado em uma área rural perto dos limites da cidade foram utilizados nessa pesquisa. Entre a área urbana e campo existem muitos parques de conservação da área urbana.

A instrumentação é descrita em detalhes por Holben et al. 1998. Medidas de atenuação solar direta são realizadas a cada 15 minutos a 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 e 1020 nm. Medidas de extinção solar (absorção) são utilizadas de acordo com o algoritmo AERONET AOD em cada comprimento de onda. O expoente Angstrom (α) pode ser recuperado a partir de dados espectrais AOD(440nm) como alternativa à forma habitual de computação de α em dois comprimentos de onda, como utilizado *Nwafor et al.2007*, os autores plotam AOD(440nm) contra α no espaço de registro e, em seguida, feito um ajustamento linear dos dados recuperados para $\alpha(440_870\text{nm})$ necessário.

Dados de nível 2.0 de propriedades ópticas de aerossóis foram utilizados neste estudo. Foram utilizados uma série de dados de 2010 a 2014. A grande densidade de dados utilizados no período torna mais fácil analisar ciclos de distribuição de tendências de AOD(440nm). Há algumas lacunas nas tendências devido à ausência ou observações limitadas. O conjunto de dados foi dividido em dois grupos com base nas variações sazonais como usado em algumas literaturas *Balarabe et al. (2015) – Kehinde et al. (2012), Mukhtar et. al. 2016* da seguinte forma: estação seca e estação chuvosa.

Para apresentar o ciclo mensal de concentração de aerossol para os sítios em estudo, os valores totais de AOD(440nm) e α (440 – 870nm) foram utilizados em toda série de dados. Posteriormente, os dados foram analisados para revelar a variabilidade temporal das propriedades ópticas de aerossóis nesses sítios. O padrão sazonal de distribuição de frequências das propriedades ópticas dos aerossóis dos sítios foram identificados por análise espectral de AOD(440nm) e α (440 – 870 nm) como o usado

por *Toledano et al. (2007)* e *Mukhtar et. al. 2016*. As propriedades ópticas acima foram quantitativamente identificadas de acordo com os gráficos de dispersão do Expoente Angstrom α (440 – 870nm) e foram utilizados para a classificação com base no critérios propostos por *Toledano et al. (2007)*. Os padrões de distribuição dos diferentes aerossóis foram determinados para os dados gerais e sazonais. Este critério foi aplicado para determinar os tipos de aerossóis para os diferentes tipos de ambientes em estudo, cerrado e floresta.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 ANÁLISE TEMPORAL DE AOD(440nm), EXPOENT ANGSTROM E PRECIPITAÇÃO

4.1.1 SÍTIOS DE CERRADO

A alta resolução temporal dos dados AERONET permite estudar detalhadamente a evolução temporal de AOD(440nm). A figura 38 mostra a variação de AOD (440nm) para o sítio de Cuiabá e Campo Grande, região de Cerrado. A principal característica de AOD(440nm) é sua alta variabilidade. Uma série de episódios com AOD(440nm) no intervalo de 0,5-1,2 ocorre todos os anos nesses sítios.

Observa-se que há uma variabilidade ano-a-ano de AOD(440nm) para a série de dados analisada para o sítio de Cuiabá. Assim, sugere-se que o número de anos de dados necessário para detectar uma tendência significativa é fortemente dependente da magnitude da variabilidade (WEATHERHEAD et al. 1998). A AOD a (440nm) na região de Cerrado, tanto para Cuiabá quanto para Campo Grande, mostra uma tendência decrescente em quase todos os anos.

As variações de AOD(440nm) para o sítio de Cuiabá observadas na estação seca variaram aproximadamente em toda a estação para a série de dados considerada, de 0,5 a 4,5 para o ano de 2010, de aproximadamente 0,3 a 1,4 para o ano de 2011, de 0,5 a 1,6 para o ano de 2012 e variações de 0,3 a 1,0 para o ano de 2013. A redução de AOD(440 nm) observada para o sítio de Cuiabá pode estar estreitamente relacionada com mudanças nos padrões climáticos locais.

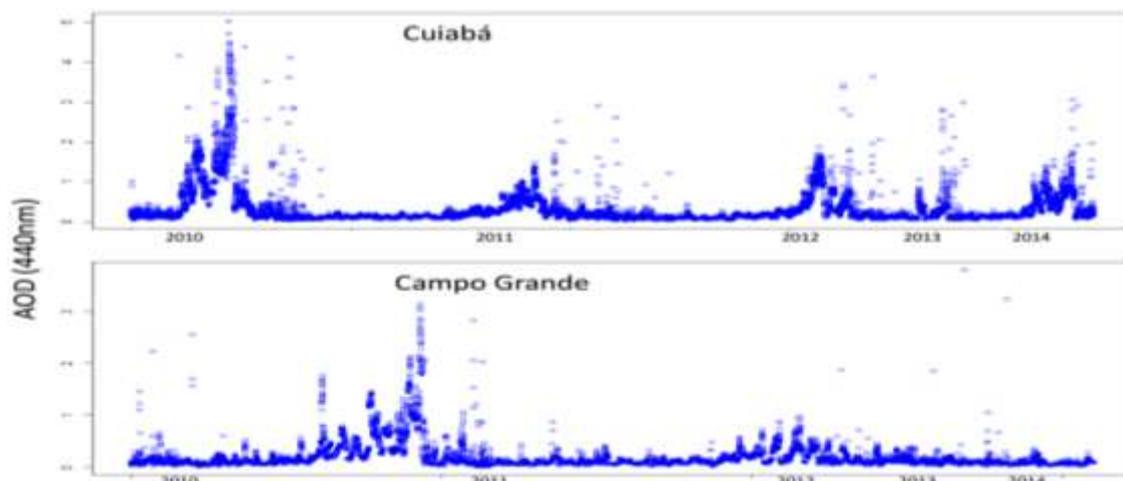


Figura 29. Profundidade Óptica de Aerossol AOD (440nm) para o sítio de Cuiabá e Campo Grande de 2010 a 2014.

Os aerossóis oriundos de queima de biomassa são os principais responsáveis pela ocorrência desses episódios. A variabilidade é maior para comprimentos de onda menores, pois sob certas condições o Expoent Angstrom pode ser usado para estimar a variabilidade de propriedades de partículas de aerossóis de queimadas.

A estatística geral para a série de dados para o sítio de Cuiabá está representada na tabela 5 abaixo. A média de AOD (440nm) é 0,29, com desvio padrão de AOD (440 nm) de 0,40, representando variações típicas para essas regiões, com máximo de 5,01. A média de AOD(440nm) diminui para comprimentos de onda maiores, tendo média de AOD (1020nm) 0,09. Observa-se média de 1,20 para α (440-870nm), com desvio padrão de 0,39 e apresentando máximo de 2,15. Os valores máximos de AOD podem indicar alta variabilidade.

Tabela 5. Estatística de AOD e expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Cuiabá.

	AOD (1020)	AOD(870)	AOD(670)	AOD(440)	α (440-870)
Média	0,095	0,119	0,161	0,290	1,205
Desvio Padrão	0,170	0,183	0,233	0,403	0,394
Mínimo	0,006	0,013	0,015	0,025	0,246
Máximo	4,421	4,346	4,282	5,015	2,156
Mediana	0,052	0,066	0,084	0,142	1,205

Estatística similar é apresentada na tabela 6 para o sítio de Campo Grande. A média de AOD (440nm) é 0,18, com desvio padrão de 0,24. Observa-se aumento da média para comprimentos de onda menores, sendo que o máximo é observado no comprimento de onda 440nm, tendo os menores valores relacionados no comprimento de onda 1020 nm. Observa-se média de 1,16 para α (440-870nm), com desvio padrão de 0,36 e apresentando máximo de 2,72. Os valores máximos de AOD podem indicar alta variabilidade de aerossóis.

Tabela 6. Estatística de AOD e Expoent Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Campo Grande.

	AOD (1020)	AOD(870)	AOD(670)	AOD(440)	$\alpha(440-870)$
Média	0,066	0,088	0,104	0,183	1,166
Desvio Padrão	0,100	0,127	0,139	0,241	0,363
Mínimo	0,001	0,009	0,008	0,014	0,295
Máximo	4,025	3,971	3,889	3,804	2,722
Mediana	0,043	0,050	0,063	0,107	1,174

A alta qualidade e precisão das observações AERONET fornece uma boa oportunidade para investigar as mudanças de AOD(440nm) e o que faz com que essas mudanças ocorram (WU E ZENG, 2011). A vantagem dos dados AERONET é sua alta qualidade e precisão, em comparação com dados de satélites de sensoriamento remoto, embora a cobertura espacial de AERONET seja relativamente limitada. Além disso, é possível obter informações sobre as propriedades de aerossóis, como tamanho de aerossol, que são úteis para explicar as mudanças de AOD(440nm).

Eventos de alto AOD(440nm) são geralmente associados com padrões específicos de tempo de escala sinótica que trazem aerossóis de queima ou incêndios produzidos para a área de receptor ou acumulação favorável de aerossol. Isto implica que a redução da AOD deve estar estreitamente relacionada com mudanças nos padrões climáticos. Portanto, é necessário incluir representações realistas de emissões de aerossóis e dinâmica da química atmosférica para entender melhor a variabilidade de AOD(440nm) (XIANGAO XIA, 2011).

Histogramas de frequência de α (440-870) para os sítios de Cuiabá e Campo Grande são plotados na figura 39, mostrando diferentes modos de frequência. Observa-se um modo de frequência específico para cada sítio analisado. Para Cuiabá o modo de frequência específico está centralizado em torno de 1,2, e Campo Grande com modo de frequência centralizado em torno de 1,5. Assim, modos de frequência revelam como a distribuição dessas propriedades ópticas mudam com as estações nesses sítios, auxiliando na identificação da maioria dos tipos de aerossóis.

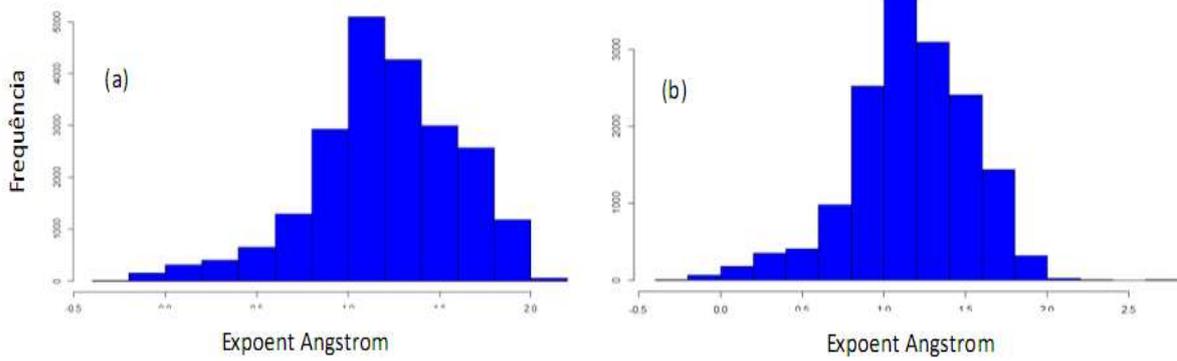


Figura 30. Histograma de frequência para α (440-870) para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande.

A evolução temporal de $\alpha(440-870)$ para o sítio de Cuiabá e Campo Grande para o período de 2010-2014 é apresentado na figura 40. Observa-se que em ambos os sítios tem-se alta variabilidade, com valores na faixa de 0 a 2 ao longo de toda a série de dados. Não se observa valores negativos ao longo da série, que relacionam-se com dias nublados e provavelmente com contaminação com nuvem para ambos os sítios. Pelo contrário, durante a estação seca os valores de AOD(440nm) mais altos, acima de 0,2, em média, resultam em valores recuperados mais precisos, permitindo a identificação e monitoramento de eventos com alto AOD(440nm) e baixo $\alpha(440-870)$ e eventos relacionados com alto AOD(440nm) e alto $\alpha(440-870)$.

