

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

**ANÁLISE DO IMPACTO DOS AEROSSÓIS  
ATMOSFÉRICOS SOBRE FLUXOS RADIATIVOS  
NUMA REGIÃO DE TRANSIÇÃO CERRADO-  
PANTANAL DE MATO GROSSO**

**DENES MARTINS DE MORAIS**

**Orientador: Prof. Dr. LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO  
Coorientador: Prof. Dr. RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS**

Cuiabá, MT  
Dezembro/2018

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

**ANÁLISE DO IMPACTO DOS AEROSSÓIS  
ATMOSFÉRICOS SOBRE FLUXOS RADIATIVOS  
NUMA REGIÃO DE TRANSIÇÃO CERRADO-  
PANTANAL DE MATO GROSSO**

**DENES MARTINS DE MORAIS**

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

**Orientador: Prof. Dr. LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO  
Coorientador: Prof. Dr. RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS**

Cuiabá, MT  
Dezembro /2018

### **Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.**

M386a Martins de Moraes, Denes.  
ANÁLISE DO IMPACTO DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS SOBRE  
FLUXOS RADIATIVOS NUMA REGIÃO DE TRANSIÇÃO CERRADO-  
PANTANAL DE MATO GROSSO / Denes Martins de Moraes. -- 2018  
73 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Leone Francisco Amorim Curado.  
Co-orientador: Rafael da Silva Palácios.  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física,  
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2018.  
Inclui bibliografia.

1. AERONET. 2. Forçante radiativa. 3. Eficiência da forçante. I. Título.

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

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

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

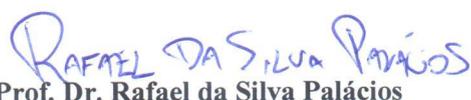
**FOLHA DE APROVAÇÃO**

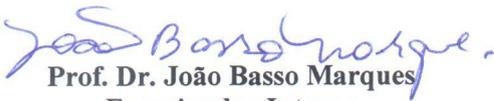
**TÍTULO: ANÁLISE DO IMPACTO DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS  
SOBRE FLUXOS RADIATIVOS NUMA REGIÃO DE  
TRANSIÇÃO CERRADO-PANTANAL DE MATO GROSSO**

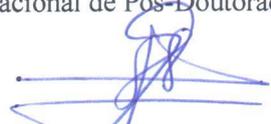
**AUTOR: DENES MARTINS DE MORAIS**

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 20 de dezembro de 2018, pela comissão julgadora:

  
**Prof. Dr. Leone Francisco Amorim Curado**  
**Orientador**  
Instituto de Física - UFMT

  
**Prof. Dr. Rafael da Silva Palácios**  
**Coorientador**  
Programa Nacional de Pós-Doutorado - CAPES

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

  
**Prof. Dr. Leandro Luetkmeyer**  
**Examinador Externo**  
Centro Universitário de Várzea Grande – UNIVAG

  
**Profa. Dra. Anna Carolinna Albino Santos**  
**Examinadora Externa**  
Centro Universitário de Várzea Grande – UNIVAG

## **DEDICATÓRIA**

*Deus em primeiro lugar por me dar o suporte necessário em momentos de indecisões. A todos os docentes e colegas do PGFA. Especialmente a minha esposa Elenice, as minhas filhas, Letícia e Giovanna, e meu filho, Raphael.*

## AGRADECIMENTOS

A Deus pela dádiva da vida, por me aparar em momentos de grandes provações.

Ao Professor José de Souza Nogueira (Paraná), pelo incentivo e apoio, pelos conselhos acadêmicos e pessoais.

Ao Professor Leone Francisco Amorim Curado, pela orientação e discussões em prol desse trabalho.

Ao Professor Rafael da Silva Palácios, primeiramente por acreditar que esse trabalho seria concluído. Por sua amizade, pelas orientações e discussões.

Aos professores e colegas do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental – PGFA pelo aprendizado e convivência.

Ao Cesário e Soilce pelos auxílios e cuidados.

As minhas filhas, Letícia e Giovanna, pela compreensão da ausência do pai em vários momentos importantes de suas vidas.

A meu filho Raphael, pela compreensão de em vários momentos não brincarmos juntos.

A minha esposa amada, Elenice, pelo companheirismo, pela paciência e parceria, por ser minha fortaleza e a maior incentivadora na minha vida acadêmica.

Aos meus pais que não mediram esforços para proporcionar uma educação de qualidade.

A minha irmã, Denísia pelo carinho.

A meus cunhados, Fabiano e Denise, a meus sobrinhos, Leandro e Ádanis e meus sogros, Dona Rita e Sr Justino.

Aos meus amigos José Duarte e MaxSander, pela parceria.

Agradeço ao Instituto Nacional de Áreas Úmidas (INAU II) através do Projeto – 3.1.2 – Aspectos Ecofisiológicos na Dinâmica de Trocas Líquidas de CO<sub>2</sub> (NEE), CH<sub>4</sub>, Evapotranspiração e de Energia no Pantanal Mato-grossense e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) através dos projetos: CNPq/407998/2016-0 e CNPq/424915/2016-2.

## **EPÍGRAFE**

*“Daí graças ao Senhor, porque ele é bom; porque a sua benignidade dura para sempre.”*

*1 Crônicas 16-34*

## SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>vii</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b>	<b>viii</b>
<b>LISTA DE ABREVIACÕES</b>	<b>ix</b>
<b>RESUMO</b>	<b>x</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>xi</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b>	<b>12</b>
<b>1.1 PROBLEMÁTICA</b>	<b>12</b>
<b>1.2 JUSTIFICATIVA</b>	<b>13</b>
<b>1.3 OBJETIVOS</b>	<b>14</b>
1.3.1 OBJETIVO GERAL	14
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	14
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>15</b>
<b>2.1 INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO COM ATMOSFERA</b>	<b>15</b>
2.1.1 RADIAÇÃO	15
2.1.2 ATMOSFERA	17
2.1.3 ESPALHAMENTO DA RADIAÇÃO	18
2.1.3.1 Profundidade óptica de extinção ( $\delta_\lambda$ ):	19
2.1.3.2 Albedo simples ( $\omega_o(\lambda)$ )	19
2.1.3.3 Coeficiente de Ångström ( $\alpha$ )	20
2.1.3.4 Fator de assimetria ( $g(\lambda)$ ):	21
2.1.3.5 Função de fase de espalhamento ( $P(\theta; \lambda)$ )	21
2.1.3.6 O espalhamento molecular – Lei de Rayleigh	22
2.1.3.7 Teoria de espalhamento Mie	24
2.1.4 AEROSSOL	27
2.1.4.1 A atenuação pelos aerossóis	30
2.1.4.2 A atenuação exponencial da radiação espectral – Lei de Beer, Bouguer e Lambert	31
2.1.5 A FORÇANTE RADIATIVA	32
2.1.6 CERRADO MATO-GROSSENE	35
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>37</b>
<b>3.1 LOCAL DE ESTUDO</b>	<b>37</b>
<b>3.2 A REDE AERONET</b>	<b>39</b>
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	<b>44</b>

<b>4.1 CARACTERIZAÇÃO DAS PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS</b>	<b>44</b>
<b>4.2 SAZONALIDADE DA FORÇANTE RADIATIVA NA TRANSIÇÃO PANTANAL/CERRADO</b>	<b>47</b>
<b>4.3 AJUSTE DA FORÇANTE RADIATIVA EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE ÓTICA DO AEROSSOL</b>	<b>53</b>
<b>4.4 EFICIÊNCIA DA FORÇANTE RADIATIVA NA TRANSIÇÃO PANTANAL/CERRADO</b>	<b>56</b>
<b>4.5 RELAÇÃO ENTRE FORÇANTE RADIATIVA E FLUXOS DE SUPERFÍCIE</b>	<b>58</b>
<b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>61</b>
<b>6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>64</b>

## LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1. Irradiância solar no topo da atmosfera e ao nível do mar. A 6000 K energia emitida por um corpo negro (SEINFELD E PANDIS, 2006).</i>	15
<i>Figura 2. Orçamento de energia terrestre médio global. A magnitude do fluxo de energia está em <math>Wm^{-2}</math> (TRENBERTH, 2009).</i>	16
<i>Figura 3. Representação das formas de espalhamento de um feixe de radiação incidente em uma partícula com tamanhos diferentes, ilustrando o espalhamento no limite Rayleigh para partículas menores e o espalhamento Mie para partículas maiores (SOURAV, 2016).</i>	23
<i>Figura 4. Diagrama representativo das interações entre um feixe de radiação espectral incidente e uma partícula em suspensão na atmosfera (adaptado de SEINFELD e PANDIS, 2006).</i>	30
<i>Figura 5. Representação esquemática da atenuação de um feixe de radiação incidente atravessando um meio homogêneo (Adaptado de PROCOPIO, 2005).</i>	31
<i>Figura 6. Médias globais das componentes da forçante radiativa e suas respectivas incertezas (IPCC, 2013).</i>	34
<i>Figura 7. Localização instalação da rede AERONET na Fazenda Miranda.</i>	37
<i>Figura 8. Radiômetro solar CIMEL 318A (SANTANNA, 2008).</i>	40
<i>Figura 9. Esquema dos posicionamentos do fotômetro para a realização do Plano Principale do Almuçântar (PALÁCIOS, 2016).</i>	42
<i>Figura 10. Série temporal de AOD 500 nm, com dados diários, EAE 440-870 nm, vapor d'água e SSA 440 nm entre os anos de 2001 a 2017 coletados da rede AERONET-Cuiabá.</i>	45
<i>Figura 11. Variação mensal dos valores de AOD, EAE 440-870 nm, vapor d'água e SSA entre os anos de 2001 a 2017 - AERONET.</i>	46
<i>Figura 12. Distribuição temporal da Forçante Radiativa no topo da atmosfera (FR TOP) e na superfície (FR SUP), dados AERONET. No topo há dias que a forçante é positiva implicando no aquecimento, e na superfície há resfriamento devido a FR ser negativa em toda série.</i>	48
<i>Figura 13. Variação mensal da forçante radiativa, TOP (verde), SUP (azul) e ATM (vermelho).</i>	51
<i>Figura 14. Fluxo da Forçante radiativa no topo, superfície e a taxa de aquecimento da atmosfera em média mensal.</i>	52
<i>Figura 15. Relação entre a forçante na superfície e no topo com a profundidade ótica em 500 nm, com dados de 2001 a 2014.</i>	54
<i>Figura 16. Dados de 2015 a 2017 para validação da regressão linear entre FR e AOD.</i>	55
<i>Figura 17. Variação temporal da EF no período de 2001 a 2017, no topo e na superfície.</i>	56
<i>Figura 18. Distribuição da eficiência da forçante no topo e na superfície, em média mensal.</i>	57
<i>Figura 19. Média mensal de 2009 a 2017, sendo FR SUP e FR TOP produtos da rede AERONET e o Albedo de Superfície produto da Fazenda Miranda, razão entre radiação global refletida pela radiação global incidente.</i>	59

## LISTA DE TABELAS

*Tabela 1. Média anual da forçante radiativa no topo da atmosfera, na superfície terrestre ( $W.m^{-2}$ ) e desvio médio ( $W.m^{-2}$ ), na estação chuvosa. \_\_\_\_\_ 49*

*Tabela 2. Média anual da forçante radiativa no topo da atmosfera, na superfície terrestre ( $W.m^{-2}$ ) e desvio médio ( $W.m^{-2}$ ), na estação seca. \_\_\_\_\_ 49*

## LISTA DE ABREVIACÕES

*AERONET – Rede de Monitoramento de Aerossóis.*

*AOD – Profundidade Ótica do Aerossol.*

*ATM – Atmosfera*

*BrC – Carbono Marrom.*

*EAE – Expoente de Angstrom de Extinção.*

*EF – Eficiência da Forçante Radiativa.*

*FR – Forçante Radiativa.*

*HR – Taxa de Aquecimento.*

*IPCC - Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas.*

*MPF – Partículas de Moda Fina.*

*MPG – Partículas de Moda Grossa.*

*SE – Sudeste.*

*SSA – Albedo Simples de Espalhamento.*

*SUP – Superfície da Atmosfera.*

*TOP – Topo da Atmosfera.*

*W – Oeste.*

## RESUMO

MORAIS, D.M. Análise do impacto dos aerossóis atmosféricos sobre fluxos radiativos numa região de transição Cerrado-Pantanal de Mato Grosso. Cuiabá, 2018, 73p. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Em períodos de seca a região de estudo sofre influências de aerossóis provenientes de queimadas ou ações antropogênicas, acarretando alteração no balanço radiativo do sistema Terra-atmosfera. Uma série de dados de 2001 a 2017 fornecidas pela rede AERONET, de Cuiabá (Fazenda Miranda), foi utilizada nos estudos de profundidade ótica (AOD), albedo de espalhamento simples (SSA), expoente de Angstrom de extinção (EAE) e água precipitável. Assim como, forçante radiativa e eficiência da forçante radiativa, no topo e na superfície da atmosfera. Em 2007 tem-se a maior intensidade de AOD da série, com valores maiores que 6. O período seco apresentou maiores valores médios de AOD, EAE próximos a 2 indicando partículas finas, SSA variando entre 0,8 e 0,9 indicando partículas de aerossol espalhadoras. Entre as forçantes do topo (FR TOP) e da superfície (FR SUP) há uma proporcionalidade mínima de 1/3. Sendo a variação da FR TOP de  $-5$  a  $-52 \text{ Wm}^{-2}$ , e a FR SUP de  $-10$  a  $-180 \text{ Wm}^{-2}$ , e com uma forçante radiativa da atmosfera (FR ATM) variando entre 2 a  $170 \text{ Wm}^{-2}$ , positivamente. Com uma taxa de aquecimento (HR) variando entre 0,05 a  $0,28 \text{ K.dia}^{-1}$ . Uma correlação linear entre as forçantes radiativas no topo e na superfície com a profundidade ótica de aerossol forneceu uma equação polinomial de 2º grau para AOD x FR SUP, e uma equação polinomial de 3º grau para AOD x FR TOP, para os dados de 2001 a 2014. E as equações foram validadas com os dados de 2015 a 2017, encontrando um  $R^2$  superior a 0,8. Analisados os valores de eficiência das forçantes (EF) foi encontrada uma pequena variação no topo da atmosfera, porém na superfície há menor eficiência no período seco em comparação com os restantes dos meses.

