

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS - UFAM
INSTITUTO DE EDUCAÇÃO, AGRICULTURA E AMBIENTE - IEAA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS – PPGCA

JOSÉ ALBERTO DO NASCIMENTO PINHO

**VARIAÇÕES SAZONAIS DE PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS E
IDENTIFICAÇÃO DE DIFERENTES TIPOS NA AMAZÔNIA BASEADO EM
DADOS AERONET**



HUMAITÁ - AM

2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS - UFAM
INSTITUTO DE EDUCAÇÃO, AGRICULTURA E AMBIENTE - IEAA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS – PPGCA

JOSÉ ALBERTO DO NASCIMENTO PINHO

**VARIAÇÕES SAZONAIS DE PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS E
IDENTIFICAÇÃO DE DIFERENTES TIPOS NA AMAZÔNIA BASEADO EM
DADOS AERONET**

**Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Ciências Ambientais – Área de concentração: Ambiente e
Sociobiodiversidade da Fundação Universidade Federal do
Amazonas. Linha de Pesquisa: Componentes e dinâmicas dos
ecossistemas com ênfase no bioma amazônico.**

Orientador: Prof. Dr. Jorge Almeida de Menezes.

HUMAITÁ - AM

2019

Ficha Catalográfica

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

P654v Pinho, José Alberto do Nascimento
Variações sazonais de propriedades óticas de aerossóis e
identificação de diferentes tipos na Amazônia baseado em dados
AERONET / José Alberto do Nascimento Pinho. 2019
86 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Jorge Almeida de Menezes
Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Universidade
Federal do Amazonas.

1. Expoente Angstrom. 2. Climatologia. 3. Profundidade ótica. 4.
Queima de biomassa. I. Menezes, Jorge Almeida de II.
Universidade Federal do Amazonas III. Título

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS - UFAM
INSTITUTO DE EDUCAÇÃO, AGRICULTURA E AMBIENTE - IEAA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS – PPGCA

FOLHA DE APROVAÇÃO

**VARIAÇÕES SAZONAIS DE PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS E
IDENTIFICAÇÃO DE DIFERENTES TIPOS NA AMAZÔNIA BASEADO EM
DADOS AERONET**

AUTOR: JOSÉ ALBERTO DO NASCIMENTO PINHO

Dissertação de mestrado defendida e aprovada em 08 de julho de 2019, pela comissão
julgadora:

Prof. Dr. Jorge Almeida de Menezes (Orientador)
IEEA – UFAM

Prof. Dr. José Maurício da Cunha (Examinador)
IEEA – UFAM

Prof. Dr. Rafael Palácios da Silva (Examinador)
IF- UFMT

HUMAITÁ - AM

2019

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a minha família em especial a minha mãe Ivanilda, ao meu saudoso pai José, a minha esposa Inaê, ao meu filho Carlos e ao meu irmão Juarêz por sempre estarem incentivando e sendo os pilares nessa caminhada.

AGRADECIMENTOS

- A minha família;
- Ao meu orientador Professor Dr. Jorge Almeida de Menezes por me orientar quando apareceram as dúvidas e dificuldades;
- A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais UFAM-IEAA pelos conhecimentos;
- Aos colegas do curso de pós-graduação pela parceria nos estudos e pela amizade;
- Ao amigo Edgar pela ajuda em alguns momentos;
- Enfim, agradeço a todos que contribuíram de forma direta ou indireta para minha formação e realização deste trabalho.

“QUANDO NO AR ÚMIDO E COM A LUZ DO SOL, OS AROMAS DAS PLANTAS FORMAM UMA POEIRA FINÍSSIMA COM AFINIDADE PELA ÁGUA. SÃO OS NÚCLEOS DE CONDENSAÇÃO DAS NUVENS.”

O FUTURO CLIMÁTICO DA AMAZÔNIA

SUMÁRIO

SUMÁRIO.....	VII
LISTA DE TABELAS	IX
LISTA DE FIGURAS	X
LISTA DE ABREVIATURAS.....	XIII
LISTA DE SÍMBOLOS	XIV
RESUMO	XVI
ABSTRACT	XVII
1. INTRODUÇÃO	18
2. PROBLEMATIZAÇÃO.....	20
3. JUSTIFICATIVA.....	21
4. OBJETIVOS.....	22
4.1 Objetivo Geral.....	22
4.2 Objetivos Específicos.....	22
5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
5.1 Descrição da Região Amazônica.....	23
5.1.1 As Queimadas na Região Amazônica e Seus Impactos Sociais	27
5.2 A Climatologia da Região Amazônica.....	29
5.3 Aerossol Atmosférico.....	32
5.3.1 Tamanhos de Aerossóis	33
5.3.2 Ciclo de vida dos aerossóis.....	34
5.3.3 Efeitos dos aerossóis no clima.....	35
5.4 Emissões biogênicas e pirogênicas na Amazônia	36
5.5 Partículas de aerossóis na Amazônia	39
5.6 Forçante Radiativa de Aerossóis	41
5.6.1 Propriedades relevantes do aerossol para a forçante radiativa	42
5.7 As leis da radiação.....	44
5.8 Espalhamento e absorção de radiação	46
5.9 Propriedades intensivas e extensivas dos aerossóis	47
5.9.1 Profundidade ótica de aerossóis ($\delta\lambda$).....	47
5.9.2 Espessura ótica de extinção ($\tau\lambda$)	48
5.9.3 Expoente Angström (α) e a dependência do comprimento de onda.....	48
6. METODOLOGIA	50
6.1 Área de estudo.....	50
6.2 Rede AERONET	51
6.3 Tratamento dos dados.....	52
7. RESULTADOS E DISCUSSÕES	53
7.1 Análise temporal da profundidade ótica AOD (440nm), Expoente Angstrom (α (440nm-870nm)) e Água Precipitável (AP).....	53
7.2 Climatologia e evolução temporal do expoente angstrom α (440nm-870nm).....	63
7.3 Classificação de aerossol: AOD (440nm) versus α (440nm-870nm)..	65
7.4 Análise das trajetórias das massas de ar através do modelo Hysplit	68
8. CONCLUSÃO.....	72
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Estimativas dos valores das forçantes radiativas globais do aerossol e dos gases de efeito estufa do AR5 em comparação ao relatório anterior AR4.....	42
Tabela 2: Coordenadas geográficas das estações da rede AERONET.....	51
Tabela 3: Estatística de AOD e Expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Manaus-EMBRAPA (AM).....	55
Tabela 4: Estatística de AOD e Expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Ji-Paraná (RO).....	56
Tabela 5: Média, mediana e desvio padrão dos dados de AOD (440nm), α (440nm-870nm) e Água Precipitável (cm) para estação chuvosa e seca.	62

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Distribuição espacial da Amazônia legal.....	23
Figura 2: Série temporal do desmatamento na Amazônia legal no período de 2008 a 2017.....	25
Figura 3: Mapa mensal de focos de queima no Brasil, de janeiro a dezembro de 2016, com medidas obtidas através do satélite NOAA15.	26
Figura 4: Climatologia de precipitação do Brasil.....	31
Figura 5: Fontes das partículas de aerossóis.	32
Figura 6: Distribuição de tamanho das partículas de aerossol, fontes e mecanismos de formação e remoção.....	33
Figura 7: Ciclo de vida dos aerossóis na atmosfera..	34
Figura 8: Efeito dos aerossóis sobre o clima.	36
Figura 9: Imagem do sensor Modis a bordo do satélite Terra, mostrando a pluma de partículas de aerossóis provenientes de emissão de queimada na Amazônia.....	41
Figura 10: Representação do espectro eletromagnético em seus vários comprimentos de onda.	44
Figura 11: Espectro de irradiância solar comparado com o corpo negro a 5777 K. .	45
Figura 12: Representação esquemática da função de fase conforme o regime de espalhamento.	47
Figura 13: Representação das áreas de estudo.	50
Figura 14: Profundidade Ótica de Aerossol AOD (440nm) para o sítio de Manaus-EMBRAPA de 2014 a 2016.	53
Figura 15: Profundidade Ótica de Aerossol AOD (440nm) para o sítio de Ji-Paraná de 2014 a 2016.	53
Figura 16: Histograma de frequência para α (440nm-870nm) para o sítio de Manaus-EMBRAPA (AM).....	54
Figura 17: Histograma de frequência para α (440nm-870nm) para o sítio de Ji-Paraná (RO).....	55
Figura 18: Série Temporal do Expoente Angstrom α para Manaus-EMBRAPA de 2014-2016.....	56
Figura 19: Série Temporal do Expoente Angstrom α para Ji-Paraná de 2014-2016.	57

Figura 20: Média diária de AOD (440nm) para Manaus-EMBRAPA para a série de dados de 2014 a 2016.	57
Figura 21: Média diária de AOD (440nm) para Ji-Paraná para a série de dados de 2014 a 2016.	58
Figura 22: Média diária de Expoente Angstrom (440nm-870nm) para Manaus-EMBRAPA para a série de dados de 2014 a 2016.	59
Figura 23: Média diária de Expoente Angstrom (440nm-870nm) para Ji-Paraná para a série de dados de 2014 a 2016.	59
Figura 24: Média mensal de AOD (440nm) para Manaus-EMBRAPA no período de 2014-2016.	60
Figura 25: Média mensal de AOD (440nm) para Ji-Paraná no período de 2014-2016.	60
Figura 26: Média mensal de α (440nm-870nm) para Manaus-EMBRAPA no período de 2014-2016.	61
Figura 27: Média mensal de α (440nm-870nm) para Ji-Paraná no período de 2014-2016.	61
Figura 28: AOD versus α para estação seca e chuvosa para o sítio de Manaus-EMBRAPA.	64
Figura 29: AOD versus α para estação seca e chuvosa para sítio de Ji-Paraná.	65
Figura 30: Gráfico AOD (440nm) versus α (440nm-870nm) para Manaus-EMBRAPA.	66
Figura 31: Gráfico AOD (440nm) versus α (440nm-870nm) para Ji-Paraná.	67
Figura 32: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de fevereiro de 2014 e 2015 na região do Sul do Amazonas.	68
Figura 33: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de agosto de 2014 e 2015 na região do Sul do Amazonas.	69
Figura 34: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de fevereiro de 2014 e 2015 para o sítio de Manaus-EMBRAPA.	69
Figura 35: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de agosto de 2014 e 2015 para o sítio de Manaus-EMBRAPA.	70
Figura 36: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de fevereiro de 2014 e 2015 para o sítio de Ji-Paraná.	70

Figura 37: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de agosto de 2014 e 2015 para o sítio de Ji-Paraná..... 71

LISTA DE ABREVIATURAS

ABLE-2A	Experimentos de Camada Limite Atmosférica
AERONET	Aerosol Robotic Network
AOD	Aerosol Optical Delph
AP	Água precipitável
ARF	A Forçante Radiativa de Aerossóis.
AR5	Fifth Assessment Report
CCN	Cloud condensation nuclei
COV	Composto orgânico volátil
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias
FR	Forçante Radiativa
FRD	Forçante radiativa direta
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NCN	Núcleos de condensação de nuvens
PM	Material Particulado
PM₁₀	Partículas com diâmetros menores que 10 µm
PM_{2,5}	Partículas com diâmetros menores que 2,5 µm
PRODES	Programa de Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite

LISTA DE SÍMBOLOS

α	Expoente Angström
CO ₂	Dióxido de carbono
CH ₄	Metano
NO ₂	Óxido nitroso
NO _x	Óxidos de nitrogênio
μm	Micrômetros
nm	Nanômetros
D _p	Diâmetro da partícula
$\tau(\lambda)$	Espessura ótica de aerossóis
ω_0	Albedo simples
x	Parâmetro de tamanho
Θ	Ângulo de espalhamento
λ	Comprimento de onda
ν	Frequência de oscilação de onda
C	Velocidade da luz no vácuo ($3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$)
h	Constante de Planck ($6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$)
B λ (T)	Radiância espectral emitida ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$)
k _B	Constante de Boltzmann ($1,381 \cdot 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$)
λ_{max}	Comprimento de onda máximo
E	Emitância
σ	Constante de Stefan - Boltzmann ($5,6705 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$)
a λ	Absorvidade
$\varepsilon\lambda$	Emissividade
I _e	Irradiância
I ₀	Irradiância na superfície normal
Z	Ângulo zenital
b _{ext,λ}	Coefficientes de extinção
b _{abs,λ}	Coefficientes de absorção
b _{esp,λ}	Coefficientes de espalhamento
τ_{esp}	Espessura ótica de espalhamento de aerossóis

τ_{abs}	Espessura ótica de absorção de aerossóis
UR	Umidade Relativa
$P(\theta)$	Função de Fase
b	Fração de retroespalhamento
δ_{esp}	Profundidade ótica de espalhamento
δ_{abs}	Profundidade ótica de absorção
$\delta\lambda$	Profundidade ótica de extinção
μ_0	Cosseno do ângulo zenital (cos Z)
$g(\lambda)$	Parâmetro de assimetria
β	Coefficiente de turbidez

RESUMO

As partículas de aerossóis, tanto de origens naturais quanto de processos antrópicos, existem em todos os lugares do planeta. Os aerossóis influenciam o clima, pois atuam na absorção e espalhamento da radiação solar, na formação das nuvens, na ciclagem dos nutrientes em ecossistemas. Atuam como núcleos de condensação na formação das gotas de chuva, na visibilidade e na saúde da população. Nesse sentido, o monitoramento e o estudo de aerossóis em diferentes comprimentos de onda tornam-se útil, pois deriva informação adicional na distribuição de tamanho de partículas. O objetivo deste trabalho foi realizar o estudo da climatologia da Profundidade Ótica de Aerossóis (AOD 440nm) e Expoente Angstrom α (440nm-870nm). Os dados foram adquiridos por fotômetros solares da rede AERONET (Aerosol Robotic Network) instalados em sítios localizados em região de floresta (Manaus-EMBRAPA) e outro em região de transição entre floresta e pastagem (Ji-Paraná). Dados de 3 anos permitiram avaliar as propriedades desses aerossóis para cada sítio. Foi feita a análise espectral dos aerossóis, onde o valor médio de AOD (440nm) para o sítio de Manaus-EMBRAPA foi de $0,30(\pm 0,24)$ com média de α (440nm-870nm) $1,31(\pm 0,37)$, no sítio de Ji-Paraná a média de AOD (440nm) foi de $0,29(\pm 0,30)$ com média de α (440nm-870nm) $1,40(\pm 0,30)$. Em ambos os sítios se identificou uma maior densidade de dados relacionados a mistura de aerossóis e aerossóis de queima de biomassa e/ou urbano, com forte influência de fontes locais de aerossóis poluídos, além de poeira em suspensão.

Palavras-chave: Expoente Angstrom, Climatologia, Profundidade ótica, Queima de biomassa.

ABSTRACT

Aerosol particles, both from natural origins and from anthropic processes, there are everywhere on the planet. Aerosols influence the climate, as they act in the absorption and scattering of solar radiation, in the formation of clouds, in the cycling of nutrients in ecosystems. They act as condensation nuclei in the formation of raindrops, in the visibility and health of the population. In this sense, aerosol monitoring at different wavelengths becomes useful as additional information is derived in the particle size distribution. The objective of this work was to study the climatology of Optical Depth of Aerosols (AOD 440nm) and Exponent Angstrom α (440nm-870nm). The data were acquired by AERONET (Aerosol Robotic Network) solar photometers installed in sites located in a forest region (Manaus-EMBRAPA) and another in a transition region between forest and pasture (Ji-Paraná). Data of 3 years allowed to evaluate the properties of these aerosols for each site. Aerosol spectral analysis was performed, where the mean AOD value (440nm) for the Manaus-EMBRAPA site was 0.30 (\pm 0.24) with mean α (440nm-870nm) 1.31 (\pm 0,37) at the Ji-Paraná site the mean AOD (440nm) was 0.29 (\pm 0.30) with mean α (440nm-870nm) 1.40 (\pm 0.30), indicating a higher variability in the Ji-Paraná site. In both sites a higher density of data related to the mixture of aerosols and aerosols of biomass and / or urban burning was identified, with strong influence of local sources of polluted aerosols, besides dust in suspension.

Key words: Angstrom exponent, Climatology, Optical depth, Biomass burning.

1. INTRODUÇÃO

Os aerossóis são partículas sólidas ou líquidas suspensas na atmosfera oriundas de diversas fontes naturais e antropogênicas, tais como poeira mineral do solo, sal marinho, fuligem, gases de erupções vulcânicas e material biogênico de florestas. 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. Dependem de fatores como localização, estações, condições atmosféricas, ciclos anuais e a presença de fontes locais (BALARABE; ABDULLAH; NAWAWI, 2016).

No Brasil, a ação antrópica de queima de biomassa associada principalmente à prática agropecuária de preparação do solo é uma das principais fontes de aerossóis. A região amazônica tem sofrido nos últimos anos muitas mudanças no padrão de uso do seu solo, através do intenso processo de ocupação humana. As queimadas e o desmatamento são as principais causas das alterações na composição da atmosfera amazônica, sendo estas as responsáveis por um aumento na concentração de gases e partículas de aerossóis. Além das emissões de queimadas, a floresta amazônica, por sua localização tropical e seu intenso metabolismo, também é uma importante fonte natural de gases traço, aerossóis e vapor de água para atmosfera global (ARTAXO et al., 2005).

O aumento nas emissões de aerossol devido às atividades humanas na região Amazônica pode ter um impacto mais intenso no clima que emissões em outras regiões continentais. Freitas et al. (2005) identificaram, através de experimentos numéricos, o transporte de material particulado e gases produzidos por queimadas para regiões distantes do local de origem. A ocorrência de altas temperaturas durante a fase de queima, juntamente com as circulações associadas à formação de nuvens, como a entrada de uma frente fria, favorece o movimento ascendente e podem ser responsáveis pela elevação destes poluentes até a alta

troposfera, a partir de onde podem ser transportados para regiões distantes das fontes emissoras devido às maiores velocidades do vento na alta troposfera. Esta combinação das emissões e movimentos ascendentes com os processos de transporte atmosférico, portanto, contribuem para que a queimada adquira efeitos em escala continental ou até mesmo global (ARTAXO, 2004). De uma forma geral, as partículas de aerossóis possuem o papel de influenciar o balanço radiativo terrestre através de efeitos radiativos diretos e indiretos, variando desde escala local até escalas regionais e globais. (FREITAS et al., 2005; ARTAXO et al., 2006).

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 (OGUNJOKI et al., 2008).

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 óticas 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 óticas de aerossóis são realizados utilizando a AERONET.

2. PROBLEMATIZAÇÃO

As partículas de aerossol são de especial interesse climático, pois elas tanto servem de núcleos de condensação de nuvem (CCN, do inglês cloud condensation nuclei) como espalham e absorvem radiação solar. Entre outras regiões, a Bacia Amazônica representa uma área de crescente interesse por possuir a maior floresta tropical do planeta e, em uma perspectiva global, é provavelmente a maior emissora contínua de gases biogênicos e partículas de plantas (HARRIS et al., 1990; ANDREAE; CRUTZEN, 1997).

Do ponto de vista atmosférico as partículas mais importantes são as que têm um tempo de residência na atmosfera grande o suficiente para interagir com a radiação. As partículas de aerossol emitidas pelas queimadas são provenientes da combinação de queima de diferentes tipos de vegetação: cerrado, pastagens, florestas primárias e secundárias, e elas têm um tempo de residência na atmosfera da ordem de uma semana e, durante a estação seca, compõem uma espessa camada de fumaça sobre as regiões Norte e Centro Oeste do Brasil (KAUFMAN, 1995).

Os aerossóis provocam vários efeitos sobre o ambiente que são estudados extensivamente em diferentes escalas de espaço e tempo, assim como seus vários efeitos sobre o tempo meteorológico e o clima. No mundo existe vários estudos para se entender o papel que os aerossóis desempenham nas alterações climáticas globais. As partículas de aerossóis são capazes de influenciar expressivamente nas propriedades radiativas da atmosfera e desempenham um papel potencialmente expressivo no clima global (PALÁCIOS, 2014).

Na bacia Amazônica a composição química da atmosfera 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., 2006). 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 estimar nos dias atuais, porém há evidências suficientes sobre seu efeito. Nos últimos anos houve uma mudança significativa no padrão de uso dos solos, através da ocupação humana, e essas alterações tiveram como resultado a ocorrência de emissões de partículas de aerossóis para a atmosfera através de queimadas tanto de áreas de florestas como de pastagens (ARTAXO et al., 2002).

3. JUSTIFICATIVA

Devido ao aumento do desmatamento por causa do uso do solo por agricultores e pecuaristas, além da pavimentação de estradas de terra, o número de queimadas tem aumentado expressivamente nos últimos anos. A contribuição antropogênica de aerossóis atmosféricos tem um efeito fundamental no balanço radiativo da terra. As principais fontes de aerossóis são poeiras do solo, sal marinho, sulfatos, emissões oriundas de queimadas de florestas.

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 óticas variam muito, em parte devido à variabilidade da forma e tamanho desses particulados (MENEZES, 2016).

A NASA (National Aeronautics and Space Administration) gerencia uma rede de fotômetros solares distribuídos na Amazônia, a AERONET (Aerosol Robotic Network), esta rede fornece dados contínuos de profundidade ótica de aerossóis (AOD) e Expoente Angstrom (α) (HOLBEN, 2006).

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 de diferentes partículas emitidas para a atmosfera. Assim, a ocorrência de queimadas em extensas áreas de floresta no Brasil, busca-se compreender as características de aerossóis regionais oriundos desses ambientes para que assim se possam discriminar os diferentes tipos de aerossóis nesses locais, investigando suas propriedades bem como os caracterizando através de propriedades físicas específicas como profundidade ótica (AOD) e Expoente Angstrom (α) em sítios de Floresta.

4. OBJETIVOS

4.1 Objetivo Geral

Analisar a variabilidade sazonal das propriedades óticas de aerossóis, como Profundidade Ótica de Aerossóis (AOD 440nm) e Expoente Angstrom α (440nm-870nm), através de dados obtidos pela rede AERONET, que contribuem na climatologia em região de floresta tropical na região Amazônica.

4.2 Objetivos Específicos

Avaliar os parâmetros Profundidade Ótica de Aerossóis AOD (440nm) e Expoente Angstrom α (440nm_870nm) como um indicador qualitativo do tamanho da partícula de aerossol no período chuvoso e no período de seca.

Caracterizar o comportamento dos parâmetros Profundidade Ótica de Aerossóis AOD (440nm) e Expoente Angstrom α (440nm_870nm) para a descrição de aerossóis oriundos de Floresta;

Analisar a evolução temporal e características sazonais que constituem a climatologia do AOD (440nm) e α (440nm_870nm).

Avaliar as trajetórias de massas de ar que chegam na região Sul do Amazonas, e nos sítios de amostragem Manaus-EMBRAPA e Ji-Paraná, utilizando o modelo HYSPLIT.

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

5.1 Descrição da Região Amazônica

A Bacia Amazônica tem uma área de aproximadamente $6,9 \cdot 10^6$ km², onde aproximadamente $5,5 \cdot 10^6$ km² estão em território brasileiro com 40% do restante de florestas tropicais do mundo e o restante dividido entre os países da Bolívia, Colômbia, Equador, Guianas, Peru, Suriname e Venezuela, representados na figura 1. Segundo o IBGE (2004), a área da Amazônia Legal no Brasil é constituída pelos estados do Acre, Amapá, Amazonas, Pará, Rondônia, Roraima, e parte dos estados do Maranhão, Mato Grosso e Tocantins.

A região Amazônica possui uma topografia basicamente plana, com baixas altitudes.