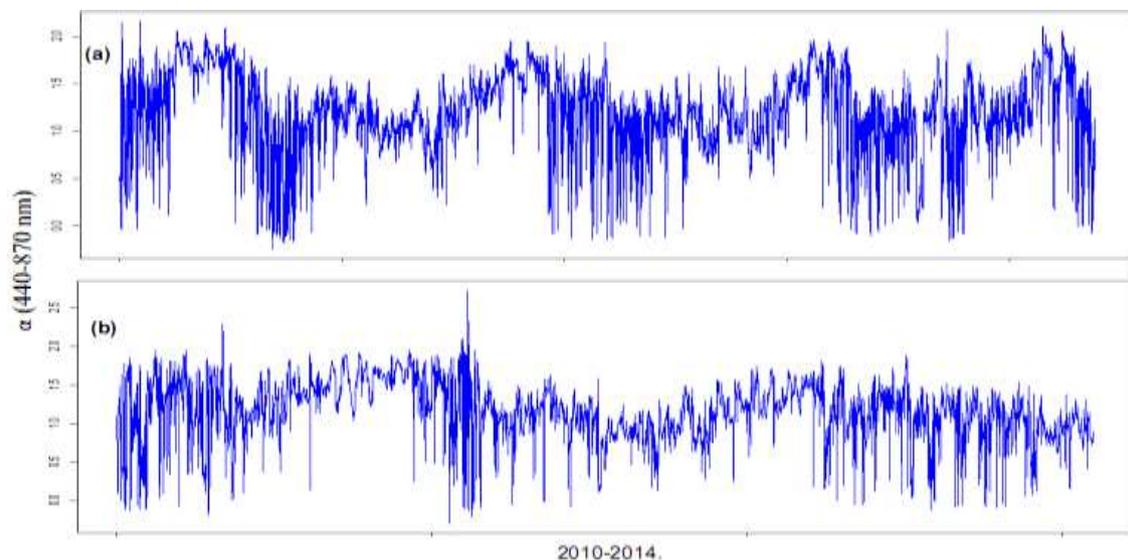


Figura 31. Evolução Temporal Expoent Angstrom, α para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande de 2010-2014. .

A variação da média diária de AOD(440nm) e $\alpha(440-870)$ são apresentados para estabelecer as diferenças climatológicas sobre os sítios de Cerrado (Cuiabá e Campo Grande). Na figura 41 abaixo a variabilidade da média diária de AOD(440nm) e $\alpha(440-870)$ é retratada. Observa-se pequena variação diária para os sítios de Cerrado (Cuiabá e

Campo Grande), exceto para os períodos relacionados a queima de biomassa, quando a AOD(440nm) pode assumir valores extremamente elevados.

A variabilidade significativa na carga de aerossol e propriedades durante as estações de queima de biomassa observada nos sítios de Cerrado (Cuiabá e Campo Grande) e Floresta (Rio Branco e Ji-Paraná) pode ser atribuído a diversos parâmetros, incluindo a intensidade dos incêndios, a fase de fogo (chama ou latente), o padrão predominante do vento, as características físico-químicas e a umidade do combustível, a duração do fogo e os processos de mistura na atmosfera (Reid et al., 1999). A grande variabilidade nos valores de AOD(440nm) no período de queimadas também podem estar atribuídas a mudanças nas trajetórias de massa de ar, com advecção de regiões em alguns dias e advecção de queima de regiões com poucos incêndios em outros, como demonstrado por Remer et al. (1998).

Grandes variações diárias do $\alpha(440-870)$ são observadas nos sítios de Cerrado analisados, conforme figura 41. Em todos os sítios observa-se que as variações são grandes a baixos valores de AOD(440nm) quando aerossóis de moda fina dominantes sofrem influência óptica de partículas de moda grosso (Kaskaoutis et al., 2007a). A variabilidade observada de $\alpha(440-870)$ nos sítios de Cerrado pode ser atribuída a um número significativo de fatores incluindo a variabilidade no tamanho dos particulados que são proporcionais à fase do fogo (Eck et al., 2001b, 2003; Reid et al., 1999). Os fatores de crescimento influenciados pela coagulação e processos de umidificação e misturas de partículas de queima com outros aerossóis na troposfera (Kaufman, 1998). Além disso, Reid et al. (1998) descobriram que o $\alpha(440-870)$ para partículas de queima de biomassa no Brasil varia de 2,5 para 0,5. Eck et al. (1998) relatam semelhantes valores (1.8-2.0) para os períodos de queima na bacia amazônica para os meses de agosto-setembro. A média anual de $\alpha(440-870)$ para os sítios de Cerrado encontrada para Cuiabá foi de 1.20 (± 0.3), sendo Campo Grande com valores de 1.16(± 0.3).

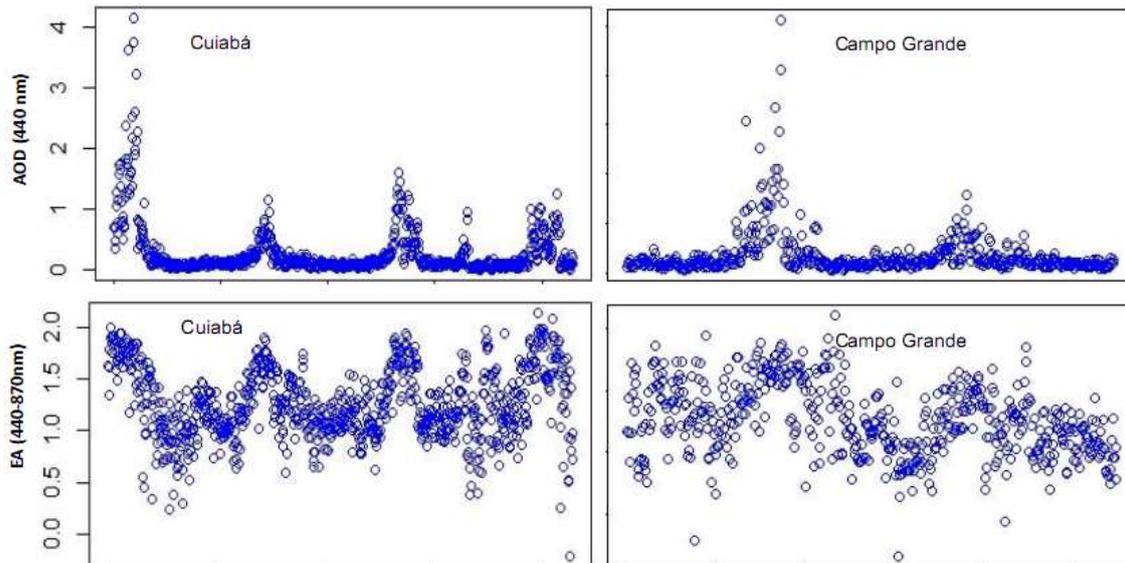


Figura 32. Média diária de AOD440 e $\alpha(440-870)$ para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande para o período de 2010-2014.

Uma vez que as principais características das medições individuais foram observadas, diariamente, médias mensais foram calculadas de modo a obter valores para a climatologia do AOD(440nm). A figura 42 mostra a média mensal de AOD(440nm) para o período de 2010 a 2014 para os sítios de Cuiabá e Campo Grande. A variabilidade é indicada pelo desvio padrão mensal. O baixo padrão de AOD(440nm) na estação seca para os sítios de Cuiabá e Campo Grande são bem mais claros na figura 42 abaixo do que na figura 38, com valores de AOD(440nm) próximos a 0,3. Os baixos níveis de carga de aerossóis observados na estação chuvosa na figura abaixo podem estar relacionados a frequentes chuvas e alguns eventos relacionados a movimentação de massas ar.

Portanto, observamos máximos de AOD(440nm) durante a estação seca para o sítio de Cuiabá e Campo Grande. Há redução de AOD(440nm) de dezembro a julho no sítio de Cuiabá, padrão de diminuição após a estação seca, tendo elevação de AOD(440nm) durante os meses de agosto a novembro sendo consistente com toda série de dados. Para o sítio de Campo Grande têm-se leve aumento de AOD(440nm) na estação seca, com redução em toda estação chuvosa em toda série de dados.

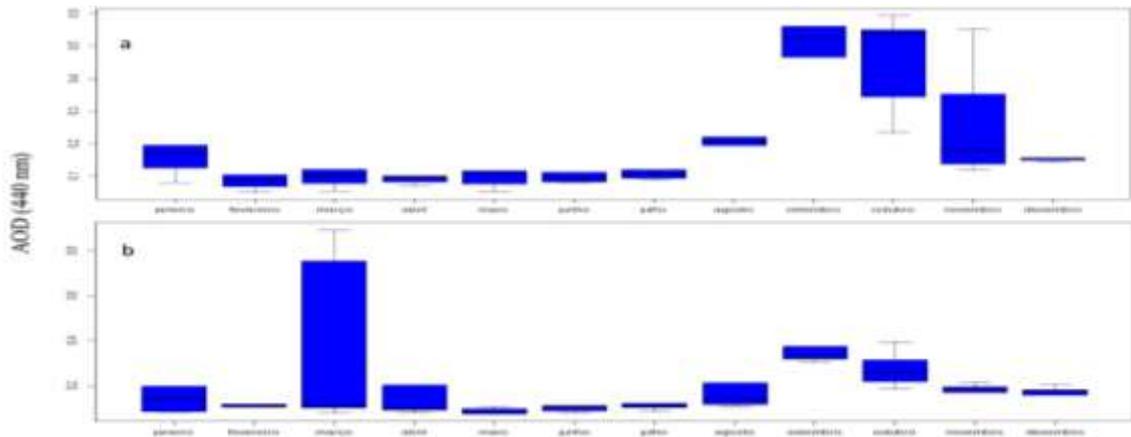


Figura 33. Média mensal de AOD (440 nm) para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande para o período de 2010-2014.

A variabilidade sazonal para os sítios de Cuiabá e Campo Grande podem ser analisadas pelas médias mensais de $\alpha(440-870)$ apresentados na figura 43 (também Tabela 5 e 6). As diferenças de valores mensais de $\alpha(440-870)$ ao longo dos anos para o sítio de Cuiabá são crescentes, considerando que os maiores valores são observados entre os meses de agosto a outubro. Para o sítio de Campo Grande as diferenças de valores mensais ao longo dos anos são pequenas.

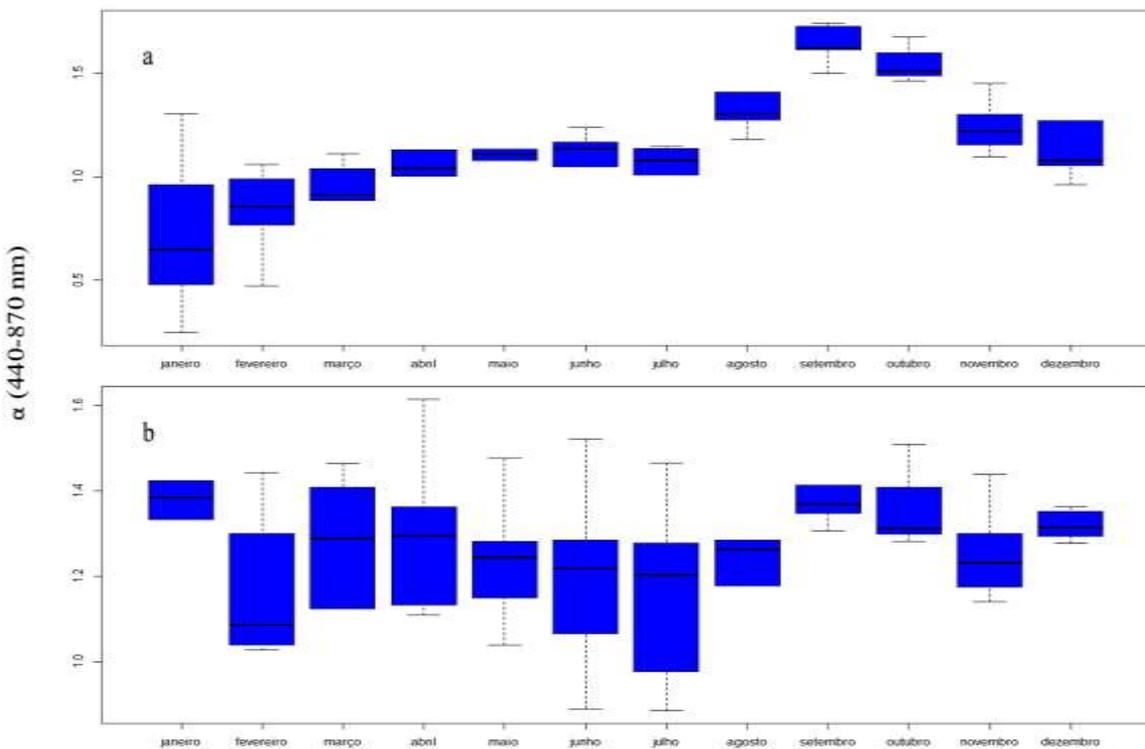


Figura 34. Média mensal de α (440-870 nm) para (a) Cuiabá e (b) Campo Grande para o período de 2010-2014.