**Palavras-chave:** AERONET, forçante radiativa, eficiência da forçante radiativa.

## ABSTRACT

MORAIS, D.M. Analysis of the impact of atmospheric aerosols on radiative fluxes in a Cerrado-Pantanal transition region of Mato Grosso. Cuiabá, 2018, 73p. Thesis (Doctorate in Environmental Physics) – Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

During periods of drought the study region is influenced by aerosols from fires or anthropogenic actions, causing alteration in the radiative balance of the Earth-atmosphere system. A series of data from 2001 to 2017 provided by the AERONET network of Cuiabá (Fazenda Miranda) was used in studies of optical depth (AOD), simple spreading albedo (SSA), extinction Angstrom exponent (EAE) and precipitable water. Well as, radiative forcing and radiative forcing efficiency, at the top and surface of the atmosphere. In 2007 we have the highest ODA intensity in the series, greater than 6. The dry season has higher mean AOD, EAE values close to 2 indicating fine particles, SSA ranging from 0.8 to 0.9 indicating spreader aerosol particles. Between the top forcing (FR TOP) and the surface (FR SUP), there is a minimum proportionality of 1/3. The FR TOP range being - 5 to - 52  $\text{Wm}^{-2}$ , and the FR SUP of - 10 to - 180  $\text{Wm}^{-2}$ . And with a radiative forcing of the atmosphere (FR ATM) ranging from 2 to 170  $\text{Wm}^{-2}$ , positively. With a heating rate (RH) ranging from 0.05 to 0.28  $\text{K}^{-1}$ . A linear correlation between radiative forcing at the top and surface with optical aerosol depth provided a 2nd-degree polynomial equation for AOD x FR SUP, and a 3rd-degree polynomial equation for AOD x FR TOP, for the data of 2001 to 2014. And the equations were validated with data from 2015 to 2017, finding an  $R^2$  greater than 0.8. The efficiency of forcing (EF), which shows a small variation at the top of the atmosphere, is analyzed, but on the surface, there is less efficiency in the dry season compared to the remaining months.

**Keywords:** AERONET, radiative forcing, radiative forcing efficiency.

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 PROBLEMÁTICA

A questão ambiental é discutida em diversos fóruns nacionais e mundiais na atualidade tendo como foco a atuação antropológica e suas consequências para o meio ambiente. O aquecimento global está sempre em evidência, porém sendo uma somatização de vários eventos locais ou regionais. Há debates sobre a contribuição do gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ), vapor d'água e aerossóis que são componentes da atmosfera, no aquecimento global. Contudo, há incertezas sobre o comportamento da atmosfera e seus constituintes, sendo necessário estudos sobre os tópicos acima citados.

Com a Revolução Industrial e uso agrícola do solo a atmosfera vem sofrendo alterações ao longo dos anos, concatenando para um impacto no fluxo radiativo terrestre. Ações antropogênicas em florestas e cerrados, como queimadas e desmatamentos, implicam em alteração na superfície terrestre e na atmosfera. Portanto, há presença de material particulado na atmosfera devido ação antropogênica, ou natural podendo ocasionar uma alteração do fluxo radiativo pela forçante radiativa da região,

O Cerrado é o segundo maior bioma brasileiro em extensão, ocupando 24% do território aproximadamente, o qual no Mato Grosso possui uma área entorno de 300 mil  $\text{km}^2$ , concatenando duas nascentes das bacias hidrográficas Amazônica e do Tocantins, ratificando seu potencial aquífero e sua biodiversidade. Este bioma possui duas épocas distintas, seca (de abril a setembro) e, chuvosa (de outubro a março). Apresentando índices pluviométricos médios de 1400 mm/ano.

O forçamento radiativo é a mudança no fluxo líquido, seja no topo da atmosfera ou na superfície devido à mudança no ambiente. Essa mudança poderá ser produzida por alterações na composição atmosférica, na natureza das espécies constituintes, nebulosidade ou propriedades de superfície. A quantificação da forçante radiativa é dada em  $\text{Wm}^{-2}$ , sendo positiva quando os gases absorvem a radiação terrestre, ou seja, irradiada pela terra, e negativa, devido os aerossóis e o espalhamento da radiação.

Partículas de aerossóis têm a capacidade de influenciar significativamente as propriedades radiativas e químicas da atmosfera regional e global. Os de origem antropogênicos, como os aerossóis de sulfato e carbono, contribuíram para aumento da carga global média de partículas desde os tempos pré-industriais até a atualidade. Os aerossóis tanto naturais ou antropogênicos afetam o sistema climático de forma direta dispersando ou absorvendo a radiação; e espalhando, absorvendo e emitindo radiação térmica. Ao atuar como núcleos de condensação de nuvens e núcleos de gelos contribuem indiretamente.

## **1.2 JUSTIFICATIVA**

O conhecimento regional ou local é importante para estudos e avaliações nas alterações climáticas global provenientes de ações antropogênicas ou naturais. Um desses estudos será realizado numa região de transição Cerrado-Pantanal, sujeito a uma variação na concentração de aerossóis da atmosfera. O estudo da forçante radiativa numa região de transição proporcionará um entendimento e uma caracterização.

As mensurações do balanço da radiação apresentam pequenas mudanças de cobertura (macrofísica, estrutura, altitude) e as propriedades microfísicas (tamanho de gota, fase) têm efeitos significativos no clima. Por conseguinte o interesse crescente do impacto dos aerossóis no clima estimulou melhorar fisicamente o desenvolvimento de parametrizações baseadas nos modelos climáticos.

Os aerossóis da atmosfera perturbam o balanço radiativo diretamente e indiretamente. Fazendo radiação solar ser refletida ao espaço, e ao mesmo tempo bloqueiam a passagem de radiação infravermelha emitida pela Terra. Contribuindo assim no balanço para o resfriamento ou aquecimento da superfície terrestre.

## **1.3 OBJETIVOS**

A identificação das características da forçante radiativa numa região de transição Cerrado-Pantanal de Mato Grosso, e próxima a um grande centro populacional, a baixada cuiabana, contribuirá para questionamentos sobre o balanço radiativo regional. Portanto, esse trabalho visa quantificar a contribuição dos aerossóis e do albedo de superfície nos fluxos radiativos no topo da atmosfera e na superfície além de avaliar a eficiência da forçante radiativa.

### **1.3.1 OBJETIVO GERAL**

Avaliar e quantificar a forçante radiativa dos aerossóis numa região de transição Cerrado-Pantanal.

### **1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

i. Caracterizar as propriedades óticas dos aerossóis atmosféricos numa região de transição Cerrado-Pantanal.

ii. Avaliar e quantificar a forçante radiativa dos aerossóis.

iii. Ajustar uma equação para a determinação da forçante radiativa dos aerossóis em função da quantidade de aerossóis opticamente ativos na atmosfera.

iv. Dimensionar a eficiência da forçante radiativa numa região de transição Cerrado-Pantanal.

v. Relacionar a forçante radiativa com fluxos de radiação na superfície.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO COM ATMOSFERA

#### 2.1.1 RADIAÇÃO

Ondas eletromagnéticas provenientes do Sol é a principal fonte de energia para processos químicos e físicos terrestre. O Sol tem o comportamento comparado de um corpo negro emitindo num espectro contínuo de radiação. O corpo onde a superfície absorve toda radiação incidente sobre ele, e posteriormente a uma determinada temperatura emite o mesmo espectro de radiação, é dito como corpo negro.

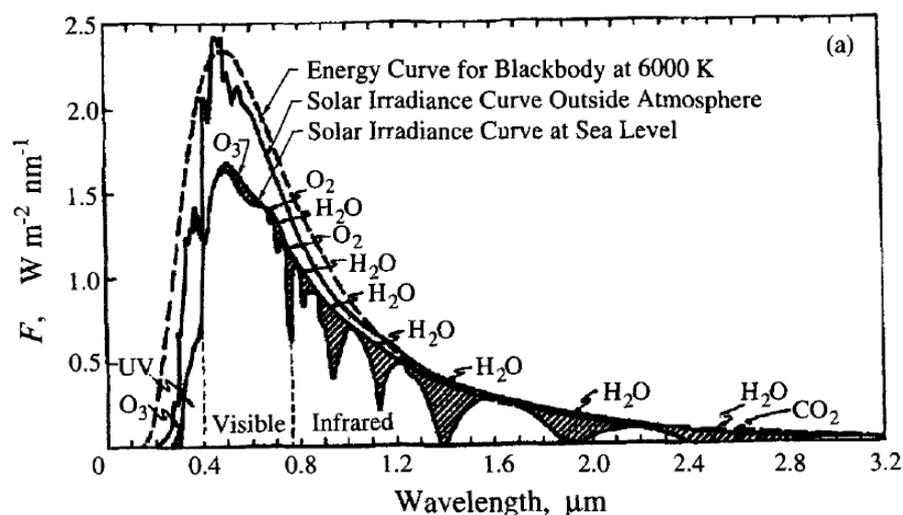


Figura 1. Irradiância solar no topo da atmosfera e ao nível do mar. A 6000 K energia emitida por um corpo negro (SEINFELD E PANDIS, 2006).

A radiação solar incidente no topo da atmosfera é modificada significativamente até chegar à superfície devido à absorção em algumas regiões do espectro pelos gases que compõem a atmosfera, também devido ao espalhamento por moléculas de  $\text{N}_2$  e  $\text{O}_2$ , e à absorção e ao espalhamento ocasionado por aerossóis. Contudo, há “janelas” que permitem o fluxo de energia solar atinja a superfície terrestre, na faixa de 0,3  $\mu\text{m}$  a 0,8  $\mu\text{m}$  de comprimento de onda. Logo, qualquer alteração na composição da atmosfera terá um impacto no fluxo líquido de energia solar.

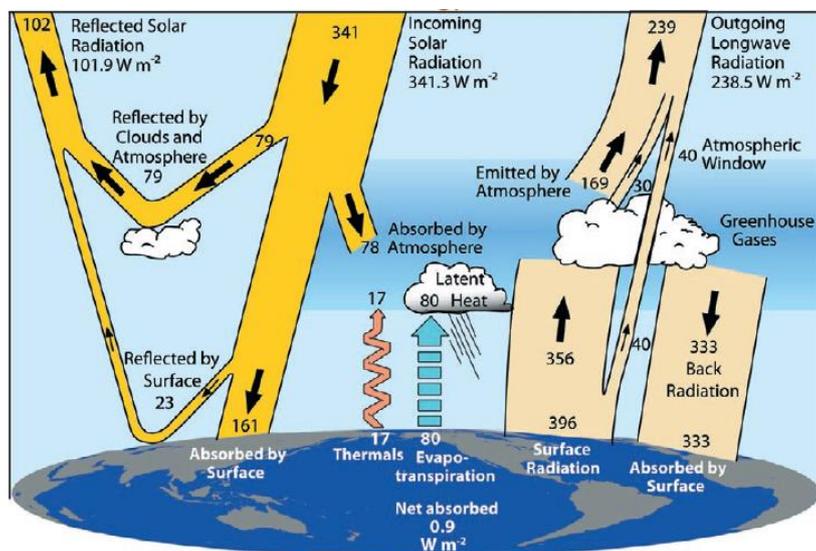


Figura 2. Orçamento de energia terrestre médio global. A magnitude do fluxo de energia está em  $\text{Wm}^{-2}$  (TRENBERTH, 2009).

Aproximadamente  $341 \text{ Wm}^{-2}$  de energia solar incidem no topo da atmosfera (TOA), sendo que  $79 \text{ Wm}^{-2}$  são refletidos por nuvens, aerossóis e pela própria atmosfera;  $78 \text{ Wm}^{-2}$  são absorvidos pela atmosfera;  $23 \text{ Wm}^{-2}$  são refletidos pela superfície terrestre. A superfície absorve  $161 \text{ Wm}^{-2}$  de energia de ondas curtas provenientes do Sol. Essa energia é irradiada em ondas longas, adotando uma média de  $15^\circ\text{C}$  de temperatura terrestre e aplicando a Lei de Stefan-Boltzmann;

$$R = \varepsilon\sigma T^4, \text{ considerando } \varepsilon = 1, \text{ corpo negro.}$$

A superfície terrestre irradia aproximadamente  $396 \text{ Wm}^{-2}$  de energia em ondas longas, sendo que  $333 \text{ Wm}^{-2}$  retorna a superfície devido o efeito estufa natural. Proporcionando uma temperatura favorável a existência de vida no Planeta. Portanto, havendo um saldo líquido de energia em menor que  $1 \text{ Wm}^{-2}$  (TRENBERTH et al., 2009).

Um corpo negro é um corpo, que emite e absorve, em qualquer temperatura, a máxima quantidade possível de radiação em qualquer comprimento de onda. O corpo negro é um conceito teórico, que estabelece um limite máximo para a emissão de

radiação, de acordo com a segunda lei da termodinâmica. É também um padrão pelo qual as características de radiação de outros meios são comparadas.

O poder de emissão de um corpo negro é a quantidade de energia irradiada por unidade área por unidade de tempo. Em um comprimento de onda  $\lambda$  no intervalo de comprimento de onda  $d\lambda$ , o poder de emissão de um corpo negro pode ser representado por  $B_\lambda d\lambda$ .  $B_\lambda$  é chamado de espectro ou poder de emissão monocromático do corpo negro. Uma relação que produz o poder de emissão de um corpo negro em qualquer temperatura e comprimento de onda foi derivada por Max Planck em 1900. A lei de Planck estabelece (ANDREWS, 1998) a Equação (1):

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/k_B T} - 1)} \quad \text{Equação (1)}$$

Em que  $B_\lambda(T)$  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  $\lambda$  ( $\mu\text{m}$ ) ou um número de onda ( $\text{cm}^{-1}$ ), onde  $h$  é a constante de Planck,  $k_B$ ; a constante de Boltzmann e  $c$  a velocidade da luz. Através desta equação verifica-se que quaisquer corpos negros a uma mesma temperatura emitem exatamente a mesma radiação e apresentam a mesma curva espectral.

### 2.1.2 ATMOSFERA

A atmosfera pode ser descrita como uma fina camada de gases que envolvem a Terra, sendo constituída principalmente pelo oxigênio e nitrogênio. Ela compreende uma mistura de gases, exibindo as características principais de todos eles, o que explica alguns dos aspectos fundamentais da estrutura atmosférica bem como muitos aspectos do tempo e do clima. A atmosfera é altamente compressível, suas camadas inferiores são muito mais densas que as camadas superiores. A densidade média da atmosfera diminui a partir de  $1,2 \text{ kg m}^{-3}$  na superfície da Terra até  $0,7 \text{ kg m}^{-3}$  na altura de 5 km. A pressão atmosférica diminui logaritmicamente com a altitude acima da superfície terrestre. (RAVEN et al., 1995).