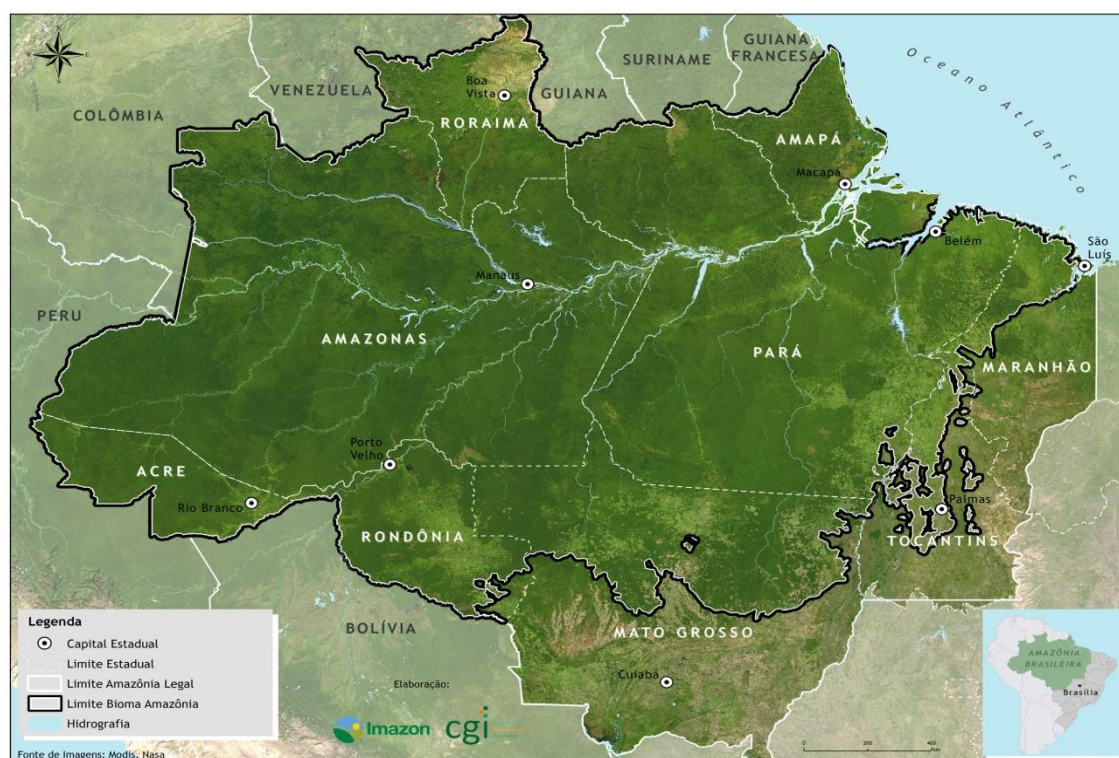


Figura 1: Distribuição espacial da Amazônia legal. Fonte: Imazon, 2017.

A Amazônia desempenha um papel importante no sistema climático global associado à produção de chuvas que a definem como uma fonte de calor tropical, por outro lado passa por processos de muitas atividades humanas, como mudanças no uso do solo através do desmatamento, que atingiram níveis preocupantes na década de 70, permanecendo até os dias atuais (SCHAFER et al., 2008; FOLEY et al., 2007). A ocupação da Amazônia brasileira foi muito incentivada por políticas governamentais e subsídios, o que foi determinante para o crescimento do desmatamento, embora áreas extensas de floresta permaneçam intactas, o

desmatamento alterou aproximadamente 18% da área de floresta original, principalmente no arco do desflorestamento que se inicia no sul do estado do Pará, percorre todo o norte dos estados de Tocantins, Mato Grosso, penetra em Rondônia e termina no Acre (FEARNSIDE, 2005). Essas mudanças no uso do solo têm ocorrido pela atividade de pecuária de grande e médio porte, pelo avanço nas plantações, principalmente na de soja e pela extração de madeira. O desmatamento em grande escala na Amazônia está diretamente ligado à história do modelo de desenvolvimento e do processo de ocupação do interior do Brasil. Com a construção de estradas que pretendiam integrar a Amazônia ao resto do país, se estabeleceram grandes pecuaristas e pequenos agricultores na região, com isso veio o desmatamento desenfreado a partir de aberturas de ramais vindo de estradas principais, com isso teve-se um forte impacto no ecossistema local (LAURANCE et al., 2004). O desmatamento começa com a extração da madeira, onde essas áreas degradadas são utilizadas para a agricultura se o solo for rico e se o solo for pobre então se cultiva capim para o desenvolvimento da agropecuária (MARGULIS, 2003).

O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) através do Programa de Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite (PRODES) realiza o monitoramento sistemático na Amazônia Legal e produz, desde 1988, as taxas anuais de desmatamento na região, que são usadas pelo governo brasileiro para avaliação e estabelecimento de políticas públicas relativas ao controle do desmatamento ilegal. Os dados são imprescindíveis para toda a sociedade e embasam ações bem-sucedidas como a Moratória da Soja e Termo de Ajuste de Conduta da cadeia produtiva de carne bovina, entre outras iniciativas (INPE, 2018). A figura 2 mostra uma série temporal da área desmatada na Amazônia Legal nos últimos 10 anos, a região tem apresentado uma média de aproximadamente 7.10^3 km² anual.

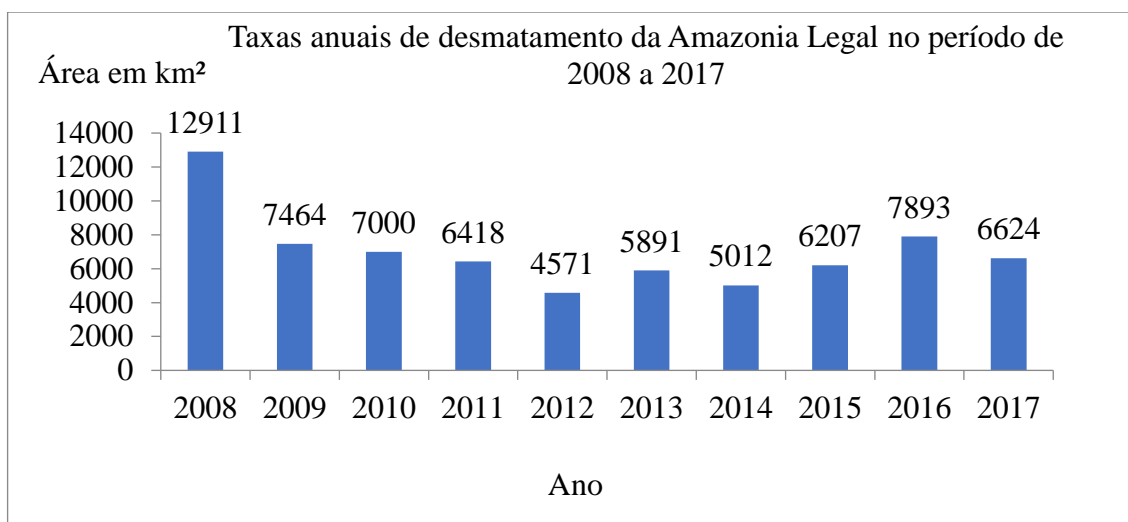


Figura 2: Série temporal do desmatamento na Amazônia legal no período de 2008 a 2017. Fonte: INPE, 2018, com adaptações.

O Arco do Desflorestamento é a área onde se encontra o maior número de focos de queimadas, conforme a figura 3. As queimadas liberam grandes quantidades de gases e partículas para a atmosfera, as emissões de material particulado (PM) de incêndios/queimadas dominam 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 et al., 2013). A emissão de partículas de aerossóis devido à prática de queimadas na Amazônia é muito alta, com expressivas emissões levando a altas concentrações de material particulado na atmosfera. As concentrações de material particulado em regiões do arco do desmatamento atingem valores de 400 a 600 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, valores muitas vezes superiores aos observados no inverno em São Paulo (FUZZI et al., 2007). As condições meteorológicas sazonais determinam as distâncias e o quanto longe eles podem ser transportados a partir de suas fontes e como eles são distribuídos verticalmente através da atmosfera. As queimadas são também fontes significativas de gases de efeito estufa como CO_2 (dióxido de carbono), CH_4 (metano) (LIOUSSE et al., 2004). Grandes quantidades de gases precursores de ozônio são emitidas, fazendo com que a concentração de ozônio atinja níveis danosos à floresta não queimada, uma vez que se trata de um gás fito (ANDREAE et al., 2002). As queimadas também influenciam severamente os mecanismos de formação de nuvens. Primeiramente, ao injetarem grandes quantidades de NCN na atmosfera, ocorre um aumento muito grande no número de gotas formadas dentro da nuvem. Como a quantidade de vapor de água é a mesma, essas gotas terão tamanhos menores do que aquelas que não são contaminadas por fumaça. O resultado desse tipo de fenômeno é a forte redução na eficiência da nuvem em gerar precipitação uma vez que para ocorrer chuva é necessário que as gotas atinjam um

tamanho mínimo, o que não ocorre a baixas altitudes para nuvens enfumaçadas (ANDREAE et al., 2004).

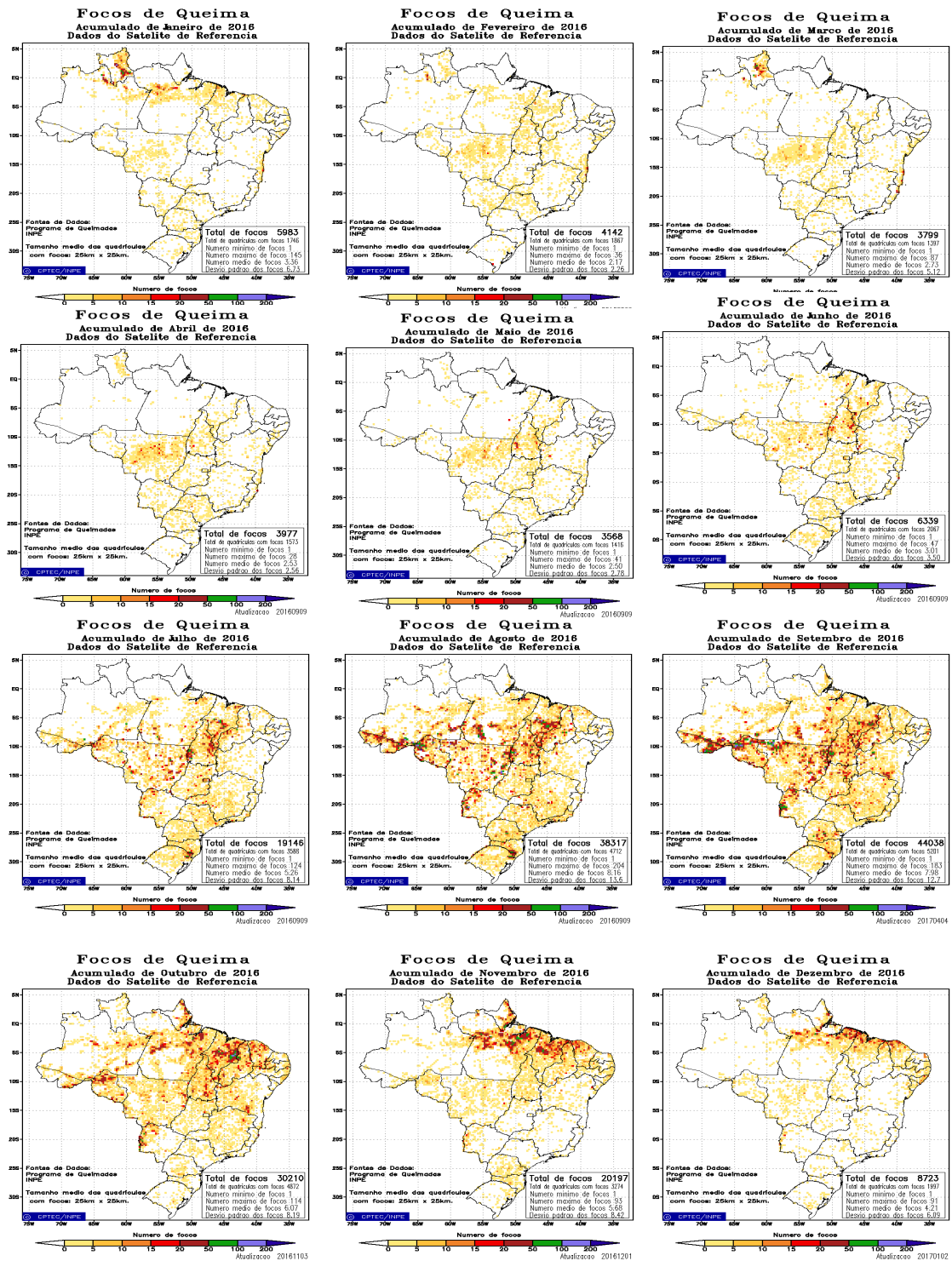


Figura 3: Mapa mensal de focos de queima no Brasil, de janeiro a dezembro de 2016, com medidas obtidas através do satélite NOAA15. Fonte: DAS/ INPE INPE, 2017.

As queimadas em decorrência do 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 et al., 2013). Essas queimadas liberam grandes quantidades de gases de efeito estufa como o metano (CH₄), dióxido de carbono (CO₂) e óxido nitroso (NO₂).

5.1.1 As Queimadas na Região Amazônica e Seus Impactos Sociais

O uso indiscriminado das queimadas transformou-se em um grave problema ambiental para o país. As queimadas geram vários problemas, como a poluição do ar, a saúde do ser humano e problemas com o efeito estufa, além de trazer vários impactos sociais.

Na época da seca as queimadas se intensificam, fazendo com que várias doenças respiratórias apareçam, provocadas pela fumaça das queimadas e de seus constituintes e pelo efeito do calor emanado do fogo, que pode ultrapassar os 600°C (GIGANTE et al., 2007). De acordo com o Ministério da Saúde brasileiro, duas vezes mais pacientes são atendidos nos hospitais com problemas respiratórios durante os meses de pico de queimadas, se comparado aos outros meses do ano (NEPSTAD et al., 1991).

Na Amazônia, o desmatamento faz com que aumente a emissão de carbono para a atmosfera na casa dos 200 milhões de toneladas a cada ano (HOUGHTON et al., 2000). A queimada consiste na queima de biomassa e de matéria orgânica produzindo água e dióxido de carbono. De acordo com Milori (2004) os principais gases naturais responsáveis pelo efeito estufa são: vapor de água (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O) e ozônio (O₃). Muitas vezes as queimadas fogem do controle do produtor e destroem remanescentes florestais e outros tipos de cobertura vegetal, os incêndios fragmentam a paisagem, alteram a biodiversidade e afetam a dinâmica dos ecossistemas (EMBRAPA, 1991).

As queimadas provocam mudanças no regime hidrológico, porque a fumaça emitida e a redução da massa florestal afetam o regime de chuvas local, provocando uma diminuição da precipitação (NOBRE et al., 1991; ROSENFELD, 1999; ANDREAE et al., 2004). O consequente agravamento dos efeitos dos períodos de seca estabelece, assim, uma nova relação de causa e efeito e comprometedor da perenidade da floresta (NEPSTAD et al., 1998). As queimadas também prejudicam a sustentabilidade agrícola, o fogo é bastante utilizado como um promotor do aumento da fertilidade dos solos, pois provoca a queima da cobertura vegetal

existente e, apesar de parte dos nutrientes serem volatilizados, uma boa parte é depositada no solo sob a forma de cinzas, aumentando a quantidade de nutrientes disponíveis para o crescimento e desenvolvimento das culturas. Essa fertilidade, no entanto, é temporária. A rápida infestação dos campos agrícolas por plantas invasoras reduz ainda mais a produtividade dos plantios. Os rendimentos oriundos dos cultivos frequentemente declinam entre um e três anos após a derrubada da floresta. Assim, a cada ano uma nova área de floresta é derrubada e queimada pelas famílias de agricultores carentes da Amazônia para que haja garantia de continuidade na produção de subsistência. Além disso, expõem a superfície do solo à ação erosiva da chuva e do vento (NEPSTAD et al., 1991).

Os impactos sociais são muitos, os incêndios desgastam a capacidade dos ecossistemas Amazônicos de suportar vida. Por essa razão, afetam toda a sociedade humana. A fumaça provocada pelas queimadas reduz a visibilidade, provocando acidentes de trânsito e causando o fechamento de aeroportos nas cidades da Amazônia. Os incêndios ainda impõem danos à rede elétrica e, assim, interrompem a transmissão de energia. O impacto ambiental das queimadas envolve a fertilidade dos solos, a destruição da biodiversidade, a fragilização de ecossistemas, a destruição de linhas de transmissão, a qualidade do ar e de visibilidade, bem como aumento do risco de acidentes em estradas e a limitação do tráfego aéreo, dentre outros aspectos (ACRE, 2010).

A Resolução Conama nº. 3 de 1990 é a legislação federal que define os Padrões de Qualidade do Ar. Os limites correspondem a concentrações de poluentes atmosféricos que, quando ultrapassadas, podem afetar a saúde, a segurança e o bem-estar da população, bem como ocasionar danos à flora e à fauna, aos materiais e ao meio ambiente em geral. Estabelecendo o monitoramento da qualidade do ar como uma atribuição dos estados, esta Resolução define, ainda, os Níveis de Qualidade do Ar para elaboração do Plano de Emergência para Episódios Críticos de Poluição do Ar, visando providências dos governos estaduais e municipais, com o objetivo de prevenir grave e iminente risco à saúde da população.

Em síntese, o desmatamento na região é decorrente de um conjunto de forças subjacentes, tais como: fragilidade institucional, políticas públicas (econômicas e ambientais), agrotecnológicas e socioeconômicas (população, renda, demanda de alimentos), interesses governamentais que combinam entre si e agem juntos na manutenção desta prática no estado (BRASIL, 2009).

As informações devem ser organizadas, repassadas e discutidas não somente entre as autoridades locais, mas principalmente junto às equipes multidisciplinares, permitindo o monitoramento e a tomada de decisão frente aos problemas ambientais e de Saúde Pública levantados. A instituição de medidas para promoção da saúde, acompanhamento dos fatores de risco, identificação precoce de casos e definições de estratégias, pode possibilitar a redução da vulnerabilidade dos sistemas socioambientais, capacidade de organização dos serviços e melhor aproveitamento dos recursos disponíveis (OMS, 1998; MS, 2006; UNESCO, 2006).

5.2 A Climatologia da Região Amazônica

A Amazônia situa-se na região equatorial e possui um clima quente e úmido, caracterizado por altas temperaturas médias, grandes quantidades de energia solar disponível e um regime hidrológico extremamente ativo e com uma nítida divisão entre as estações seca e chuvosa. O clima atual da região amazônica é uma combinação de vários fatores (altitude, latitude, massas de ar) e antrópicos, sendo que o mais importante é a disponibilidade de energia solar, através o balanço de energia. A Amazônia, situada na região entre 5°N e 10°S recebe no topo da atmosfera um valor máximo de 36,7 MJm⁻²dia⁻¹ em dezembro/janeiro e um valor mínimo de 30,7 MJm⁻²dia⁻¹ em junho/julho (SALATI; MARQUES, 1984). Medidas feitas na Amazônia Central (Manaus-AM) indica que os maiores valores de radiação que chegam à superfície ocorrem nos meses de setembro e outubro, sendo que os mínimos ocorrem nos meses de dezembro a fevereiro (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1996). Estudos apontam que cerca de 80% dessa energia é utilizada para evapotranspiração, e o restante para aquecer o ar. Já em terra firme, o fluxo de água evaporada é constituído basicamente de água retida pela folhagem (cerca de 40%) e transpiração (cerca de 60%), sendo que a evaporação direta do solo contribui pouco para esse fluxo (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1996). Na média anual, cerca de 50% do total da precipitação que cai na Amazônia é proveniente da própria evaporação regional de vapor d'água disponível, o restante sendo proveniente do transporte de umidade do Oceano Atlântico trazido pelos ventos alísios (SALATI; MARQUES, 1984; MALHI et al., 2002).

Em escalas de tempo sazonal, a temperatura média do ar não apresenta muita variação em grande parte da região, exceto na Amazônia meridional (Rondônia, Mato Grosso). Esse comportamento se deve aos altos valores de radiação solar incidente ao longo do ano. Os valores da temperatura média do ar estão entre 24° a 26°C com amplitude anual de 1° a 2°C (NOBRE et al., 2009). Na Amazônia meridional, o ciclo anual de temperatura é mais pronunciado devido

à radiação solar e também à penetração de frentes frias extratropicais (SANTOS DE OLIVEIRA; NOBRE, 1986). A divisão entre os períodos de seca e chuva é, geralmente, fácil de ser observada, porém o início e o fim de cada estação podem variar em cada região da Amazônia. O período chuvoso ocorre entre novembro e março e os períodos de seca entre maio e setembro, ficando para os meses de abril e outubro a fase de transição entre os regimes (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998).

A precipitação média na bacia do rio Amazonas é de 2.400 milímetros por ano sendo que, na porção noroeste, na área conhecida como “Cabeça de Cachorro” – região fronteira entre Brasil, Colômbia, Venezuela – não ocorre estiagem e a chuva pode atingir até 3.500 mm por ano (CIFELLI et al., 1990; VAL et al., 2010). Precipitações elevadas também ocorrem no litoral do Amapá em razão da influência das linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa no período da tarde e que são levadas para o continente pelos ventos marinhos. As variações da precipitação sobre as regiões Amazônica e central do Brasil são caracterizadas por uma sazonalidade que vem sofrendo mudanças em função das alterações climáticas ocorridas pelo mundo (LIMBERGER; SILVA, 2016). A estação chuvosa ou úmida ocorre nos meses que apresentam alta taxa de precipitação, já nos meses de forte estiagem tem-se a estação seca. Na figura 4 é mostrada a climatologia de precipitação com valores trimestrais (INFOCLIMA/INPE, 2017).

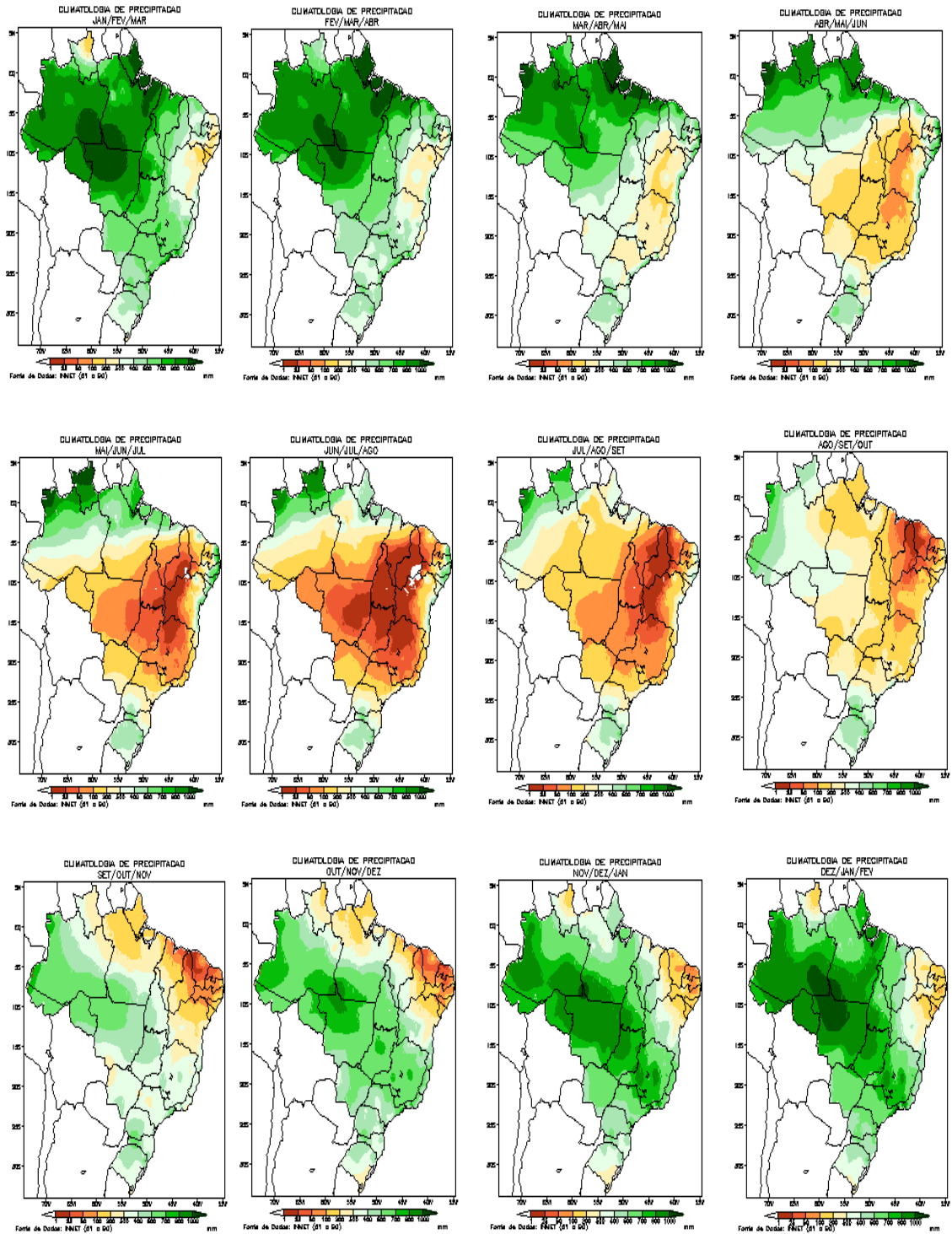


Figura 4: Climatologia de precipitação do Brasil. Fonte: INFOCLIMA/INPE, 2017.