Para o sítio de Cuiabá, os mínimos valores observados de AOD(440nm) ocorreram em 2013 quando a precipitação teve máximos superiores aos anos de 2012 e 2013. Tem-se assim máximos de AOD(440nm) para o ano de 2010 e mínimo observado no ano de 2013, com respectivos valores de precipitação de 2178,7(mm) e 1414,2(mm), sendo que essa redução observada nos valores de AOD(440nm) podem estar associadas a processo de deposição úmida neste sítio. Concentração de partículas de moda fina presente na atmosfera desse sítio contra concentração de partículas grossas (baixos valores de $\alpha_{(440_870)}$) encontrada no ano de 2010, tendo o mínimo de AOD(440nm) observado em 2013.

Tabela 7. Média anual e desvio padrão de AOD(440), $\alpha_{(440_870)}$ e precipitação para Cuiabá.

Ano	AOD ₍₄₄₀₎	DP	$\alpha_{(440_870)}$	DP	AP(mm)	DP
2010	0.629	0.738	1.412	0.441	1841,3	119,88
2011	0.205	0.214	1.175	0.363	2039,2	113,84
2012	0.233	0.288	1.175	0.353	1991,4	111,56
2013	0.181	0.221	0.991	0.367	1414,2	68,50
2014	0.302	0.312	1.249	0.395	2178,7	90,29

Legenda:DP: Desvio Padrão. AP: Água precipitável.

Para o sítio de Campo Grande, os mínimos valores observados de AOD(440nm) ocorreram em 2014 quando a precipitação teve máximos superiores aos anos de 2010 e 2011. Tem-se assim máximos de AOD(440nm) para o ano de 2012 e mínimo observado no ano de 2014, com respectivos valores de precipitação de 1388,9(mm) e 1192,5(mm), sendo que essa redução observada nos valores de AOD(440nm) podem estar associadas a processo de deposição úmida. Concentração de partículas de moda fina presente na atmosfera desse sítio contra concentração de partículas grossas (baixos valores de $\alpha_{(440_870)}$) encontrada no ano de 2012, tendo o mínimo de AOD(440nm) observado em 2014.

Tabela 8. Média anual e desvio padrão de AOD(440), $\alpha_{(440_870)}$ e precipitação para Campo Grande.

Ano	AOD ₍₄₄₀₎	DP	$\alpha_{(440_870)}$	DP	AP(mm)	DP
2010	0.155	0.202	1.257	0.302	1303,6	106,09
2011	0.108	0.090	1.448	0.262	1438,4	122,71
2012	0.2810	0.356	1.394	0.307	1388,9	133,53
2013	0.1403	0.101	1.151	0.268	1209,5	106,55
2014	0.0924	0.040	1.075	0.211	1192,5	126,03

DP: Desvio Padrão. AP: Água precipitável.

4.1.2 SÍTIOS DE FLORESTA

A figura 44 mostra a variação de AOD(440nm) para sítio de Rio Branco e Ji-Paraná, região de Floresta. Observa-se que uma série de episódios com AOD(440nm) no intervalo de 0,1-2,5 ocorre todos os anos nesses sítios.

Observa-se que há uma variabilidade ano-a-ano de AOD(440nm) para a série de dados analisada para o sítio de Rio Branco. A AOD(440nm) na região de floresta, mostra uma tendência constante para o sítio de Rio Branco e decrescente para a série de dados analisadas para o sítio de Ji-Paraná.

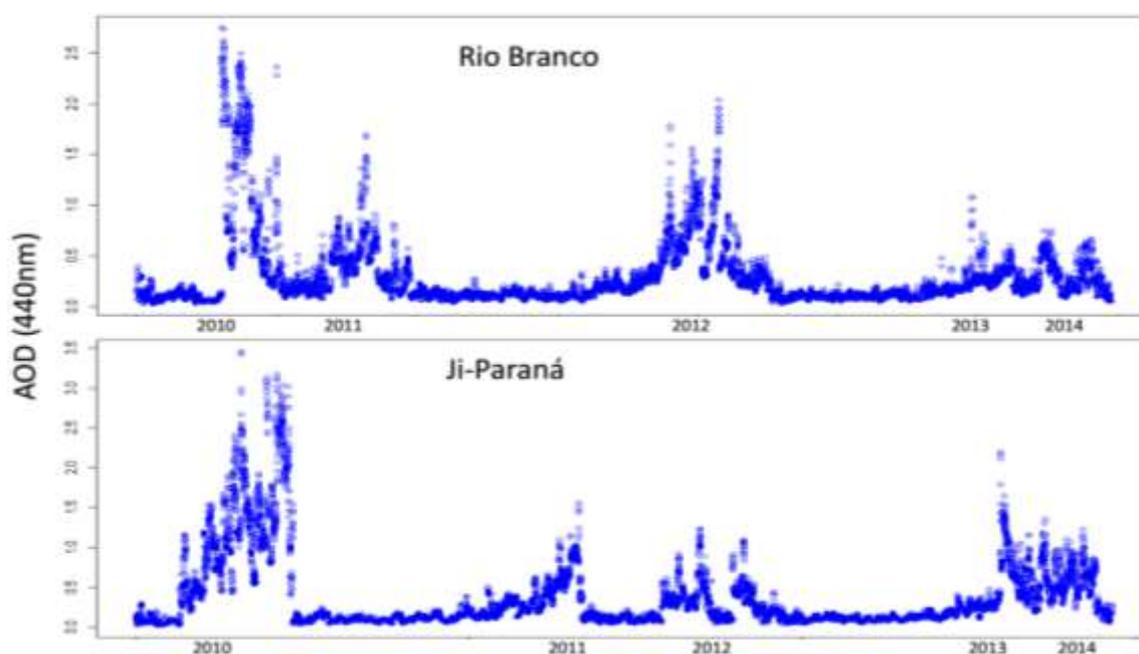


Figura 35. Profundidade Óptica de Aerossol AOD (440nm) para o sítio de Rio Branco e Ji-Paraná de 2010 a 2014.

As variações de AOD(440nm) para o sítio de Rio Branco observadas na estação seca variam aproximadamente em toda a estação para a série de dados considerada, de 0,4 a 2,6 para o ano de 2010, de 0,3 a 1,6 para o ano de 2011, de 0,5 a 1,6 para o ano de 2012 e variações de 0,4 a 2,0 para o ano de 2013 e, com pequenas variações para o ano de 2014, variando de 0,6 a 1,1. A redução de AOD(440nm) observada para o sítio de Ji-Paraná pode estar estreitamente relacionada com mudanças nos padrões climáticos locais.

Tabela 9. Estatística de AOD e expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Rio Branco.

	AOD (1020)	AOD(870)	AOD(670)	AOD(440)	$\alpha(440-870)$
Média	0,080	0,099	0,145	0,851	1,389
Desvio Padrão	0,123	0,138	0,185	0,715	0,415
Mínimo	0,003	0,002	0,013	0,083	0,291
Máximo	4,215	4,205	4,210	4,241	2,249
Mediana	0,050	0,060	0,086	0,599	1,462

A estatística geral para a série de dados do sítio de Rio Branco está representada na tabela 7. A média de AOD(440nm) é 0,85. O desvio padrão de AOD(440nm) é 0,71, representando variações típicas para essas regiões, com máximo de 4,24. A média de AOD(440nm) diminui para comprimentos de onda maiores, tendo média de AOD (1020nm) 0,08. Observa-se a média de 1,38 para $\alpha(440-870\text{nm})$, com desvio padrão de 0,41, apresentando máximo de 2,24. Os valores máximos de AOD(440nm) podem indicar alta variabilidade associadas a níveis de poluição na atmosfera consistente com a série analisadas nesse sítio.

Tabela 10. Estatística de AOD(440nm) e expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Ji-Paraná.

	AOD (1020)	AOD(870)	AOD(670)	AOD(440)	$\alpha(440-870)$
Média	0,090	0,120	0,176	0,353	1,400
Desvio Padrão	0,097	0,131	0,221	0,441	0,347
Mínimo	0,002	0,011	0,007	0,020	0,107
Máximo	1,296	1,493	1,944	3,459	2,215
Mediana	0,054	0,068	0,085	0,159	1,403

A média mensal de AOD(440 nm) para o sítio de Ji-Paraná é de 0,35, conforme tabela 8. Desvio padrão de AOD(440nm) de 0,44, com máximo de 3,45. A média de AOD (440 nm) diminui para comprimentos de onda maiores, tendo média de AOD(1020nm) 0,09 para o sítio de Ji-Paraná. Observa-se média de 1,40 para $\alpha(440-870\text{nm})$, com desvio padrão de 0.34, apresentando máximo de 2,21. Os valores máximos de AOD(440nm) podem indicar tendência de alta variabilidade nessa região.

Histogramas de frequência de $\alpha(440-870\text{nm})$ para os sítios de Rio Branco e Ji-Paraná são plotados na figura 45 abaixo, mostrando diferentes modos de frequência. Observa-se um modo de frequência específico para cada sítio analisado. Para Rio Branco o modo de frequência específico está centralizado em torno de 1,7, e Ji-Paraná

com modo de frequência centralizado em torno de 1,3. Assim, modos de frequência revelam como a distribuição dessas propriedades ópticas mudam com as estações nesses sítios, auxiliando na identificação da maioria dos tipos de aerossóis.

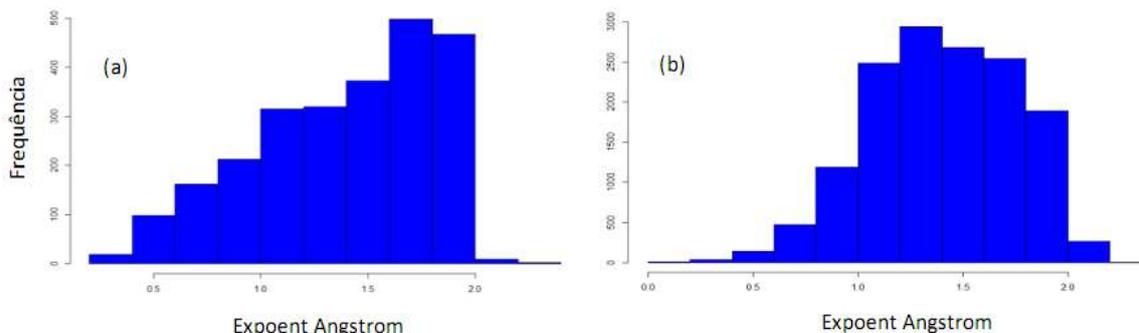


Figura 36. Histograma de frequência para $\alpha(440-870)$ para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná.

A evolução temporal de $\alpha(440-870\text{nm})$ para o sítio de Rio Branco e Ji-Paraná para o período de 2010-2014 é apresentado na figura 46. Observa-se maior variabilidade no sítio de Rio Branco, com valores na faixa de 0 a 2 ao longo de toda a série de dados. Em ambos os sítios observa-se eventos com alto AOD(440nm) e baixo $\alpha(440-870\text{nm})$, com eventos de alto AOD(440nm) e alto $\alpha(440-870\text{nm})$ relacionado.

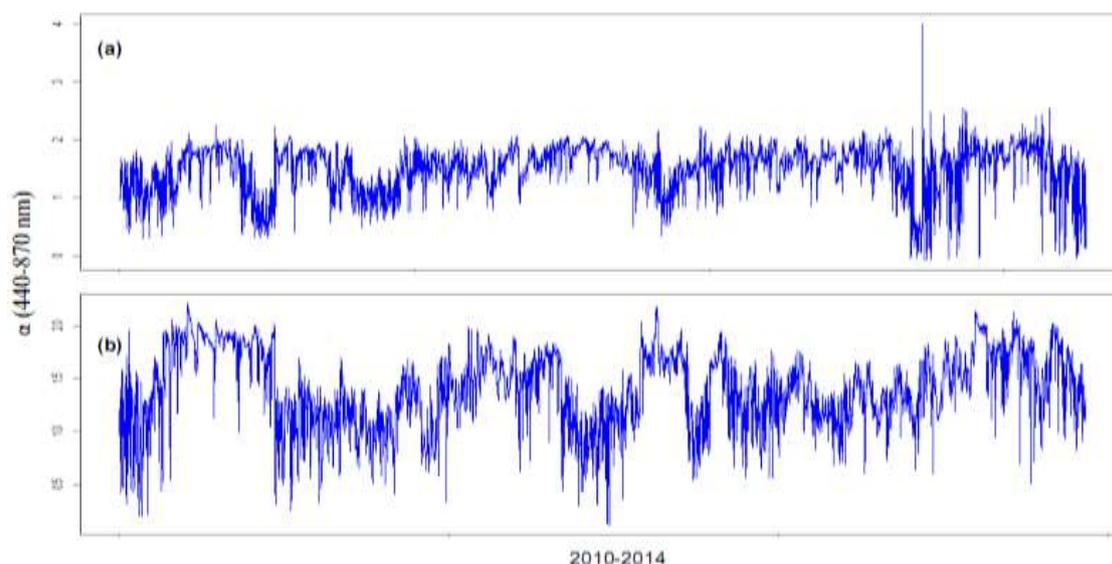


Figura 37. Evolução Temporal do Expoent Angstrom, α para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná de 2010-2014.