Na atual composição da atmosfera, estão presentes gases como o nitrogênio (78,10%) o oxigênio (21,94%), o argônio (0,93%) e o dióxido de carbono (0,03%).

Outros gases ocorrem em proporções muito pequenas e incluem o neônio, hélio, metano, hidrogênio, xenônio e o ozônio entre outros que somados, representam menos de 0,03% (30 ppm) da composição total da atmosfera e o vapor d'água que varia desde 0,02% (volume) nas regiões áridas até 4% (volume) nas regiões equatoriais úmidas. O vapor d'água é o gás mais importante na atmosfera do ponto de vista de sua interação com a radiação solar e terrestre (STEPHENS, 1994).

O vapor d'água, o ozônio, o dióxido de carbono e os aerossóis desempenham papéis importantes na distribuição e nas trocas de energia dentro da atmosfera e entre a superfície da Terra e da atmosfera. Observações por foguetes indicam que o nitrogênio, o oxigênio, o argônio, estão misturados em proporções constantes até uma altitude de 80 km, devido à constante agitação no interior da atmosfera (AYOADE, 2007).

Contrariamente ao que se poderia esperar não há separação dos gases leves e daqueles mais pesados da atmosfera por causa da constante mistura turbulenta em grande escala da atmosfera. Os aerossóis e gases absorvem, refletem e difundem tanto a radiação solar como a terrestre, o balanço de energia do sistema terra-atmosfera e a estrutura da temperatura da atmosfera são grandemente afetadas por suas quantidades e distribuições dentro da atmosfera (AYOADE, 2007).

### **2.1.3 ESPALHAMENTO DA RADIAÇÃO**

São processos associados à interação da radiação solar com a matéria, sendo fundamentais na atenuação da radiação na atmosfera. O espalhamento é o processo no qual as moléculas ou pequenas partículas suspensas em um meio, de diferentes índices de refração, distribuem parte da energia eletromagnética em todas as direções (PROCOPIO, 2005).

A absorção é um processo físico que ocorre na atmosfera, em que a radiação eletromagnética incidente é absorvida por gases ou partículas. A forma como as vibrações eletrônicas ocorrem no interior da matéria determinam as propriedades de absorção e espalhamento por partículas de aerossol e moléculas de gases. O

espalhamento da radiação pode ser escrito em função de um parâmetro físico denominado tamanho ( $x$ ), determinado pela razão entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda incidente. Para partículas esféricas  $x$  é definido por Liou,

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad \text{Equação (2)}$$

Na Equação (2)  $r$  representa o raio da partícula e  $\lambda$  o comprimento da onda de radiação incidente. Se  $x \gg 1$ , o espalhamento será regido pelas leis da ótica geométrica. Para o caso de  $x \ll 1$ , o espalhamento é descrito pelo método de Rayleigh. Se  $x$  for da mesma ordem que o comprimento de onda da radiação o espalhamento é descrito pela teoria de Mie.

A teoria de Mie considera todas as partículas atmosféricas perfeitamente esféricas, para tanto, assume-se que a média das orientações dos espalhamentos se comporte de forma que se considerem as partículas como “esferas equivalentes” (LIOU, 2002).

### 2.1.3.1 Profundidade óptica de extinção ( $\delta_\lambda$ ):

A profundidade óptica de extinção, grandeza adimensional, para um determinado comprimento de onda  $\lambda$  é definida como a integração do coeficiente de extinção,  $b_{ext,\lambda}$ , ao longo de um caminho ótico  $ds$ , e é um indicativo da quantidade e da eficácia da matéria opticamente ativa no comprimento de onda  $\lambda$ , no caminho  $ds$  na Equação 3:

$$\delta_\lambda = \int_{S_1}^{S_2} b_{ext,\lambda} ds \quad \text{Equação (3)}$$

A profundidade óptica ao longo do caminho  $ds$  é composta pela existência dos fenômenos distintos de espalhamento e absorção, logo, na Equação (4):

$$\delta_\lambda = \delta_{esp,\lambda} + \delta_{abs,\lambda} \quad \text{Equação (4)}$$

### 2.1.3.2 Albedo simples ( $\omega_o(\lambda)$ )

O albedo simples ( $\omega_o(\lambda)$ ) é definido com a razão entre o coeficiente de espalhamento ( $b_{esp,\lambda}$ ) e o coeficiente de extinção ( $b_{ext,\lambda}$ ), e é interpretado como a

fração com que um feixe incidente é espalhado pela matéria numa parcela de ar, num dado evento de extinção, com o restante sendo absorvido pela matéria de acordo com a Equação (5):

$$\omega_0 = \frac{b_{esp,\lambda}}{b_{ext,\lambda}} = \frac{b_{esp,\lambda}}{b_{esp,\lambda} + b_{abs,\lambda}} \quad \text{Equação (5)}$$

O albedo simples ( $\omega_0(\lambda)$ ) dos aerossóis da queima de biomassa tem uma grande influência na atenuação da radiação solar e, conseqüentemente, diminui a irradiância na superfície da Terra como resultado da absorção da radiação solar no interior da camada de aerossóis (ECK et al., 1998; CHRISTOPHER et al., 2000).

### 2.1.3.3 Coeficiente de Ångström ( $\alpha$ )

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 Ångström (1929), grandeza adimensional. Ångström sugeriu uma fórmula empírica para descrever a dependência espectral da profundidade óptica do aerossol, de acordo com a Equação (6) (MCARTHUR et al., 2003):

$$\tau_a = \beta \cdot (\lambda)^{-\alpha} \quad \text{Equação (6)}$$

Em que,  $\lambda$  é o comprimento de onda,  $\tau_a$  é a profundidade óptica do aerossol (AOD),  $\beta$  é o coeficiente de turbidez que representa a quantidade de aerossóis presentes na coluna integrada da atmosfera e  $\alpha$  é o coeficiente de Ångström.

O valor do  $\alpha$  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),  $\alpha$  pode variar entre 0 e 1 ( $\alpha = 0$  indica extinção espectralmente neutra); e no regime Rayleigh,  $\alpha$  varia entre 3 e 4 (SEINFELD e PANDIS, 1998). Portanto, o coeficiente de Ångström é um parâmetro que nos possibilita ter uma noção a respeito do tamanho das partículas em suspensão na atmosfera.

### 2.1.3.4 Fator de assimetria ( $g(\lambda)$ ):

O fator ou parâmetro de assimetria, grandeza adimensional, é a média ponderada dos cossenos dos ângulos de espalhamento pelas radiâncias e pode ser derivado da função de fase, na Equação (7) (SEINFELD e PANDIS, 1998):

$$g = \frac{1}{2} \int_0^\pi \cos \theta P_\lambda(\theta', \phi', \theta, \phi) \sin \theta d\theta \quad \text{Equação (7)}$$

Se o espalhamento da luz é isotrópico, ou seja, simétrico,  $g$  desaparece ( $g=0$ ). Se a partícula espalha mais luz na direção de pró-espalhamento,  $g$  é positivo; se o maior espalhamento ocorre na direção de retroespalhamento,  $g$  é negativo. Se  $g = 1$ , o feixe é completamente pró-espalhado ( $\theta = 0^\circ$ ); e se  $g = -1$ , o feixe é completamente retroespalhado ( $\theta = 180^\circ$ ). O fator de assimetria é importante na avaliação da contribuição das partículas de aerossol na transferência radiativa ao longo da atmosfera.

### 2.1.3.5 Função de fase de espalhamento ( $P(\theta; \lambda)$ )

A distribuição angular da luz espalhada pela matéria em um determinado comprimento de onda  $\lambda$  é denominada função de fase espectral de espalhamento,  $P(\theta; \lambda)$  ( $\Omega', \Omega$ ). A função de fase representa o redirecionamento da radiância incidente na direção  $\Omega'$  para a direção  $\Omega$ , incluindo todos os possíveis eventos de espalhamento no ângulo sólido  $4\pi$ . Numa atmosfera plano-paralela as direções  $\Omega'$  e  $\Omega$  podem ser substituídas por pares ordenados,  $(\pm\mu', \phi')$  e  $(\pm\mu, \phi)$ , onde  $\mu'$  e  $\mu$  são os cossenos dos ângulos zenitais  $\theta'$  e  $\theta$ , respectivamente, e  $\phi'$  e  $\phi$  são os ângulos azimutais (por convenção + indica feixes ascendentes e – feixes descendentes), de acordo com a Equação (8) (SEINFELD e PANDIS, 2006):

$$P_\lambda(\theta', \phi'; \theta, \phi) = \frac{L_\lambda(\theta', \phi'; \theta, \phi)}{\int_0^\pi L_\lambda(\theta', \phi'; \theta, \phi) \sin \theta d\theta} \quad \text{Equação (8)}$$

Em que os parâmetros com os índices superescritos ( $'$ ) referem-se à radiação incidente, e os parâmetros sem estes índices, à radiação emergente (direção do observador). A função de fase de espalhamento depende do ângulo formado entre a

direção do feixe incidente e do feixe espalhado (ângulo de espalhamento,  $\theta$ ), e não da direção de cada feixe separadamente. O termo ‘radiação pró-espalhada’ refere-se a direções de observação em que  $\theta < \pi/2$  e o termo ‘radiação retroespalhada’ a direções de observação em que  $\theta > \pi/2$ . Da lei dos cossenos da trigonometria esférica tem-se a Equação (9):

$$\cos \theta = \mu' \mu + \sqrt{(1 - \mu'^2)(1 - \mu^2)} \cos(\phi' - \phi) \quad \text{Equação (9)}$$

Para partículas extremamente pequenas, a  $P(\theta; \lambda)$  é simétrica. À medida que se aumenta o tamanho da partícula, observa-se a existência de uma assimetria de  $P(\theta; \lambda)$ , comum pico na direção de pró-espalhamento. Quanto maior o tamanho da partícula, mais pronunciada se torna a assimetria direcional de  $P(\theta; \lambda)$  (PROCÓPIO, 2005).

### 2.1.3.6 O espalhamento molecular – Lei de Rayleigh

O espalhamento Rayleigh é utilizado para estudar o espalhamento provocado pelas moléculas dos gases majoritários presentes na atmosfera. Ele ocorre devido à interação da radiação incidente com partículas muito menores do que o seu comprimento de onda. Este fenômeno óptico é causado majoritariamente por átomos e moléculas de gases presentes na atmosfera (nitrogênio e oxigênio) as quais apresentam diâmetro muito menor que o comprimento de onda da radiação incidente com a qual interagem. Para partículas maiores, o coeficiente de atenuação de aerossóis deve ser computado a partir da teoria de espalhamento Mie (Figura 3).

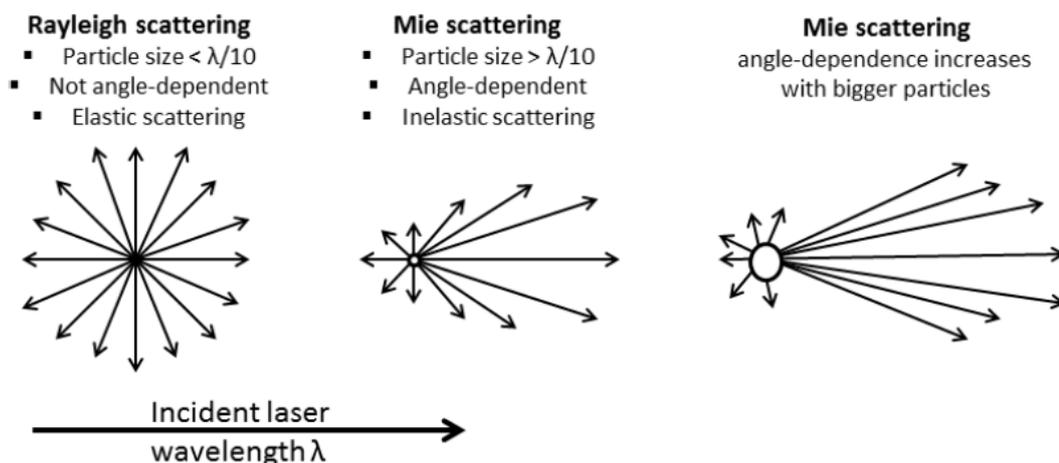


Figura 3. Representação das formas de espalhamento de um feixe de radiação incidente em uma partícula com tamanhos diferentes, ilustrando o espalhamento no limite Rayleigh para partículas menores e o espalhamento Mie para partículas maiores (SOURAV, 2016).

Rayleigh determinou uma solução particular para o caso no qual a partícula é muito menor que o comprimento de onda da radiação eletromagnética incidente (IQBAL, 1983). Para radiação não polarizada, a intensidade de espalhamento Rayleigh  $I(\theta, r)$  pode ser escrita em função da intensidade de radiação incidente  $I_0$  como (LIOU, 1980), nas Equações (10) e (11):

$$I(\theta, r) = I_0 \frac{\alpha^2}{r^2} \frac{32\pi^4}{3\lambda^4} P(\theta) \quad \text{Equação (10)}$$

$$P(\theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \theta) \quad \text{Equação (11)}$$

É a função de fase ou função que descreve a distribuição angular do espalhamento,  $\theta$  é o ângulo de espalhamento (formado entre a direção incidente e a direção para a qual a radiação é espalhada),  $\alpha$  é a polarizabilidade do espalhador e  $r$  é a distância com relação ao espalhador.

A solução particular para o espalhamento Rayleigh admite que o campo magnético da radiação espectral incidente interage com uma molécula que funciona como um dipolo oscilante. Com esta hipótese obtém-se pela equação 11 a seção de choque de espalhamento  $(\sigma_{esp,\lambda})$  para uma molécula (LIOU, 2002), conforme Equação (12):

$$\sigma_{esp,\lambda} = \alpha^2 \frac{128 \pi^5}{3 \lambda^4} \quad \text{Equação (12)}$$

O espalhamento Rayleigh resulta na profundidade óptica espectral molecular que está fundamentada no fato da eficiência de espalhamento espectral ser diretamente proporcional a  $\lambda^{-4}$  (WALLACE & HOBBS, 2006).

A espessura óptica para a atmosfera resultante do espalhamento Rayleigh é o resultado da integral dada pela Equação (13):

$$\tau_{R,\lambda} = \sigma_{esp,\lambda} \int_0^{\infty} N(z) dz \quad \text{Equação (13)}$$

Em que o índice R denota espalhamento Rayleigh e  $N(z)$  é o número de partículas por unidade de volume ( $\text{m}^{-3}$ ).