5.3 Aerossol Atmosférico

O aerossol atmosférico refere-se a um conjunto de partículas sólidas e/ou líquidas em suspensão na atmosfera, de diferentes tamanhos, formas, composições químicas e propriedades físicas (SEINFELD; PANDIS, 2016). Essas partículas são introduzidas na atmosfera através de processos naturais ou atividades antropogênicas. As principais fontes naturais são poeiras do solo, erupções vulcânicas, sal marinho, material biogênico, incêndios naturais e outros (SEINFELD; PANDIS, 2006). Nas fontes antrópicas pela queima de biomassa, emissões industriais, agricultura e queima de combustível fóssil. Em relação ao processo de formação, existem partículas de aerossóis que são consideradas primárias ou secundárias. A figura 5 mostra exemplos de formação das partículas de aerossóis. Os aerossóis primários são aqueles que são diretamente emitidos para a atmosfera e geralmente tem diâmetro superior a $1\mu\text{m}$, já os secundários são formados na atmosfera através do processo conversão gás-partícula pelas transformações físicas e químicas dos gases e em geral tem diâmetros menores que $2\mu\text{m}$ (SEINFELD; PANDIS, 2006). As partículas de aerossóis podem ser removidas por processos de deposição seca (difusão ou sedimentação), onde a difusão ocorre pela agitação térmica ou por processos turbulentos na atmosfera, e deposição úmida que pode ocorrer no interior das nuvens pelo processo de nucleação das partículas ou abaixo das nuvens através da interceptação das partículas durante eventos de precipitação (SEINFELD; PANDIS, 2006).



Figura 5: Fontes das partículas de aerossóis. Fonte: Andreae, 2007.

5.3.1 Tamanhos de Aerossóis

As partículas de aerossóis são observadas com diâmetros (D_p) que variam de alguns nanômetros até algumas centenas de micrômetros. Elas são divididas em moda grossa com diâmetros maiores que $2,5\mu\text{m}$ e moda fina com diâmetros menores que $2,5\mu\text{m}$. A moda fina ainda pode ser dividida em moda de nucleação, que corresponde às partículas com diâmetro menor que 10nm ; moda de Aitken que correspondem às partículas com diâmetros entre 10nm e 100nm ; e moda de acumulação que compreende as partículas cujo diâmetro varia entre $0,1$ e $2,5\mu\text{m}$ (SEINFELD; PANDIS, 2006). Os processos que influenciam o tamanho das partículas em cada moda são mostrados na figura 6. As partículas menores que $10\mu\text{m}$ são consideradas inaláveis, ou seja, tem a propriedade de adentrar no sistema respiratório humano, enquanto as menores do que $2,5\mu\text{m}$ atingem a parte mais profunda dos brônquios e alvéolos pulmonares (SEINFELD; PANDIS, 2006).

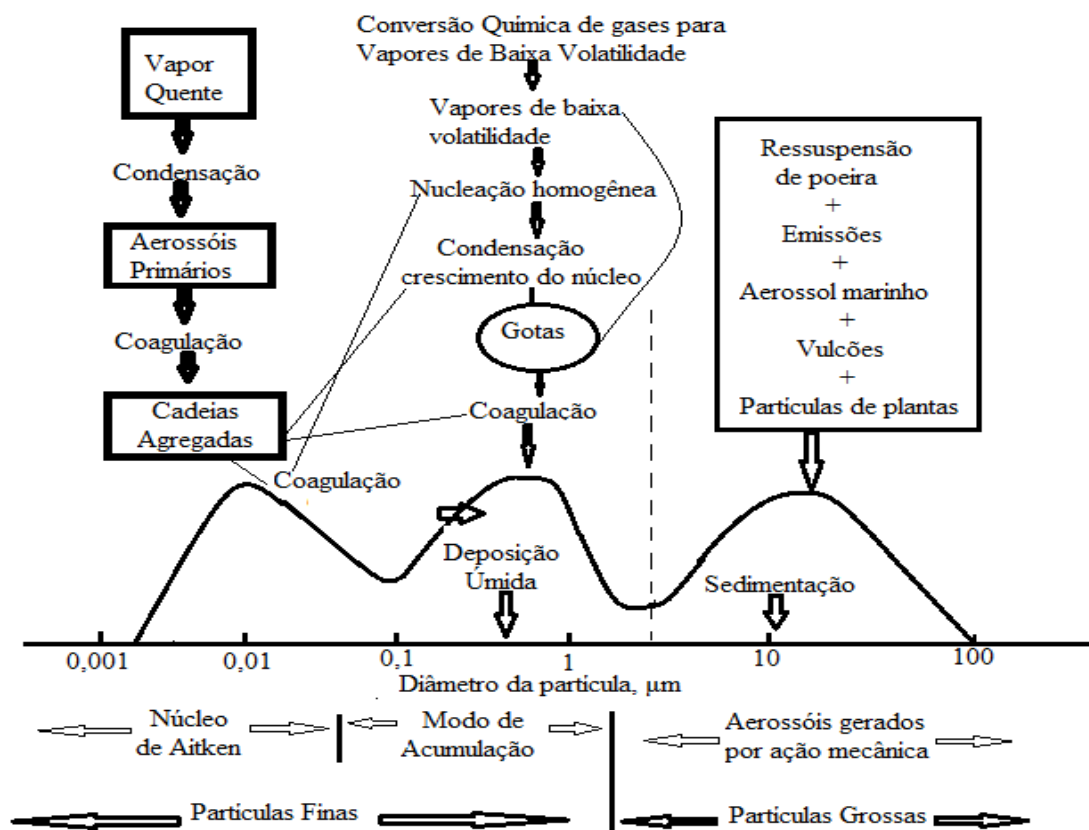


Figura 6: Distribuição de tamanho das partículas de aerossol, fontes e mecanismos de formação e remoção. Fonte: Seinfeld & Pandis, 2006.

5.3.2 Ciclo de vida dos aerossóis

O tempo de residência das partículas de aerossóis na atmosfera é controlado basicamente pelo tamanho das partículas, com diâmetro menor que $10\ \mu\text{m}$ o tempo de residência é de um dia ou menos, sendo removidas por processos de difusão e de coagulação. As partículas com diâmetros menores que $20\ \mu\text{m}$ tem também o mesmo tempo residência das de $10\ \mu\text{m}$, entretanto, são removidas por deposição seca ou úmida, por processos de sedimentação e de impactação. As partículas da moda de acumulação, com tamanho intermediário, são as que possuem o maior tempo de residência, podendo atingir centenas de dias na alta troposfera ou na estratosfera, pois os processos de remoção citados acima são ineficientes nessa faixa de tamanho, mas a remoção por precipitação e por impactação reduz o tempo de residência a algumas dezenas de dias nas camadas mais baixas da troposfera (WALLACE; HOBBS, 2006).

Os processos naturais e antropogênicos de emissão de partículas lançam na atmosfera grandes quantidades de aerossóis que sofrem transformações em suas propriedades físico-químicas e eles interagem com o ambiente que os cercam e entre si por meio de uma série de processos físico-químicos, como: condensação, coagulação, nucleação, ativação, deposição e oxidação, como mostra a figura 7. Estes processos afetam as propriedades óticas e de nucleação de nuvens do aerossol. O ciclo de vida das nuvens, por sua vez, está relacionado à precipitação e ao balanço radiativo, além de ser influenciado pelas propriedades de superfície e termodinâmica da atmosfera.



Figura7: Ciclo de vida dos aerossóis na atmosfera. Fonte: <http://slideplayer.com.br/slide/367496> (Acesso em: 15 de fevereiro de 2018).

5.3.3 Efeitos dos aerossóis no clima

Os aerossóis afetam o clima regional e global através de mudanças que afetam o balanço radiativo da Terra (ANDREAE et al., 2004, ANDREAE; JONES; COX, 2005) tanto diretamente pela absorção e pelo espalhamento da radiação solar, mudando os fluxos radiativos líquidos na atmosfera e na superfície, quanto indiretamente, através da sua ação como núcleos de condensação de nuvens, que está relacionado com as mudanças provocadas pelo aerossol nas propriedades micro e microfísicas de nuvens, tendo sido identificados como uma das maiores fontes de incerteza na interpretação do clima da Terra (IPCC, 2013).

O efeito direto do aerossol no clima depende do tamanho, da abundância e das propriedades óticas do aerossol, de modo que a interação dos aerossóis com a radiação depende significativamente do tamanho da partícula, sendo mais eficiente quando o tamanho da partícula é da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda incidente (ARTAXO et al., 2009). Devido ao tamanho, as partículas da moda de acumulação interagem mais eficientemente com a radiação solar.

Através do espalhamento da radiação pelos aerossóis, uma grande parte da radiação solar incidente é mandada de volta para o espaço, resultando em um efeito de resfriamento da atmosfera e, portanto, em uma forçante negativa. Por outro lado, quando a radiação é absorvida pelas partículas, parte da energia é convertida em calor, causando o efeito de aquecimento, resultando em uma forçante positiva, mostrados na figura 8. Além disso, a absorção da radiação está diretamente ligada à concentração de black carbon e ao estado de mistura dos componentes não – absorvedores em uma população de partículas.

O efeito indireto do aerossol sobre o clima está associado à sua atuação como núcleos de condensação de nuvens (NCN). Ao alterar o tamanho, a composição química e a concentração dos aerossóis, a quantidade de nuvens e as propriedades óticas é alterada conseqüentemente. Um aumento nos números de aerossóis ocasiona um aumento de concentração de gotículas de nuvens porém em tamanhos menores. Gotículas menores resultam em uma reflexão maior da radiação solar de volta para o espaço (nuvens mais brilhantes), reduzindo a quantidade de radiação solar que alcança a superfície terrestre, apresentando um efeito de resfriamento sobre o clima (TWOMEY, 1977).

Outro efeito causado também, é na taxa de precipitação e tempo de vida das nuvens. Com isso, as partículas de aerossol podem afetar as propriedades termodinâmicas da atmosfera, como o perfil de temperatura e a variabilidade da umidade relativa sobre grandes áreas (RAMANATHAN, 2001).

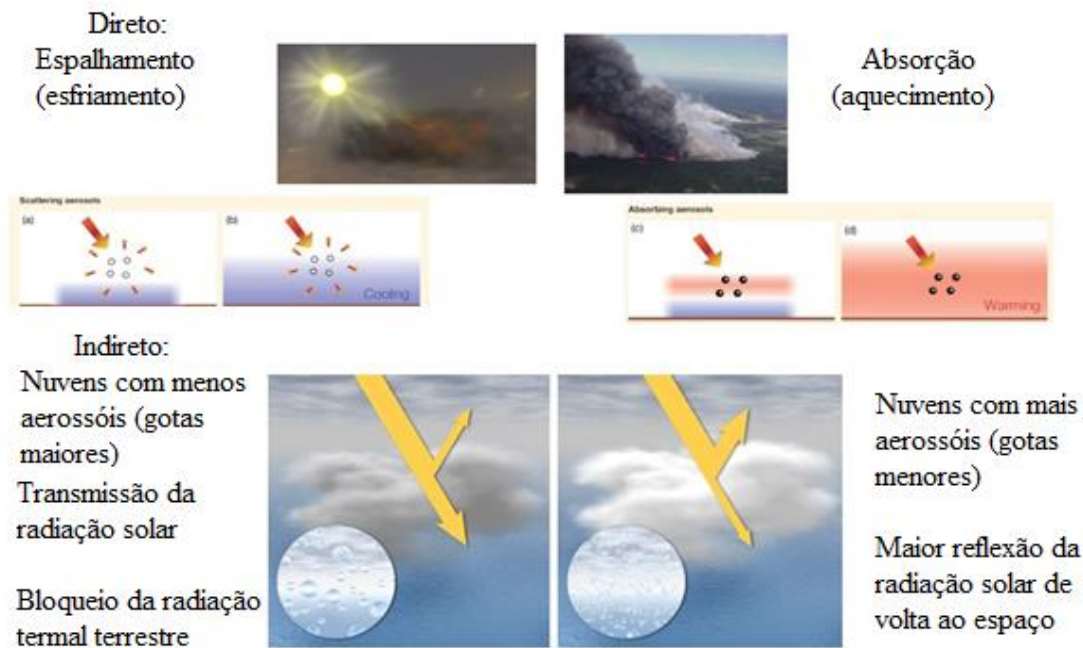


Figura 8: Efeito dos aerossóis sobre o clima. Fonte: <http://slideplayer.com.br/slide/2499717> (Acesso em: 17 de fevereiro de 2018)

5.4 Emissões biogênicas e pirogênicas na Amazônia

As emissões biogênicas e pirogênicas têm um forte impacto em nível regional e global, na química atmosférica, particularmente sobre os processos de foto oxidação e do ozônio troposférico. As concentrações de partículas de aerossóis são muito baixas na estação chuvosa, com média em torno de 300 partículas por centímetros cúbicos, podendo atingir concentrações muito elevadas de cerca de 30000 partículas por centímetros cúbicos na estação seca (ARTAXO et al., 2002; PROCOPIO et al., 2004).

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, 2006). A região Amazônica também é uma das principais fontes naturais de compostos orgânicos voláteis para a atmosfera global (GUENTHER et al., 1995),

com significativas emissões de hidrocarbonetos como isopreno e terpeno, além de uma grande variedade de compostos oxigenados (ARTAXO 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 livre (ANDREAE; CRUTZEN, 1997). Durante a estação chuvosa (que varia de região para região, mas que, de maneira geral, vai de dezembro a maio) e em condições naturais na Amazônia, os aerossóis são dominados pelas chamadas partículas biogênicas.

Experimentos realizados em condições controladas em câmaras de reação mostram que uma fração das partículas biogênicas na moda fina ($dp < 2\mu\text{m}$) pode resultar da conversão gás-partícula de compostos orgânicos voláteis emitidos naturalmente pela vegetação (HOFFMANN et al., 1997; CLAYES et al., 2004). Na moda grossa, o processo dominante é a emissão direta e primária de partículas grossas ($2,0 < dp < 10\mu\text{m}$). A emissão de partículas de aerossóis na atmosfera Amazônica aumenta de forma dramática durante a estação seca, quando se intensificam as queimadas.

O início das atividades de queimadas na Amazônia está evidentemente vinculado ao ciclo meteorológico regional. Embora o início das queimadas seja relativamente consistente de ano para ano, geralmente variando apenas por algumas semanas; elas estão concentradas entre os meses de agosto e novembro, com algumas variações regionais (SCHAFER et al., 2008). As regiões mais afetadas por emissões de queimadas estão concentradas na região do arco do desmatamento, mas o alcance das plumas dessas emissões abrange a bacia amazônica quase inteira.

As partículas pirogênicas oriundas da queima de biomassa na região Amazônica são provenientes da combinação de diferentes processos: queima da vegetação de cerrado, de pastagem e de florestas primárias e secundárias. Partículas de aerossóis provenientes de queimadas são compostas basicamente de matéria orgânica oxidada parcialmente misturada com o carbono grafítico, sendo altamente eficientes na dispersão e absorção de radiação solar.

Gotículas de nuvens ricas em fuligem absorvem radiação muito eficientemente, evaporando-se antes de precipitarem, intensificando a supressão da precipitação. Com as altas concentrações de carbono grafítico durante a estação seca (de 5 a $40\mu\text{g m}^{-3}$), este fenômeno é particularmente importante na Amazônia, comparada com outras regiões do globo (ARTAXO et al., 2005).

Vários 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, modificar o funcionamento natural do ecossistema amazônico sob diversos aspectos: alteração da composição química atmosférica, do balanço de energia, do clima regional, do ciclo hidrológico e dos ciclos biogeoquímicos (ECK et al., 1998; GUENTHER et al., 1995; ANDREAE; CRUTZEN, 1997; KAUFMAN et al., 1998; KOREN; KOFMAN; REMER, 2004). A alteração da composição química da atmosfera dá-se principalmente pela emissão de gases precursores de ozônio (O_3), formado por reações fotoquímicas envolvendo óxidos de nitrogênio (NO_x) e compostos orgânicos voláteis (COV).

As queimadas são uma significativa fonte global de vários gases de “efeito estufa” como CO_2 (dióxido de carbono), CH_4 e N_2O (óxido nitroso) (LIOUSSE et al., 2004; ARTAXO et al., 2005). As emissões de metano são da ordem de 1% da quantidade de CO_2 , porém o efeito radiativo da molécula de CH_4 é 25 vezes maior que a de CO_2 (HOUGHTON, 1990). Para entender os efeitos das queimadas na atmosfera, é imperativo que parametrizações fornecidas com incertezas de confiança sejam consistentes com os modelos.

Na última década, estudos de queima de biomassa têm gerado centenas de manuscritos sobre a física, química e termodinâmica das propriedades das partículas da queima de biomassa. Qualitativamente, as propriedades das partículas de fumaça são bem compreendidas. Por exemplo, aproximadamente 80-90% do seu volume está na moda de acumulação ($dp < 1\ \mu\text{m}$). As partículas de fumaça são compostas de 50 - 60% de carbono orgânico e entre 5 - 10% de carbono grafítico (black carbon). Partículas de fumaça da biomassa espalham e absorvem a radiação solar. Dada à velocidade suficiente, as partículas de fumaça são bons núcleos de condensação de nuvens (REID et al., 2005).

5.5 Partículas de aerossóis na Amazônia

Os aerossóis de origem natural na Amazônia, encontradas nas regiões onde a influência de atividades antrópicas é pequena, é uma mistura de emissões naturais da floresta, poeira de solo e transporte de partículas de aerossóis marinho. Esses são os resultados apontados já pelos primeiros trabalhos de caracterização elementar de particulado na Amazônia, que se iniciaram no experimento ABLE-2A em 1985 (ARTAXO et al., 1990). Os mesmos autores também apontam que a maior parte da massa do aerossol amazônico encontra-se na moda grossa (cerca de 70% da massa total), e que as emissões naturais da floresta predominam em termos de massa. 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 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, 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 et al., 2006).

As partículas de aerossóis em regiões de floresta não impactada são emitidas diretamente sob a forma de grãos de pólen, bactérias, fragmentos de folhas, excrementos e fragmentos de insetos (ARTAXO et al., 1994), além de outros tipos de partículas biogênicas.

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 et al., 2003).

Graham et al. (2003a, 2003b) mostraram através da caracterização química da fração orgânica das partículas de aerossóis natural, em região remota na Amazônia, que na moda grossa esta fração é rica em açúcares, álcoois e ácidos graxos.

Aproximadamente metade dos aerossóis provenientes da matéria orgânica é solúvel em água, o que facilita sua atuação como núcleos de condensação de nuvens (NCN)

(DECESARI et al., 2000; RISSLER et al., 2004). Claeys et al. (2004) mostraram que a foto-oxidação de isopreno (composto orgânico volátil (COV) emitido diretamente pela vegetação) é um mecanismo importante para a formação de novas partículas na Amazônia. A ocorrência de nucleação de novas partículas na Amazônia é um evento bastante raro. Em florestas boreais, a nucleação é muito mais comum, por causa do tipo de compostos orgânicos voláteis naquela região, além da maior concentração de compostos de enxofre em florestas boreais, comparados com a Amazônia.

Partículas transportadas de outras regiões, como o sal marinho e poeira do deserto do Saara também são eventualmente observadas (ARTAXO et al., 1990).

Partículas marinhas têm também uma contribuição substancial de processos secundários, tais como sulfatos produzidos pela oxidação do dimetil sulfeto e material orgânico produzido pela oxidação de moléculas orgânicas voláteis (MARTIN et al., 2010). Grande parte do material secundário ocorre na moda fina. Emissões marinhas dominam a população de partículas que chega à Bacia Amazônica com o fluxo dos ventos alísios, sendo progressivamente removidas por deposição seca e úmida com transporte de massa de ar profunda para o interior da Bacia. Mesmo assim, a contribuição relativa das partículas marinhas para a concentração total de massa das partículas amazônicas permanece significativa mesmo sobre a porção central da bacia durante a estação chuvosa, o que pode ser explicado por grandes concentrações de partículas marinhas presentes no ar, uma vez que atravessam o litoral com taxas relativamente lentas.

Outra contribuição importante de partículas provenientes de fora da floresta amazônica é através do transporte de poeira do deserto do Saara. Este transporte em larga escala ocorre na sua maior concentração nas partes da Amazônia que estão ao norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) nos meses de março a abril, coincidindo com a estação chuvosa na região central da Amazônia (KOREN; KOFMAN; REMER, 2004). Comparadas com fontes da biosfera amazônica, poeiras minerais quando presentes, às vezes dominam as concentrações de massa total das partículas (FORMENTI et al., 2001; MARTIN et al., 2010). Além disso, pela grande distância de transporte atmosférico da África, uma fração significativa das plumas de poeira mineral que se deposita na Bacia Amazônica é da ordem de alguns submícrons.

Na Amazônia as partículas de aerossóis antropogênicas são ocasionadas em grande acúmulo de número e massa através das queimadas após o desmatamento e manutenção de

pastos na Amazônia, principalmente na estação seca. Fatores de emissão a partir de queimadas e incêndios em pastagens nas florestas tropicais variam entre 6 e 25 g.kg⁻¹ para PM total e 7,5 e 15 g.kg⁻¹ para PM_{2,5}, expresso como massa de partículas primárias emitidas por unidade de massa de combustível seco. Para a Amazônia, as estimativas para as taxas de emissão de PM₁₀ e PM_{2,5} são 8 e 10 Tg ano⁻¹, respectivamente (MARTIN et al., 2010). Os aerossóis de queimadas podem ser transportados por longas distâncias e causam um impacto em grande escala sobre o balanço radiativo em toda a Amazônia. 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 et al., 2006).

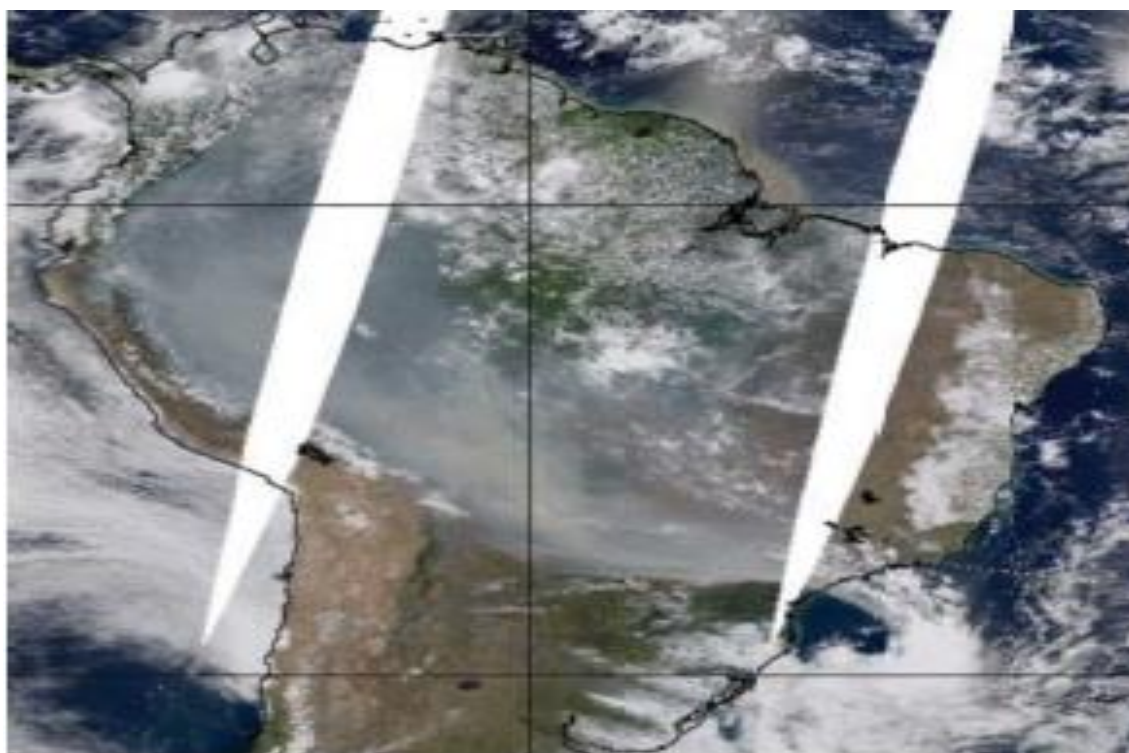


Figura 9: Imagem do sensor Modis a bordo do satélite Terra, mostrando a pluma de partículas de aerossóis provenientes de emissão de queimada na Amazônia. Fonte: Artaxo et al., 2006.