A variação da média diária de AOD(440nm) e $\alpha(440-870\text{nm})$ são apresentados para estabelecer as diferenças climatológicas sobre os sítios de Floresta (Rio Branco e Ji-paraná). Na figura 47 a variabilidade da média diária de AOD(440nm) e $\alpha(440-870\text{nm})$ é retratada. Observa-se pequena variação diária para os sítios de Floresta, Rio

Branco e Ji-Paraná, exceto para os períodos relacionados a queima de biomassa, quando a AOD(440nm) pode assumir valores extremamente elevados. Nos sítios de floresta tem-se média anual de $\alpha(440-870\text{nm})$ para Rio Branco de $1.38(\pm 0.4)$ e Ji-Paraná $1.40(\pm 0.3)$. Portanto, valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ maiores que 1.0 observados, podem ser atribuídos a um tipo de mistura de aerossol, com contribuição de modo fina e moda grossa.

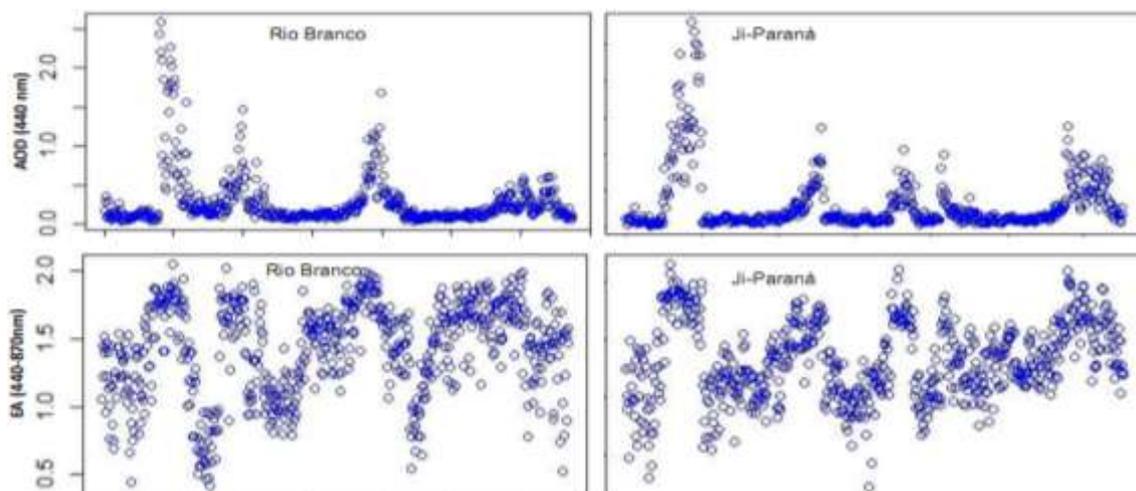


Figura 38. Média diária de AOD(440nm) e $\alpha(440-870\text{nm})$ para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná para o período de 2010-2014.

Observa-se máximos de AOD(440nm) durante a estação seca, figura 48, sendo que para o sítio de Rio Branco observa-se maiores valores de AOD(440nm) concentrados nos meses de setembro e outubro. Para o sítio de Ji-Paraná os maiores valores na estação seca concentram-se no mês de outubro, com padrão de diminuição de dezembro a julho.

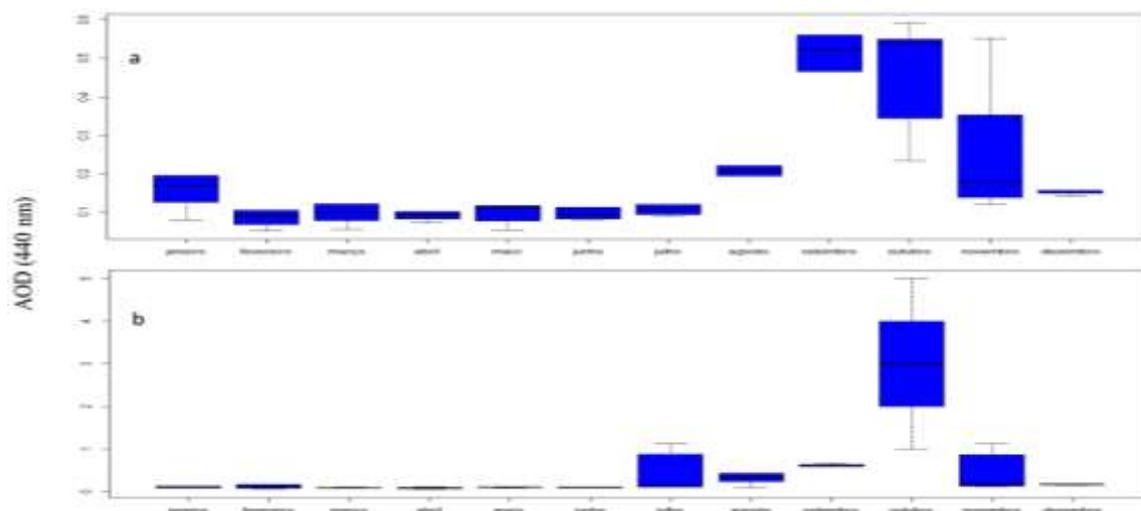


Figura 39. Média mensal de AOD (440 nm) para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná para o período de 2010-2014.

A variabilidade sazonal para os sítios de Rio Branco e Ji-Paraná podem ser analisadas pelas médias mensais de $\alpha(440-870 \text{ nm})$ apresentados na figura 49 abaixo (também Tabela 7 e 8). As diferenças de valores mensais ao longo dos anos para o sítio de Rio Branco são crescentes, considerando que os maiores valores são observados entre os meses de maio a setembro. Para o sítio de Ji-Paraná as diferenças de valores mensais ao longo dos anos são crescentes, tendo os maiores valores compreendidos entre os meses de agosto a outubro.

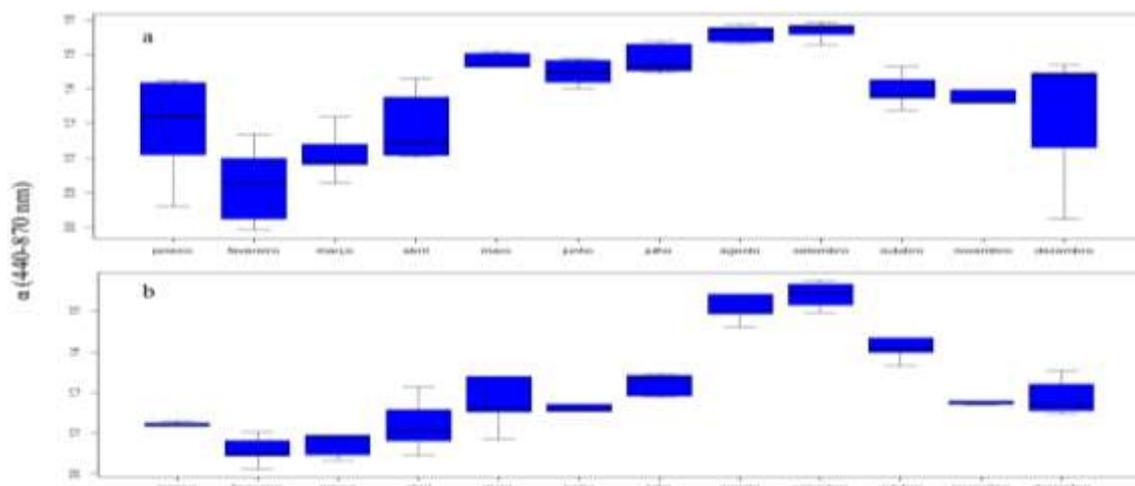


Figura 40. Média mensal de $\alpha(440-870 \text{ nm})$ para (a) Rio Branco e (b) Ji-Paraná para o período de 2010-2014.

Há uma variabilidade ano a ano de propriedades de aerossóis observada nos sítios de Floresta, conforme tabelas 11 e 12. Para o sítio de Rio Branco, em escala anual, os mínimos valores observados de AOD(440nm) ocorreram em 2013 quando o valor de precipitação teve máximos superiores aos anos de 2010 e 2011. Tem-se assim máximos de AOD(440nm) para o ano de 2010 e mínimo observado no ano de 2013, com respectivos valores de precipitação de 1766,4(mm) e 2120,0(mm), sendo que as causas prováveis desses altos valores de AOD(440nm) observados em 2010 e baixos valores observados em 2013, podem estar associados a processos físicos de deposição úmida, descrito como o mais eficiente processo de remoção de aerossóis da atmosfera. Como resultado, somente uma concentração pequena de partículas de moda fina está presente na atmosfera desse sítio contra concentração de partículas grossas (baixos valores de $\alpha_{(440-870)}$) encontrada no ano de 2010 pra o sítio de Rio Branco, tendo o mínimo de AOD(440nm) observado em 2013.

Tabela 11. Média anual e desvio padrão de AOD(440), $\alpha(440-870)$ e precipitação para Rio Branco.

Ano	AOD ₍₄₄₀₎	DP	$\alpha_{(440-870)}$	DP	AP(mm)	DP
2010	0.434	0.605	1.388	0.415	1766,4	126,60
2011	0.358	0.237	1.469	0.396	1619,4	101,80
2012	0.271	0.271	1.541	0.295	2589,8	168,78
2013	0.176	0.123	1.574	0.283	2120,0	132,62
2014	0.246	0.292	1.476	0.526	2254,2	143,51

Legenda: DP: Desvio Padrão. AP: Água precipitável.

Para o sítio de Ji-Paraná, os mínimos valores observados de AOD(440nm) ocorreram em 2011 quando a precipitação teve máximos superiores aos anos de 2010, 2012 e 2013. Tem- assim máximos de AOD(440nm) para o ano de 2010 e mínimo observado no ano de 2011, com respectivos valores de água precipitável de 1718,5(mm) e 2324,9(mm), sendo que essa redução observada nos valores de AOD(440nm) podem estar associadas a processo de deposição úmida neste sítio. Assim tem-se concentração de partículas de moda fina presente na atmosfera desse sítio contra concentração de partículas grandes (baixos valores de $\alpha_{(440-870)}$) encontrada no ano de 2010, tendo o mínimo de AOD(440nm) observado em 2011. Assim a variabilidade observada em ambos os sítios para o ano de 2013, resultando em significativa redução da concentração de aerossol, possivelmente devido a regulamentações governamentais de controle da poluição por aerossol. Contudo, valores presentes de Expoent Angstrom apresentam valores similares de padrões de flutuação em cada ano nos sítios de Floresta, mesmo que alguns valores indiquem o domínio de partículas de modo grossa. Isto significa que, embora a presença de chuva possa diminuir as concentrações sazonalmente, esses sítios têm sido dominados por aerossóis oriundos de queima de biomassa e/ou urbano, com presença de mistura desses particulados.

Tabela 12. Média anual e desvio padrão de AOD(440), $\alpha(440-870)$ e precipitação para Ji-Paraná.

Ano	AOD ₍₄₄₀₎	DP	$\alpha_{(440-870)}$	DP	AP(mm)	DP
2010	0.895	0.757	1.622	0.396	1718,5	124,91
2011	0.206	0.196	1.288	0.308	2324,9	129,30
2012	0.236	0.199	1.322	0.385	1560,1	118,20
2013	0.254	0.184	1.312	0.315	1864,2	134,64

Legenda: DP: Desvio Padrão. AP: Água precipitável.

4.2 CLIMATOLOGIA E EVOLUÇÃO TEMPORAL DO EXPOENTE ANGSTROM

4.2.1 SÍTIOS DE CERRADO

O gráfico de dispersão AOD- α é uma ferramenta comum para classificar os tipos de aerossóis. Enquanto o AOD(440nm) dá informações sobre a quantidade de aerossóis, $\alpha(440-870\text{nm})$ relaciona-se com o tamanho do aerossol (tipo), a análise conjunta de ambos os parâmetros torna possível uma melhor interpretação dos dados. Os valores típicos de AOD(440nm) e $\alpha(440-870\text{nm})$ são reportados na literatura (DE ALMEIDA et al, 1991; HESS et al, 1998; ECK et al, 1999; HOLBEN et al, 2001; DUBOVIK et al, 2002; SMIRNOV et al, 2002; VERGAZ et al, 2005), sendo possível identificar os tipos de aerossóis nesses ambientes.