### 2.1.3.7 Teoria de espalhamento Mie

O espalhamento do tipo Mie, ocorre quando as partículas existentes na atmosfera possuem diâmetros essencialmente de mesmo tamanho dos comprimentos de onda da radiação incidente. Os maiores causadores do espalhamento Mie são o vapor d'água e a poeira em suspensão na atmosfera. Esse tipo de espalhamento tende a influenciar comprimentos de onda maiores, se comparado ao espalhamento Rayleigh (HORVATH, 2009).

Ao contrário deste, que é associado a um céu "limpo", o espalhamento Mie ocorre quando há tênues coberturas de nuvens. Um fenômeno mais problemático é o espalhamento não-seletivo, que tem lugar sempre que o diâmetro das partículas em suspensão é bem maior que a radiação considerada. Gotas d'água, por exemplo, provocam esse tipo de espalhamento (HORVATH, 2009).

Como elas normalmente possuem diâmetros que variam entre 5 e 100  $\mu\text{m}$ , espalham radiação de todos os comprimentos de onda desde o visível até o infravermelho médio quase que indistintamente. Conseqüentemente, o espalhamento é não-seletivo no que diz respeito ao comprimento de onda. Na faixa do visível, o

espalhamento não-seletivo afeta igualmente o azul, o verde e o vermelho, razão pela qual nuvens e nevoeiros apresentam a cor branca (HORVATH, 2009).

A teoria geral do espalhamento da luz pelos aerossóis foi desenvolvida em 1908 por Gustav Mie e fornece a equação da intensidade de luz espalhada por uma partícula em qualquer ângulo  $\theta$ , mas precisa-se conhecer o índice de refração ( $m$ ) e o parâmetro de tamanho ( $\alpha$ ). A consideração de que todas as partículas são esféricas pode parecer muito grosseira a princípio, já que a maioria das partículas encontradas na atmosfera não são perfeitamente esféricas, o que invalidaria a solução de Mie (VAN de HULST, 1981).

Entretanto, fazendo-se a média sobre as orientações de espalhamento de todas as partículas quase esféricas presentes na atmosfera, percebe-se que elas espalham como se fossem “esferas equivalentes”, o que amplia a possibilidade de utilização da Teoria de Mie. A derivação da solução é uma aplicação direta da teoria eletromagnética clássica e pode ser obtida a partir das equações de Maxwell (VAN de HULST, 1981).

A consideração de que os aerossóis são esféricos possibilita uma simplificação importante das análises; as soluções são expressas em séries infinitas e as taxas de convergência dessas séries dependem apenas do valor do parâmetro de tamanho (THOMAS e STAMNES, 1999).

A função de fase de espalhamento é dada pela Equação (14):

$$P(\Theta; \lambda) = \frac{1}{2}(|S_1|^2 + |S_2|^2) \quad \text{Equação (14)}$$

$S_1$  e  $S_2$  são as amplitudes de espalhamento, conforme as Equações (15) e (16):

$$S_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n) \quad \text{Equação (15)}$$

$$S_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \pi_n) \quad \text{Equação (16)}$$

Sendo as Equações (17) e (18):

$$\pi_n(\Theta) = \frac{P_n^1(\Theta)}{\sin \Theta} \quad \text{Equação (17)}$$

$$\tau_n(\Theta) = \frac{dP_n^1(\Theta)}{d\Theta} \quad \text{Equação (18)}$$

$P_n^1(\Theta)$  é o polinômio de Legendre associado. Os coeficientes  $a_n$  e  $b_n$ , chamados de coeficientes de espalhamento de Mie, são derivados das Equações (19) e (20):

$$a_n = \frac{m\psi_n(mx)\psi_n'(x) - \psi_n(x)\psi_n'(mx)}{m\psi_n(mx)\xi_n'(x) - \xi_n(x)\psi_n'(mx)} \quad \text{Equação (19)}$$

$$b_n = \frac{\psi_n(mx)\psi_n'(x) - \psi_n(x)\psi_n'(mx)}{\psi_n(mx)\xi_n'(x) - m\xi_n(x)\psi_n'(mx)} \quad \text{Equação (20)}$$

Em que  $m$  é o índice de refração complexo da partícula ( $m = n - k_i$ ),  $x$  é o parâmetro de tamanho ( $x = 2\pi r / \lambda$ ), e  $\psi_n$  e  $\xi_n$  são as funções de Riccati-Bessel, relacionadas com as funções de Bessel esféricas. As funções de Bessel possuem zeros que aumentam em número com o tamanho do argumento, o que resulta que  $S_1$  e  $S_2$  podem mudar rapidamente para variações muito pequenas de  $x$ .

As eficiências de extinção e de espalhamento são escritas nas Equações (21) e (22):

$$Q_{ext} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n + b_n) \quad \text{Equação (21)}$$

$$Q_{esp} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad \text{Equação (22)}$$

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

$$\text{Equação (23)}$$

Em que  $Re$  indica a parte real da expressão e o índice estrela (\*) representa a relação  $f(-y) = f^*(y)$ , sendo  $f$  uma função qualquer de  $y$ .

O coeficiente linear de extinção ( $b_{ext,\lambda}$ ) representa uma medida da extinção da radiação incidente pelas partículas presentes em um determinado ponto ( $s'$ ) de um caminho óptico. Analogamente aos parâmetros obtidos para uma partícula, também é possível estimar os coeficientes lineares espectrais de espalhamento ( $b_{esp,\lambda}$ ) e o de absorção ( $b_{abs,\lambda}$ ) a partir das respectivas eficiências de extinção ( $Q_{esp}$ ,  $Q_{abs}$ ) e da

concentração de partículas  $[N(r, s')]$  neste mesmo nível do caminho óptico dada na Equação (24).

$$b_{ext,\lambda} = \int_0^{\infty} Q_{ext}(x, m) \pi r^2 n(r) dr \quad \text{Equação (24)}$$

Pelo qual se nota que o impacto das partículas sobre a extinção é avaliado pela seção geométrica  $\pi r^2$ , ou seja, é representada pela distribuição de tamanho em área ( $dS / dr = 4\pi r^2 n(r)$ ). Esta equação também é válida para o espalhamento e para absorção, através da substituição dos devidos fatores de eficiência de espalhamento e absorção.

#### 2.1.4 AEROSSOL

São particulados em suspensão na atmosfera podendo ser líquido ou sólido, com exceção da água pura. Tendo origem natural, como poeiras do deserto, vulcânica, sais marinhos, ou antrópicos, queima de biomas ou combustíveis. Os aerossóis são classificados como primários, quando a emissão é direta da fonte de partículas, e secundários quando a formação se dá por algum processo químico ou físico na própria atmosfera (SEINFELD e PANDIS, 2006).

O tamanho dessas partículas é estabelecido em função de seu diâmetro aerodinâmico, ou seja, é definido como o diâmetro de uma esfera hipotética de densidade igual a  $1 \text{ g.cm}^{-3}$ , que possui a mesma velocidade de assentamento, em ar calmo, ao da partícula em questão, independente de seu tamanho, geometria e densidade real. Compreendendo de poucos nanômetros a frações de milímetros (HORVATH, 2000).

As partículas de aerossol podem ser classificadas por intervalos de tamanho, o modelo que é mais frequentemente adotado é a *distribuição lognormal*. Na grande maioria dos casos de formação de aerossóis, as partículas produzidas costumam apresentar tamanho variável em virtude de um determinado grau de aleatoriedade que ocorre durante a sua formação e podem ser classificadas em modas definidas por intervalos de tamanho onde se tem a maior concentração de partículas (SEINFELD & PANDIS, 2006).

Uma fração compreendendo as partículas finas (MPF), com diâmetro aerodinâmico menor que 2,5  $\mu\text{m}$  e outra fração de partículas grossas (MPG), que compreende partículas com diâmetro aerodinâmico entre 2,5 e 10  $\mu\text{m}$  (SEINFELD & PANDIS, 2006).

Os efeitos indiretos de aerossóis têm suas incertezas, e inclui outras consequências, tais como mudanças na profundidade óptica das nuvens, albedo, e eficiência da precipitação (e, portanto, na duração da nuvem), bem como alterações na estabilidade da atmosfera devido ao aquecimento da troposfera por absorção dos aerossóis. Embora a compreensão teórica, destes efeitos indiretos esteja bem fundamentada, a avaliação das magnitudes está sujeita às incertezas significativas resultante da grande variabilidade espacial e temporal dos aerossóis (SEINFELD & PANDIS, 2006).

Os aerossóis representam a maior incerteza na compreensão de como os seres humanos estão modificando o clima. Assim, mais estudos são direcionados para o desenvolvimento de técnicas analíticas que podem ser usadas em estudos de laboratório e de campo ao nível necessário para melhor compreender e quantificar o seu papel para mostrar como eles podem estar afetando o clima (PRATHER et al., 2008).

As partículas podem afetar o clima por meio de vários mecanismos: (a) espalhamento e absorção da radiação solar, (b) dispersão, absorção e emissão de radiação térmica e (c) agir como núcleos de condensação de nuvens. Os dois primeiros mecanismos são os chamados efeitos climáticos diretos e se relacionam com as propriedades ópticas de partículas com base no seu tamanho, forma e química. O terceiro mecanismo é chamado de efeito indireto do clima (PRATHER et al., 2008).

As queimadas, principalmente as realizadas com fins agrícolas ou simplesmente para manutenção de pastagens para a pecuária em áreas de floresta quanto em cerrados, emitem para a atmosfera partículas constituídas de compostos orgânicos parcialmente oxidados eficazes em espalhar a radiação e também de

partículas de *black carbon* (fuligem) que absorvem fortemente a radiação solar (ARTAXO et al., 2003).

Simulações numéricas realizadas demonstram a evolução da composição química dos aerossóis, sugerindo que a forçante radiativa da emissão de *black carbon* é maior do que os pesquisadores acreditavam, podendo equilibrar o efeito de resfriamento da emissão de outros aerossóis antropogênicos, o valor obtido por ele da forçante radiativa direta do *black carbon* é de  $0,55 \text{ Wm}^{-2}$ , tornando-o o segundo componente antropogênico mais importante do aquecimento global em termos de forçante radiativa direta, depois do  $\text{CO}_2$  (JACOBSON, 2001)

Os aerossóis de queimadas modificam o balanço radiativo na superfície absorvendo e espalhando a radiação solar. Em regiões de queimadas no Brasil, mais especificamente em Alta Floresta, estado de Mato Grosso, e Ji-Paraná, estado de Rondônia, mostraram que 20% da radiação solar é absorvida ou refletida para o espaço pelos aerossóis de queimadas ocasionando uma redução de 1/3 na radiação direta que atinge a superfície e aumentando em 7 vezes a radiação difusa. Uma pluma carregada de aerossóis pode absorver até  $400 \text{ Wm}^{-2}$  de radiação, subtraindo 30% da radiação no comprimento de onda na faixa do visível o que pode interferir nas taxas de fotossíntese (PROCÓPIO E ARTAXO, 2003).

O impacto radiativo dos aerossóis é caracterizado pelas propriedades óticas dos mesmos, dentre as quais se inclui a profundidade ótica ( $\tau_a$ ), o albedo simples ( $\omega_0$ ) e função de fase. Os parâmetros dos aerossóis de queima de biomassa que influenciam na atenuação da radiação solar na superfície em ordem de importância que foram o fator de assimetria e o perfil vertical dos coeficientes de extinção (LENOBLE, 1991).

Sobre regiões em que estejam ocorrendo queimas de biomassa, as partículas de aerossóis encontradas na fumaça são absorvedoras seletivas na região de onda curta do espectro eletromagnético, onde  $\tau_a$  e  $\omega_0$  são os dois parâmetros mais importantes que afetam o balanço radiativo (CHRISTOPHER et al., 1999). Enquanto que a profundidade ótica do aerossol é determinada principalmente por

sua concentração,  $\omega_0$  é determinado pela distribuição de tamanho de partículas e sua composição química (XIANG et al., 1999).

#### 2.1.4.1 A atenuação pelos aerossóis

A interação de um feixe de radiação espectral incidente sobre uma partícula em suspensão na atmosfera pode causar uma série de fenômenos distintos, simultaneamente. Dentre estes fenômenos destacam-se a absorção e o espalhamento elástico (reflexão, difração e refração) da radiação monocromática incidente, que são significativos no estudo da interação entre radiação solar e os aerossóis apresentados na Figura 4. Os outros fenômenos, como o espalhamento Raman ( $\lambda_r$ ) e a fluorescência ( $\lambda_f$ ) (exemplos típicos de espalhamento inelástico no qual a radiação emitida possui um comprimento de onda diferente da radiação incidente) não são significativos neste estudo, já que não têm influência relevante sobre as interações atmosféricas (CORRÊA, 2003; ROSÁRIO, 2006).

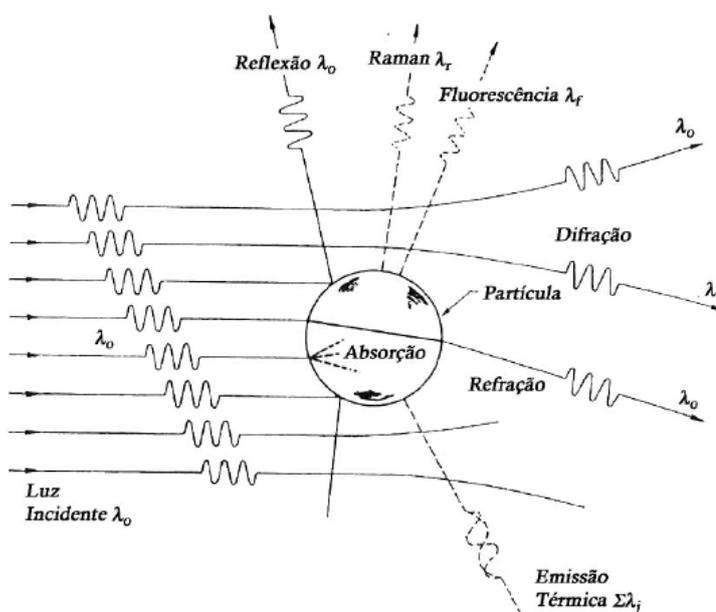


Figura 4. Diagrama representativo das interações entre um feixe de radiação espectral incidente e uma partícula em suspensão na atmosfera (adaptado de SEINFELD e PANDIS, 2006).

### 2.1.4.2 A atenuação exponencial da radiação espectral – Lei de Beer, Bouguer e Lambert

Quando as partículas do aerossol são iluminadas por um feixe de luz, ocorre o espalhamento e absorção desta luz pelas partículas de aerossóis, ocorre então uma atenuação na intensidade do feixe de luz. Este processo é chamado extinção. Apesar de que todas as partículas de aerossóis espalharem luz, nem todas absorvem luz. Só as partículas de materiais absorventes têm esta capacidade (HINDS, 1982).