5.6 Forçante Radiativa de Aerossóis

A Forçante Radiativa de Aerossóis (ARF), (Aerosol Forcing Radiative), é um parâmetro essencial na análise dos efeitos diretos dos aerossóis sobre a transmissão de radiação, os efeitos de espalhamento e absorção da radiação associam-se respectivamente a uma forçante

radiativa negativa e positiva sobre a superfície (MENON et al., 2014). A forçante radiativa é medida em Watts por metro quadrado (Wm^{-2}) e é uma ferramenta que pode ser utilizada na estimativa dos impactos climáticos causados pelo desequilíbrio do balanço de energia radiativa. A diferença entre os valores médios das forçantes radiativas estimados por diferentes autores ilustra a complexidade da determinação do impacto radiativo regional dos aerossóis, visto que seu cálculo depende de muitos parâmetros (PROCOPIO et al., 2004).

A determinação da forçante radiativa (FR), em respeito aos aerossóis, depende de vários parâmetros. Além disso apresentam características não uniformes na sua distribuição espacial e temporal, gerando incertezas na determinação destas forçantes, o que dificulta a representação do papel dos aerossóis nos modelos climáticos (ARTAXO et al., 2006; IRIE et al., 2008).

No estudo que envolve a determinação da forçante radiativa global dos aerossóis, o relatório AR5 (Fifth Assessment Report) do IPCC mostrou que houve redução na estimativa do valor da FR, tanto no efeito direto quanto no efeito indireto sobre o clima, se comparado com o relatório anterior (IPCC, 2013). Entretanto, os estudos mostraram que houve aumento no valor da FR para os gases de efeito estufa, ocasionado pelo aumento da concentração dos compostos ao longo dos anos (IPCC, 2013). Os valores são mostrados na tabela 1.

Tabela 1: Estimativas dos valores das forçantes radiativas globais do aerossol e dos gases de efeito estufa do AR5 em comparação ao relatório anterior AR4.

Forçante Radiativa (FR)	Valor (Wm^{-2}) -AR4 (2007)	Valor (Wm^{-2}) -AR5 (2013)
Efeito direto (aerossol)	-0,50 (-0,90 a -0,10)	-0,35 (-0,85 a +0,15)
Efeito indireto (aerossol)	-0,70 (-1,80 a -0,30)	-0,45 (-1,20 a 0,00) *
Gases de efeito estufa	+2,63 (+2,37 a 2,89)	+2,83 (+2,54 a 3,12)

Fonte: IPCC, 2013. *O efeito indireto do aerossol é quantificado em termos da Forçante Radiativa Efetiva definido como a mudança do fluxo radiativo descendente no topo da atmosfera.

5.6.1 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 óticas (profundidade ótica, albedo simples de espalhamento e função de fase). 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 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 ótica de aerossóis ($\tau_a(\lambda)$), pelo albedo simples ($\omega_o(\lambda)$), 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).

Radiação 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 (LIOU, 2002).

Estas radiações viajam na forma de ondas, ou seja, são ondas que se propagam no espaço, mesmo vazio. No vácuo, todas as radiações eletromagnéticas se propagam com a mesma velocidade, de aproximadamente $3 \cdot 10^8$ m/s. As características da radiação são determinadas por sua frequência, a qual se relaciona com o seu comprimento de onda e com a velocidade de propagação, sendo estas grandezas inversamente proporcionais ($\lambda = c/v$), onde (c) é a velocidade da luz no vácuo, (λ) é comprimento de onda e (v) é a frequência da radiação.

O espectro eletromagnético mostrado na figura 10 é a distribuição da intensidade da radiação eletromagnética com relação ao seu comprimento de onda (λ) ou frequência (v) e é composto por luz visível ($0,40\mu\text{m}$ e $0,70\mu\text{m}$), raios gama (λ), muito pequenos e altamente energéticos, raios-X (λ), muito pequenos e altamente energéticos), luz ultravioleta ($0,010\mu\text{m}$ a

0,40μm), radiação infravermelha (infravermelho próximo 0,7μm e 3,5μm, infravermelho térmico 3,5μm e 100μm), micro-ondas (1 mm a 1 m), ondas de rádio e TV (1 m).

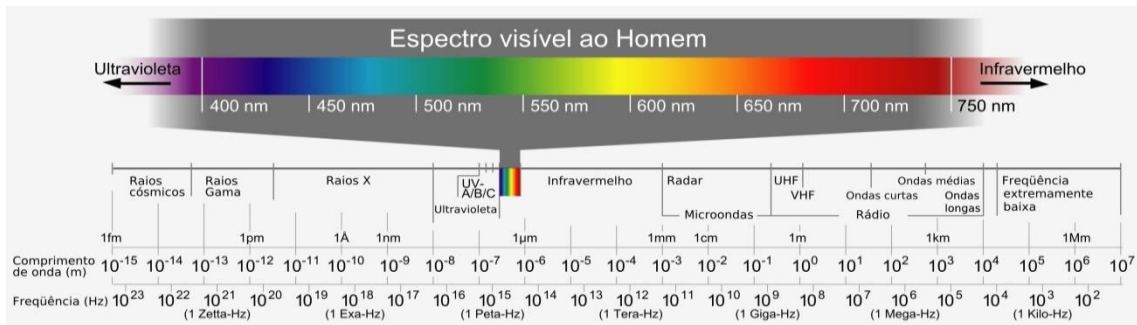


Figura 10: Representação do espectro eletromagnético em seus vários comprimentos de onda. Fonte: Adaptada de ARANA, 2014.

5.7 As leis da radiação

O Sol emite radiação eletromagnética como um corpo negro de temperatura aproximada de 6000K, nas regiões do ultravioleta, do visível, e do infravermelho próximo, sendo que o pico de energia ocorre no espectro visível, próximo a 0,5μm. O poder de emissão de um corpo negro é dado pela 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 $B\lambda d\lambda$, onde $B\lambda$ é o chamado 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):

$$B\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{k_B T \lambda}} - 1 \right)} \quad \text{equação (01).}$$

Onde $B\lambda(T)$ é a radiância espectral emitida por um corpo negro ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$), para a temperatura $T(K)$ para um comprimento de onda λ (μm), (h) é a constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34} \text{ J s}$), k_B ; a constante de Boltzmann ($1,381 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$) e (c) a velocidade da luz. Através da equação 01 verifica-se que quaisquer corpos negros a uma mesma temperatura emitem exatamente a mesma radiação e apresentam a mesma curva espectral. A figura 11 representa a comparação da irradiância espectral solar com a irradiância de um corpo negro a temperatura de 5.777K.

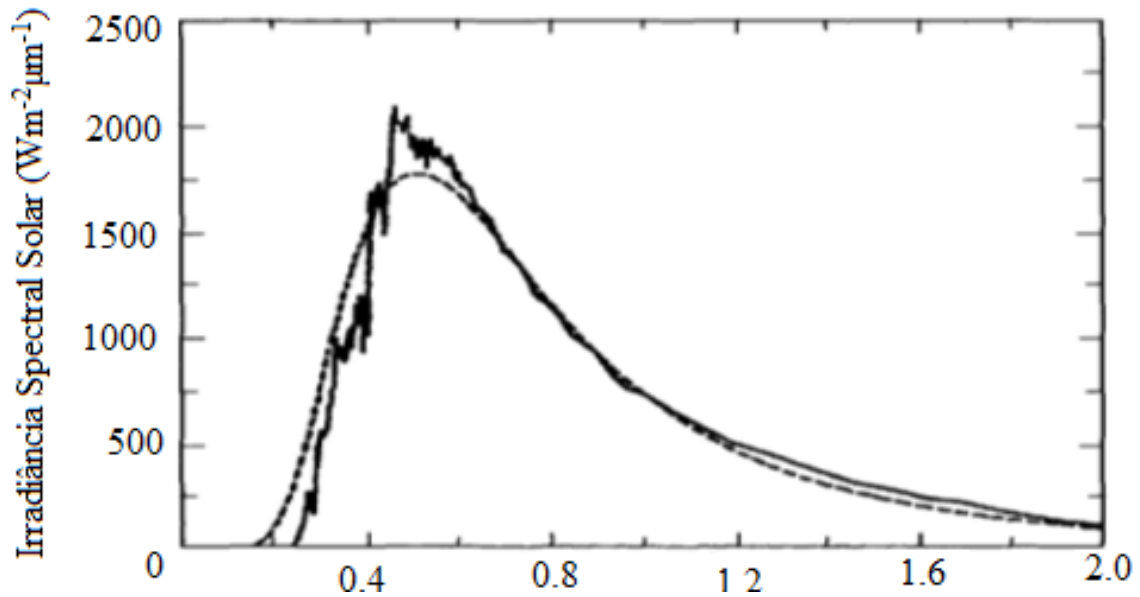


Figura 11: Espectro de irradiância solar comparado com o corpo negro a 5777 K. Fonte: adaptado de SEINFELD e PANDIS, 1998.

Derivando-se a equação 01 e igualando-se o resultado a zero, determina-se comprimento de onda de emissão máxima (λ_{max}):

$$\lambda_{max} = \frac{k}{T} \quad \text{equação (02).}$$

Onde: $k = 2,897 \cdot 10^{-3} mK$. Nessa equação conhecida como lei de Wien, os comprimentos de onda da radiação de corpo negro têm seu estado de máxima intensidade quando sua temperatura é mínima, ou seja, é inversamente proporcional à sua temperatura.

A Lei de Stefan-Boltzmann diz que a emitância radiante total de um corpo negro é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta:

$$E = \sigma \cdot T^4 \quad \text{equação (03).}$$

Onde E representa a emitância radiante total de um corpo negro, T é a sua temperatura absoluta (Kelvin) e σ é a constante de Stefan-Boltzmann e vale $5,6697 \cdot 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$. Para um dado comprimento de onda e uma dada temperatura, a absorvância de um corpo negro é igual à sua emissividade, ou seja, $a_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda}$. O poder de emissão de uma superfície não negra à temperatura T , irradiando para a região hemisférica acima é:

$$E_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda} \cdot \sigma \cdot T^4 \quad \text{equação (04).}$$

Com relação à Lei de Lambert quando um fluxo radiante incide sobre uma superfície difusora em qualquer direção formando o ângulo (Θ) com a normal a esta superfície, a irradiância (I_{Θ}) sobre a superfície considerada será o produto da irradiância normal a superfície (I_0) pelo cosseno do ângulo entre aquela direção e a normal a superfície:

$$I_{\Theta} = I_0 \times \cos \Theta. \quad \text{equação (05).}$$

5.8 Espalhamento e absorção de radiação

A absorção e o espalhamento são processos físicos que estão associados à interação de radiação e matéria, e ambos os processos atenuam o feixe incidente num meio contendo matéria (partículas, moléculas, gotículas, no caso da atmosfera).

A absorção ocorre quando a matéria remove parte da energia do feixe de radiação incidente transformando-o em outro tipo de energia. No caso da atmosfera, geralmente se dá em forma de energia térmica. Já o espalhamento acontece quando a radiação incidente na matéria é desviada ou espalhada da sua orientação original, cuja distribuição no espaço depende de algumas características do meio em que a radiação incide (SEINFELD; PANDIS, 2006).

A caracterização da distribuição angular do espalhamento depende da relação entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda da radiação incidente. Considerando uma partícula esférica de raio r , o parâmetro de tamanho (x) é dado pela razão entre o perímetro da partícula e o comprimento de onda da radiação incidente λ (LIOU, 2002):

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad \text{equação (06).}$$

Caso $x \gg 1$, o espalhamento é descrito pelo método de Rayleigh, caso x seja da mesma ordem que o comprimento de onda da radiação o espalhamento é descrito pela teoria de Mie. No caso de $x \ll 1$ o espalhamento será regido pelas leis da ótica geométrica. A figura 12 ilustra a distribuição espacial, numa projeção bidimensional, da radiação espalhada nos regimes Rayleigh e Mie.

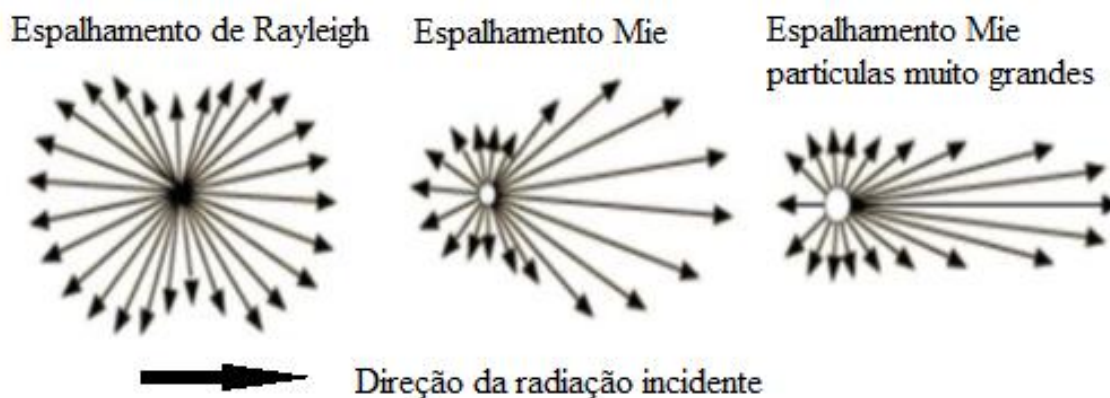


Figura 12: Representação esquemática da função de fase conforme o regime de espalhamento. Fonte: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html#c3>. (Acesso em: 19 de fevereiro de 2018)

5.9 Propriedades intensivas e extensivas dos aerossóis

As partículas de aerossol têm um efeito direto no sistema climático através do espalhamento e da absorção da radiação. Ambos os processos removem energia de um feixe de radiação que atravessa um meio, causando a atenuação do feixe (extinção).

5.9.1 Profundidade ótica de aerossóis ($\delta\lambda$).

Uma das formas de se avaliar os efeitos provocados é através da análise de suas propriedades óticas, entre elas a Profundidade de Ótica do Aerossol, (AOD) é um indicador da quantidade de aerossóis na coluna vertical da atmosfera, sendo assim, um parâmetro fundamental na avaliação do forçamento radiativo e seu impacto sobre o clima (BALAKRISHNAIAH et al., 2011; ZHANG et al., 2014).

Conhecendo-se a profundidade ótica do aerossol em pelo menos dois comprimentos de onda distintos, pode-se estimar o Expoente Angström (α). Quanto maior o valor encontrado para o Expoente Angstrom, maior a dependência espectral, assim, menor a partícula (CACHORRO et al., 1989; REID et al., 1999).

A profundidade ótica de extinção para um determinado comprimento de onda λ é definida como a integração do Expoente linear de extinção, $b_{\text{ext}}(\lambda)$, ao longo de um caminho, ds , e é um indicativo da quantidade e da eficácia da matéria opticamente ativa no comprimento de onda λ , no caminho ds :

$$\delta\lambda = \int_{S_1}^{S_2} b_{\text{ext}, \lambda} ds \quad \text{equação (07).}$$

A profundidade ótica ao longo do caminho ds é composta pela existência dos fenômenos distintos de espalhamento e absorção, logo:

$$\delta\lambda = \delta_{esp, \lambda} + \delta_{abs, \lambda} \quad \text{equação (08)}.$$

5.9.2 Espessura ótica de extinção ($\tau\lambda$)

A espessura ótica medida na vertical é definida como profundidade ótica de extinção ($\tau\lambda$) ou (AOD) em um determinado comprimento de onda λ :

$$\tau\lambda = \cos(Z) \delta\lambda = \mu_0 \delta\lambda \quad \text{equação (09)}.$$

Onde Z representa o ângulo solar zenital. De forma análoga a equação (08), a espessura ótica total será dada por:

$$\tau\lambda = \tau_{esp, \lambda} + \tau_{abs, \lambda} \quad \text{equação (10)}.$$

5.9.3 Expoente Angström (α) e a dependência do comprimento de onda

A relação entre o tamanho de partículas de aerossóis atmosféricos e a dependência de comprimento de onda com o coeficiente de extinção foi sugerida por Angström (1929). Angström sugeriu uma fórmula empírica para descrever a dependência espectral da profundidade ótica do aerossol, (MCARTHUR et al., 2003):

$$\tau\lambda = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad \text{equação (11)}.$$

onde, λ é o comprimento de onda, $\tau\lambda$ é a profundidade ótica do aerossol (AOD), β é o coeficiente de turbidez que representa a quantidade de aerossóis presentes na coluna integrada da atmosfera e α é o Expoente Angström.

O valor do α pode variar entre 1 e 3 para partículas muito pequenas (partículas da moda fina) em relação ao comprimento de onda da luz incidente, para partículas muito grandes (partículas da moda grossa), α pode variar entre 0 e 1 ($\alpha = 0$ indica extinção espectralmente neutra); e no regime Rayleigh, α varia entre 3 e 4 (SEINFELD; PANDIS, 1998). Portanto, o Expoente Angström é um parâmetro que nos possibilita ter uma noção a respeito do tamanho das partículas em suspensão na atmosfera. A forma de se calcular α entre dois comprimentos de onda distintos quaisquer através da equação:

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_2) = -\frac{d \ln b_{ext}}{d \ln \lambda} \cong -\frac{(\ln(b_{ext,1}/b_{ext,2}))}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} = -\frac{\ln(\tau_1/\tau_2)}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} \quad \text{equação (12).}$$

Onde τ_1 e τ_2 representam as espessuras óticas dos comprimentos de onda λ_1 e λ_2 .

6 METODOLOGIA

6.1 Área de estudo

Os valores de AOD e Expoente Angstrom utilizados no presente estudo foram retirados de duas estações AERONET que estão situados em regiões de floresta, representativas de regimes de aerossóis, sendo principalmente queima de biomassa, e material particulado urbano. Os locais de observação são Ji-Paraná em Rondônia, situado em uma torre de água em um pasto, com algumas árvores dispersas com 100% de horizonte desobstruído e Manaus-EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias) no Amazonas, situado em uma área de pasto cerca de 25 km ao norte do limite da área metropolitana de Manaus conforme a figura 13, as coordenadas geográficas das estações são listadas na tabela 2. As informações detalhadas sobre a instrumentação, protocolos de medidas, precisão fotométrica, calibração e métodos de processamento podem ser obtidos na obra de Holben et al. (1998).

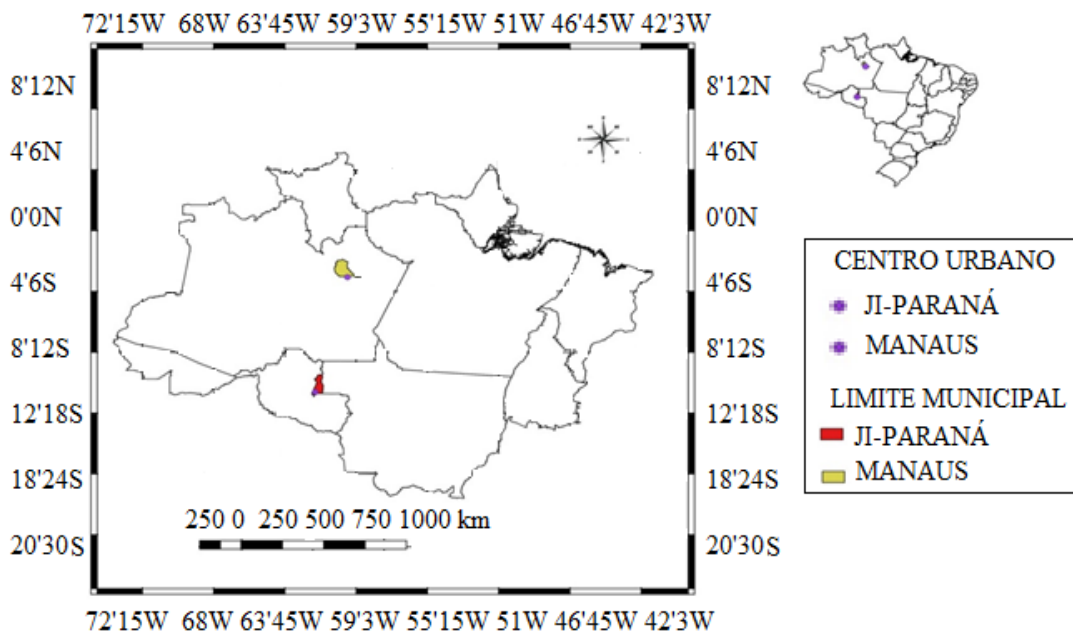


Figura 13: Representação das áreas de estudo. Fonte: Elaborado pelo autor, 2018.

Tabela 2: Coordenadas geográficas das estações da rede AERONET.

Estações da AERONET	Localização	
	Latitude	Longitude
Ji-Paraná (RO)	- 10.934°	- 61.852°
Manaus-EMBRAPA (AM)	-2.891°	- 59.970°

Fonte: AERONET, 2017.

6.2 Rede AERONET

Os arquivos de dados da rede AERONET são divididos em três níveis de qualidade: nível 1.0 para os dados brutos, nível 1.5 para dados sem a contaminação de nuvens e nível 2.0 cuja qualidade é certificada pela rede (HOLBEN et al., 1998; SMIRNOV et al., 2000). No presente estudo foram utilizados os dados da versão 2 e de nível 2.0, tanto para as médias diárias quanto para as mensais para os anos de 2014, 2015 e 2016. Dentre as variáveis disponíveis foi analisado a AOD de 440nm, sendo essa distinta em AOD total, AOD devido à fração fina e AOD devido à fração grossa de aerossóis. Também foi utilizado o Expoente Angstrom (α) para o intervalo de 440nm a 870nm. O fotômetro solar direto mede a atenuação solar e o brilho do céu a cada 15 minutos a 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 e 1020nm (incluindo o canal de 1640nm na versão 5 de Cimel). Esta medida de radiação solar é então usada de acordo com o algoritmo AERONET para calcular AOD em cada comprimento de onda, exceto para o canal 940nm, que é usado para recuperar água precipitável (AP) em centímetros. O Expoente Angstrom (α) pode ser recuperado a partir de dados de AODs espectrais (ÅNGSTRÖM, 1964), como uma alternativa à maneira usual de calcular α em dois comprimentos de onda, como usado em (NWOFOR; CHINEKE; PINKER, 2007) onde os autores traçaram o AOD contra o comprimento de onda no espaço de registro e, em seguida, fizeram um ajuste linear dos dados recuperados para a α necessária. Os dados de propriedades óticas do AERONET aerossol do nível 2 (contaminação e qualidade assegurada) serão utilizados neste estudo. A partir do qual foram obtidos dados médios diários no prazo (2014-2016). A grande densidade de dados para o período torna mais fácil a distorção das tendências mensais do ciclo e da distribuição de AOD. Existem algumas lacunas nas tendências devido à ausência ou observações limitadas resultantes da estação turva / chuvosa e dos protocolos de calibração (KASKAOUTIS et al., 2008). Os dados diários serão utilizados para calcular os meios mensais, anuais e sazonais durante todo o período de estudo. O conjunto de dados foi dividido em dois grupos com base nas variações sazonais usadas em algumas literaturas (BALARABE; ABDULLAH; NAWAWI, 2015; OGUNJOBI; OLULEYE; AJAYI, 2012) da seguinte forma: estação seca

(junho a outubro) e estação chuvosa (dezembro a abril). Os dados gerais durante todo o período de estudo também foram analisados.