Com análise espectral, de aerossóis de floresta e cerrado, é possível a identificação dos principais tipos de aerossóis, bem como avaliar a frequência de cada tipo de aerossol presente. Sendo assim, foram feitos gráficos de dispersão de AOD(440nm) contra $\alpha(440-870\text{nm})$, para estação seca e chuvosa, sendo apresentados na figura 50 para o sítio de Cuiabá. As escalas de cores nos gráficos indicam o número de medidas realizadas em diferentes estações e regiões estudadas.

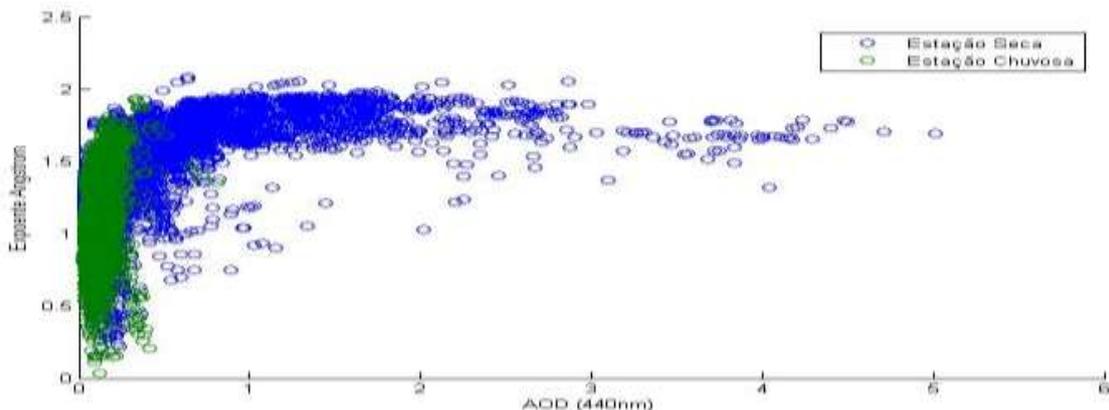


Figura 41. Exponente Angstrom versus AOD para estação seca e chuvosa para sítio de Cuiabá.

Quando AOD(440nm) é baixo temos valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ sobre todo alcance, porém, principalmente concentrado em torno de uma região de 0,2-1,7. Assim, podemos observar baixos valores de AOD(440nm) na estação seca para o sítio de Cuiabá e Campo Grande, conforme figuras 50 e 51.

Na estação seca observamos um crescimento progressivo dos valores de AOD(440nm) para ambos os sítios. Para os maiores valores de AOD(440nm), a situação é mais definida; $\alpha(440-870\text{nm})$ está compreendido abaixo ou acima de 1,5. A análise desses ambientes revela a presença de diferentes tipos de aerossóis, conforme será descrito a seguir.

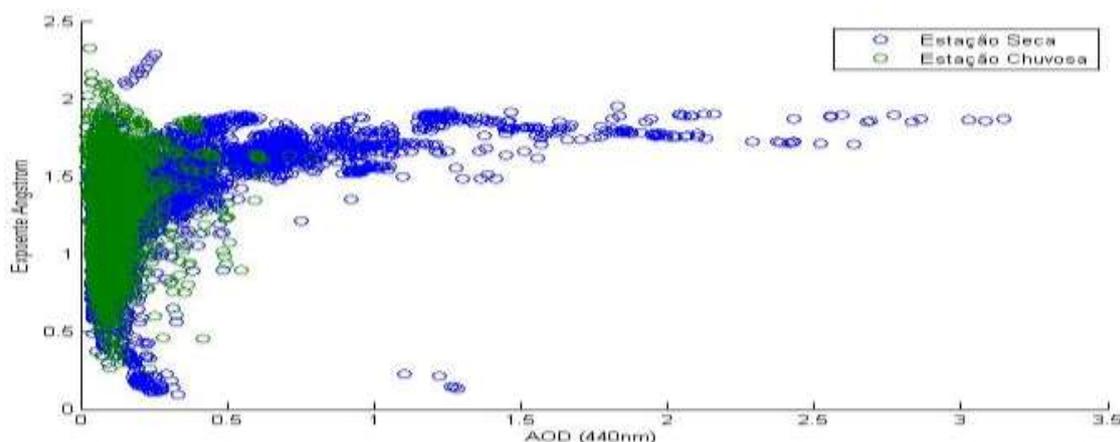


Figura 42. Expoente Angstrom versus AOD(440nm) para estação seca e chuvosa para o sítio de Campo Grande.

Os aerossóis continentais e urbanos consistem principalmente de partículas finas, e, por conseguinte, apresentam elevados valores de $\alpha(440-870\text{nm})$, embora AOD(440nm) seja muito variável, dependendo se o aerossol é mais ou menos poluído (HESS et al, 1998; HOLBEN et al., 2001). Por outro lado, os aerossóis de queima de biomassa são caracterizados por uma atmosfera turva, com AOD(440nm), que pode ser tão elevado quanto 2,5. Assim, podemos observar, conforme figura 50 e 51, para os sítios de Cuiabá e Campo Grande, estação seca e chuvosa, atmosferas turvas nesses ambientes em função da presença de elevados valores de AOD(440nm), chegando a valores superiores a 2,5.

As características espectrais nesses ambientes dependem do tipo de combustível, humidade, mas em geral um grande número de partículas finas que são injetadas na atmosfera desses sítios em estações diferentes. Assim, altos valores de AOD(440nm) estão, nestes casos associados com a dependência do comprimento de onda, isto é, altos valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ acima de 1,5 (DUBOVIK et al., 2002; O'NEILL et al., 2002; ECK et al., 2003).

Os eventos observados em todas as estações para os sítios de cerrado, com alto AOD(440nm) (até 1,1 em 440nm) com altos valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ associados acima

de 1,5 podem estar relacionados com eventos de incêndios florestais durante o verão nesses sítios. Os mais importantes episódios para a estação seca, para o sítio de Cuiabá conforme figura 50, ocorrem com valores máximos de AOD(440nm) de 1.9 associados com $\alpha = 1.95$. Para estação chuvosa foram observados máximos de AOD(440nm) de 0.5 associados com $\alpha = 1.85$. Para o sítio de Campo Grande, conforme figura 51, observamos valores máximos de AOD(440nm) em torno de 1.25 associados com $\alpha = 1.75$ para a estação seca. Para a estação chuvosa valores máximos de AOD(440nm) em torno de 0.8 associados com $\alpha = 2.1$.

4.3 CLIMATOLOGIA E EVOLUÇÃO TEMPORAL DO EXPOENTE ANGSTRÖM

4.3.1 SÍTIOS DE FLORESTA

Para o sítio de Rio Branco, conforme figura 52 abaixo, observa-se baixos valores de AOD(440nm) para estação seca com crescimento progressivo dos valores de $\alpha(440-870nm)$ para esse sítio. Os maiores eventos observados para a estação seca nesse sítio concentram-se em valores de AOD(440nm) compreendidos entre 0.1-0.5 com $\alpha(440-870nm)$ entre 0.4-1.7. Na estação chuvosa tem-se altos valores de AOD(440nm) associados com crescimento progressivo de valores de $\alpha(440-870nm)$. Os maiores eventos observados na estação chuvosa indicam altos valores de AOD(440nm) entre 0.1-2.5, sendo que a maior concentração de dados está entre valores de AOD que variam de 0.1-1.0.

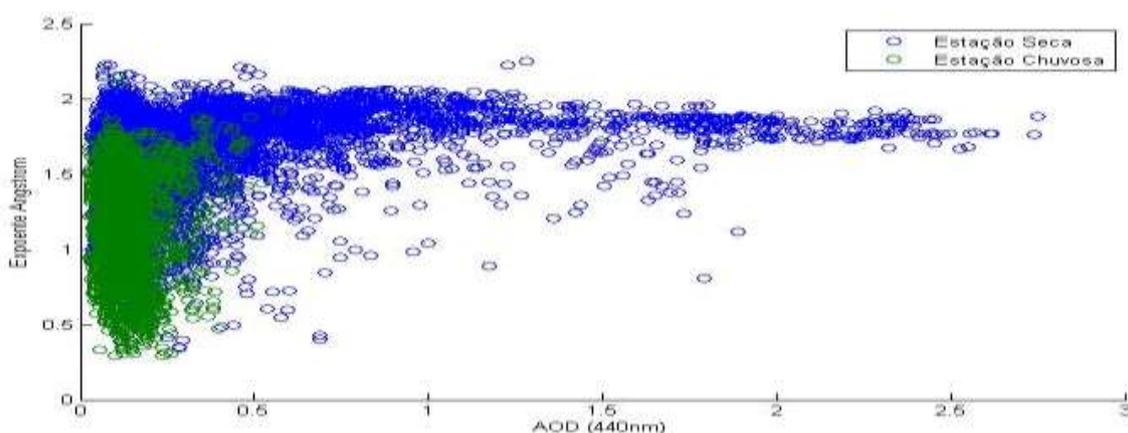


Figura 43. Expoente Angstrom versus AOD para estação seca e chuvosa para sítio de Rio Branco.

Para o sítio de Ji-Paraná, conforme figura 53, os maiores episódios para a estação seca ocorreram com valores de AOD(440nm) de aproximadamente 2.7

associados com $\alpha = 2.4$. Na estação chuvosa observa-se valores de AOD(440nm) de 0.4 associados com $\alpha = 1.7$.

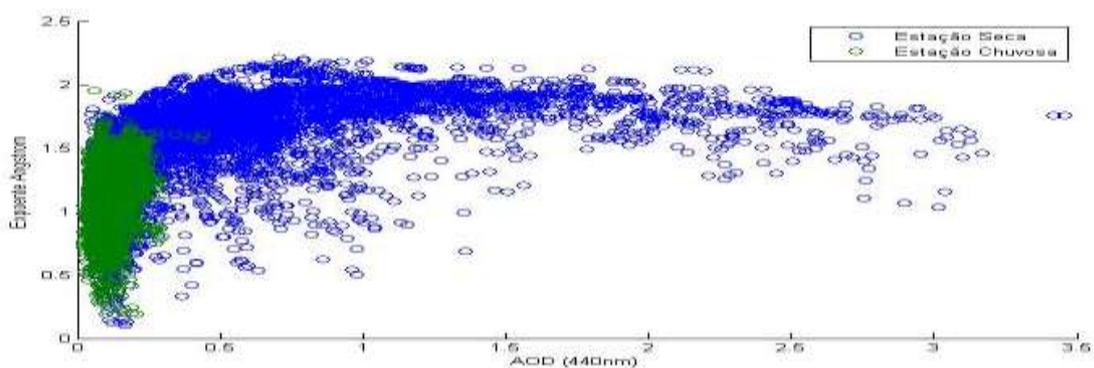


Figura 44. Expoente Angstrom versus AOD para estação seca e chuvosa para o sítio de Ji-Paraná.

4.4 CLASSIFICAÇÃO DE AEROSSOL: AOD VERSUS α

4.4.1 SÍTIO DE CERRADO

Os produtos de AOD(440nm) e $\alpha(440-870\text{nm})$ podem prover informações sobre características de absorção, extinção e distribuição de tamanho de aerossóis na atmosfera. Em geral, altos valores de AOD(440nm) estão associados a alta extinção (absorção) da radiação, e pelas mesmas razões, altos valores de α estão associados a distribuição de tamanho de aerossóis de moda fina. Essas duas características são consideradas a assinatura de aerossóis de queima de biomassa.