A lei de Beer, Bouguer e Lambert descreve a lei de atenuação da radiação eletromagnética ao atravessar um meio homogêneo. Considere um feixe colimado de luz incidindo perpendicularmente à área  $dA$  de uma parcela de ar de espessura  $ds$ , conforme ilustrado no diagrama abaixo (Figura 5).

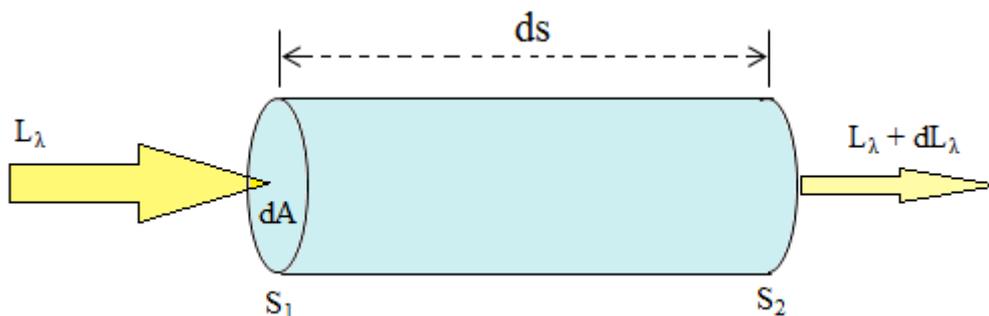


Figura 5. Representação esquemática da atenuação de um feixe de radiação incidente atravessando um meio homogêneo (Adaptado de PROCOPIO, 2005).

A intensidade da radiação (radiância espectral  $L_\lambda$ , [ $\text{Wm}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ ]) que emerge em  $S_2$  sofre uma redução ( $dL_\lambda$ ) em relação ao que entra em  $S_1$  (Figura 5), devido às interações do feixe com a matéria contida neste volume de ar, dada na Equação (25):

$$dL_\lambda = -b_{ext,\lambda} L_\lambda ds \quad \text{Equação (25)}$$

Integrando-se a Equação 25, obtêm-se as Equações (26) e (27):

$$\int_{S_1}^{S_2} L_\lambda = \int_{S_1}^{S_2} -b_{ext,\lambda} L_\lambda ds \quad \text{Equação (26)}$$

$$L_\lambda(S_2) = L_\lambda(S_1) e^{-\int_{S_1}^{S_2} b_{ext,\lambda} ds} \quad \text{Equação (27)}$$

Substituindo a Equação (3) na Equação (27), obtém-se a Equação (28):

$$L_{\lambda}(S_2) = L_{\lambda}(S_1)e^{(-\delta_{\lambda})} = L_{\lambda}(S_1)e^{(-\tau_{\lambda}/\mu_0)} \quad \text{Equação (28)}$$

A equação acima mostra que a intensidade da radiação decai exponencialmente ao longo do caminho ótico percorrido. Ela é conhecida como a Lei de extinção de Beer, Bouguer e Lambert.

### 2.1.5 A FORÇANTE RADIATIVA

A Forçante Radiativa de Aerossóis (ARF), (*Radiative Forcing of Aerosols*), é uma área de profundo interesse científico, pois é um parâmetro essencial na compreensão das perturbações que afetam o sistema climático. A forçante mais básica é simplesmente a alteração de fluxos líquidos por processos de espalhamento e absorção, definida como o efeito direto. Tais forçantes podem ser definidas para a parte superior da atmosfera ou para a superfície. Efeitos indiretos resultam dos aumentos na estabilidade atmosférica devido ao aquecimento da troposfera por absorção de aerossóis e redução de fluxo solar na superfície, causando assim alteração na formação de nuvens (FORSTER et al., 2007).

Os efeitos indiretos dos aerossóis implicam em maiores incertezas, e inclui outras consequências, tais como mudanças na profundidade óptica das nuvens, albedo, e eficiência da precipitação (e, portanto, na duração da nuvem), bem como alterações na estabilidade da atmosfera devido ao aquecimento da troposfera por absorção dos aerossóis. Embora a compreensão teórica, destes efeitos indiretos esteja bem fundamentada, a avaliação das magnitudes está sujeita às incertezas significativas resultante da grande variabilidade espacial e temporal dos aerossóis (IPCC, 2013).

Na Figura 6, os aerossóis atmosféricos concatenam para o resfriamento do sistema climático refutando-se ao aquecimento provocado pelos gases de efeito estufa. As forçantes radiativas (FR), com exceção para o *black carbon*, colaboram para o forçamento negativo, as partículas de origem antrópica produzem em conjunto um efeito de resfriamento. O albedo de superfície contribui com uma forçante da

ordem de  $-0.15$  ( $-0.25$  a  $-0.05$ )  $Wm^{-2}$ . Os aerossóis ainda contribuem para um efeito indireto, associado às mudanças das propriedades óticas das nuvens da ordem de  $-0.55$  ( $-1.33$  a  $-0.06$ )  $Wm^{-2}$  (IPCC, 2013).

A FR indica o efeito dos aerossóis atmosféricos com uma dependência da carga do aerossol. Uma ferramenta muito importante na análise dos aerossóis é a eficiência da forçante radiativa (EF), que descarta essa influência. Eficiência da forçante radiativa dos aerossóis é dada em unidades de  $W.m^{-2}$  por unidade de profundidade ótica, e é calculada pela Equação (29):

$$EF = \frac{FR}{AOD_{500}} \quad \text{Equação (29)}$$

Ao analisar a EF tem-se informações de suas propriedades, distribuição de tamanho, albedo de espalhamento e composição química. Propriedades que especificam os processos de espalhamento e absorção (ZARZANA et al., 2014).

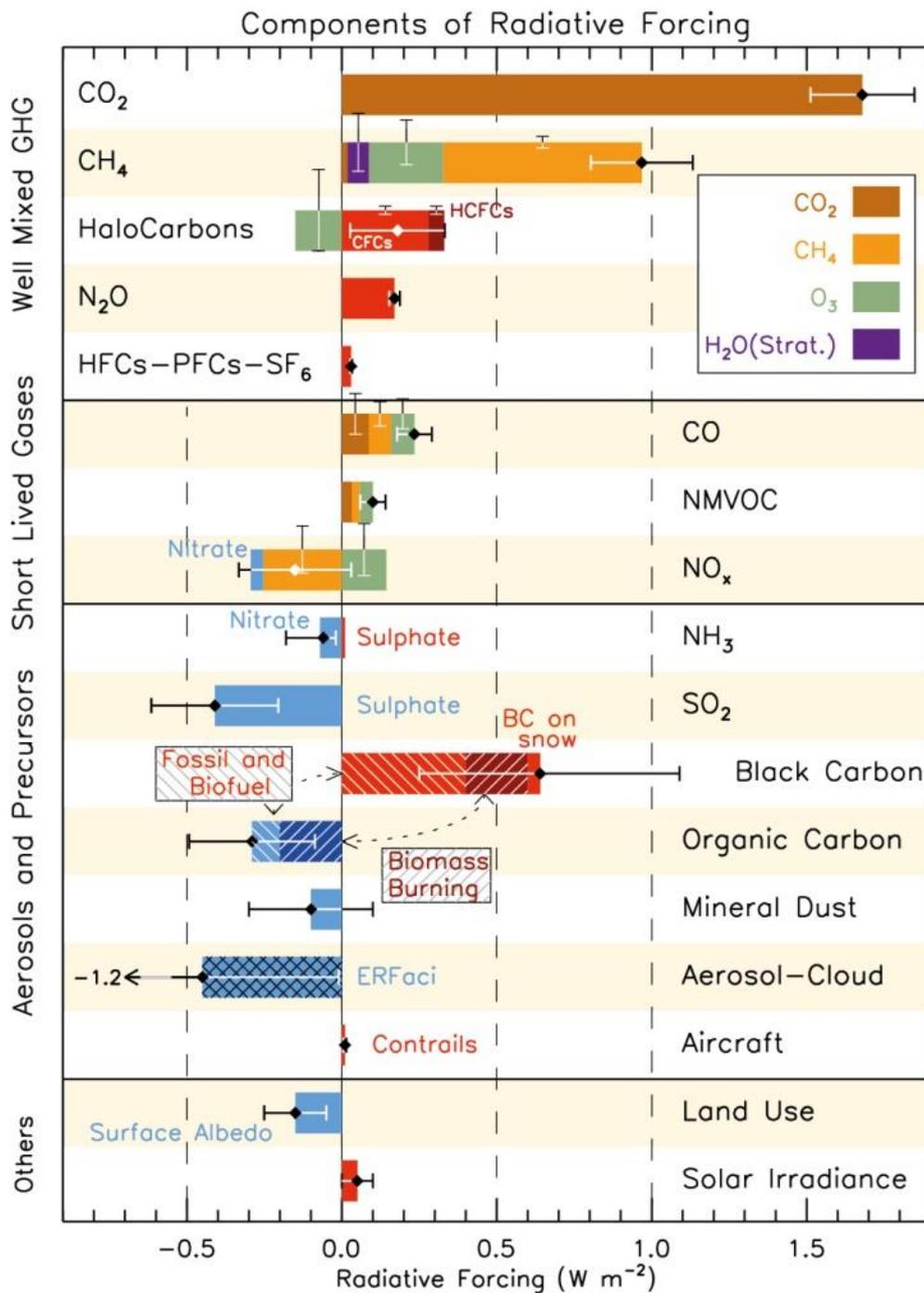


Figura 6. Médias globais das componentes da forçante radiativa e suas respectivas incertezas (IPCC, 2013).

### 2.1.6 CERRADO MATO-GROSSENE

Regiões conhecidas como Cerrado e muitas vezes citadas como Savanas estão espalhadas por todo o globo terrestre, especialmente sobre regiões tropicais. No Brasil o Cerrado é o segundo maior bioma, ficando atrás somente da Amazônia (RIBEIRO et al., 2011).

O Cerrado Brasileiro, também classificado como Cerrado “Sensu Lato”, é subdividido em cinco categorias principais, de acordo com a formação e altura da vegetação: Campo Limpo, Campo Sujo, Campo Cerrado, Cerrado Sensu Stricto e Cerradão (COUTINHO, 1978). A extensão desse bioma no Brasil abrange aproximadamente 2.100 Km<sup>2</sup>, sendo 50% considerado terra potencialmente arável (BATLE-BAYER et al., 2010).

No Estado de Mato Grosso o Cerrado ocupa aproximadamente 300 mil km<sup>2</sup> o que corresponde a 34% do território estadual, a variação da vegetação vai deste Campo Limpo a Cerradão (CARRILHO, 2011; CURADO, 2013). O solo da área de estudo é caracterizado por ser pouco espesso, imperfeitamente drenado, concrecionário e com superfície cascalhenta (RODDRIGUES, 2014).

Depois da Mata Atlântica o Cerrado brasileiro é o bioma que mais sofreu impactos antropogênicos, é classificado como um dos biomas mais ameaçados do mundo, apenas 2,2% é protegido legalmente (RIBEIRO et al., 2011). Nesse sentido o uso da terra influencia expressivamente nas trocas de energia e massa com a atmosfera. (BATLE-BAYER et al., 2010).

Devido a sua diversidade florística o bioma do Cerrado está entre os 25 sítios de alta diversidade para conservação da biodiversidade do planeta (EINTEN, 1972). No entanto nas últimas décadas grande parte da vegetação natural do Cerrado tem sido substituída por áreas destinadas às atividades agropecuárias (SANO et al., 2002; SANO et al., 2008).

Com relação à sazonalidade a vegetação do Cerrado está adaptada a grandes períodos de estiagem. O clima característico desse bioma possui dois períodos bem

definidos (seco e chuvoso), em que as chuvas se concentram entre os meses de outubro a abril, com o clima seco nos demais meses (ASSAD, 1994).

As características do Cerrado no município de Cuiabá (características da baixada cuiabana) apontam para uma formação de um ecossistema com a predominância de floresta com baixa densidade e formação de gramíneas, o chamado Campo sujo. Essa classificação para o Cerrado da baixada cuiabana é dada exclusivamente por sua estrutura fisionômica cuja característica predominante é herbáceo arbustivo, composto por arbustos esparsos e subarbustos cuja vegetação lenhosa apresenta aproximadamente 2 m de altura e cobertura menor que 5% (RODRIGUES, 2014).

## 3 MATERIAIS E MÉTODOS

### 3.1 LOCAL DE ESTUDO

A área de estudo está na Fazenda Miranda, Figura 7, que está instalado o sistema de monitoramento de aerossóis por sensoriamento remoto AERONET (AERosol RObotic NETwork), em Cuiabá – MT. A Fazenda Miranda encontra-se 20 km a SE da região urbanizada da capital e ao sul da Amazônia entre as coordenadas geográficas de latitude: 15° 43' 44''S; longitude: 56° 01' 15'' W; altitude: 210 m acima do nível do mar (ROSS e SANTOS, 1982).

A cidade de Cuiabá é a capital do estado brasileiro de Mato Grosso, localizado na região central da América do Sul. Geograficamente a cidade está entre as coordenadas 15° 10' a 15° 50' S de latitude e longitude: 54° 50' a 58° 10' W, possuindo uma extensão territorial de 3.224,68 km<sup>2</sup>, sendo que a área urbana ocupa 251,94 km<sup>2</sup> e a área rural ocupa 2.972,74 km<sup>2</sup> (ROSS e SANTOS, 1982).