Para apresentar o ciclo mensal de aerossóis para o local de estudo, os valores de AOD em todos os comprimentos de onda espectral (340nm - 1020nm) foram utilizados para cobrir o espectro solar. Posteriormente, os dados de AOD (440nm), α (440nm-870nm) e água precipitável (AP) serão analisados para revelar a variabilidade temporal das propriedades do aerossol sob condições úmidas e secas. O padrão global e sazonal de distribuição de frequência das propriedades óticas de aerossol será identificado através da análise espectral de AOD (440nm), bem como de α (440nm-870nm) como usado por (TOLEDANO et al., 2007).

6.3 Tratamento dos dados

O tratamento estatístico dos dados foi realizado com o software RStudio. Uma vez testadas às normalidades das distribuições de dados, foram feitas as análises das relações diárias entre a AOD total, moda fina e moda grossa de aerossóis, juntamente com o Expoente Angstrom.

As propriedades óticas são identificadas quantitativamente de acordo com gráficos de dispersão do expoente de angstrom α (440nm-870nm) contra AOD (440nm) e foram utilizados para classificação com base nos critérios propostos por (TOLEDANO et al., 2007). Os padrões de distribuição de diferentes aerossóis sobre a região de estudo para os dados gerais e sazonais foram determinados. Este critério foi aplicado para classificar os tipos de aerossóis em diferentes meses ao longo do ano.

O ciclo geral e sazonal da distribuição do tamanho do volume de aerossóis ao longo do período de estudo foi analisado para verificar o volume de cada classe de aerossol. O traçado sazonal de frequência de trajetória integrada híbrida de Lagrangeia única (HYSLIT_4) modelo (DRAXLER; ROLPH, 2003) foi usado para descrever as fontes de aerossol devido à sua adequação para simular o movimento de massa de ar.

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1 Análise temporal da profundidade ótica AOD (440nm), Expoente Angstrom (α (440nm-870nm)) e Água Precipitável (AP)

Os dados da rede AERONET permite analisar detalhadamente a profundidade ótica dos aerossóis AOD 440nm. A figura 14 mostra a variação da série temporal de AOD 440nm para o sítio de Manaus-EMBRAPA e a figura 15 mostra para o sítio de Ji-Paraná. A principal característica de AOD 440nm é sua alta variabilidade. Observa-se que uma série de episódios com AOD (440nm) no intervalo de 0,05- 0,4 ocorre todos os anos nesses sítios.

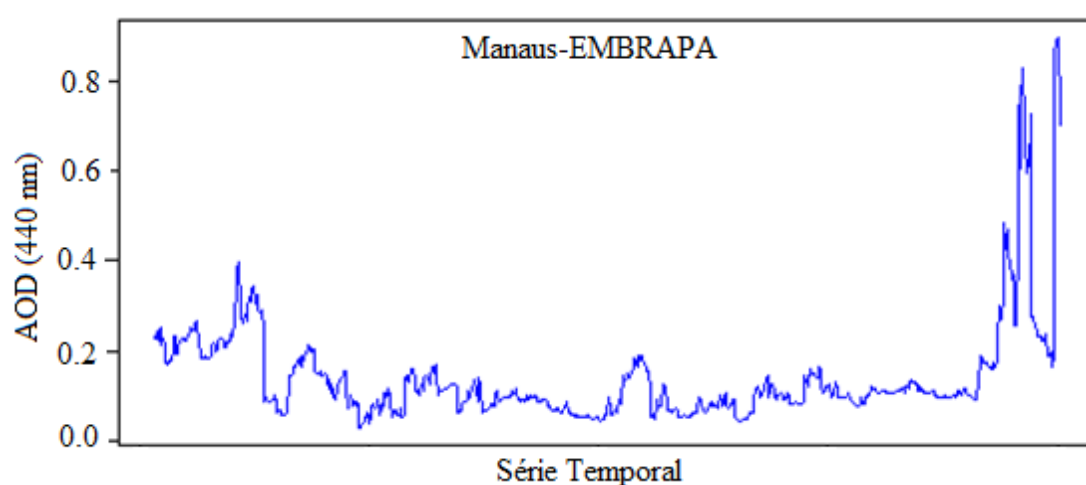


Figura 14: Profundidade Ótica de Aerossol AOD (440nm) para o sítio de Manaus-EMBRAPA de 2014 a 2016.

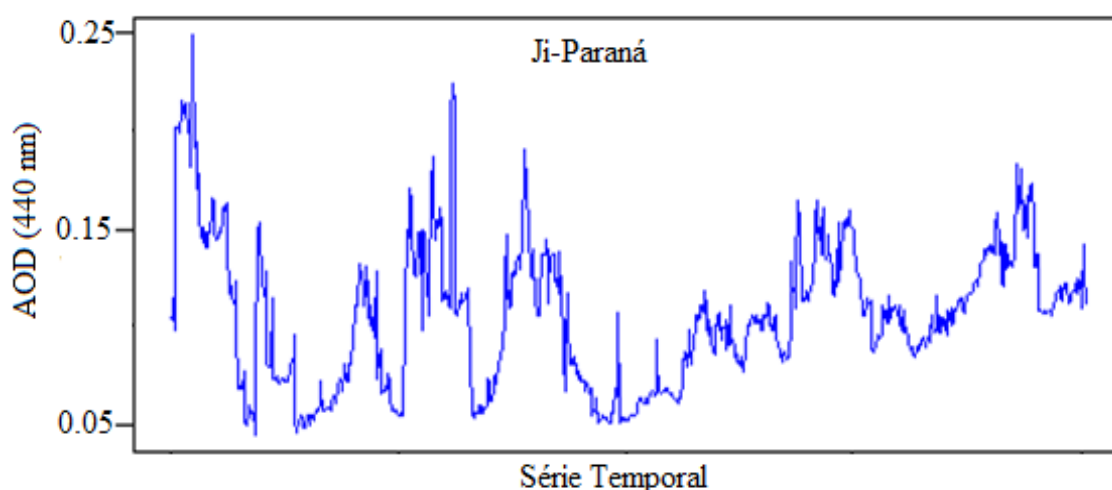


Figura 15: Profundidade Ótica de Aerossol AOD (440nm) para o sítio de Ji-Paraná de 2014 a 2016.

Nota-se que há uma alteração ano-a-ano de AOD (440nm) para a série temporal de dados verificada para o sítio de Manaus-EMBRAPA e Ji-Paraná. A profundidade ótica na região de floresta, mostra uma tendência quase constante para o sítio de Manaus-EMBRAPA (AM) e decrescente para a série de dados analisadas para o sítio de Ji-Paraná (RO).

As variações de AOD (440nm) para os sítios de Manaus-EMBRAPA (AM) e Ji-Paraná (RO) observadas na série temporal dos dados considerados reduzem de 2014 a 2016. Para o sítio de Manaus-EMBRAPA (AM) a AOD variou aproximadamente em toda a série de dados considerada, de 0,1 a 0,4 para o ano de 2014, de aproximadamente 0,1 a 0,8 para o ano de 2015, de 0,2 a 0,8 para o ano de 2016. No sítio de Ji-Paraná (RO) de 0,05 a 0,25 para o ano de 2014, de 0,05 a 0,18 para o ano de 2015 e em 2016 quase não houve mudanças.

Na figura 16 é apresentado o histograma de frequência de α (440nm-870nm) para o sítio de Manaus-EMBRAPA (AM) e na figura 17 o histograma para o sítio de Ji-Paraná (RO). Observa-se que para o sítio de Manaus-EMBRAPA (AM) o modo de frequência específico está centralizado próximo de 1,4. Para o sítio de Ji-Paraná (RO) o modo de frequência específico está 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.

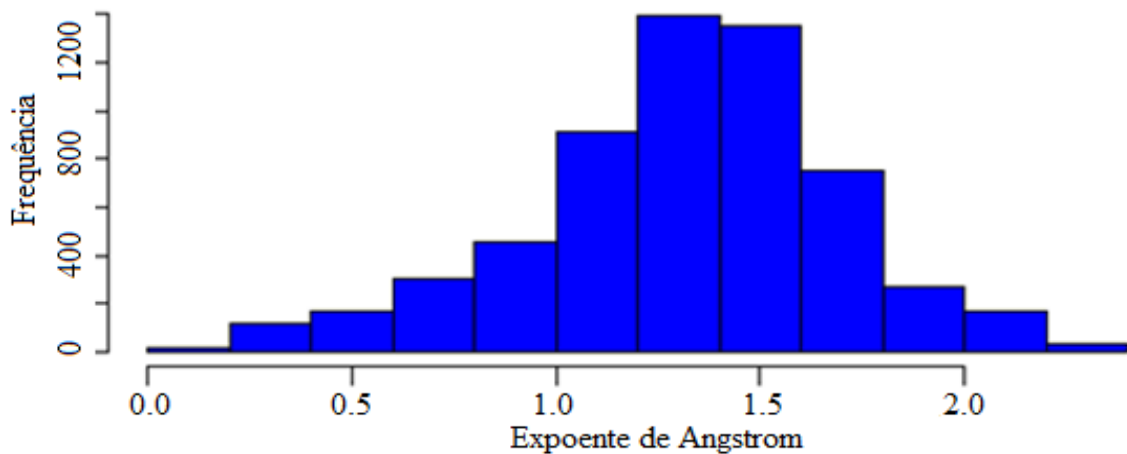


Figura 16: Histograma de frequência para α (440nm-870nm) para o sítio de Manaus-EMBRAPA (AM).

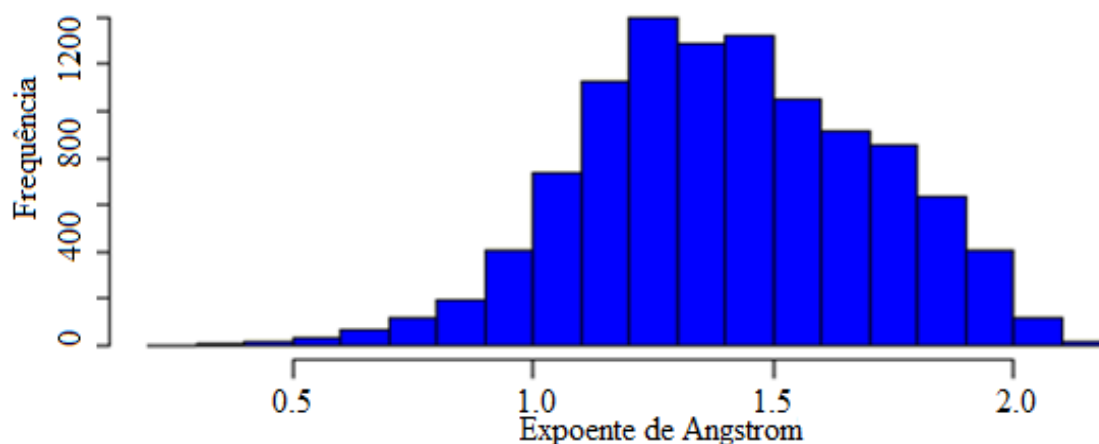


Figura 17: Histograma de frequência para α (440nm-870nm) para o sítio de Ji-Paraná (RO).

A tabela 3 apresenta a estatística descritiva para a série de dados do sítio de Manaus-EMBRAPA (AM). A média de AOD (440nm) é 0,302. O desvio padrão de AOD (440nm) é 0,242, representando variações típicas para essas regiões, com máximo de 2,156. A média de AOD (440nm) vai diminuindo para comprimentos de onda maiores, tendo média de AOD (1020nm) 0,093. Observa-se a média de 1,311 para α (440nm-870nm), com desvio padrão de 0,377, apresentando máximo de 2,271. Os valores máximos de AOD podem indicar alta variabilidade de aerossóis, associadas a níveis de poluição na atmosfera consistente com a série analisada nesse sítio.

Tabela 3: Estatística de AOD e Expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Manaus-EMBRAPA (AM).

	AOD (1020nm)	AOD (870nm)	AOD (675nm)	AOD (440nm)	α (440nm-870nm)
Média	0,093	0,121	0,164	0,302	1,311
Desvio padrão	0,077	0,089	0,125	0,242	0,377
Máximo	1,164	1,174	1,233	2,156	2,271
Mínimo	0,004	0,012	0,014	0,026	0,141
Mediana	0,076	0,099	0,129	0,222	1,351

Conforme a tabela 4, que apresenta a estatística descritiva para a série de dados do sítio de Ji-Paraná (RO), a média de AOD (440nm) é 0,291. O desvio padrão de AOD (440nm) é

0,301, representando variações típicas para essas regiões, com máximo de 2,196. A média de AOD (440nm) vai diminuindo para comprimentos de onda maiores, tendo média de AOD (1020nm) 0,081. Observa-se a média de 1,404 para α (440nm-870nm), com desvio padrão de 0,301, apresentando máximo de 2,133. Os valores máximos de AOD podem indicar alta variabilidade de aerossóis.

Tabela 4: Estatística de AOD e Expoente Angstrom em todos os comprimentos de onda para série temporal de Ji-Paraná (RO).

	AOD (1020nm)	AOD (870nm)	AOD (675nm)	AOD (440nm)	α (440nm-870nm)
Média	0,081	0,103	0,146	0,291	1,404
Desvio padrão	0,075	0,095	0,149	0,301	0,301
Máximo	0,955	1,072	1,339	2,196	2,133
Mínimo	0,004	0,013	0,013	0,029	0,288
Mediana	0,049	0,059	0,074	0,139	1,396

A figura 18 apresenta a série temporal para o período de 2014 a 2016 do Expoente Angstrom α (440nm-870nm) para o sítio de Manaus-EMBRAPA. Para o sítio de Manaus-EMBRAPA observa-se uma variabilidade maior do que no sítio Ji-Paraná ao longo dos anos de 2014 a 2016.

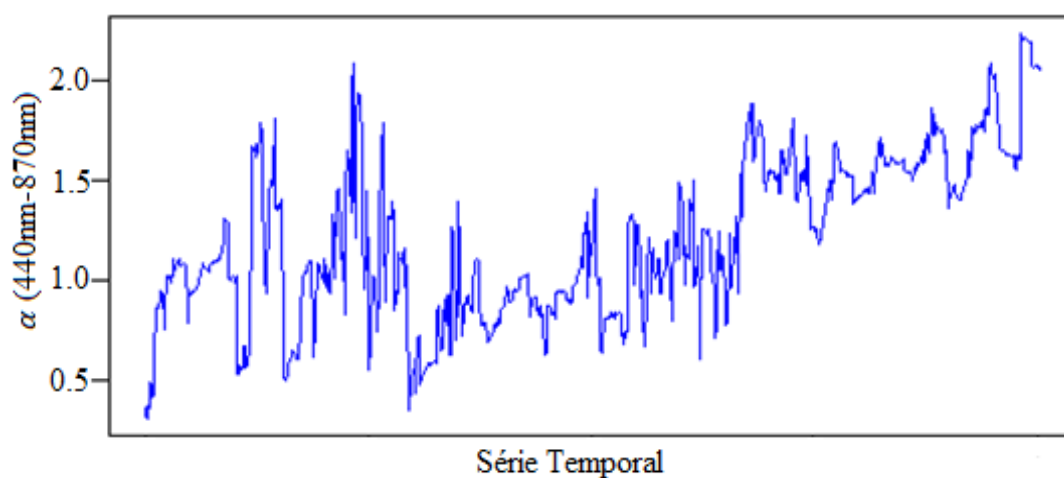


Figura 18: Série Temporal do Expoente Angstrom α para Manaus-EMBRAPA de 2014-2016.

A figura 19 apresenta a série temporal para o período de 2014 a 2016 do Expoente Angstrom α (440nm-870nm) para o sítio de Ji-Paraná.

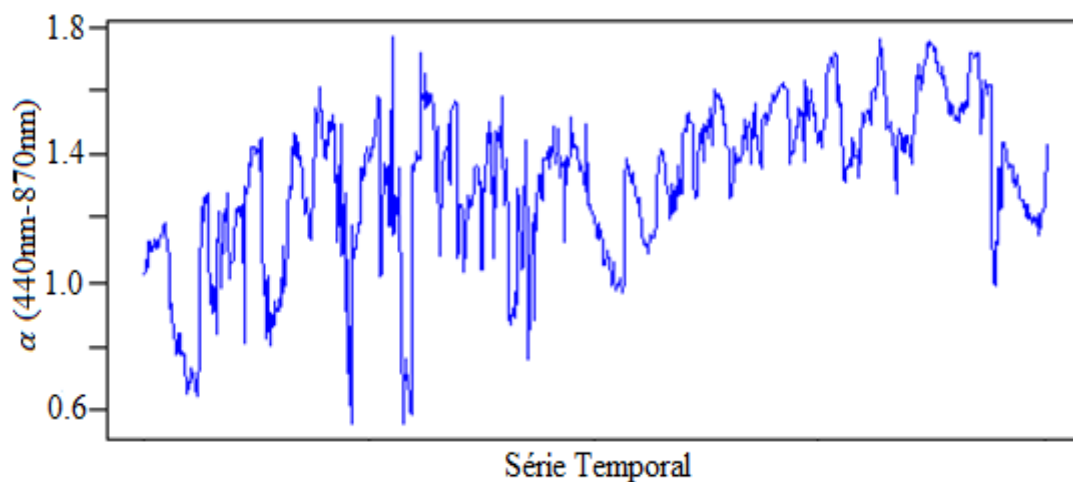


Figura 19: Série Temporal do Expoente Angstrom α para Ji-Paraná de 2014-2016.

No sítio de Manaus-EMBRAPA se observa eventos com baixo AOD (440nm) e alto α (440nm-870nm) e ao longo da série a AOD (440nm) diminui de 2014 a 2015 e em 2016 aumenta, esse aumento pode estar também relacionado com mudanças nos padrões climáticos locais. Em Ji-Paraná os eventos de AOD (440nm) vão diminuindo ao longo da série e α (440-870nm) se mantendo quase constante.

As figuras 20 e 21 mostram a variabilidade da média diária da AOD (440nm) nos sítios de Manaus-EMBRAPA e Ji-Paraná, apresentando as diferenças climatológicas sobre estes sítios.

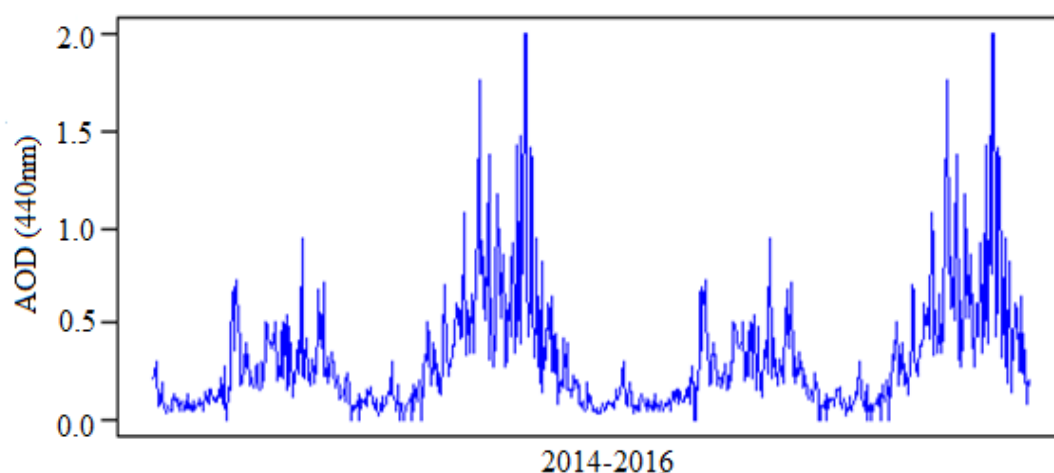


Figura 20: Média diária de AOD (440nm) para Manaus-EMBRAPA para a série de dados de 2014 a 2016.

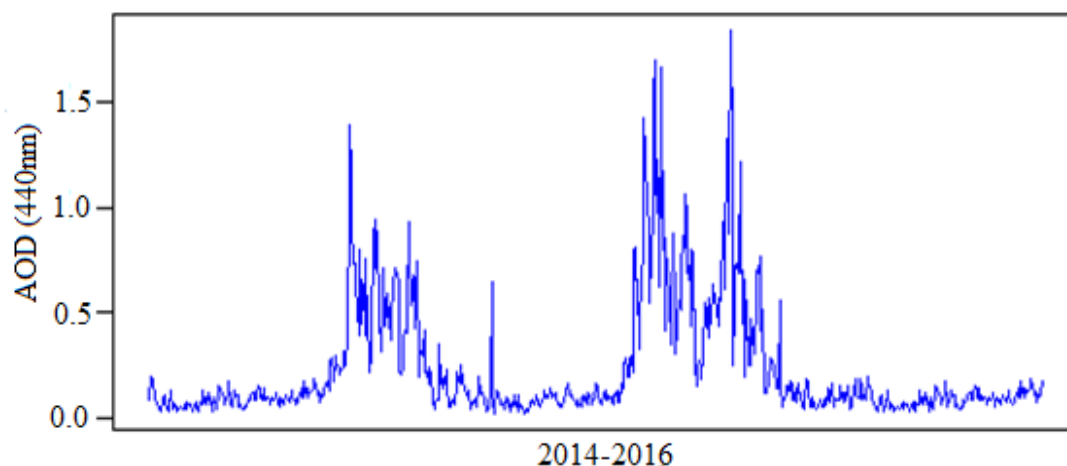


Figura 21: Média diária de AOD (440nm) para Ji-Paraná para a série de dados de 2014 a 2016.

A concentração de aerossóis em um determinado dia durante uma estação particular é resultado de algumas contingências, como a severidade da estação seca, da do início das queimadas, as políticas de gestão, locais de incêndios e queimadas, a meteorologia regional, tendências de transporte, bem como outros fatores que são difíceis ou impossíveis de se prever (SCHAFER et al., 2008). O efeito da variação de ano para ano dos fatores que influenciam na emissão de aerossóis gerada pela queima de biomassa. A variabilidade é maior, obviamente, durante a estação seca.

A grande importância do Expoente Angstrom, considerado um parâmetro intensivo do aerossol tanto quanto outros parâmetros ópticos, é que ele representa uma propriedade intrínseca das partículas de aerossol permitindo que a mesma possa ser comparada diretamente com resultados de outros tipos de aerossol, independentemente da concentração de massa dos mesmos.

O Expoente Angstrom representa a dependência espectral da interação da radiação solar com as partículas de aerossol. Variações no Expoente Angstrom indicam variações no tamanho das partículas, isto é, valores menores indicam que as partículas têm tamanho maior e vice-versa.

As figuras 22 e 23 ilustram o Expoente Angstrom (α) (baseadas em dois comprimentos de onda, ou seja, 440nm e 870nm) para os sítios de Manaus-EMBRAPA e Ji-Paraná. A evolução das médias diárias de (α) para o período de 2014 a 2016 tem uma variabilidade muito elevada, com valores aproximados de 0 a 2 ao longo dos anos.

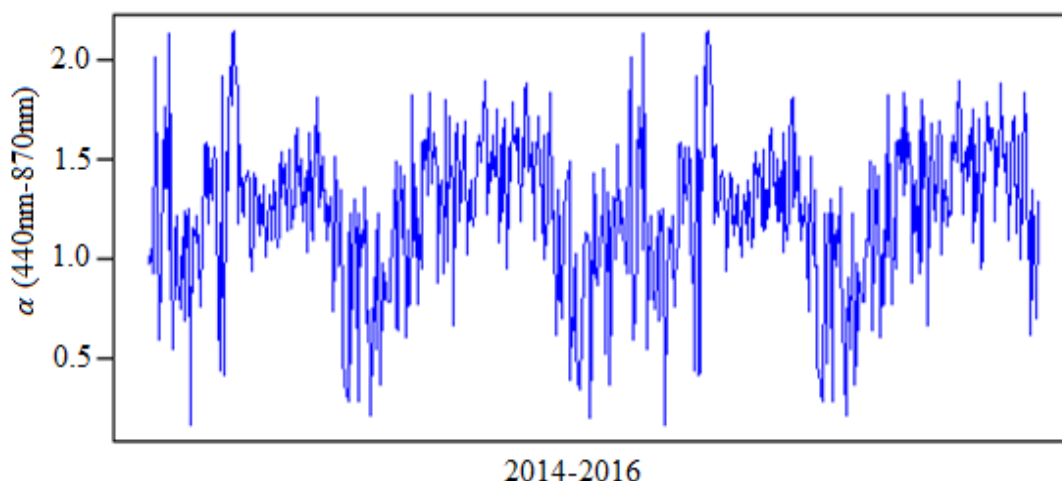


Figura 22: Média diária de Expoente Angstrom (440nm-870nm) para Manaus-EMBRAPA para a série de dados de 2014 a 2016.