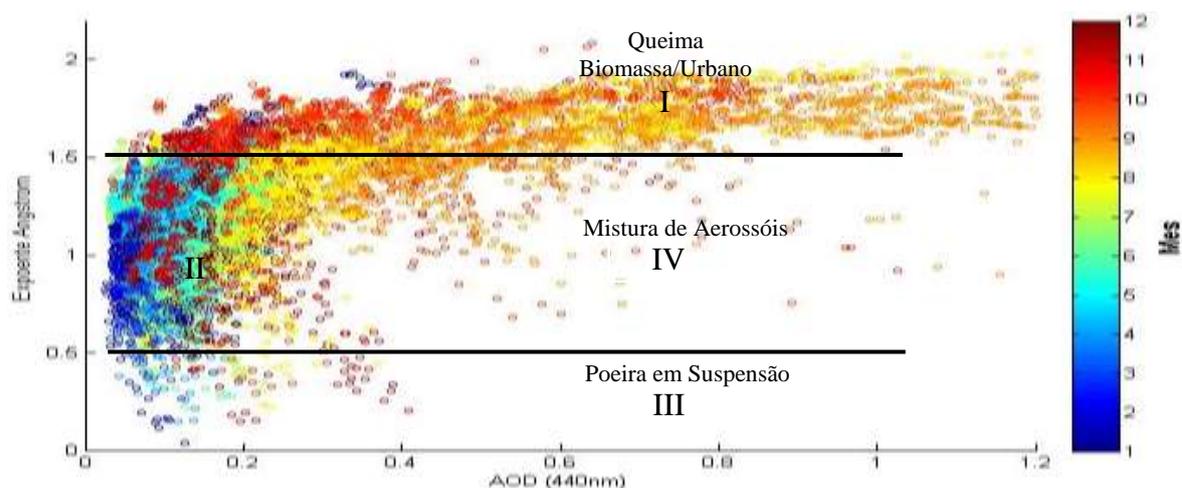


Figura 45. Gráfico AOD(440nm) versus Expoente Angstrom para Cuiabá.

A análise do espectro de AOD(440nm) versus $\alpha(440-870\text{nm})$ das figuras 54 e 55 permite a identificação dos principais tipos de aerossóis presentes nos sítios de Cuiabá e

Campo Grande. No sítio de Cuiabá existe uma vasta gama de valores $\alpha(440-870\text{nm})$ inferiores a 0.5 com baixo AOD(440nm) (<0.4) observados na estação chuvosa, podendo ser caracterizados como poeira em suspensão.

Ainda na estação seca, observa-se valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ compreendidos entre 0.5 e 1.5 referente a mistura de aerossóis característicos desses sítios, sendo que os valores crescentes de α com o aumento significativo da AOD(440nm) indicam contribuição de finas partículas na coluna atmosférica (D. G. KASKAOUTIS et al., 2007). Uma relação semelhante entre concentração de partículas (através de AOD) e tamanho de partícula (por meio expoente Angstrom) foi observada para uma variedade de aerossóis de moda fina (PORTER E CLARKE, 1997; REMER et al., 1998).

Para os valores observados na estação seca de $\alpha(440-870\text{nm})$ superiores a 1.5 e AOD(440nm) (<1.2), tem-se aerossóis oriundos de queima de biomassa e/ou aerossóis urbanos e/ou áreas industriais, sendo que tais eventos são mais intensos do que no sítio de Campo Grande.

Para o sítio de Campo Grande, conforme figura 55, observa-se que o maior número de medidas concentra-se aproximadamente entre os meses de agosto a novembro, na região de AOD(440nm) entre 0.2 e 0.4 e $\alpha(440-870\text{nm})$ entre 0.5 e 1.7. Nas regiões de Cerrado com alta densidade de dados, quando AOD(440nm) está abaixo de 0.1 encontramos valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ na faixa de 0.55-1.65 para os meses de abril a novembro. Por outro lado, quando AOD(440nm) está entre 0.1 e 0.2 a faixa de $\alpha(440-870\text{nm})$ está compreendida entre 1-1.5 compreendendo os meses de junho a setembro.

Queima
Biomassa/Urbano

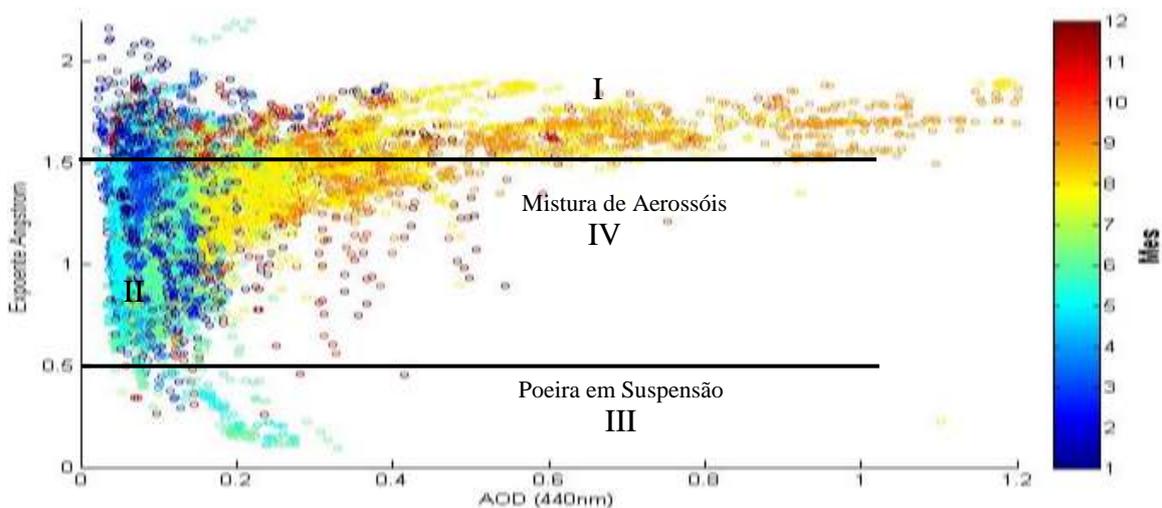


Figura 46. Gráfico AOD(440nm) versus Exponente Angstrom para Campo Grande.

Assim, para o sítio de Campo Grande, conforme figura 55, os valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ inferiores 0.5 e com baixo AOD(440nm) (<0.4) observados na estação chuvosa, podem ser caracterizados como poeira em suspensão. Para os valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ compreendidos entre 0.5 e 1.5, na estação chuvosa, tem-se mistura de aerossóis característicos desses sítios, sendo que os valores crescentes de $\alpha(440-870\text{nm})$ com o aumento significativo da AOD(440nm) indicam contribuição de finas partículas nesse ambiente.

É possível ainda observar que para a estação seca, valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ superiores a 1.5 com AOD(440nm) (<1.2) correspondem a aerossóis oriundos de queima de biomassa e/ou aerossóis urbanos e/ou de aéreas industriais.

4.4.2 SÍTIO DE FLORESTA

A figura 56 indica claramente, sítio de Ji-Paraná, que o maior número de medidas está concentrado na região de AOD(440nm) entre 0.1 e 1.0 e α entre 0.5 e 2.0. O episódio mais importante para o sítio de Ji-Paraná é observado nos meses de setembro e outubro, com um máximo de AOD(440nm) aproximadamente de 1,2 e $\alpha=1.85$ associado.

Assim, para o sítio de Ji-Paraná conforme figura 56, os valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ superiores a 1.5 correspondem a aerossóis oriundos de queima de biomassa e/ou aerossóis urbanos e/ou de aéreas industriais, sendo que tais eventos são observados para a estação seca no período compreendido entre os meses de setembro a dezembro. Os valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ compreendidos entre 0.5 e 1.5 para os meses de abril a

setembro podem estar relacionados como mistura de aerossóis e para valores de AOD(40nm) superiores a 0.8, sendo observados durante a estação seca. Para a estação chuvosa, observa-se valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ inferiores a 0.5 com AOD(440nm) (<0.2) que podem ser caracterizados como aerossóis oriundos de poeira em suspensão.

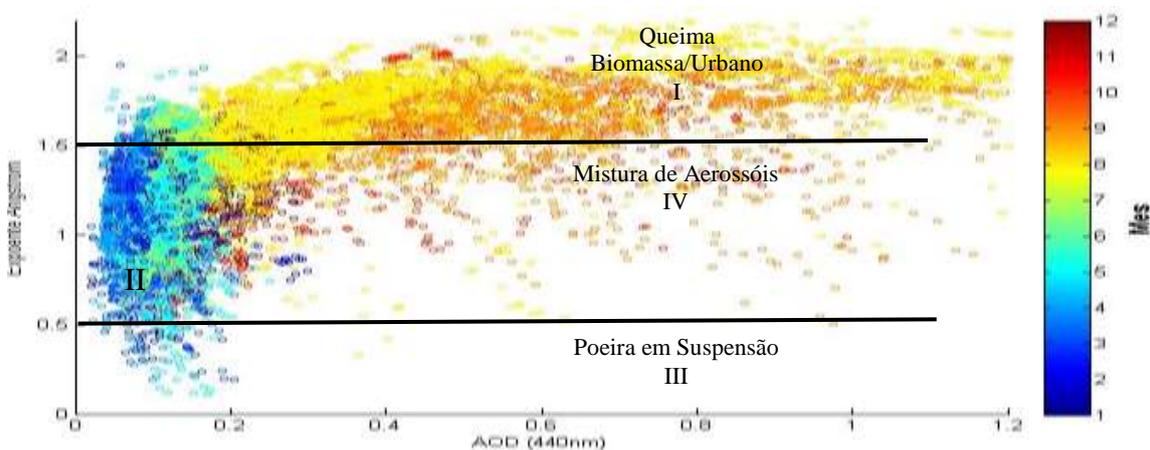


Figura 47. Gráfico AOD(440nm) versus Expoente Angstrom para Ji-Paraná.

Para o sítio de Rio Branco, conforme figura 57, observa-se que o maior número de medidas concentra-se na região de AOD(440nm) entre 0.1 e 0.5 e $\alpha(440-870\text{nm})$ entre 0.5 e 2.1. O episódio mais importante observado aconteceu nos meses de setembro e outubro de 2011, como um máximo de AOD(440nm) de 1.1 e $\alpha = 2.25$ associado.

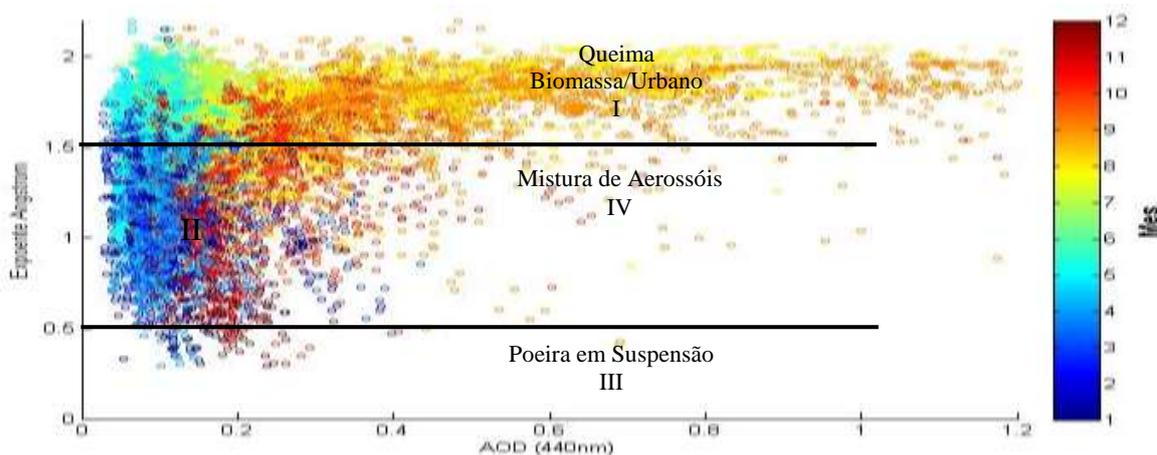


Figura 48. Gráfico AOD (440nm) versus Expoente Angstrom para Rio Branco.

Assim, para o sítio de Rio Branco, os valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ superiores a 1.5 correspondem também a aerossóis oriundos de queima de biomassa e/ou aerossóis urbanos e/ou de aéreas industriais, sendo que tais eventos são observados para a estação seca no período compreendido entre os meses de setembro a novembro. É possível

ainda observar que a densidade desses particulados é mais intensa no sítio de Ji-Paraná do que no sítio de Rio Branco.

5. CONCLUSÕES

Registros de 2010-2014 de AOD(440nm) e $\alpha(440-870\text{nm})$, de dados AERONET, foram usados para estudar as variações sazonais de aerossóis, características e tipos, sob diferentes condições atmosféricas em sítios localizados em áreas de Cerrado (Cuiabá e Campo Grande) e Floresta (Rio Branco e Ji-Paraná). Este estudo mostrou que variações sazonais nos sítios de Cerrado e Floresta resultam em diferentes concentrações de aerossóis, características e tipos dominantes. Baixos valores de AOD(440nm) e dependência do comprimento de onda são observados em todos os sítios em estudo na estação chuvosa, tendo valores elevados de AOD(440nm) em todos os sítios na estação seca.