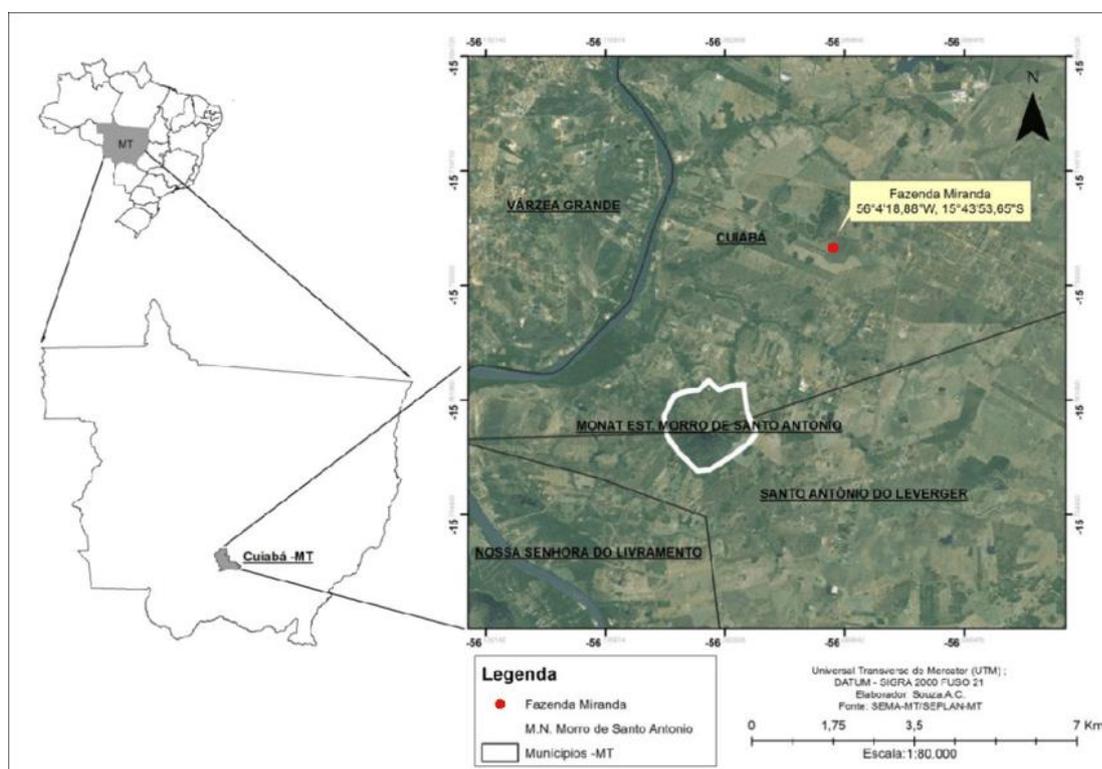


Figura 7. Localização instalação da rede AERONET na Fazenda Miranda.

Ao norte limita-se com os municípios de Acorizal, Rosário Oeste e Chapada dos Guimarães, ao leste com Chapada dos Guimarães, ao sul com Santo Antônio de Leverger e a oeste com Várzea Grande e Acorizal, na porção centro-sul do estado, a cidade é abastecida pelo rio Cuiabá, principal afluente do rio Paraguai, o estado está inserido entre duas das maiores bacias hidrográficas brasileiras, a bacia do Paraguai e a bacia Amazônica (ROSS e SANTOS, 1982).

O estado é cercado por três grandes ecossistemas: a Amazônia (50%), o Cerrado (40%) e o Pantanal (10%), sendo que em Cuiabá a vegetação predominante é o Cerrado. Do ponto de vista climatológico, a região fica sob o efeito de um sistema de alta pressão com baixos índices pluviométricos e ventos de fraca intensidade em superfície entre os meses de julho e outubro (SATYAMURTI et al., 1998).

O clima é do tipo Aw (tropical seco e úmido), segundo classificação de Köppen. Apresenta sazonalidade característica, podendo ser identificados três períodos distintos em função da temperatura: período seco e mais fresco (no inverno), período seco e mais quente (um pouco antes das chuvas) e período úmido e quente (durante as chuvas de verão) (SANTANNA, 2008).

O período seco (quando a massa de ar tropical fica estacionada na região) é caracterizado pela baixa umidade relativa do ar (menos de 30%) que está associada às altas temperaturas em média 40°C. Neste período a ocorrência de queima de bioma é frequentemente utilizada para limpeza de áreas, eliminação de restos de culturas, pragas e do manejo de pastagens. Podendo ocorrer como consequência os incêndios florestais. Essa prática propicia a concentração de focos de queimadas nos períodos mais secos do ano (SANTANNA, 2008).

Já o período úmido se caracteriza por um período de intensas precipitações de aproximadamente 2000 mm/ano e maior umidade relativa do ar, a temperatura média diminui para aproximadamente 25°C.

### 3.2 A REDE AERONET

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

A rede é constituída de radiômetros espectrais automáticos e idênticos distribuídos pelo globo. Suas medidas permitem o monitoramento, praticamente em tempo real, da espessura ótica dos aerossóis, da coluna d'água precipitável, distribuição de tamanho das partículas, dentre outras propriedades físicas e óticas dos aerossóis. Os produtos fornecidos pela AERONET estão disponíveis na internet, no endereço: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, que se encontram todas as informações sobre o sistema de monitoramento.

As medidas da radiação direta pelos fotômetros fornecem informações para obtenção da profundidade ótica espectral do aerossol na coluna atmosférica (AOD). A absorção em 940 nm é utilizada para a obtenção da coluna do vapor de água presente na atmosfera (água precipitável). Duas versões de dados (versões 1 e 2) e três níveis de qualidade (níveis 1,0; 1,5; 2,0) existem para cada produto. Embora os níveis de 1,0 e 1,5 sejam fornecidos em tempo quase real, em 12 meses ou mais de atraso (devido a calibração final e inspeção manual) garante que os dados da mais alta qualidade possam ser encontrados na versão 2. Neste trabalho foram utilizados dados com nível de qualidade 2,0.

O radiômetro espectral CIMEL Electronique 318-A (Figura 8) é um radiômetro solar e celeste direcionado roboticamente, resistente a permanência a céu aberto, alimentado com energia solar. Um sensor, com colimadores de 25 cm, é anexado a uma base-robô de 40 cm (PROCÓPIO, 2005).

Os sensores são capazes de automatizar a coleta de medidas, os colimadores apontam para o sol de acordo com uma rotina pré-programada. Base gira no dos ângulos zenital e azimutal a partir de motores de passo com uma precisão de 0.05°. Através de um microprocessador é calculado a posição solar fundamentado em

informações de hora, latitude e longitude, direcionando os colimadores a menos de  $1^\circ$  do Sol. Um pequeno detector localiza precisamente o Sol para que a sequência de medidas seja iniciada. Ao final das medidas o instrumento volta a sua posição de repouso (apontando aproximadamente para o nadir). Um sensor de umidade acoplado ao sistema cancela qualquer sequência de medidas para o caso de ocorrência de precipitação. Os radiômetros são capazes de medir tanto a radiação direta quanto a radiação solar difusa. (PROCÓPIO, 2005).

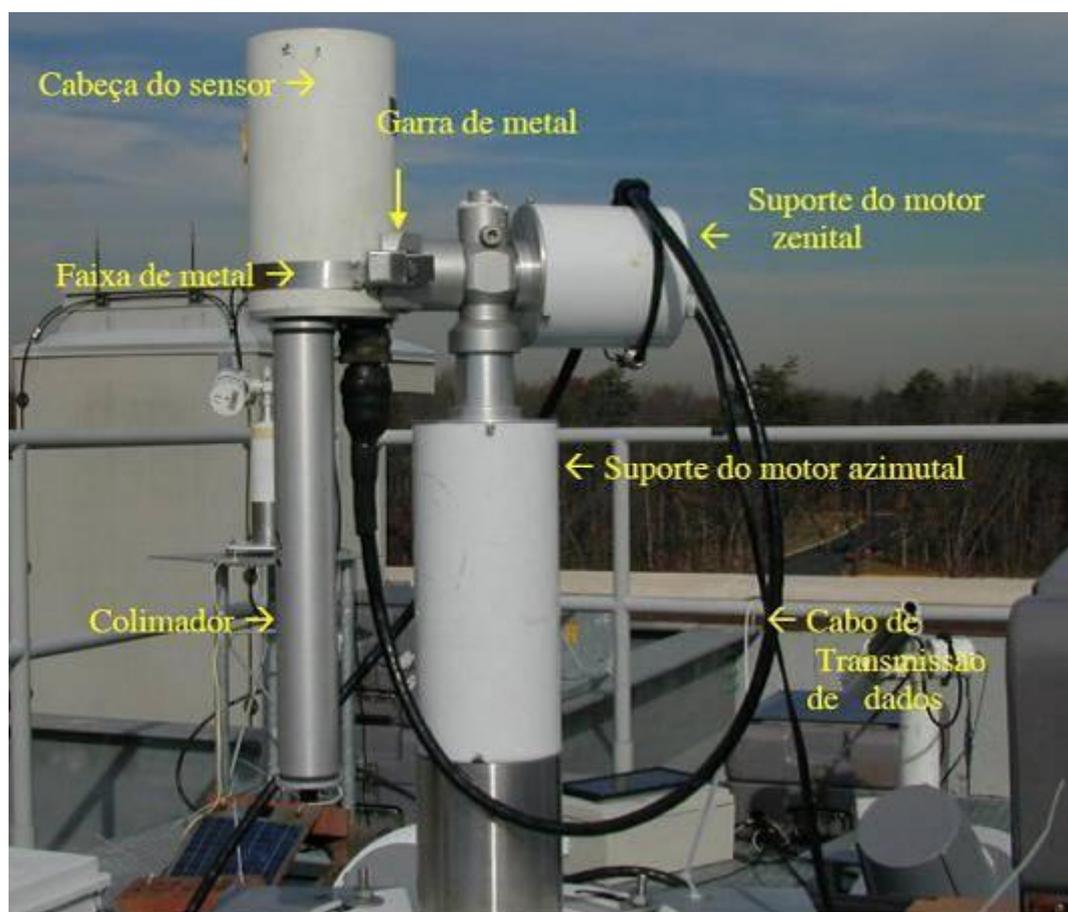


Figura 8. Radiômetro solar CIMEL 318A (SANTANNA, 2008).

Os radiômetros possuem dois detectores capazes de realizar duas medidas básicas de radiação solar, direta ou difusa (apontando para o sol ou para o céu), em uma sequência programada (HOLBEN et al., 1998). As medidas diretas do sol têm um campo de visão de  $1,2^\circ$  e são realizadas em oito bandas espectrais: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm (em que das 440, 670, 870, 940 e 1020 nm são medidas padrão), que estão localizados em um suporte que gira com auxílio de um

motor de passo localizados dentro do sensor e cada medida leva aproximadamente dez segundos para ser feita (PALÁCIOS, 2017).

As larguras das bandas variam de 2,5 nm para os comprimentos de onda na região do ultravioleta (340 e 380 nm) e 10 nm para os demais canais. Uma sequência pré-programada de medidas tem início pela manhã e termina à tarde, durante os períodos em que a massa de ar é igual a sete (a massa de ar corresponde ao inverso do cosseno do ângulo solar zenital), os intervalos de tempo entre as medidas são de aproximadamente:  $0,25 \times M_{ar}$ , enquanto que com a massa de ar baixa o intervalo é de aproximadamente 15 minutos (SENA, 2013).

Todos os canais são utilizados para obtenção da espessura ótica dos aerossóis calculada através da extinção da radiação baseada na Lei de Beer-Bouguer-Lambert e dos coeficientes de Ångström das partículas de aerossol, com exceção do canal 940 nm que é usado para obtenção da coluna de vapor d'água precipitável (HALTHORE et al., 1997).

A variação temporal de cobertura das nuvens é tipicamente maior que a dos aerossóis para diferenciá-los são realizadas três medidas com um intervalo de 30 segundos entre elas a cada 15 minutos para cada  $\lambda$ , possibilitando a verificação da presença de nuvens na maioria das vezes.

As medidas do almucântar são obtidas em intervalos de  $0,5^\circ$  de ângulo azimutal próximo ao Sol (distante  $6^\circ$ ) e aumenta em intervalos de 2 a  $10^\circ$  de distância a partir da posição solar (Figura 9). Essas medidas celestes são usadas para se obter as propriedades da coluna de aerossóis, incluindo a distribuição de tamanho, função de fase, as componentes real e imaginária do índice de refração, o raio efetivo e albedo simples de espalhamento que são rotineiramente calculadas com os algoritmos de inversão da AERONET (DUBOVIK e KING, 2000; DUBOVIK et al., 2006).

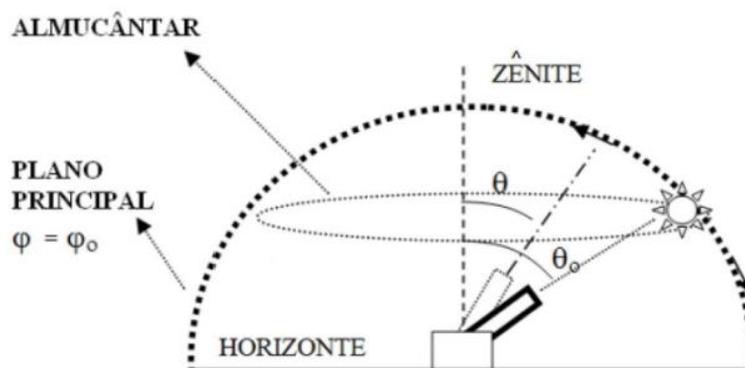


Figura 9. Esquema dos posicionamentos do fotômetro para a realização do Plano Principal do Almicântar (PALÁCIOS, 2017).

A técnica de inversão de radiância do almicântar para determinar tanto os índices de refração reais quanto os imaginários é mais precisa quando a AOD em 440 nm é maior do que 0,4 (DUBOVİK et al., 2000), o ângulo zenital solar é maior do que  $50^\circ$ , e o erro da radiância celeste é menor que 5 a 8%, dependendo da AOD (HOLBEN et al., 2006).

A rede AERONET fornece os dados em 3 níveis, conforme um protocolo de qualidade de dados. Neste trabalho foram utilizados os dados de nível 2.0, para medidas diretas, que representam as medidas processadas e garantidas pela rede, eliminando medidas contaminadas pela presença de nuvens, e são aplicadas correções e calibrações finais devido a degradação do instrumento (ECK et al., 1999). A este nível a incerteza para os valores de AOD variam entre 0.01 e 0.02 (ECK et al., 1999). E nível 1.5 para medidas de inversão.

A série de dados utilizados nesse trabalho compreende o período de 2001 a 2017 para os produtos da AERONET, sendo os produtos diretos: AOD 500 nm, EAE 400-870 nm e Água precipitada (cm). Os produtos inversos: SSA 440 nm, Forçantes no topo e na superfície e a Eficiência da Forçante no topo e na superfície.

É uma série de dados, 2009 a 2017, de radiação global, radiação incidente e refletida obtidos da torre de medida micrometeorológica da Fazenda Miranda. A razão entre radiação global refletiva e a radiação global incidente fornece o albedo de superfície, sendo possível analisar a sua influência sob as forçantes radiativas dos

aerossóis. Médias diárias foram realizadas com os dados para utilização, e com a radiação global houve uma transformação de  $W m^{-2}$  em  $MJ m^{-2} d^{-1}$ .

## **4 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **4.1 CARACTERIZAÇÃO DAS PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS**

A quantidade de partículas, ativas na atmosfera, provenientes de emissões da floresta, de queimada e de partículas de poeira do solo produto da interação entre vento e superfície concatena com a grandeza de profundidade ótica do aerossol (AOD) (ARTAXO et al., 1990, 1998).