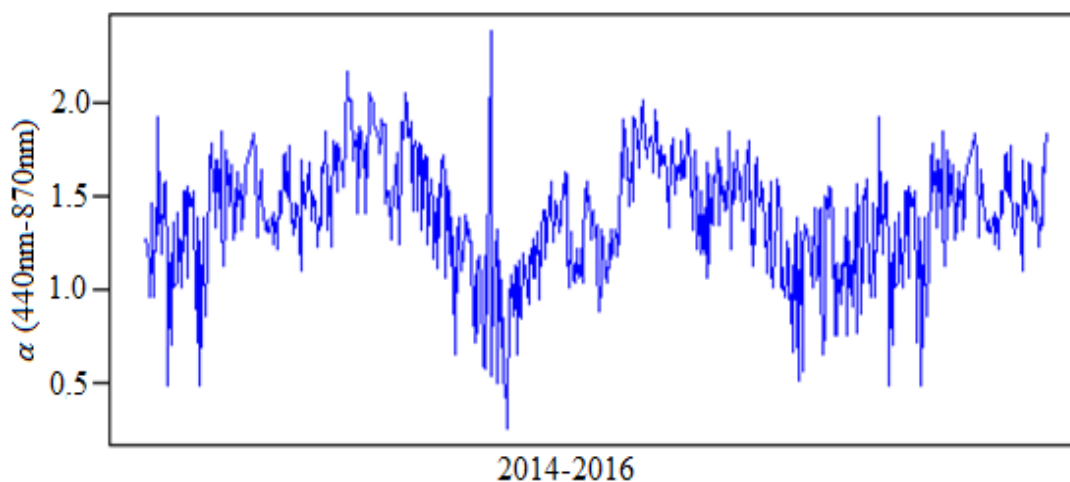


Figura 23: Média diária de Expoente Angstrom (440nm-870nm) para Ji-Paraná para a série de dados de 2014 a 2016.

Os valores de AOD medidos no Brasil estão entre os mais elevados de toda a rede da AERONET, operada pela NASA (HOLBEN et al., 1998; PROCOPIO et al., 2003; 2004). Feitas as observações das principais características das medições individuais, as médias mensais foram calculadas para se obter os valores para climatologia da AOD (440nm). Nas figuras 24 e 25 observa-se os valores da média mensal da AOD (440nm) para os anos de 2014 a 2016 são muito semelhantes em ambas os sítios. Observa-se máximos de AOD (440nm) durante a estação seca, sendo que para o sítio de Manaus-EMBRAPA observa-se maiores valores concentrados nos meses de outubro a dezembro, diminuindo o padrão de janeiro a maio. No sítio de Ji-Paraná os maiores valores se concentram nos meses de setembro e outubro, com diminuição na estação chuvosa de dezembro a maio.

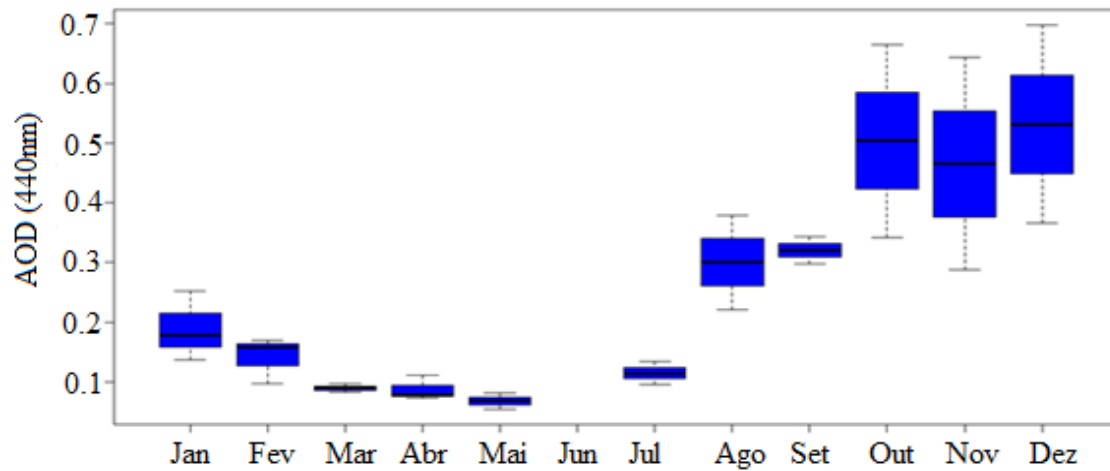


Figura 24: Média mensal de AOD (440nm) para Manaus-EMBRAPA no período de 2014-2016.

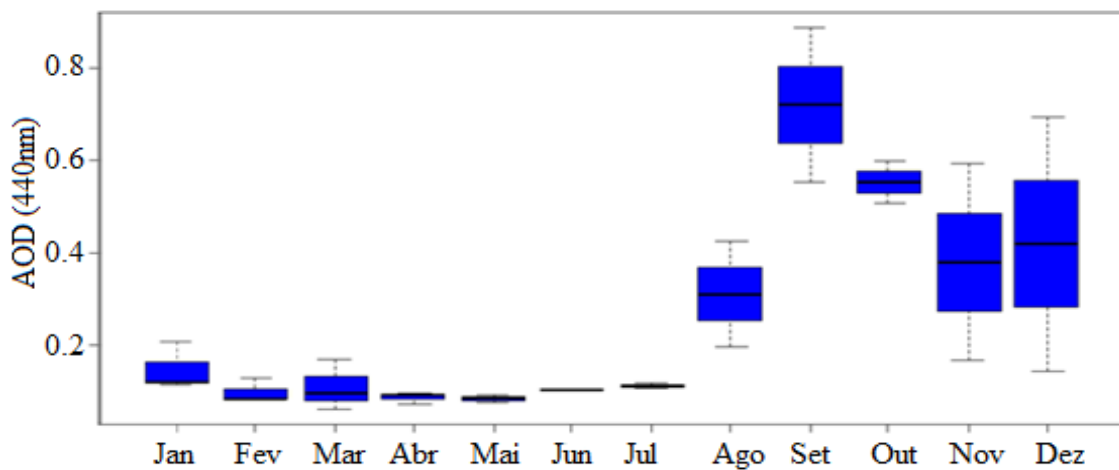


Figura 25: Média mensal de AOD (440nm) para Ji-Paraná no período de 2014-2016.

A análise das médias mensais de α (440nm-870nm) foram feitas para verificar a variabilidade sazonal para os sítios de Manaus-EMBRAPA e Ji-Paraná, embora que os valores médios são resultados de diferentes condições atmosféricas, há muitas informações contidas neles. Nas figuras 26 e 27 são apresentadas a variabilidade sazonal para esses sítios. Um certo comportamento sazonal é previsto, baixos α para os meses da estação chuvosa para ambos os sítios em todos os anos.

A diferença de valores mensais ao longo da série para o sítio de Manaus-EMBRAPA é crescente, onde os menores valores estão nos meses relacionados a estação chuvosa onde os dados são mais escassos por causa das coberturas consistentes de nuvem e das chuvas que limitam as medições de aerossóis, o mês de fevereiro registrou a menor média. Valores menores

que 1,0 indicam predominância de aerossóis de moda grossa nos casos dos meses de fevereiro a maio. Contudo, no mês de janeiro registrou-se valor maior que 1,0 indicando aerossóis da moda fina. Os maiores valores são observados na estação seca, ficando o mês de agosto com a maior média.

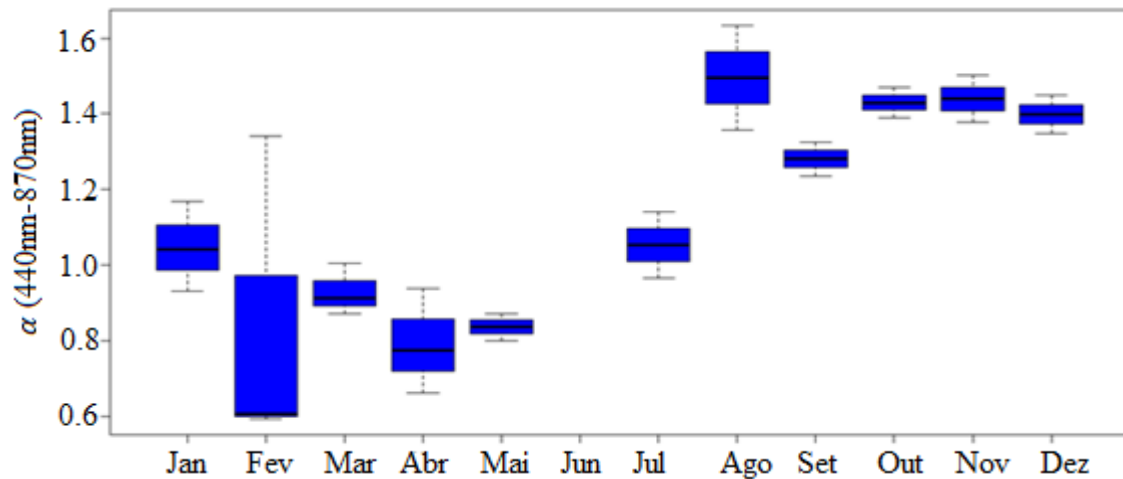


Figura 26: Média mensal de α (440nm-870nm) para Manaus-EMBRAPA no período de 2014-2016.

No sítio de Ji-Paraná as médias mensais também são crescentes ao longo dos anos, onde os menores valores foram encontrados no mês de fevereiro e os maiores valores no mês de setembro. Há uma predominância de aerossóis de moda fina em quase todos os meses ao longo dos anos, exceto o mês de fevereiro onde predomina aerossóis de moda grossa.

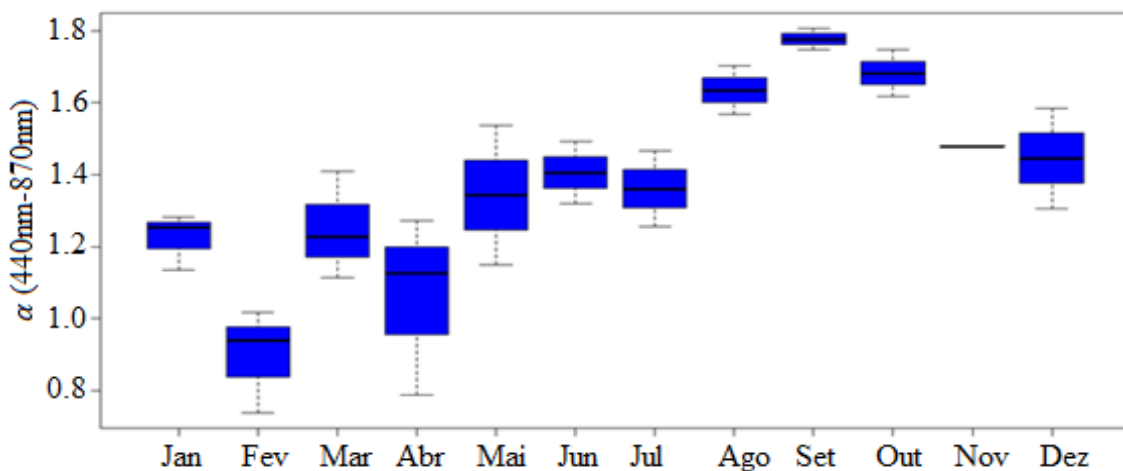


Figura 27: Média mensal de α (440nm-870nm) para Ji-Paraná no período de 2014-2016.

Uma variação das propriedades dos aerossóis na estação seca e chuvosa dos sítios de Manaus-EMBRAPA e de Ji-Paraná são mostradas na tabela 5.

A tabela 5 apresenta os valores médios mensais de AOD (440 nm), α (440nm-870nm) e Água Precipitável (cm), as medianas e o desvio padrão para os dois sítios, ressaltando a atmosfera com tendência bem mais poluída em Ji-Paraná que em Manaus-EMBRAPA para a estação seca. Já na estação chuvosa, Manaus-EMBRAPA apresenta, na média, valores menos elevados do que na estação seca, além de ter valores mais altos de AOD (440nm) do que Ji-Paraná na estação chuvosa.

A mediana representa a medida da localização do centro da distribuição. Já a média o valor médio da distribuição. O desvio padrão representa uma medida da dispersão da amostra.

Tabela 5: Média, mediana e desvio padrão dos dados de AOD (440nm), α (440nm-870nm) e Água Precipitável (cm) para estação chuvosa e seca.

AOD (440nm)						
	Manaus-EMBRAPA			Ji-Paraná		
	Chuvosa	Seca	Total	Chuvosa	Seca	Total
Média	0,207	0,247	0,234	0,170	0,359	0,259
Mediana	0,141	0,300	0,165	0,107	0,310	0,128
Desvio padrão	0,185	0,195	0,184	0,140	0,273	0,215
α (440nm_870nm)						
	Manaus-EMBRAPA			Ji-Paraná		
Média	1,003	1,051	1,045	1,176	1,572	1,380
Mediana	0,929	1,280	1,050	1,224	1,635	1,383
Desvio padrão	0,241	0,611	0,419	0,206	0,180	0,253
Água Precipitável (cm)						
	Manaus-EMBRAPA			Ji-Paraná		
Média	4,846	3,247	4,164	4,674	3,577	4,202
Mediana	4,845	3,917	4,650	4,685	3,485	4,549
Desvio padrão	0,111	1,833	1,374	0,064	0,485	0,627

Em Manaus-EMBRAPA os menores valores médios de AOD (440nm) foram observados na estação chuvosa com valores de 1,003 e com precipitação média de 4,846 cm, sendo que as causas prováveis para esses valores de AOD (440nm) podem estar associados a processos físicos de deposição úmida, descrito como o mais eficiente processo de remoção de aerossóis da atmosfera (WILLIAMS; FISCHER; MELACK, 1997; LAAKSO, 2003).

Para o sítio de Ji-Paraná os menores valores observados de AOD (440nm) ocorrem na estação chuvosa quando a precipitação tem média de 4,674 cm. Os maiores valores de AOD (440nm) foram observados na estação seca com precipitação média de 3,577cm, sendo que essa redução observada nos valores de AOD (440nm) podem estar associadas a processo de deposição úmida neste sítio. Assim a variabilidade observada em ambos os sítios, resulta em significativa redução da concentração de aerossol, possivelmente devido a regulamentações governamentais de controle da poluição por aerossol. Contudo, valores presentes de Expoente Angstrom apresentam valores similares de padrões de flutuação em cada ano nesses sítios, mesmo que alguns valores indiquem o domínio de partículas de moda 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.

7.2 Climatologia e evolução temporal do expoente angstrom α (440nm-870nm)

O gráfico de dispersão AOD versus α é uma ferramenta comum para classificar os tipos de aerossóis. Enquanto o AOD (440nm) dá informações sobre a quantidade de aerossóis, α (440nm-870nm) está relacionado 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 α (440nm-870nm) são reportados na literatura (D'ALMEIDA; KOEPKE; SHETTLE, 1991; HESS; KOEPKE; SCHULT, 1998; ECK et al., 1999; HOLBEN et al., 2001; DUBOVIK et al., 2002; SMIRNOV et al., 2002; VERGAZ et al., 2005), é possível identificar os tipos de aerossóis nesses ambientes.

A análise espectral de aerossóis permite identificar os principais tipos de aerossóis e avaliar a frequência de cada tipo de aerossol presente em cada sítio. Para isso foram preparados gráficos de dispersão de AOD (440nm) em relação a α (440nm-870nm, para estação seca e chuvosa, na qual é apresentado na figura 28 para o sítio de Manaus-EMBRAPA. As escalas de cores indicam o número de medições definidas nos diferentes sítios e estações analisadas.

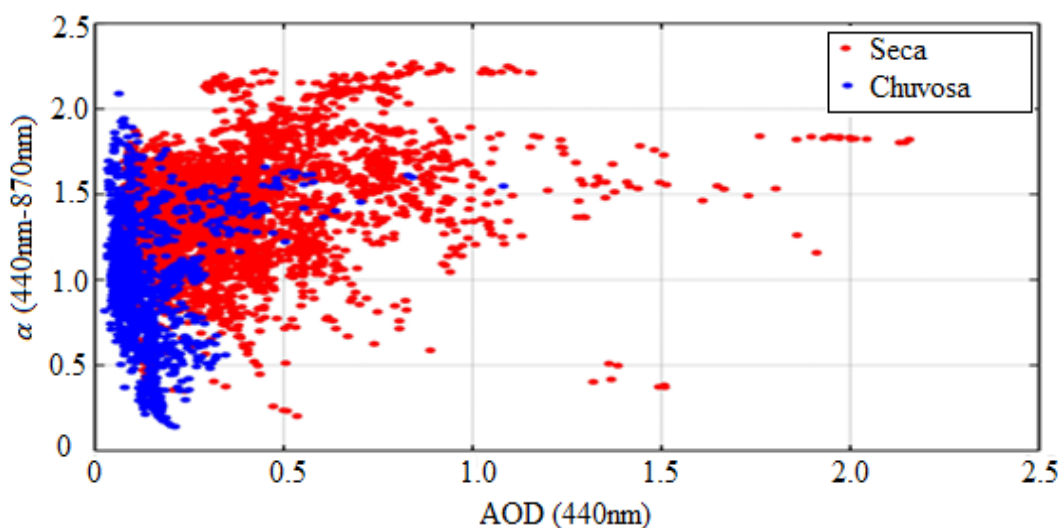


Figura 28: AOD versus α para estação seca e chuvosa para o sítio de Manaus-EMBRAPA.

Quando AOD (440nm) é baixo temos valores de α (440nm-870nm) sobre todo alcance, mas concentram-se principalmente em uma região em torno de 0.1 – 2.2. Assim, observar-se baixos valores de AOD (440nm) na estação chuvosa para o sítio de Manaus-EMBRAPA, conforme figura 28. Na estação seca observamos um crescimento progressivo dos valores de AOD (440nm). Para os maiores valores de AOD (440nm), a situação é mais definida; α (440nm-870nm) está compreendido acima de 1.5. A análise desses ambientes revela a presença de diferentes tipos de aerossóis, conforme será descrito a seguir.

Os aerossóis continentais e urbanos consistem principalmente de partículas finas, e, por conseguinte, apresentam elevados valores de α (440nm-870nm), embora AOD (440nm) seja muito variável, dependendo se o aerossol é mais ou menos poluído (HESS; KOEPKE; SCHULT, 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, observar-se, conforme figura 28, para o sítio de Manaus-EMBRAPA, 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, idade do aerossol, umidade, 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 α (440nm-870nm) acima de 1.5 (DUBOVİK et al., 2002; O'NEILL et al., 2002; ECK et al., 2003).

Os eventos observados em todas as estações para os sítios, com alto AOD (440nm) (até 1.1 em 440nm) com altos valores de α (440nm-870nm) associados acima de 1.5 podem estar relacionados com eventos de incêndios florestais durante a estação seca nesses sítios. Os mais importantes episódios para a estação seca, para o sítio de Manaus-EMBRAPA conforme figura 28, ocorrem com valores máximos de AOD (440nm) de 0.8 associados com $\alpha = 2.25$. Para estação chuvosa foram observados máximos de AOD (440nm) de 0.1 associados com $\alpha = 2.2$. Para o sítio de Ji-Paraná, conforme figura 29, tem-se baixos valores de AOD (440nm) para estação chuvosa com crescimento progressivo dos valores de α (440nm-870nm).

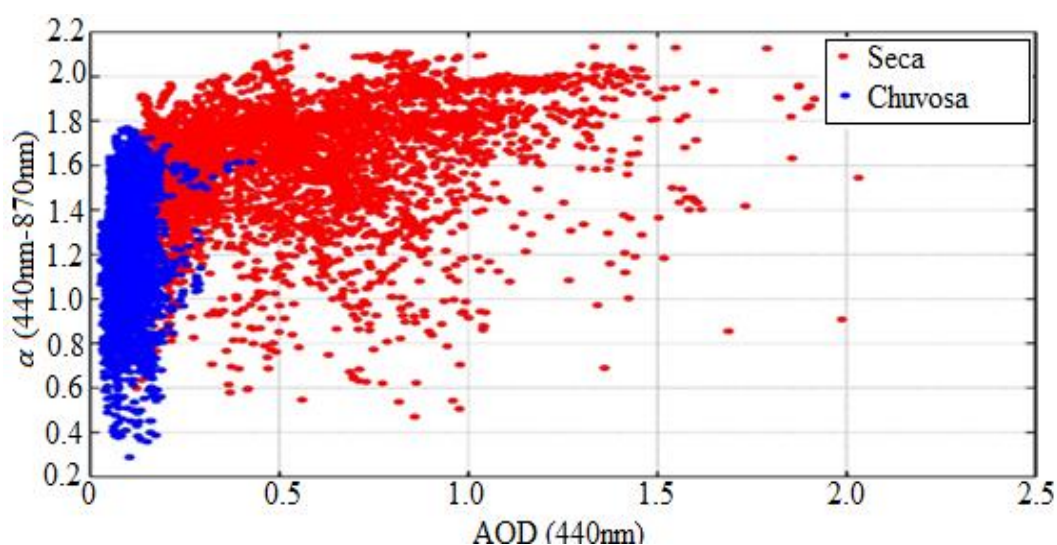


Figura 29: AOD versus α para estação seca e chuvosa para sítio de Ji-Paraná.

Os maiores eventos observados para a estação chuvosa nesse sítio de AOD (440nm) concentram-se em torno de 0.1-0.4 com α (440nm-870nm) entre 0.3-1.7. Para a estação chuvosa foram observados máximos de AOD (440nm) de 0.1 associados com $\alpha = 1.75$. Na estação seca tem-se altos valores de AOD (440nm) associados com crescimento progressivo de valores de α (440nm-870nm). Os maiores eventos observados na estação seca indicam altos valores de AOD (440nm) entre 0.1-2.1, sendo que a maior concentração de dados está entre valores de AOD (440nm) que variam de 0,6-1,8 com α (440nm-870nm) entre 0.5-2.1.

7.3 Classificação de aerossol: AOD (440nm) versus α (440nm-870nm)

Os valores de AOD (440nm) e de α (440nm-870nm) nos gráficos de dispersão podem ser interpretados em conjunto para identificar os tipos de aerossóis e suas frequências em um determinado local quantitativamente. Estes, portanto, tornam importantes os estudos regionais, porque o padrão muito diferente em AOD (440nm) contra dispersão α (440nm-870nm) são

observados por diferentes autores de diferentes regiões do mundo (TAN et al., 2015; SALINAS; CHEW; LIEW, 2009; KASKAOUTIS et al., 2007; PACE et al., 2006; SMIRNOV et al., 2002; SMIRNOV et al., 2003). Em muitas literaturas, diferentes tipos de aerossóis foram identificados como: aerossol de poeira, aerossol marítimo, aerossol urbano, industrial e continental, queima de biomassa e mistura de aerossóis (KASKAOUTIS et al., 2008

A análise do espectro de AOD (440nm) versus α (440nm-870nm) da figura 30 permite a identificação dos principais tipos de aerossóis presentes no sítio de Manaus-EMBRAPA. Nesse sítio existe uma vasta gama de valores α (440nm-870nm) inferiores a 0.5 com baixo AOD (440nm) (<0.4) observados na estação chuvosa, podendo ser caracterizados como poeira em suspensão.