As médias de AOD(440nm) para os sítios de Cerrado (Cuiabá e Campo Grande) são, respectivamente, $0,29(\pm 0,40)$, $0,18(\pm 0,24)$, com média correspondente de $\alpha(440-870\text{nm})$ $1,20(\pm 0,39)$, $1,16(\pm 0,36)$, indicando maior variabilidade no sítio de Cuiabá. As médias de AOD(440nm) para os sítios de Floresta (Rio Branco e Ji-Paraná) são, respectivamente, $0,85(\pm 0,71)$, $0,35(\pm 0,44)$, com média correspondente de $\alpha(440-870\text{nm})$ $1,38(\pm 0,41)$, $1,40(\pm 0,34)$, indicando maior variabilidade no sítio de Rio Branco.

A análise do espectro de AOD(440nm) versus $\alpha(440-870\text{nm})$ para os sítios em Cerrado permitiu identificar vasta gama de aerossóis, tendo alta densidade de dados concentrada na faixa de valores de $\alpha(440-870\text{nm})$ compreendidos entre 0,5 e 1,5 característicos desses sítios, tendo valores crescentes de $\alpha(440-870\text{nm})$ com aumento de AOD(440nm) indicando contribuição de partículas de moda fina na coluna atmosférica nesses ambientes, associados com mistura de aerossóis e aerossóis de queima de biomassa e/ou urbano.

A análise do espectro de AOD (440nm) versus $\alpha(440-870\text{nm})$ para os sítios em Floresta permitiu identificar maior densidade de dados relacionado a mistura de

aerossóis e aerossóis de queima de biomassa e/ou urbano no sítio de Rio Branco, tendo médias mensais de $\alpha(440-870\text{nm})$ crescentes para o sítio de Rio Branco, com maior sazonalidade observada para o sítio de Ji-Paraná.

5.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

ESTUDO DE PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS EM AMBIENTES AMAZÔNICOS E DETERMINAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE TAMANHO.

ESTUDO DAS INTERAÇÕES AEROSOL-PRECIPITAÇÃO-NUVEM EM AMBIENTES AMAZÔNICOS.

ESTUDO DE DISPERSÃO E ABSORÇÃO DE PROPRIEDADES DE AEROSSÓIS EM FLORESTA E CERRADO.

ESTUDO DA VARIABILIDADE SAZONAL DE PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS EM FLORESTA E CERRADO.

MONITORAMENTO ESPAÇO TEMPORAL DE VARIAÇÕES DE AEROSSÓIS E INTERAÇÕES AEROSSÓIS-NUVENS SOBRE SÍTIOS DE FLORESTA E CERRADO.

PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS E FORÇANTE RADIATIVA SOBRE FLORESTA E CERRADO.

CARACTERÍSTICAS TEMPORAIS E ESPECTRAIS DE AOD NA REGIÃO AMAZÔNICA.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDERSON, T. L; CHARLSON, R. J; SCHWARTZ, S. E; KNUTTI, R; BOUCHER, O; RODHE, H; HEINTZENBERG, J. Climate forcing by aerosols: A hazy picture. **Science**, v. 300, p. 1103-1104, 2003.

ANDREAE, M. O. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **J. Geophys. Res.**, v. 107(D20), p. 8066, 2002. ISSN doi:10.1029/2001/J D000524.

ANDREAE, M. O.; E CRUTZEN, P. J. Atmospheric aerosols: Biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry. **Science**, v. 276, p. 1052-1056, 1997.

ANDREAE, M. O; ARTAXO, P; FISCHER, H; FREITAS, S. R. Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 6, p. 951-954, 2001.

ANDREAE, M.O; ROSENFELD, D; ARTAXO, P; COSTA, A.A; FRANK, G.P; LONGO, K.M; SILVA-DIAS, M.A.F. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**, v. 303(5662), p. 1337-1342, 2004.

ANTONIO CÂNDIDO, LUIZ; OCIMAR MANZI, ANTONIO; TOTA, JULIO; RICARDO TEIXEIRA DA SILVA, PAULO; SEIXAS MORENO DA SILVA, FLÉRIDA; MARIA NASCIMENTO DOS SANTOS, ROSA; WAGNER SILVA CORREIA, FRANCIS. O CLIMA ATUAL E FUTURO DA AMAZÔNIA NOS CENÁRIOS DO IPCC: A QUESTÃO DA SAVANIZAÇÃO. **Ciência e Cultura**, São Paulo, v. 59, n. 3, julho/setembro 2007. ISSN ISSN 2317-6660.

ARAGÃO, L. E. O. C. E. A. Environmental change and the carbono balance of Amazonian forests. **Biol.Rev**, v. 89, p. 913-931, 2014.

ARTAXO, P. The atmospheric component of biogeochemical cycles in the Amazon basin. **The biogeochemistry of the Amazon Basin**, p. 42-52, 2001.

ARTAXO, P; MARTINS, J.V; YAMASOE, M.A; PROCÓPIO, A.S; PAULIQUEVIS, T.M; ANDREAE, M.O; GUYON, P; GATTI, L.V; LEAL, A.M.C. Physical and chemical properties of aerosols in the wet dry season in Rondônia, Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 107(D20), p. 8081-8095, 2002.

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.R; CORREIA, A.L. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis Biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia, v. 21, n. n.3a, p. 168-22, 2006.

BALARABE, M.; ABDULLAB, K.; NAWAWI, M. Long-Term Trend and Seasonal Variability of Horizontal Visibility in Nigerian Troposphere. **Atmosphere**, v. 6, p. 1462-1486, 2015. ISSN <http://doi.org/10.3390/atmos6101462>.

BELLOUIN, NICOLAS; BOUCHER, OLIVER; HAYWOOD, JIM; REDDY, & M. SHEKAR. Global estimate of aerosol direct forcing from satellite measurements. **Nature**, v. 438, p. 1138-1141, August 2005. ISSN doi: 10.1038/nature04348.

BINGEMER, H. G; ANDREAEE, M. O; ANDREAEE, T. W.; ARTAXO, P.; HELAS, G.; JACOB, D. J.; MIHALOPOULOS, N.; NGUYEN, B. C. "Sulfur Gases and Aerosols in and Above the Equatorial African Rain Forest". **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. D6, p. 6207, 1992. ISSN doi: 10. 1029/91jd01112.

C.L.REDDINGTON, E.W. BUTT, D. A. RIDLEY, P. ARTAXO, W.T. MORGAN, H. COE E D. V. SPRACKLEN. Air Quality and human health improvements from reductions in deforestation-related fire in Brazil. **Nature Geoscience**, v. 16, setembro 2015. ISSN DOI:10.1038/NGEO02535.

CHEN, Y. E. A. Long-term trends and interannual variability of forest, savana and agricultural fires in South America. **Carbon Manage**, v. 4, p. 617-638, 2013.

CHINEKE, T. C.; CHIEMEKA, I. U. Harmattan Particulate Concentration and Health Impacts in Sub-Sahara Africa. **The African Review of Physics**, v. 3, p. 125-135, 2009.

CIFELLI, R.C; PETERSEN, W.A; CAREY, L.D; RUTLEDGE, S.A; SILVA DIAS, M.A.F. Radar observations of the kinematic, microphysical and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM/LBA. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D20, p. 8077, 1990. ISSN doi:10.1029/2001JD000264.

CLAEYS, MAGDA; GRAHAM, BIM; VAS, GYORGY; WANG, WU; VERMEYLEN, REINHILDE; PASHYNSKA, VLADA; CAFMEYER, JAN; GUYON, PASCAL; ANDREAEE, MEINRAT O.; ARTAXO, PAULO; MAENHAUT, WILLY. Formation of Secondary Organic Aerosols Through Photooxidation of Isoprene. **Science**, v. 303, n. 5661, p. 1173-1176, Feb 2004. ISSN DOI:10.1126/science.1092805.

CLAIRAC, B.; DELMAS, R.; CROS, B.; CACHIER, H.; BUAT-MÉNARD, P.; SERVANT, J. Formation and chemical composition of atmospheric aerosols in an equatorial forest área. **Journal of Atmospheric Chemistry**, v. 6, n. 4, p. 301-322, May 1988.

COLLINS, M. EL Nino - or La Nina-like climate change? **Clim. Dyn**, v. 24, p. 89-104, 2005.

COX, P. M. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. **Theor. Appl**, v. 78, p. 137-156, 2004.

DA SILVA PALACIOS, R.; DA SILVA SALLO, F.; DE SOUZA NOGUEIRA, J. Variabilidade de aerossóis atmosféricos. **Environment and Ecology Research** , v. 2, n. 4, p. 99-105, 2016. ISSN DOI: 10.13189/eer.2016.040207.

DECESARI, S.; FUZZI, S.; FACCHINI, M.C.; MIRCEA, M.; EMBLICO, L.; CAVALLI, F.; MAENHAUT, W.; CHI, X.; SCHKOLNIK, G.; FALKOVICH, A.

RUDICH, Y.; CLAEYS, M.; PASHYNSKA, V.; VAS, G.; KOURTCHEV, I.; VERMEYLEN, R.; HOFFER, A.; ANDREAE, M. O.; TAGLIAVINI, E.; MORETTI, F.; ARTAXO, P. Characterization of the organic composition of aerosols from Rondonia, Brazil, during the LBA-SMOCC 2002 experiment and its representation through model compounds. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 6, p. 375-02, 2006. ISSN SRef-ID: 1680-7324/acp/2006-6-375.

ELBERT, W; TAYLOR, P.E.; ANDREAE, M. O.; POSCHL, U. Contribution of fungi to primary biogenic aerosols in the atmosphere: wet and dry discharged spores, carbohydrates, and inorganic ions. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 7, p. 4569-4588, 2007. ISSN doi:10.5194/acp-7-4569-2007.

FLORENCE, D.L; YVON, C. H; SABINE, H.; PIERRE, O. What Do We Know about Effects of Desert Dust on Air Quality and Human Health in West Africa Compared to other Regions?, 409, 2010. 1-8.

FOLEY, J.A; ASNER, G.P; COSTA, M.H; COE, M.T; DEFRIES, R; GIBBS, H; HOWARD, E.A; OLSON, S; PATZ, J; RAMANKUTTY, N; SNYDER, P. Amazonia revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin. **Front Ecol Environ**, v. 5(1), p. 25-32, 2007.

GEIGER, HARALD; BARNES, IAN; BEJAN, IUSTINIAN; BENTER, THORSTEN; SPITTLER, MARKUS. The tropospheric degradation of isoprene: an updated module for the regional atmospheric chemistry mechanism. **Atmospheric Environment**, v. 37, p. 1503-1519, April 2003.

GRAHAM, BIM; GUYON, PASCAL; TAYLOR, PHILIP E.; ARTAXO, PAULO; MAENHAUT, WILLY; GLOVSKY, M. MICHAEL; FLAGAN, RICHARD C.; ANDREAE, MEINRAT O. Organic compounds present in the natural Amazonian aerosol: Characterization by gas chromatography-mass spectrometry. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D24, p. 4766, 2003.

GUENTHER, A; HEWITT, C.N; ERICKSON, D; FALL, R; GERON, C.A. Global model of natural volatile organic compound emissions. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 8873-8892, 1995.

HABID, G; VENKATARAMAN, C; CHIAPELLO, I; RAMACHANDRAN, S; BOUCHER, O; REDDY, M.S. Seasonal and Interannual Variability in Absorbing Aerosols over India Derived from TOMS: Relationship to Regional Meteorology and Emissions. **Atmospheric Environment**, v. 40, p. 1909-1921, 2006. ISSN <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2005.07.077>.

HEWITT, C. NICHOLAS; GUENTHER, ALEX; ERICKSON, DAVID; FALL, RAY; GERON, CHRIS; GRAEDEL, TOM; HARLEY, PETER; KLINGER, LEE; LERDAU, MANUEL; MCKAY, W.A; PIERCE, TOM; SCHOLES, BOB; STEINBRECHER, RAINER; TALLAMRAJU, RAJA; TAYLOR, JOHN; ZIMMERMAN, PAT. A global model of natural volatile organic compound emissions. **Journal of Geophysical Research**, 20 maio 1995. ISSN DOI:10.1029/94JD02950.

HOFFMANN, T.; ODUM, J. R.; BOWMAN, F. E. A. Formation of Organic Aerosols from the Oxidation of Biogenic Hydrocarbons. **Journal of Atmospheric Chemistry**, v. 26, p. 189, 1997. ISSN [doi:10.1023/A:1005734301837](https://doi.org/10.1023/A:1005734301837).