A intensidade com que cada uma dessas fontes atua na formação de novas partículas é algo que varia espacial e temporalmente, devido à heterogeneidade geográfica e sazonal de cada fonte. Em regiões mais sujeitas a atividades antropogênicas, ocorrem grandes emissões de queimada no período seco. Além disso, estas regiões também têm maiores áreas de solo exposto, o que diminui a participação das emissões naturais da floresta e aumenta a de poeira de solo. O contrário ocorre em regiões remotas, com pouco ou nenhuma influência antropogênica (HOLANDA, 2015).

Uma série de 17 anos de dados (2001 a 2017), com médias diárias são apresentados, na Figura 10, e observa-se uma sazonalidade na profundidade ótica, contribuição das queimadas provavelmente proveniente do arco do desflorestamento. Nos meses de agosto a outubro encontram-se os índices mais elevados (período seco). Nos demais meses, a profundidade ótica dos aerossóis (AOD 500 nm) têm seus valores mínimos, valores próximos a zero. A variação da intensidade entre os anos é significativa, certamente influência de políticas contra queimadas. As séries temporais indicam a sazonalidade por consequência de ações antropogênicas em período de seco na região de estudo (SENA et al. 2013 e ARTAXO et al. 2013).

Nos anos 2005, 2007 e 2010 notam-se um acréscimo significativo no AOD, destacando o ano de 2007 com o elevado foco de queimadas na região de floresta, Cerrado e Pantanal (INEPE, 2015). Acarretando inclusive a interrupção de pouso, por algumas horas, devido à baixa visibilidade no Aeroporto Internacional Marechal Rondon, localizado na cidade de Várzea Grande, Mato Grosso.

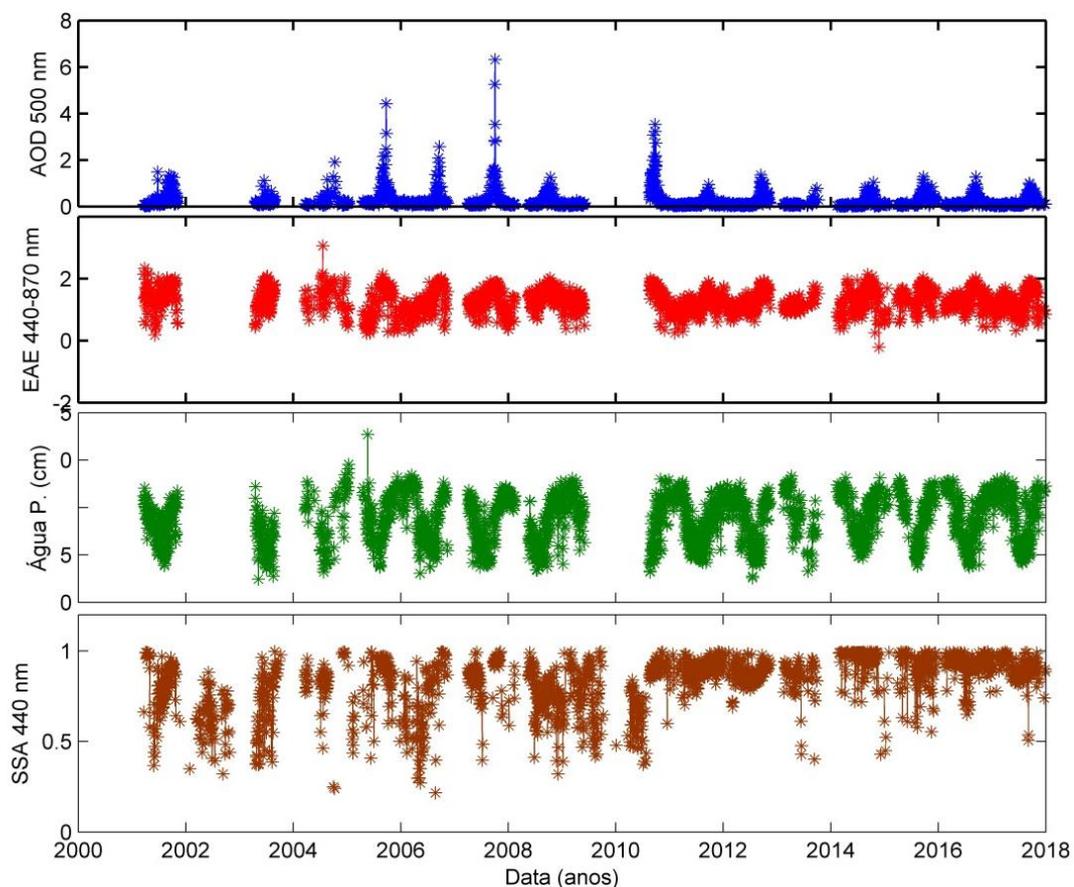


Figura 10. Série temporal de AOD 500 nm, com dados diários, EAE 440-870 nm, vapor d'água e SSA 440 nm entre os anos de 2001 a 2017 coletados da rede AERONET-Cuiabá.

Apesar de a fazenda Miranda, o site de Cuiabá, não estar localizado na região do arco do desflorestamento os dados de AOD 500 nm são influenciados por queimadas locais de vegetação típica de cerrado e pastagem, e pelo transporte de partículas originárias do sul da bacia Amazônica (PALACIOS, 2017).

O aumento na concentração de aerossóis implica numa alteração significativa na distribuição de tamanho das partículas, pois a maioria das partículas emitidas em queimadas é de moda fina (SHAFER et al., 2008; ECK et al., 2010). O expoente de Angstrom de extinção na faixa de 440 a 870 nm acompanha a sazonalidade da AOD 500 nm, pois no período seco é majoritária a emissão de partículas finas contribuindo para o espalhamento e absorção da radiação pela atmosfera.

A magnitude da variação sazonal do vapor de água precipitável é mais acentuada no período chuvoso e uma baixa quantidade dos aerossóis e, portanto, uma

intensidade da AOD 500 nm é menor, implicando em uma atmosfera com menor concentração de aerossóis de moda fina, e aumento da moda grossa. Com início do período seco, há uma diminuição do vapor de água precipitável, um aumento no expoente de extinção e da AOD 500 nm, principalmente com início das queimadas (SENA et al., 2013; ARTAXO et al., 2013).

O EAE com valores próximos a 2 ou maiores indicam predominância de partículas finas, oriundas de poluição urbanas ou queima de biomassa, geralmente. Já para EAE igual ou próximo a 1 representa partículas de moda grossa (SCHUSTER et al., 2006; PROCOPIO, 2005).

No período chuvoso, constata-se uma baixa densidade dos aerossóis de moda fina, fato observado na Figura 11, no qual os valores de EAE estão próximos a 1, baixos valores para SSA e AOD. Nesse período tem-se os maiores valores de vapor de água precipitada. Contudo, o período seco há um pico significativo no AOD, EAE e no SSA. Provavelmente, devido acréscimo de aerossóis oriundos de queimadas (SANTOS, 2018).

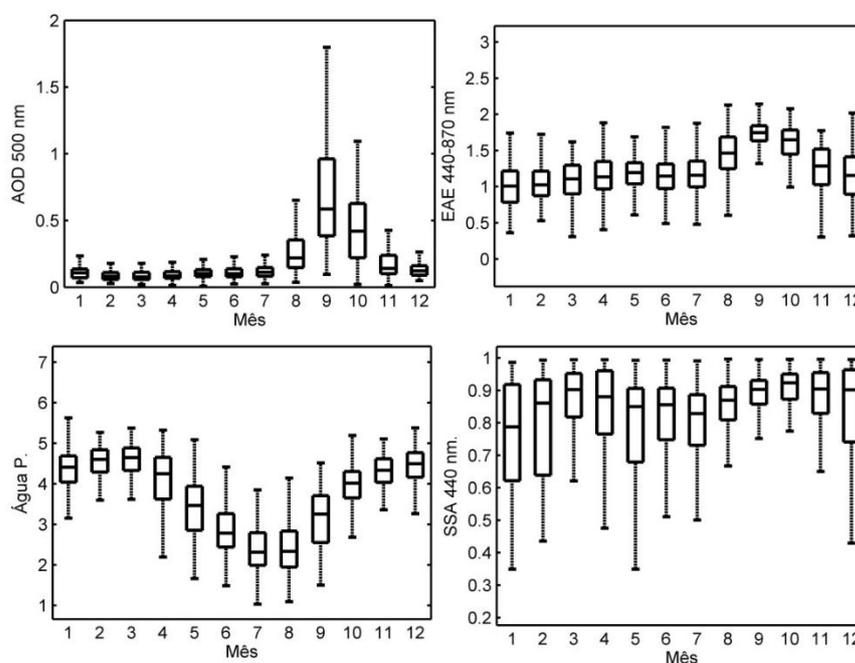


Figura 11. Variação mensal dos valores de AOD, EAE 440-870 nm, vapor d'água e SSA entre os anos de 2001 a 2017 - AERONET.

Os meses de fevereiro e março apresenta um aumento no SSA, apresentando um comportamento, proporcional aos meses de agosto e setembro (período seco).

Os índices de AOD, EAE têm seus máximos e mínimos nos meses de setembro e fevereiro, respectivamente. Enquanto que vapor de água nos meses de janeiro e julho, já o SSA em setembro e janeiro.

## **4.2 SAZONALIDADE DA FORÇANTE RADIATIVA NA TRANSIÇÃO PANTANAL/CERRADO**

Os aerossóis têm papel fundamental no balanço energético terrestre e contribuindo para o aquecimento ou resfriamento da atmosfera. Os aerossóis afetam o balanço radiativo terrestre de forma direta, absorvendo ou espalhando radiação, e indiretamente, perturbando os outros constituintes da atmosfera e servindo de núcleo de condensação das nuvens, afetando sua formação e propriedades físicas.

O desequilíbrio no balanço de energia gera uma mudança climática, ocasionando o aquecimento ou resfriamento do planeta, concatenando para o equilíbrio. Perturbações externas podem acarretar uma alteração no balanço de energia radiativa, levando a uma alteração na irradiância solar no topo da atmosfera, denominada forçante radiativa. A forçante radiativa ( $Wm^{-2}$ ) é uma ferramenta utilizada para estimativas de desequilíbrios do balanço de energia radiativa, devidos atividades antropogênicas, mudanças do uso do solo e alteração de albedo da superfície (RAMASWAMY et al., 2001; PROCOPIO et al., 2005).

Na série temporal apresentada na Figura 12, observa-se uma sazonalidade dos fluxos tanto no topo da atmosfera (TOP), como na superfície terrestre (SUP). Os picos ocorrem nos meses de período seco de cada ano, com predominância dos aerossóis provenientes de ação antropogênicas provavelmente queimadas.

Como já comentado anteriormente, os aerossóis de origem das queima de biomassa cooperam para o resfriamento, sendo assim, resulta numa forçante mais negativa no período seco comparando com o período chuvoso. Observa-se que a FR TOP apresenta situações positivas, ou seja, contribui para o aquecimento do topo da

atmosfera. O mesmo não ocorre na FR SUP que apresenta apenas situações negativas, portanto, o resfriamento da superfície da atmosfera.

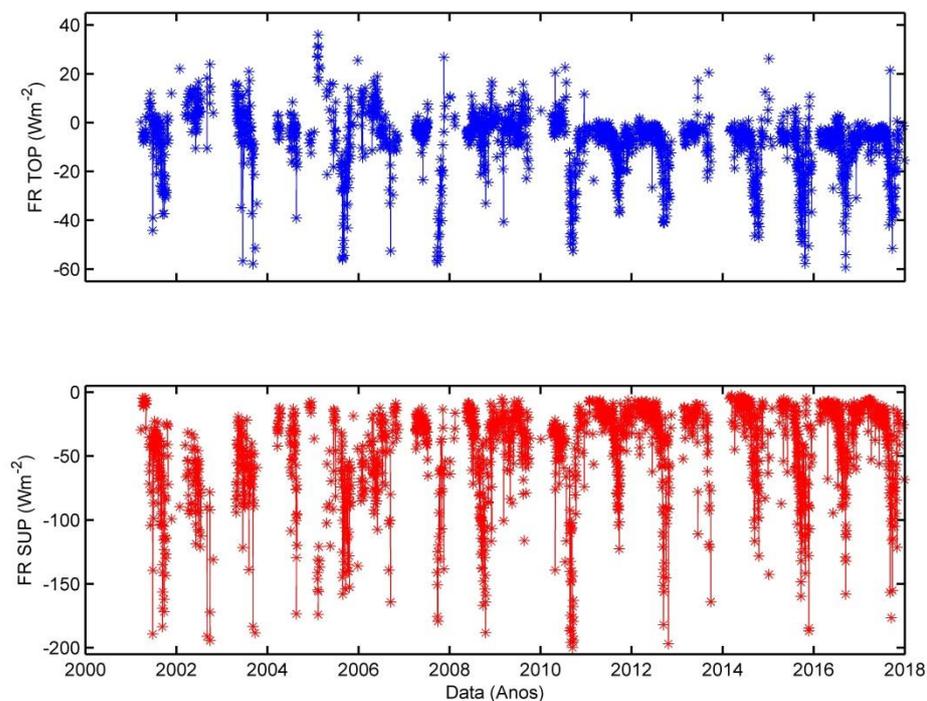


Figura 12. Distribuição temporal da Forçante Radiativa no topo da atmosfera (FR TOP) e na superfície (FR SUP), dados AERONET. No topo há dias que a forçante é positiva implicando no aquecimento, e na superfície há resfriamento devido a FR ser negativa em toda série.

Separando os dados em período seco (agosto, setembro e outubro), e chuvoso (restante dos meses) e fazendo média anual e possível analisar o comportamento das forçantes, Tabelas 1 e 2. No topo da atmosfera, para as médias com meses somente do período de chuvoso, com FR positiva, implicando num aquecimento do topo em determinados momentos da série (2003, 2004 e 2007). O mesmo não ocorre para a superfície no mesmo período analisado.

**Tabela 1.** Média anual da forçante radiativa no topo da atmosfera, na superfície terrestre ( $W.m^{-2}$ ) e desvio médio ( $W.m^{-2}$ ), no período chuvoso.