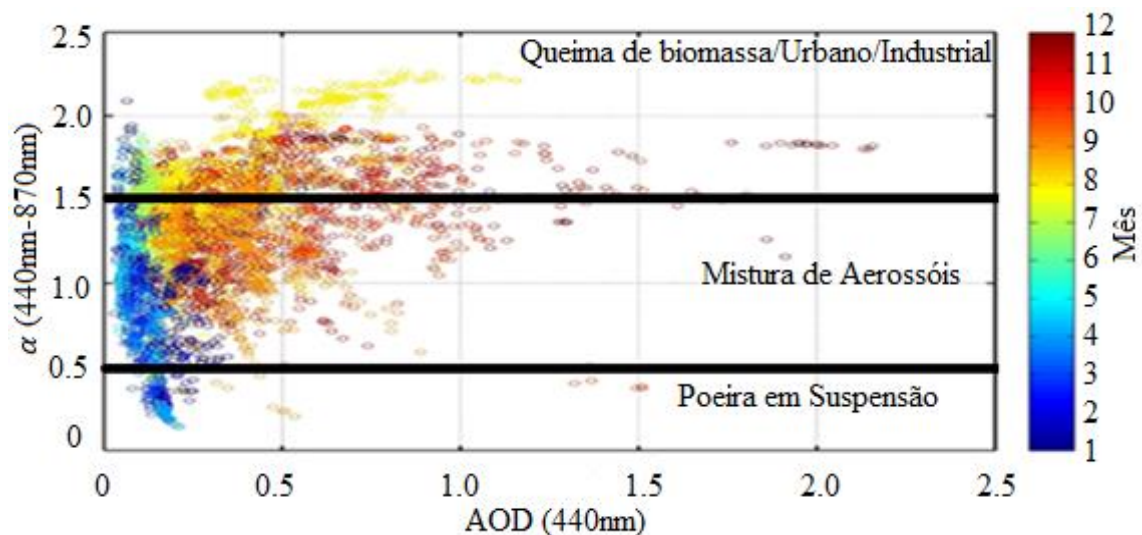


Figura 30: Gráfico AOD (440nm) versus α (440nm-870nm) para Manaus-EMBRAPA.

Para o sítio de Manaus-EMBRAPA, observa-se que o maior número de medidas se concentra na região de AOD (440nm) entre 0.1 e 0.5 e α (440nm-870nm) entre 0.5 e 1.8. Os mais importantes episódios para a estação seca, para o sítio de Manaus-EMBRAPA, ocorrem com valores máximos de AOD (440nm) de 0.8 associados com $\alpha = 2.25$. Para estação chuvosa foram observados máximos de AOD (440nm) de 0.1 associados com $\alpha = 2.2$. Assim, para o sítio de Manaus-EMBRAPA, os valores de α (440nm-870nm) superiores a 1.5 correspondem também a aerossóis oriundos de queima de biomassa e/ou aerossóis urbanos e/ou de áreas industriais, sendo que tais eventos são observados para a estação seca nos meses de agosto e setembro.

A figura 31 mostra a análise do espectro de AOD (440nm) versus α (440nm-870nm) do sítio de Ji-Paraná, onde indica que o maior número de medidas está concentrado na região

de AOD(440nm) entre 0.1 e 1.5 e α entre 0.5 e 2.0. O episódio mais importante para o sítio de Ji-Paraná é observado nos meses de agosto a outubro, com um máximo de AOD(440nm) aproximadamente de 1.8 e $\alpha = 2.1$ associado. Assim, para o sítio de Ji-Paraná, os valores de α (440nm-870nm) superiores a 1.5 correspondem a aerossóis oriundos de queima de biomassa e/ou aerossóis urbanos e/ou de áreas industriais, sendo que tais eventos são observados para a estação seca no período compreendido entre os meses de agosto a novembro. Os valores de α (440nm-870nm) compreendidos entre 0.5 e 1.5 podem estar relacionados como mistura de aerossóis e para valores de AOD (440nm) superiores a 0.5, sendo observados durante a estação seca. Para a estação chuvosa, observa-se valores de α (440nm-870nm) inferiores a 0.5 com AOD(440nm) (<0.2) que podem ser caracterizados como aerossóis oriundos de poeira em suspensão.

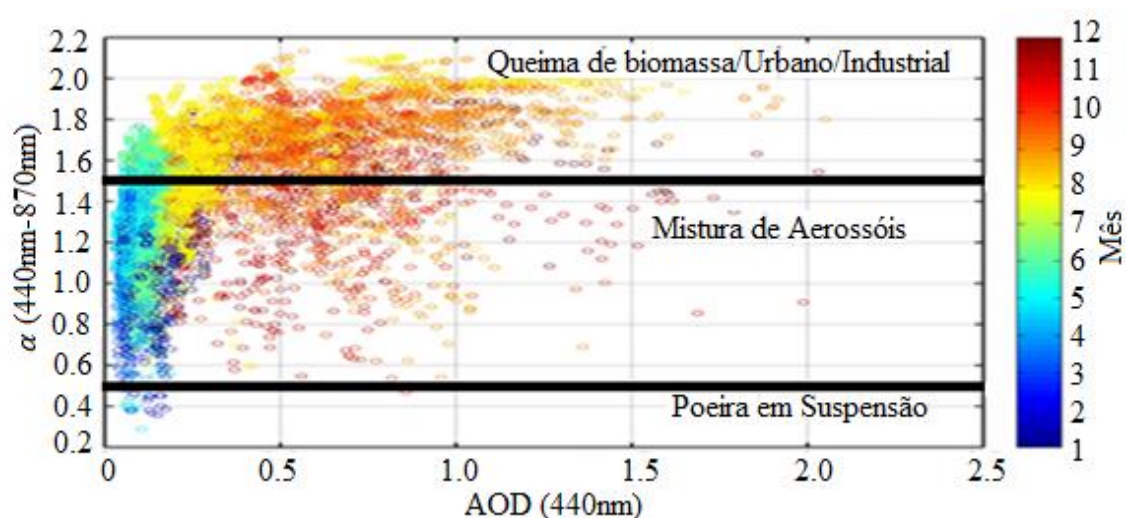


Figura 31: Gráfico AOD (440nm) versus α (440nm-870nm) para Ji-Paraná.

Para os valores observados na estação seca de α (440nm-870nm) 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 Manaus-Embrapa, isto pode ocorrer devido Ji-Paraná está na região do arco do desflorestamento e receber fortes cargas de aerossóis devidos as queimadas. Também é possível observar pelas cores nas figuras 30 e 31 que os valores mais altos de AOD (440nm) no eixo horizontal, a maioria sempre ocorre na estação seca. No período de janeiro a junho os valores de AOD (440nm) estão sempre abaixo de 0.3.

7.4 Análise das trajetórias das massas de ar através do modelo Hysplit

A análise das trajetórias das massas de ar foi feita usando o modelo de transporte de parcelas de ar Hysplit (NOAA, 2019) para analisarmos a origem espacial das altas concentrações de partículas se solo. A figura 32 apresenta o resultado da análise de retro trajetórias de massas de ar geradas pelo modelo Hysplit para o mês de fevereiro de 2014 e 2015 para o sul do Amazonas.

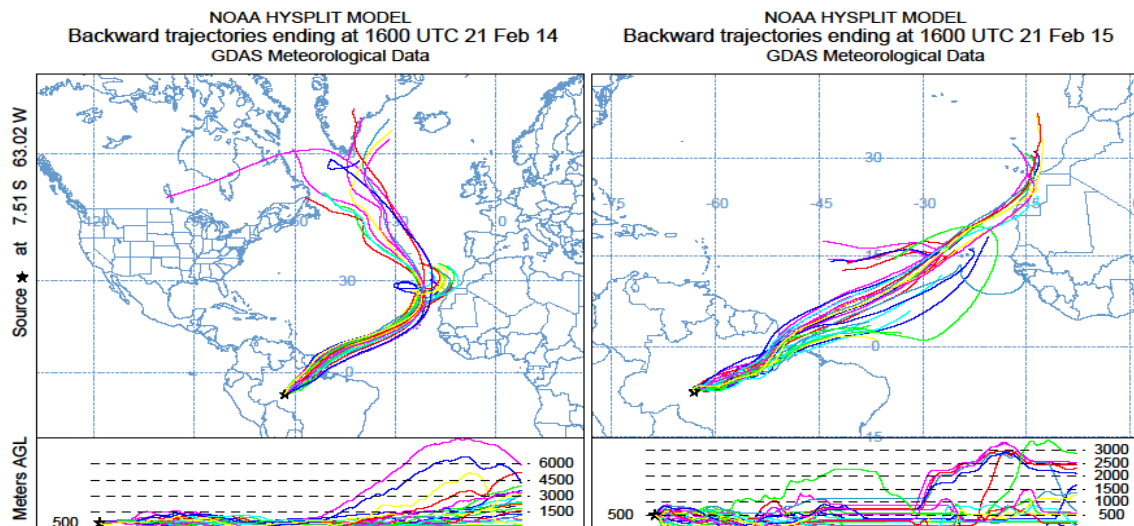


Figura 32: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de fevereiro de 2014 e 2015 na região do Sul do Amazonas.

De acordo com a análise, os eventos de altas concentrações de partículas de aerossóis são observados pelo transporte de poeira do Saara e outro tipo de transporte é observado claramente, com as massas de ar oriundas do oceano e trazendo consigo aerossóis com influência marinha e aerossóis da América do Norte. Foi realizada a análise das retro trajetórias de massas de ar pelo modelo Hysplit para estação seca no mês de agosto de 2014 e 2015 durante a estação seca no sul do Amazonas. Observa-se na figura 33 que as massas de ar são provenientes do Oceano Atlântico ou mesmo de outras regiões do Brasil. Com isso fica evidente que o transporte de poeira do Saara predomina na estação chuvosa.

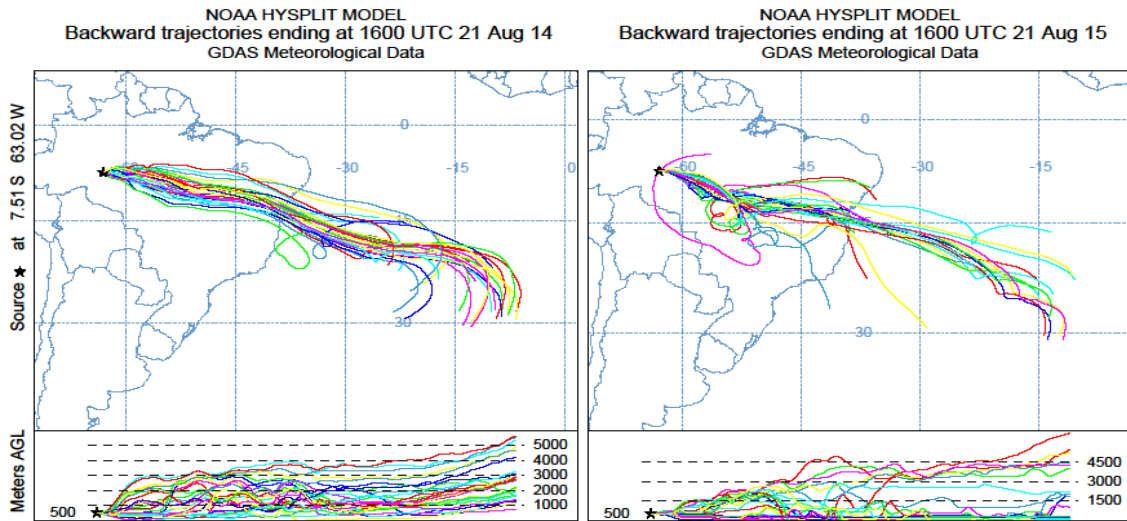


Figura 33: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de agosto de 2014 e 2015 na região do Sul do Amazonas.

A figura 34 apresenta o resultado da análise de retro trajetórias de massas de ar geradas pelo modelo Hysplit para os meses de fevereiro de 2014 e 2015 para o sítio de Manaus-EMBRAPA. As trajetórias de massas de ar originadas da direita para esquerda, ou seja, partindo do Saara e carregando consigo elementos associados a poeira do deserto, além de massas provenientes do Oceano e até mesmo de outras regiões da América do Norte.

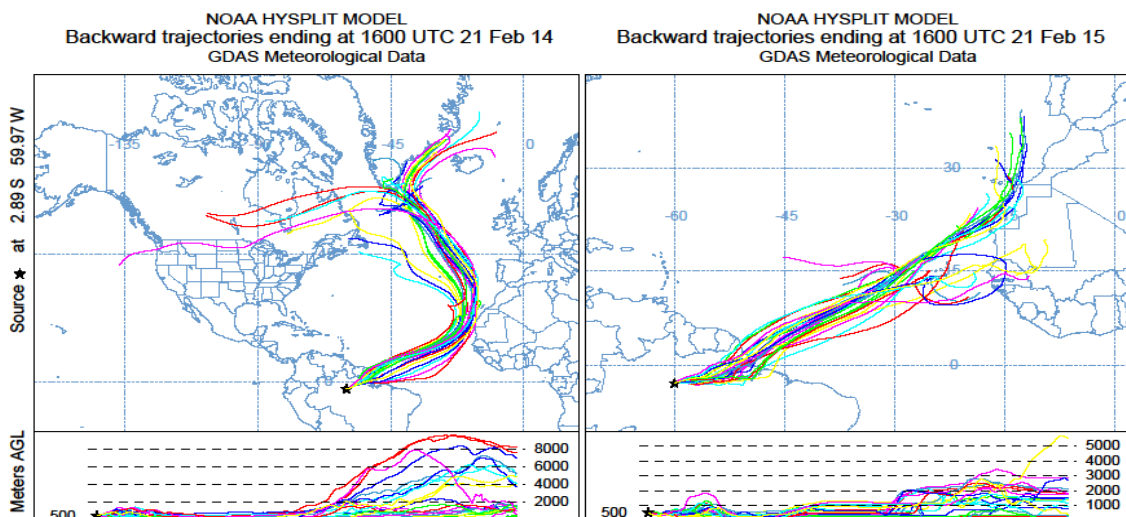


Figura 34: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de fevereiro de 2014 e 2015 para o sítio de Manaus-EMBRAPA.

A figura 35 apresenta a análise das retro trajetórias de massas de ar pelo modelo Hysplit para estação seca no mês de agosto de 2014 e 2015 para o sítio de Manaus-EMBRAPA,

onde verifica-se que essas retro trajetórias são provenientes do Oceano Atlântico e de outras regiões do Brasil, sem influência de aerossóis do deserto do Saara.

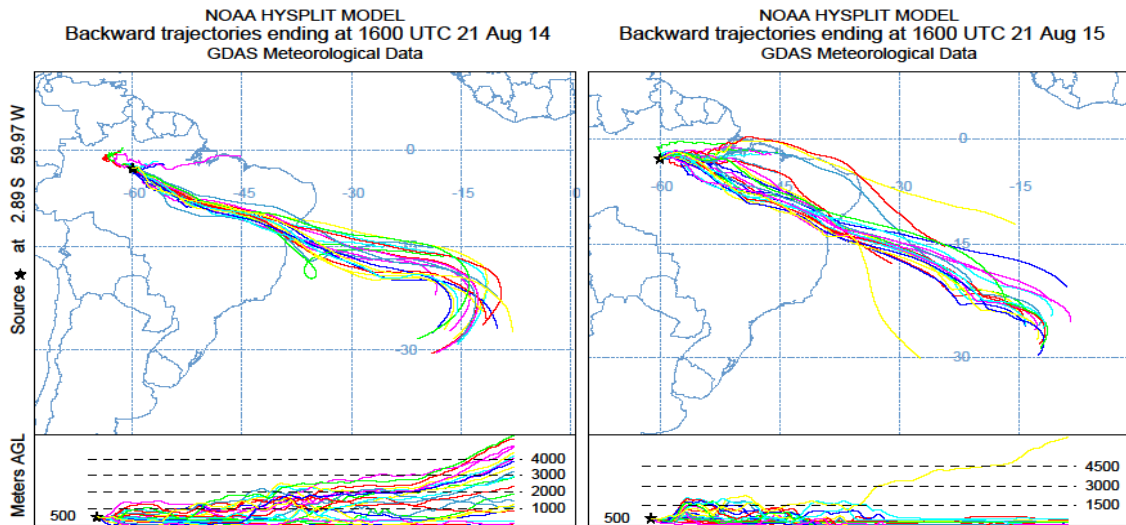


Figura 35: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de agosto de 2014 e 2015 para o sítio de Manaus-EMBRAPA.

Para o sítio de Ji-Paraná também foram feitas as análises das massas de ar para a estação chuvosa no mês de fevereiro de 2014 e 2015 e estão representadas na figura 36.

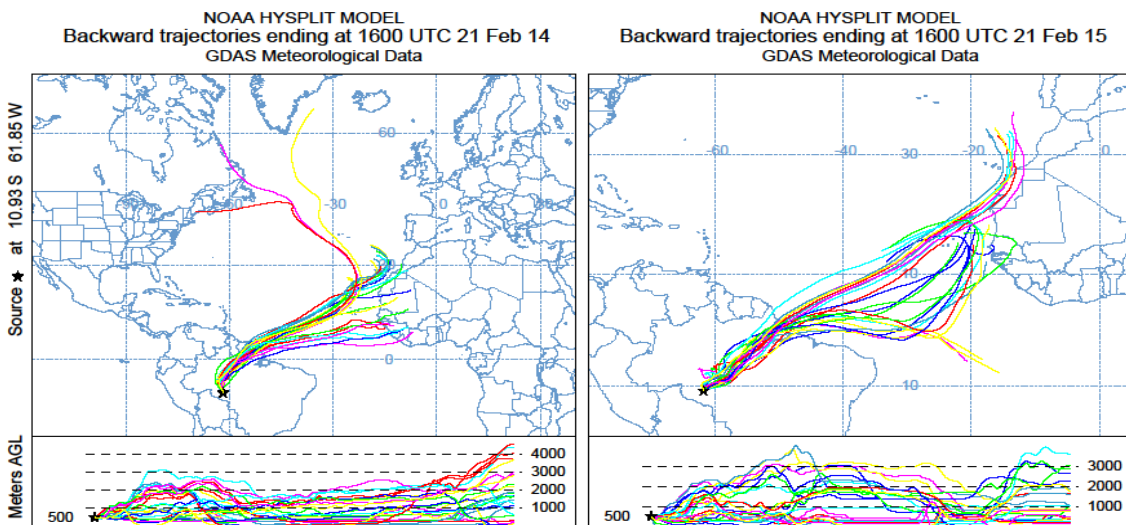


Figura 36: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de fevereiro de 2014 e 2015 para o sítio de Ji-Paraná.

Para o mês de agosto para o sítio de Ji-Paraná na estação seca as retro trajetórias das massas de ar são mostradas na figura 37. No mês de agosto nota-se que as massas de ar são provenientes de outras regiões da América do Sul, de outras regiões do Brasil e do Oceano

Atlântico. Fica claro que só tem eventos de poeira do deserto do Saara na estação chuvosa para o sítio de Ji-Paraná.

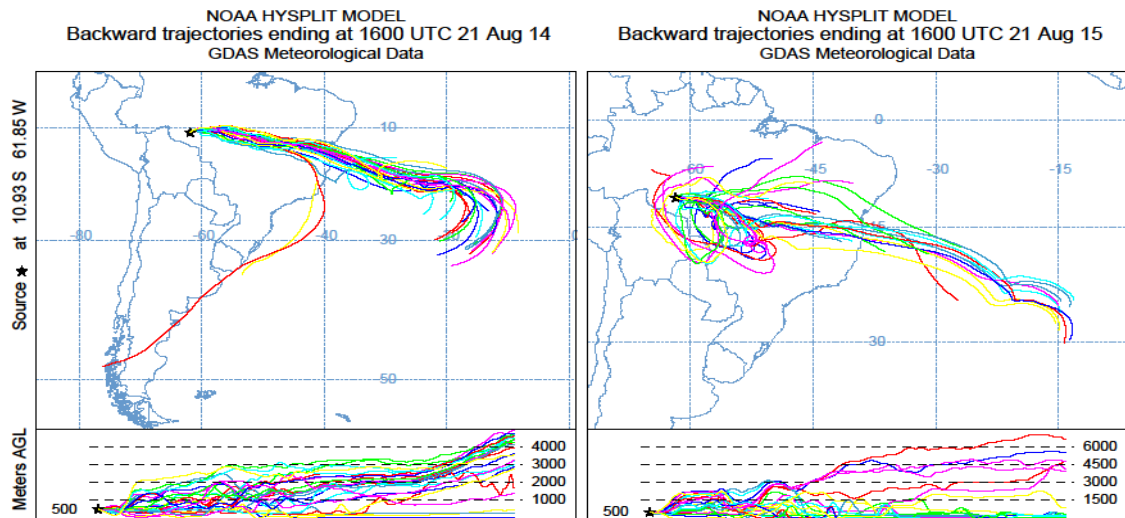


Figura 37: Análise de retro trajetórias de massas de ar utilizando o modelo Hysplit para o mês de agosto de 2014 e 2015 para o sítio de Ji-Paraná.

8 CONCLUSÃO

Utilizando os dados de AOD (440nm) e α (440nm-870nm) da rede AERONET para os anos de 2014-2016 em dois sítios na Amazônia, foi possível analisar as principais propriedades dos aerossóis para esses dois sítios distintos. O sítio de Manaus-EMBRAPA representa uma área ainda com bastante cobertura de floresta e aerossóis biogênicos naturais e Ji-Paraná que está na região do arco do desflorestamento, uma área de transição entre floresta e pastagem, bastante sujeita as ações antropogênicas como práticas agropecuárias de queimadas. Este estudo mostrou que variações sazonais nesses sítios tem como resultado diferentes tipos de aerossóis, concentrações e características. No período chuvoso os valores de AOD (440nm) estão sempre com valores abaixo de 0.3 em ambos os sítios, e na estação seca os valores de AOD (440nm) são elevados.

O valor médio de AOD (440nm) para o sítio de Manaus-EMBRAPA foi de $0,30(\pm 0,24)$ com média de α (440nm-870nm) $1,31(\pm 0,37)$, no sítio de Ji-Paraná a média de AOD (440nm) foi de $0,29(\pm 0,30)$ com média de α (440nm-870nm) $1,40(\pm 0,30)$, indicando uma maior variabilidade no sítio de Ji-Paraná.

Os gráficos de dispersão AOD (440nm) versus α (440nm-870nm) para os sítios de Manaus-EMBRAPA e Ji-Paraná permitiu identificar uma vasta gama de aerossóis, com uma concentração de dados de α (440nm-870nm) compreendidos entre 0,5 e 1,5. Com o aumento de AOD (440nm) tem-se valores crescentes de α (440nm-870nm). Em ambos os sítios se identificou uma maior densidade de dados relacionados a mistura de aerossóis e aerossóis de queima de biomassa e/ou urbano. Observou-se máximos de AOD (440nm) durante a estação seca, sendo que para o sítio de Manaus-EMBRAPA observa-se maiores valores concentrados nos meses de outubro a dezembro, diminuindo o padrão de janeiro a maio. No sítio de Ji-Paraná os maiores valores se concentram nos meses de setembro e outubro, com diminuição na estação chuvosa de dezembro a maio.

No sítio de Manaus-EMBRAPA as médias mensais de α (440nm-870nm) é crescente, onde o menor valor registrado foi em fevereiro na estação chuvosa e o maior valor registrado foi no mês de agosto na estação seca. No sítio de Ji-Paraná as médias mensais de α (440nm-870nm) também é crescente, onde o menor valor registrado foi em fevereiro na estação chuvosa e o maior valor registrado foi no mês de setembro na estação seca.

As análises das trajetórias de massas de ar realizadas pelo modelo HYSPLIT mostram claramente o transporte de poeira do deserto do Saara tanto a para os sítios de Manaus-EMBRAPA e Ji-Paraná na estação chuvosa, além de aerossóis provenientes do Oceano Atlântico e de Outras regiões do Brasil e da América do Norte. Na estação seca o sítio de Manaus-EMBRAPA recebe o transporte de aerossóis oriundos do Oceano Atlântico e de outras regiões do Brasil. No sítio de Ji-Paraná mostra claramente o transporte de aerossóis provenientes do Oceano Atlântico, de outras regiões do Brasil e de outros países da América do Sul.