HOLBEN, B.N; ECK, T.F; SLUTSKER, I; TANRE, 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 Characterizations. **Remote Sensing of Environment**, v. 66, p. 1-16, 1998. ISSN [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00031-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00031-5).

HOLBEN, B.N; SETZER, A; ECK, T.F; PEREIRA, A; SLUTSKER, I. Effect of dry-season biomass burning on Amazon basin aerosol concentrations and optical properties. **J. Geophys. Res**, v. 101(D14), p. 19465-19482, 1996. ISSN 0.1029/96JD01140.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2(11), p. 1388-1403, 1989.

HORVATH, J. D. Aerosols - an introduction. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 51, p. 5-25, 2000.

HOUGHTON, R. A. E. A. Annual fluxes of carbon from deforestation and undergrowth in the Brazilian Amazon. **Nature**, v. 403, p. 301-304, 2000.

I. G, K.; NIKOLAOS, M.; & G. STEPHANOU, E. Formation of atmospheric particles from organic acids produced by forests. **Nature**, v. 395, p. 683-686, 1998. ISSN [doi:10.1038/27179](https://doi.org/10.1038/27179).

INFOCLIMA/INPE. infoclima.cptec.inpe.br, 2016. Acesso em: 05 maio 2016.

IPCC. New York. 2007.

JAMES D BLANDO; BARBARA J TURPIN. Secondary organic aerosol formation in cloud and fog droplets: a literature evaluation of plausibility. **Atmospheric Environment**, v. 34, p. 1623-1632, 2000. ISSN [dx.doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00392-1](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00392-1).

JEAN-PIERRE BLANCHET; ERIC GIRARD. Water vapor-temperature feedback in the formation of continental Arctic air: its implication for climate. **Science of The Total Environment**, v. 160-161, p. 793-802, 15 January 1995.

KASKAOUTIS, D.G; KAMBEZIDIS, H.D; NASTOS, P.T; KOSMOPOULOS, P.G. Study on an Intense Dust Storm over Greece. **Atmospheric Environment**, v. 42, p. 6884-6896, 2008. ISSN <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2008.05.017>.

KAUFMAN, Y. J.; TANDRÉ, D. & B. A satellite view of aerosols in the climate system. **Nature**, v. 419, 2002.

KAUFMAN, Y.J; HOBBS, P.V; KIRCHHOFF, V.W.J; ARTAXO, P; REMER, L.A; HOLBEN, B.N; KING, M.D; WARD, D.E; PRINS, E.M; LONGO, K.M; MATTOS, L.M; NOBRE, C.A; SPINHIRNE, J.D; JI, Q; THOMPSON, A.M; GLEASON, J.F;

CHRISTOPHER, S.A; TSAY, S.C. Smoke, Clouds, and Radiation - Brasil (SCAR-B) experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D24, p. 31783-31808, 1998.

KEHINDE, O.O; AYODEJI, O; VICENT, O.A. A Long-Term Record of Aerosol Index from TOMS Observations and Horizontal Visibility in Sub-Saharan West Africa. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, p. 6076-6093, 2015. ISSN <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2012.676689>.

KELLER, M; ALENCAR, A; ASNER, G.P; BRASWELL, B; BUSTAMANTE, M; DAVIDSON, E; FELDPAUSCH, T; FERNANDES, E; GOLDEN, M; KABAT, P; KRUIJT, B; LUIZÃO, F; MILLER, S; MARKEWITZ, D; NOBRE, A.D; PRIANTE FILHO, N; ROCHA, H. DA; SILVA DIAS, P; VON RANDOW, C; VOURLITIS, G.L. Ecological research in the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia: Early results. **Ecological Applications**, v. 14(4), p. S3-S16, 2004.

KESSELMEIER, J; KUHN, U; WOLF, A; ANDREAE, M.O; CICCIOLI, P; BRANCALEONI, E; FRATTONI, M; GUENTHER, A; GREENBER, J; VASCONCELLOS, P DE CASTRO; OLIVA, TELLES DE; TAVARES, T; ARTAXO, P. Atmospheric volatile organic compounds (VOC) at a remote tropical forest site in central Amazonia. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 24, p. 4063-4072, 2000.

KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A. First measurements of the effects of the smoke aerosol on inhibition of cloud formation. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1342-1345, 2004.

KOREN, ILAN; KAUFMAN, YORAM J; WASHINGTON, RICHARD; TODD, MARTIN C; RUDICH, YINON; MARTINS, J VANDERLEI; ROSENFELD, DANIEL. The Bodélé depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. **Environ. Res Lett.**, v. 1, p. 014005, 2006.

LESINS, I.; CHYLEK, P.; LOHMANN, U. A. Study of internal and external mixing scenarios and its effect on aerosol optical properties and direct radiative forcing. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. d10, 2002. ISSN doi:10.1029/2001JD000973.

MARTINS, J. VANDERLEY; ARTAXO, PAULO; LIOUSSE, CATHERINE; REID, JEFFREY S.; HOBBS, PETER V.; KAUFMAN, YORAM J. Effects of black carbon content, particle size, and mixing on light absorption by aerosol from biomass burning in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D4, p. 32,041-32,050, December 27 1998.

MEINRAT, O. A.; PAUL, J. C. Atmospheric Aerosols: Biogeochemical Sources and Role in Atmospheric Chemistry. **Science**, v. 276, p. 1052-1058, 1997. ISSN DOI:10.1126/science.276.5315.1052.

MOLION, L. C. B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2(1), p. 107-117, 1987.

MUKHTAR BALARABE, K. A. M. N. Properties and Identification of Different Aerosol Types Based on AERONET data over Sub-Sahara West-Africa. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 6, p. 13-28, 2016. ISSN <http://dx.doi.org/10.4236/acs.2016.61002>.

N.HEWITT, C.; V.JACKSON, A. **Atmospheric science for environmental scientists**. Oxford: [s.n.], 2009.

NEPSTAD, D; CARVALHO, G; BARROS, A.C; ALENCAR, A; CAPOBIANCO, J; BISHOP, J; MOUTINHO, P; LEFEBVRE, P; SILVA, U. "Road Paving, Fire Regime Feedbacks, and the Future of Amazon Forest". **Forest Ecology and Management**, v. 5524, p. 1-13, 2001.

NOBRE, C. A.; OLIVEIRA, G. S.; SALAZAR, L. F. Climate and land changes in Amazonian: Impacts on the hydrological cycle and biome distribution, in Water and Environment. **Proceedings of the Workshop in the Vatican Academy of Sciences**, 2006.

NOBRE, P.; J, S. Variations of sea temperatures, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **J. Climate** , 1996.

NWAFOR, O. K.; CHINEKE, T. C.; PINKER, R. T. Seasonal Characteristics of Aerosol Optical Properties at a Sub-Sahara Site. **Atmospheric Research**, v. 85, p. 38-51, 2007. ISSN <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2006.11.002>.

OGUNJOKI, K; AJAYI, V; BALOGUN, I; OMOTOSHO, J; HE, Z. The Synoptic and Optical Characteristics of the Harmattan Dust Spells over Nigeria. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, p. 91-105, 2008. ISSN <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-007-0332-2>.

OLIVEIRA, P. S.; MARQUIS, R. J. **The Cerrados of Brazil - ecology and natural history of a neotropical savanna**. New York, USA: Columbia University, 2002.

OYEM, A. A.; A. F, I. Analysis of Atmospheric Aerosol Loading over Nigeria. **Environmental Research Journal**, v. 4, p. 145-156, 2010. ISSN <http://dx.doi.org/10.1063/1.4915232>.

P. R ZIMMERMAN; J. P. GREENBERG; C. E. WESTBERG. Measurements of atmospheric hydrocarbons and biogenic emission fluxes in the Amazon Boundary layer. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D2, 1988. ISSN DOI: 10.1029/JD093iD02p01407.

PANDIS, SPYROS N.; HARLEY, ROBERT A.; CASS, GLEN R.; SEINFELD, JOHN H. Secondary organic aerosol formation and transport. **Atmospheric Environment. Part A. General Topics**, v. 26, n. 13, p. 2269-2282, Setembro 1991.

PRENTICE, K. C. Bioclimatic distribution of vegetation for general 371 circulation models. **J.Geophys Res**, v. 95, p. 11,811-11,830, 1990.

PROCOPIO, A. S.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y. J; REMER, L. A.; SCHAFER, J. S.; HOLBEN, B. N. Multiyear analysis of amazonian biomass smoke radiative forcing of climate. **GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS**, v. 31, n. L03108, 2004. ISSN doi: 10.1029/2003GL018646.

PROCOPIO, A.S; ARTAXO, P; KAUFMAN, Y.J; REMER, L. A; SCHAFER, J. S. Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophys. Res. Lett.**, v. 31, p. 3108-3112, 2004.

PROSPERO, J.M; GINOUX, P; TORRES, O; NICHOLSON, S.E; GILL, T.E. Environmental Characterization of Global Sources of Atmospheric Soil Dust Identified with the Nimbus7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Absorbing Aerosol Product. **Reviews of Geophysics**, v. 40, p. 1-31, 2002. ISSN <http://dx.doi.org/10.1029/2000RG000095>.

RAMANATHAN, V; CRUTZEN, P.J; KIEHL, J.T; ROSENFELD, D. Aerosols, Climate and the Hydrological Cycle. **Science**, v. 294, p. 2119, 2001.

RIGHI, C.A; GRAÇA, P.M.L DE A; CERRI, C.C; FEIGL, B.J; FEARNSIDE, P.M. Biomass burning in Brazil's Amazonian "arc of deforestation": Burning efficiency and charcoal formation in a fire after mechanized clearing at Feliz Natal, Mato Grosso. **Forest Ecology and Management**, v. 258, p. 2535-2546, 2009.

SALATI, E.; MARQUES, J. **Climatology of the Amazon region - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. [S.l.]: Junk Publishers, 1984. 763 p.

SCHAFFER, 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**, v. D04204, p. 16 PP, 2008. ISSN doi:10.1029/2007JD009319.

SCHUSTER, G.; DUBOVIK, O; HOLBEN, B. Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions. **J. Geophys. Res.**, v. 111:DO7207, 2006. ISSN doi:10.1029/2005JD006328.

SETH NEMESURE; RICHARD WAGNER; STEPHEN E. SCHWARTZ. Direct shortwave forcing of climate by the antropogenic sulfate aerosol: Sensitivity to particle size, composition, and relative humidity. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, v. 100, n. D12, p. 26105-26116, 1995. ISSN DOI: 10. 1029/95JD02897.

SILVA DIAS, M.A.F; RUTLEDGE, S; KABAT, P; SILVA DIAS, P.L; NOBRE, C; FISCH, G; DOLMAN, A.J; ZIPSER, E; GARSTANG, M; MANZI, A.O; FUENTES, J.D; ROCHA, H.R; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A; L.D.A., SÁ; ALVALÁ, R.C.S; ANDREAE, M.O; ARTAXO, P; GIELOW, R; GATTI, L. Biosphere-Atmosphere Interaction Context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 8072, 2002.

TAN, F; LIM, H.S; ABDULLAH, K; YOON, T.L.; HOLBEN, B. Aeronet-Data Based Determination of Aerosol Types. **Atmospheric Pollution Research**, v. 6, p. 682-695, 2015. ISSN <http://dx.doi.org/10.5094/APR.2015.077>.

TAN, F; WEI, Y. K; WAN, S. H; YEAP, E. C; LIM, H. S; ABDULLAH, K. Investigation of Aerosol Distribution Patterns and Its Optical Properties at Different Time Scale by Using LIDAR System and AERONET. **AIP Conference Proceedings**, v. 1657, 2015. ISSN Article ID: 130001. <http://dx.doi.org/10.1063/1.4915232>.

VERGAZ, R; CACHORRO, VE; DE FRUTOS, AM; VILAPLANA, JM; DE LA MORENA, BA. Columnar characteristics of aerosols y espectoradiometer measuments in the maritime area of the Cadiz Gulf (Spain). **Int. J. Climatol**, v. 25, p. 1781-1804, 2005.

WALLACE, J. M. **Atmospheric science**: an introductory survey. San Diego: Elsevier Inc, v. 2nd ed., 1940.

Y. K, WEI; S. H, WAN; E. C, YEAP; H. S, LIM; K., ABDULLAH; TAN, F. Investigation of Aerosol Distribution Patterns and Its Optical Properties at Different Time Scale by Using LIDAR System and AERONET. **AIP Conference Proceedings**, p. 1657, 2015. ISSN <http://dx.doi.org/10.1063/1.4915232>.