É muito importante o monitoramento contínuo da concentração de partículas de aerossóis e sua composição para estudos dos impactos climáticos na Amazônia. Aumentos de partículas de aerossol na atmosfera podem afetar a transmissão da radiação solar através da dispersão e absorção, que tem tantas consequências diretas e indiretas sobre o clima regional e global. Além disso, a concentração de aerossol na atmosfera também pode afetar a qualidade do ar e da saúde humana.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACRE. Secretaria de Estado de Meio Ambiente - SEMA. Relatório da Comissão Estadual de Gestão de Riscos Ambientais - CEGdRA. Rio Branco, Acre. Digital. 2010.

ANDREAE, Meinrat O.; JONES, Chris D.; COX, Peter M. Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. **Nature**, v. 435, n. 7046, p.1187-1190, jun. 2005. Springer Nature. <http://dx.doi.org/10.1038/nature03671>.

ANDREAE, M. O.; CRUTZEN, Paul J. Atmospheric Aerosols: Biogeochemical Sources and Role in Atmospheric Chemistry. **Science**, v. 276, n. 5315, p.1052-1058, 16 maio 1997. <http://dx.doi.org/10.1126/science.276.5315.1052>.

ANDREAE, M. O.; CRUTZEN, Paul J. Atmospheric Aerosols: Biogeochemical Sources and Role in Atmospheric Chemistry. **Science**, v. 276, n. 5315, p.1052-1058, 16 maio 1997. <http://dx.doi.org/10.1126/science.276.5315.1052>

ANDREAE, M. O. et al. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **Journal Of Geophysical Research**, v. 107, n. 20, p.8066-8091, 2002. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2001jd000524>.

ANDREAE, M. O. et al. Smoking Rain Clouds over the Amazon. **Science**, v. 303, n. 5662, p.1337-1342, 27 fev. 2004. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1092779>.

ANDREWS, Russel D. Remotely releasable instruments for monitoring the foraging behaviour of pinnipeds. **Marine Ecology Progress Series**, v. 175, p.289-294, 28 out. 1998.

ÅNGSTRÖM, Anders. The parameters of atmospheric turbidity. **Tellus**, v. 16, n. 1, p.64-75, fev. 1964. <http://dx.doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00144.x>.

ARTAXO, Paulo et al. EFEITOS CLIMÁTICOS DE PARTÍCULAS DE AEROSSÓIS BIOGÊNICOS E EMITIDOS EM QUEIMADAS NA AMAZÔNIA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 21, n. 3, p.168-22, 2006.

ARTAXO, Paulo et al. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 2, p.185-196, jun. 2005. <http://dx.doi.org/10.1590/s0044-59672005000200008>.

ARTAXO, Paulo. A composição da atmosfera amazônica e suas implicações climáticas. **LBA Folha Amazônica**, Ano 6, 12, julho 2004.

ARTAXO, Paulo et al. Aerosol particles in Amazonia: Their composition, role in the radiation balance, cloud formation, and nutrient cycles. **Amazonia And Global Change**, p.233-250, 2009. American Geophysical Union. <http://dx.doi.org/10.1029/2008gm000778>.

ARTAXO, Paulo et al. Fine mode aerosol composition at three long-term atmospheric monitoring sites in the Amazon Basin. **Journal Of Geophysical Research**, v. 99, n. 11, p.22857-22868, 1994. <http://dx.doi.org/10.1029/94jd01023>.

ARTAXO, Paulo et al. Aerosol characteristics and sources for the Amazon Basin during the wet season. **Journal Of Geophysical Research**, v. 95, n. 10, p.16971-16985, 1990. <http://dx.doi.org/10.1029/jd095id10p16971>.

ARTAXO, Paulo et al. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia. **Journal Of Geophysical Research**, v. 107, n. 20, p.8081-8095, 2002. <http://dx.doi.org/10.1029/2001jd000666>.

BALAKRISHNAIAH, G. et al. Analysis of optical properties of atmospheric aerosols inferred from spectral AODs and Ångström wavelength exponent. **Atmospheric Environment**, v. 45, n. 6, p.1275-1285, fev. 2011. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2010.12.002>.

BALARABE, Mukhtar; ABDULLAH, Khiruddin; NAWAWI, Mohd. Long-Term Trend and Seasonal Variability of Horizontal Visibility in Nigerian Troposphere. **Atmosphere**, v. 6, n. 10, p.1462-1486, 2 out. 2015. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/atmos6101462>.

BALARABE, Mukhtar; ABDULLAH, Khiruddin; NAWAWI, Mohd. Seasonal Variations of Aerosol Optical Properties and Identification of Different Aerosol Types Based on AERONET Data over Sub-Sahara West-Africa. **Atmospheric And Climate Sciences**, v. 06, n. 01, p.13-28, 2016. <http://dx.doi.org/10.4236/acs.2016.61002>.

BELLOUIN, Nicolas et al. Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements. **Nature**, v. 438, n. 7071, p.1138-1141, dez. 2005. Springer Nature. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04348>.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente (MMA). Programa Piloto para a proteção das florestas tropicais do Brasil - PPG7. Diagnóstico dos principais vetores, dinâmica e tendências do desmatamento no estado de Rondônia. Gabriel de Lima Ferreira – Produto 1 – Contrato nº 2009/00325- MMA/PNUD. Porto Velho, Rondônia: MMA; 2009.

CACHORRO, V.E. et al. Fitting ångström's formula to spectrally resolved aerosol optical thickness. **Atmospheric Environment** (1967), v. 23, n. 1, p.265-270, jan. 1989. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0004-6981\(89\)90118-2](http://dx.doi.org/10.1016/0004-6981(89)90118-2). Printed in Great Britain. Campaign in Hangzhou, China. *Aerosol and Air Quality Research* 11, 873- 882.

CHEN, Yang et al. Long-term trends and interannual variability of forest, savanna and agricultural fires in South America. **Carbon Management**, v. 4, n. 6, p.617-638, dez. 2013. <http://dx.doi.org/10.4155/cmt.13.61>.

CIFELLI, Robert et al. Radar Observations of the Kinematic, Microphysical, and Precipitation Characteristics of Two MCSs in TRMM-LBA. **Journal Of Geophysical Research**, v. 107, n. 20, p.8077-8077, 1990.

CLAEYS, M. et al. Formation of Secondary Organic Aerosols Through Photooxidation of Isoprene. **Science**, v. 303, n. 5661, p.1173-1176, 20 fev. 2004. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1092805>.

D'ALMEIDA, Guillaume. A; KOEPKE, Peter; SHETTLE, Eric P. **Atmospheric Aerosols: Global Climatology and Radiative Characteristics**. Hampton: A Deepak Pub, 1991.

DECESARI, Stefano et al. Characterization of water-soluble organic compounds in atmospheric aerosol: A new approach. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. 1, p.1481-1489, 1 jan. 2000. <http://dx.doi.org/10.1029/1999jd900950>.

DRAHLER, R.R., ROLPH, G.D., 2003. Acesso ao modelo HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) via Website NOAA ARL READY (<http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). Laboratório de Pesquisas Atmosféricas NOAA, Silver Spring, MD.

DUBOVIK, Oleg et al. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. **J. Atmos. Sci.**, v. 59, p.590-608, 2002.

ECK, Thomas F. et al. Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosols in Amazonia. **Journal Of Geophysical Research**, v. 103, n. 24, p.31865-31878, 27 dez. 1998.

ECK, Thomas F. et al. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. **Journal Of Geophysical Research**, v. 104, n. 24, p.31333-31349, 27 dez. 1999.

ECK, T. F. et al. High aerosol optical depth biomass burning events: A comparison of optical properties for different source regions. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 20, p.2035-2048, out. 2003. <http://dx.doi.org/10.1029/2003gl017861>.

EMBRAPA MONITORAMENTO POR SATÉLITE. Monitoramento Orbital de Queimadas. Campinas, SP.: 1991. Disponível em: Acesso em: 15 de novembro de 2013.

FEARNSIDE, Philip M. Desmatamento na Amazônia brasileira: história, índices e conseqüências. **Megadiversidade**, v. 1, n. 1, p.113-123, jul. 2005.

FISCH, Gilberto; MARENGO, José A.; NOBRE, Carlos A. Clima da Amazônia. **Climanálise**: edição comemorativa de 10 anos, seção. 3, 1996

FISCH, Gilberto; MARENGO, José A.; NOBRE, Carlos A. UMA REVISÃO GERAL SOBRE O CLIMA DA AMAZÔNIA. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 28, n. 2, p.101-126, 1998.

FOLEY, Jonathan A. et al. Amazonia revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin. **Frontiers In Ecology And The Environment**, v. 5, n. 1, p.25-32, fev. 2007. Wiley. [http://dx.doi.org/10.1890/1540-9295\(2007\)5\[25:arfdal\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1890/1540-9295(2007)5[25:arfdal]2.0.co;2).

FORMENTI, P. et al. Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) - Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. 14, p.14919-14934, 1 jul. 2001. <http://dx.doi.org/10.1029/2000jd900827>.

FREITAS, Saulo R. et al. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, n. 1-2, p.135-167, abr. 2005. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s10652-005-0243-7>.

FUZZI, Sandro et al. Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondônia, Brazil, from the biomass-burning period to the onset of the wet season. **Journal Of Geophysical Research**, v. 112, n. 1, 6 jan. 2007. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2005jd006741>.

GIGANTE, L.A.; ZAVALA, A. Z.; PEREIRA, B. D.; SILVA, G. R.; OYAMADA, G. C. Um estudo da similaridade das queimadas entre municípios no estado de mato grosso. In: Sober. XLV Congresso da Sociedade Brasileira de Economia, Administração e Sociologia Rural. Londrina, julho de 2007.

GRAHAM, Bim et al. Composition and diurnal variability of the natural Amazonian aerosol. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. 24, 18 dez. 2003b. <http://dx.doi.org/10.1029/2003jd004049>.

GRAHAM, Bim et al. Organic compounds present in the natural Amazonian aerosol: Characterization by gas chromatography-mass spectrometry. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. 24, 18 dez. 2003a. <http://dx.doi.org/10.1029/2003jd003990>.

GUENTHER, Alex et al. A global model of natural volatile organic compound emissions. **Journal Of Geophysical Research**, v. 100, n. 5, p.8873-8892, 1995. <http://dx.doi.org/10.1029/94jd02950>.

HARRISS, R. C.; GARSTANG, M.; WOFSY, S. C.; BECK, S. M.; BENDURA, R. J.; COELHO, J. R. B.; DREWRY, J. W.; HOELL, J. M.; MATSON, P. A.; MOLION, R. J.; MCNEAL, L. C. B.; NAVARRO, R. L.; RABINE, V.; SNELL R. L. The Amazon Boundary Layer Experiment: Wet season 1987. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. 16, p. 721-17,736, 1990.

HESS, M.; KOEPKE, P.; SCHULT, I.. Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC. **Bulletin Of The American Meteorological Society**, v. 79, n. 5, p.831-844, maio 1998. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)0792.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1998)0792.0.co;2).

HOFFMANN, Thorsten et al. Formation of Organic Aerosols from the Oxidation of Biogenic 571 Hydrocarbons. **Journal Of Atmospheric Chemistry**, v. 26, n. 2, p.189-222, 1997. Springer Nature. <http://dx.doi.org/10.1023/a:1005734301837>.

HOLBEN, Brent N. et al., (2006), Aeronet's Version 2.0 quality assurance criteria, SPIE.

HOLBEN, Brent N. et al. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. **Journal Of Geophysical Research Atmospheres**, v. 106, n. 11, p.12067-12097, jun. 2001.

HOLBEN, Brent N. et al. AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. **Remote Sensing Of Environment**, v. 66, n. 1, p.1-16, out. 1998. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0034-4257\(98\)00031-5](http://dx.doi.org/10.1016/s0034-4257(98)00031-5).

HOUGHTON, Richard A. The global effects of tropical deforestation. **Environmental Science & Technology**, v. 24, n. 4, p.414-422, abr. 1990. American Chemical Society (ACS). <http://dx.doi.org/10.1021/es00074a001>.

HOUGHTON, R. Annual Fluxes of Carbon from Deforestation and Regrowth in the Brazilian Amazon. *Nature*, 403, p: 301-304, 2000.

IBGE. 2004. Mapa de Biomas do Brasil.

INFOCLIMA/INPE. infoclima.cptec.inpe.br, 2017. Acesso em: 10 dezembro 2017.

INPE. Projeto PRODES. Disponível em:<<http://www.obt.inpe.br/prodes/index.php>>. Acesso em: 15 março. 2018.

IPCC. CLIMATE CHANGE 2013: The Physical Science Basis. 2013.

IRIE, H. et al. First retrieval of tropospheric aerosol profiles using MAX-DOAS and comparison with lidar and sky radiometer measurements. **Atmospheric Chemistry And Physics**, v. 8, n. 2, p.341-350, 28 jan. 2008. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-8-341-2008>.

KASKAOUTIS, D. G. et al. Aerosol climatology: on the discrimination of aerosol types over four AERONET sites. **Atmospheric Chemistry And Physics Discussions**, v. 7, n. 3, p.6357-6411, 11 maio 2007. <http://dx.doi.org/10.5194/acpd-7-6357-2007>.

KASKAOUTIS, D.g. et al. Study on an intense dust storm over Greece. **Atmospheric Environment**, v. 42, n. 29, p.6884-6896, set. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2008.05.017>.

KAUFMAN, Y. J. et al. Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) experiment. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. 24, p.31783-31808, 1 dez. 1998. <http://dx.doi.org/10.1029/98jd02281>.

KAUFMAN, Y. J. Remote sensing of direct and indirect aerosol forcing. In: *Aerosol Forcing of Climate*. Ed. By R. J. Charlson and J. Heintzenberg, John Wiley & Sons Ltd., 1995.

KOREN, Ilan; KOFMAN, J Yoran; REMER, A Lorraine. First measurements of the effect of the smokeaerosol on inhibition of cloud formation. **Science**, v. 303, n. 5662, p.1342-1345, 2004.

LAAKSO, L., 2003. Ultrafine particle scavenging coefficients calculated from 6 years field measurements. **Atmospheric Environment**, 37(25), pp. 3605-3613. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1352231003003261>.

LAURANCE, William F. et al. Deforestation in Amazonia. **Science**, v. 304, n. 5674, p.1109-1111, 2004.

LIMBERGER, Leila; SILVA, Maria Elisa Siqueira. Precipitação na bacia amazônica e sua associação à variabilidade da temperatura da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico: uma revisão. **Geosp: Espaço e Tempo (Online)**, v. 20, n. 3, p.657-675, 7 dez. 2016. Universidade de Sao Paulo Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBiUSP. <http://dx.doi.org/10.11606/issn.2179-0892.geosp.2016.105393>.

LIU, K.N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. Second Edition, Academic Press, USA, 2002.

LIOUSSE, C. et al. Deriving Global Quantitative Estimates for Spatial and Temporal Distributions of Biomass Burning Emissions. **Advances In Global Change Research**, p.71-113, 2004. Springer Netherlands. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-2167-1_3.

MCARTHUR, L. J. Bruce et al. Field comparison of network Sun photometers. **Journal Of Geophysical Research**, v. 108, n. 19, p.4569, 2003. <http://dx.doi.org/10.1029/2002jd002964>.

MALHI, Y. et al. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal Of Geophysical Research**, v. 107, n. 20, p.8061, 2002. <http://dx.doi.org/10.1029/2001jd000623>.

MARGULIS, Sergio. **Causas do desmatamento da Amazônia brasileira**. 1. ed. Brasília: Banco Mundial, 2003. 100p.

MARTIN, Scot T. et al. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. **Reviews Of Geophysics**, v. 48, n. 2, 16 abr. 2010. <http://dx.doi.org/10.1029/2008rg000280>.

MENEZES, Jorge Almeida de. Climatologia da Profundidade Ótica e Dependência Espectral de Aerossóis em Regiões de Floresta e Cerrado no Brasil. 2016. viii, 109 f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Cuiabá, 2016.

MENON, Harilal B. et al. Temporal variation of aerosol optical depth and associated shortwave radiative forcing over a coastal site along the west coast of India. **Science Of The Total Environment**, v. 468-469, p.83-92, jan. 2014. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.08.013>.

MILORI, D.M.B.P. (2004) Efeito Estufa X Agricultura. Agronline.com.br. Disponível em: Acesso em: 4 de novembro de 2018.

MINISTÉRIO DA SAÚDE. Secretaria de Vigilância à Saúde. Vigilância em saúde ambiental relacionada à qualidade do ar - VIGIAR. Brasília: MS; 2006.

NEPSTAD, D. C., C. Uhl e E. A. S. Serrão. 1991. Recuperation of a degraded Amazonian landscape: forest recovery and agricultural restoration. *Ambio*20 (6): 248 - 255.

NEPSTAD, D.C.; MOREIRA, A.; VERÍSSIMO, A.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P. Forest fires prediction and prevention in the brazilian amazon. *Conservation Biology*, v. 12, n. 5, p. 951-953, Oct. 1998.

NOAA, 2018. <https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>

NOBRE, Carlos A. et al. Characteristics of Amazonian climate: Main features. **Amazonia And Global Change: Geophysical Monograph Series** 186, p.149-162, 2009. <http://dx.doi.org/10.1029/2008gm000720>.

Nobre, C.A., Sellers, P.J. and Shukla, J. "Amazonian deforestation and regional climate change". *J. Clim.*, 4, 957-988. 1991.

NWOFOR, O.k.; CHINEKE, T. Chidiezie; PINKER, R.t.. Seasonal characteristics of spectral aerosol optical properties at a sub-Saharan site. **Atmospheric Research**, v. 85, n. 1, p.38-51, jul. 2007. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2006.11.002>.

OGUNJOBI, Kehinde O.; OLULEYE, Ayodeji; AJAYI, Vincent O. 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, n. 19, p.6076-6093, 18 abr. 2012. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2012.676689>.

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>.

ORGANIZAÇÃO MUNDIAL DE SAÚDE (OMS). Indicadores para o estabelecimento de políticas e a tomada de decisão em saúde ambiental [mimeo]. Genebra: OMS; 1998.

ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS PARA A EDUCAÇÃO, A CIÊNCIA E A CULTURA (Unesco). Documento Técnico contendo proposta de metodologia para implantação de unidades sentinelas para a vigilância em saúde ambiental relacionada à qualidade do ar. Brasília: Unesco; 2006.

O'NEILL, N. T. et al. Optical properties of boreal forest fire smoke derived from Sun photometry. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. 11, p.4125, 13 jun. 2002. <http://dx.doi.org/10.1029/2001jd000877>.

PACE, G. et al. Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean). 1. Influence of transport and identification of different aerosol types. **Atmospheric Chemistry And Physics**, v. 6, n. 3, p.697-713, 2 mar. 2006. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-6-697-2006>.

PROCOPIO, A. S. et al. Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, p.3108-3112, 2004. <http://dx.doi.org/10.1029/2003gl018646>.

PROCOPIO, A. S. et al. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 24, p.2265-2270, dez. 2003. <http://dx.doi.org/10.1029/2003gl018063>.

PALÁCIOS, Rafael da Silva. Análise da profundidade ótica de aerossóis no cerrado Mato-Grossense. 2014. viii, 70 f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Cuiabá, 2014.

RAMANATHAN, V. Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle. **Science**, v. 294, n. 5549, p.2119-2124, 7 dez. 2001. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1064034>.

REID, Jeffrey S. et al. Use of the Ångström exponent to estimate the variability of optical and physical properties of aging smoke particles in Brazil. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. 22, p.27473-27489, 1 nov. 1999. <http://dx.doi.org/10.1029/1999jd900833>.

REID, J. S. et al. A review of biomass burning emissions part II: intensive physical properties of biomass burning particles. **Atmospheric Chemistry And Physics**, v. 5, n. 3, p.799-825, 14 mar. 2005. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-5-799-2005>.

RISSLER, J. et al. Physical properties of the sub-micrometer aerosol over the Amazon rain forest during the wet-to-dry season transition - comparison of modeled and measured CCN concentrations. **Atmospheric Chemistry And Physics**, v. 4, n. 8, p.2119-2143, 2 nov. 2004. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-4-2119-2004>.

ROSENFELD, D., TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3105-3108, 1999.

SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In **The Amazon - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Sioli, H. (ed.). Dr. W. Junk Publishers, 763 p. 1984;

SALINAS, Santo V.; CHEW, Boon N.; LIEW, Soo C. Retrievals of aerosol optical depth and Ångström exponent from ground-based Sun-photometer data of Singapore. **Applied Optics**, v. 48, n. 8, p.1473-1484, 3 mar. 2009. The Optical Society. <http://dx.doi.org/10.1364/ao.48.001473>.

SANTOS DE OLIVEIRA, A., AND C. NOBRE (1986), **Interactions between frontal systems in South America and tropical convection over Amazon**, Paper presented at 2nd International Conference on Southern Hemispheric Meteorology, Wellington, New Zealand, 1-5 December.

SCHAFER, J. S. et al. 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. 113, n. 4, 21 fev. 2008. <http://dx.doi.org/10.1029/2007jd009319>.

SEINFELD, J. H., S. N. PANDIS, **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. John Wiley & Sons, Inc., 2006.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics: From air pollution to climate change**. Canada: Ed. Wiley-Interscience, 1326 p, 1998.

SEINFELD, J. H; PANDIS, S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change**. 3rd ed. John Wiley & Sons, Inc., 2016.

SMIRNOV, Alexander et al. Optical Properties of Atmospheric Aerosol in Maritime Environments. **Journal Of The Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p.501-523, fev. 2002. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)0592.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2002)0592.0.co;2).

SMIRNOV, A. et al. Maritime component in aerosol optical models derived from Aerosol Robotic Network data. **Journal Of Geophysical Research**, v. 108, n. 1, 2003. <http://dx.doi.org/10.1029/2002jd002701>.

SMIRNOV, Alexander et al. Atmospheric Aerosol Optical Properties in the Persian Gulf. **Journal Of The Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p.620-634, fev. 2002. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)0592.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2002)0592.0.co;2).

SMIRNOV, A. et al. Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database. **Remote Sensing Of Environment**, v. 73, n. 3, p.337-349, set. 2000. [http://dx.doi.org/10.1016/s0034-4257\(00\)00109-7](http://dx.doi.org/10.1016/s0034-4257(00)00109-7).

TAN, F. et al. Monsoonal variations in aerosol optical properties and estimation of aerosol optical depth using ground-based meteorological and air quality data in Peninsular Malaysia. **Atmospheric Chemistry And Physics**, v. 15, n. 7, p.3755-3771, 7 abr. 2015. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-15-3755-2015>.

TOLEDANO, C. et al. Aerosol optical depth and Ångström exponent climatology at El Arenosillo AERONET site (Huelva, Spain). **Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society**, v. 133, n. 624, p.795-807, 2007. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.54>.

TWOMEY, S. The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds. **Journal Of The Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 7, p.1149-1152, jul. 1977. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)0342.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1977)0342.0.co;2).

VAL, A. L.; ALMEIDA-VAL, V. M. F.; FEARNSIDE, P. M.; SANTOS, G. M.; PIEDADE, M. T. F.; JUNK, W.; NOZAWA, S. R.; SILVA, S. T.; DANTAS, F. A. C. Amazônia: **recursos hídricos e sustentabilidade**. In: BICUDO, C. E. M.; TUNDISI, J. G.; SCHEUENSTUHL, M. C. B. (org.) *Águas do Brasil: análises estratégicas*. São Paulo-SP: Instituto de Botânica, 2010, 224 p.

VERGAZ, Ricardo et al. Columnar characteristics of aerosols by spectroradiometer measurements in the maritime area of the Cadiz Gulf (Spain). **International Journal Of Climatology**, v. 25, n. 13, p.1781-1804, 2005. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1208>.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. 2nd ed., 2006.

WILLIAMS, M.R., FISCHER, T.R., MELACK, J.M. 1997. Chemical composition and deposition of rain in the central Amazon, Brazil. **Atmospheric Environment**, 31(2), pp.207-217.

ZHANG, Zhenxi et al. The contribution of different aerosol sources to the Aerosol Optical Depth in Hong Kong. **Atmospheric Environment**, v. 83, p.145-154, fev. 2014. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.10.047>.