<i>Período chuvoso</i>				
<i>Ano</i>	<i>FR TOP</i>	<i>DesvFR TOP</i>	<i>FR SUP</i>	<i>desv FR SUP</i>
2002	- 3,04	9,05	- 42,05	32,36
2003	6,06	5,79	- 71,18	21,95
2004	0,21	11,61	- 55,06	23,16
2005	- 3,63	4,91	- 30,21	20,16
2006	7,30	15,00	- 78,10	49,80
2007	3,24	7,59	- 53,60	22,00
2008	- 3,67	6,23	- 30,19	16,28
2009	- 0,55	5,38	- 30,72	21,20
2010	- 2,41	6,29	- 26,97	16,26
2011	- 0,43	6,66	- 39,56	22,70
2012	- 5,32	3,40	- 18,51	7,41
2013	- 4,22	3,39	- 18,38	8,90
2014	- 3,13	4,14	- 22,61	16,59
2015	- 5,33	4,30	- 13,76	13,56
2016	- 7,91	10,71	- 39,20	42,52
2017	- 6,49	4,53	- 19,49	14,32

No período seco, a FR é positiva no topo (TOP) nos anos de 2003 e 2010, e negativa no restante da série. Em relação à superfície (SUP) a FR é negativa, com maior intensidade em 2003 e 2011.

Ao analisar a forçante radiativa nos meses de período seco e chuvoso, por médias anuais, têm-se valores menores no topo e na superfície comparando com o período chuvoso e seco. E a FR SUP é de resfriamento, enquanto alguns anos no TOP a forçante contribuiu para aquecimento do topo (HOLANDA, 2015; PALACIOS, 2017).

**Tabela 2.** Média anual da forçante radiativa no topo da atmosfera, na superfície terrestre ( $W.m^{-2}$ ) e desvio médio ( $W.m^{-2}$ ), no período seco.

<i>Período seco</i>				
<i>Ano</i>	<i>FR TOP</i>	<i>DesvFR TOP</i>	<i>FR SUP</i>	<i>desv FR SUP</i>
2002	- 13,13	11,86	- 81,36	41,07
2003	10,10	11,19	- 135,52	50,29
2004	- 11,00	16,96	- 73,85	36,42

2005	- 8,69	9,15	- 65,23	40,56
2006	- 22,79	16,62	- 88,21	34,57
2007	- 12,91	12,30	- 50,58	42,63
2008	- 41,03	12,68	- 105,92	41,58
2009	- 5,09	7,70	- 95,13	36,12
2010	0,27	9,48	- 45,89	20,56
2011	- 29,85	12,64	- 117,66	53,89
2012	- 15,54	8,27	- 48,99	25,90
2013	- 17,58	11,67	- 66,22	43,73
2014	- 8,22	10,36	- 63,88	42,02
2015	- 22,42	12,59	- 46,25	30,65
2016	- 21,82	15,08	- 66,09	35,68
2017	- 18,61	12,95	- 56,46	33,59

Os maiores valores, em módulo, encontrados da forçante são na superfície destacando no período seco, porém no chuvoso, valores de menores intensidades são notados. Tendo em 2004, o valor de  $0,21 \text{ Wm}^{-2}$  médio no topo da atmosfera, e em 2003, o valor de  $-135,52 \text{ Wm}^{-2}$  médio na superfície. Observa-se uma proporção média de no mínimo 1/3 (um terço) da FR SUP em relação à FR TOP (PROCOPIO, 2005).

A diferença entre TOP e SUP fornece o ATM (Atmosfera) sendo a quantização da quantidade de energia retida na atmosfera pela absorção do aerossol e transformada em energia térmica, Figura 13. Os valores médios mensais de TOP, SUP e ATM foram calculados através da forçante radiativa diária para o período em estudo.

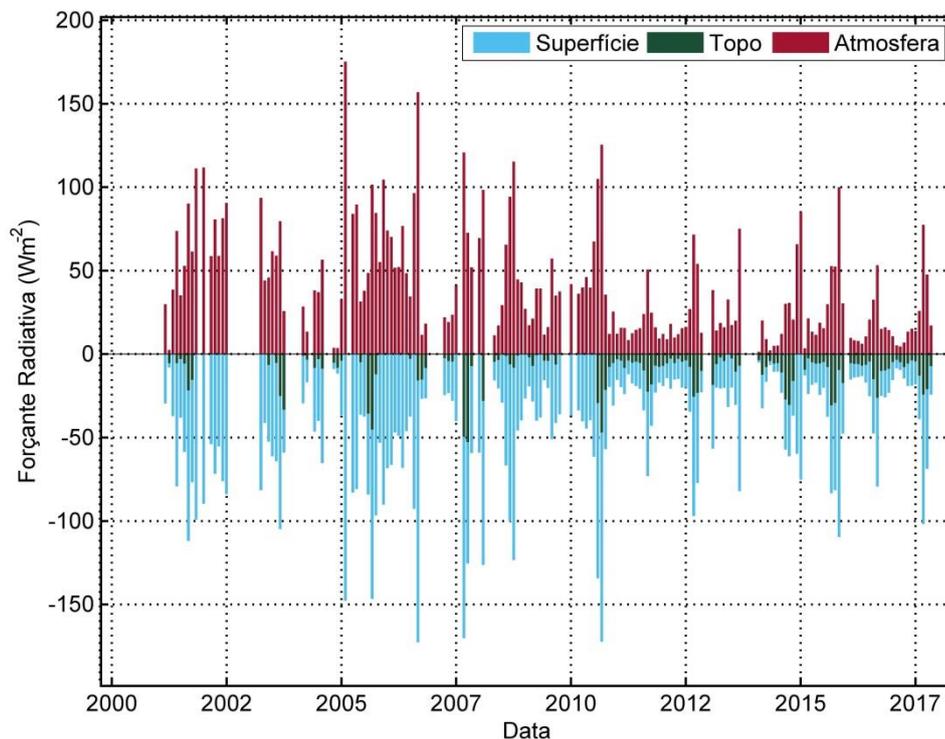


Figura 13. Variação mensal da forçante radiativa, TOP (verde), SUP (azul) e ATM (vermelho).

Valores negativos da forçante no TOP leva ao resfriamento da atmosfera ou do sistema da Terra, enquanto valores positivos devido à absorção de radiações solares por absorção do tipo de aerossóis contribuem para o aquecimento da atmosfera (PROCOPIO, 2005).

Os valores médios mensais do TOP variaram de  $-5$  a  $-52 \text{ Wm}^{-2}$ , percebe-se que os valores foram maiores (módulo) para o período seco. Enquanto que os valores mensais do SUP variaram de  $-10$  a  $-180 \text{ Wm}^{-2}$ , com médias maiores também no período seco. Portanto, implicando no resfriamento do topo e na superfície, porém um resfriamento maior na superfície. A mesma proporcionalidade de  $1/3$  é observada no período estudado (PALACIOS, 2017).

A diferença entre a forçante radiativa no TOP e SUP fornece o efeito do resfriamento ou aquecimento da atmosfera (ATM). Sendo observado valores variando de  $2$  a  $170 \text{ Wm}^{-2}$ , positivamente, ou seja, um aquecimento da atmosfera no período estudado. Logo, energia solar sendo convertida em energia térmica.

No ano de 2005 tem-se um pico acima de  $150 \text{ Wm}^{-2}$ , e valores entre 100 e  $150 \text{ Wm}^{-2}$ , nos anos 2001, 2006, 2007, 2008, 2010 e 2015. Verifica-se que a profundidade ótica (OAD) também oscilou com picos nesses períodos, portanto, a presença de aerossóis finos é identificada. Logo, a presença de aerossóis oriundos da queima de biomassa contribuiu na resultante de energia absorvida pela atmosfera.

Ao analisar a série, com médias mensais na Figura 14, nota-se que os meses de período chuvoso tem-se os menores valores para a forçante no topo, como na superfície, por conseguinte menor valor resultante na atmosfera. Porém, ao analisar o período seco encontram-se os maiores valores, destacando o mês de setembro de toda a série em estudo. O mês de fevereiro apresenta uma média maior na forçante no topo, em comparação com janeiro, março, abril, maio, junho e julho.

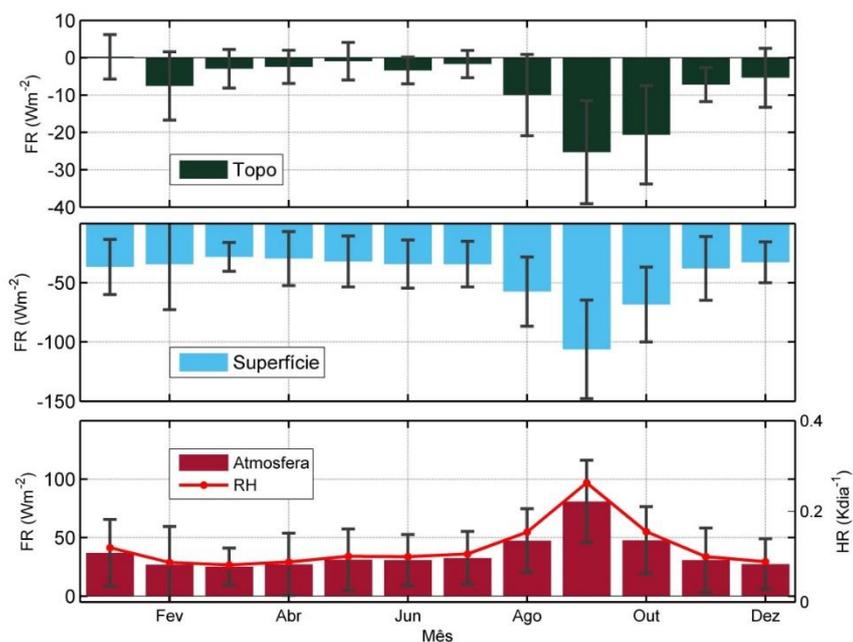


Figura 14. Fluxo da Forçante radiativa no topo, superfície e a taxa de aquecimento da atmosfera em média mensal.

Procopio et al. (2004), analisando dois sítios da AERONET, Abracos Hill e Alta Floresta, constatou que os aerossóis de queima regional de biomassa causam em média uma variação entre  $-5$  e  $-12 \text{ Wm}^{-2}$  para TOP e entre  $-21$  para  $-74 \text{ Wm}^{-2}$  para SUP. Analisando a série temporal com a média dos meses de cada ano, verifica-se

uma variação entre  $-0,5$  e  $-26 \text{ Wm}^{-2}$  para TOP e entre  $-22$  para  $-106 \text{ Wm}^{-2}$  para SUP. Portanto, os dados citados acima apresenta uma consistência em seus valores.

Na Figura 14, a variação da taxa de aquecimento (HR) acompanha os índices da ATM. Os valores mínimos são observados nos meses chuvosos (período chuvoso) e aumento dos valores nos meses de seca (período seco). Há uma dependência direta do HR a variação da forçante na ATM, que por sua vez depende dos valores no topo (TOP) e na superfície (SUP). No período seco temos o maior valor, e no período chuvoso o menor valor da taxa de aquecimento atmosférico.

Constata-se uma pequena variação na taxa de aquecimento na média dos meses, de  $0,05$  a  $0,28 \text{ K.dia}^{-1}$ . Visto que o no mês de setembro apresenta o maior valor de HR,  $0,28 \text{ K.dia}^{-1}$ , período seco, sendo valores consistente com os apresentados por Procopio et al. (2004).

### **4.3 AJUSTE DA FORÇANTE RADIATIVA EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE ÓTICA DO AEROSSOL**

Sendo uma das maiores fontes de incertezas na previsão climática, o forçamento radiativo de aerossóis, portanto, a sua caracterização tem um papel fundamental. Vários estudos são desenvolvidos visando uma melhor compreensão e caracterização dos aerossóis. Há uma forte relação entre a forçante radiativa e a profundidade ótica (SATHEESH e SRINIVASAN, 2002).

Os valores das forçantes no topo e na superfície, no período de 2001 a 2014, foram relacionados com a profundidade ótica (500 nm), proporcionando uma regressão linear em ambos os casos. Concatenando na importância dos aerossóis na forçante, logo, no impacto do balanço de radiação atmosférico. Observam-se maiores valores em módulo para a forçante na superfície em comparação com o topo, Figura 15.

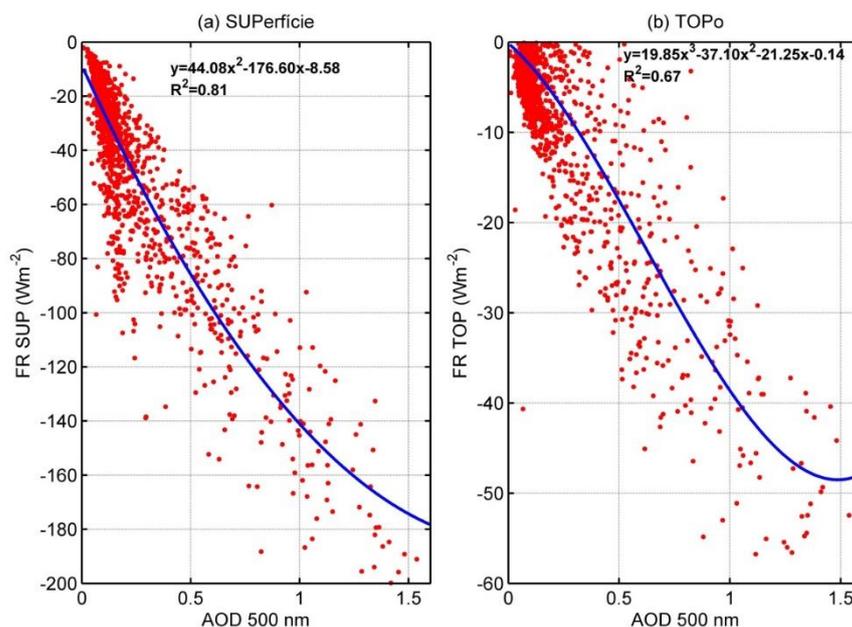


Figura 15. Relação entre a forçante na superfície e no topo com a profundidade ótica em 500 nm, com dados de 2001 a 2014.

Nota-se um carregamento de aerossóis com baixa profundidade ótica em ambos os casos, tanto na superfície como no topo da atmosfera. Aerossóis de moda fina predominam nessa faixa de atuação, com origem das queimadas ou ações antropogênicas. Afim de, analisar os tipos de aerossóis será necessário fazer uma avaliação da eficiência da forçante radiativa.

O valor de  $R^2$  encontrado na superfície implica numa boa relação entre forçante e AOD 500 nm, contudo no topo a relação não apresenta a mesma eficiência. Dados de anos atípicos ou alguma anormalidade podem ter influenciados na relação. Ou ainda, outro parâmetro, por exemplo, como SSA têm influência maior na forçante no topo. Ratificando a dependência da forçante em relação aos aerossóis, e esse, em função de suas características.

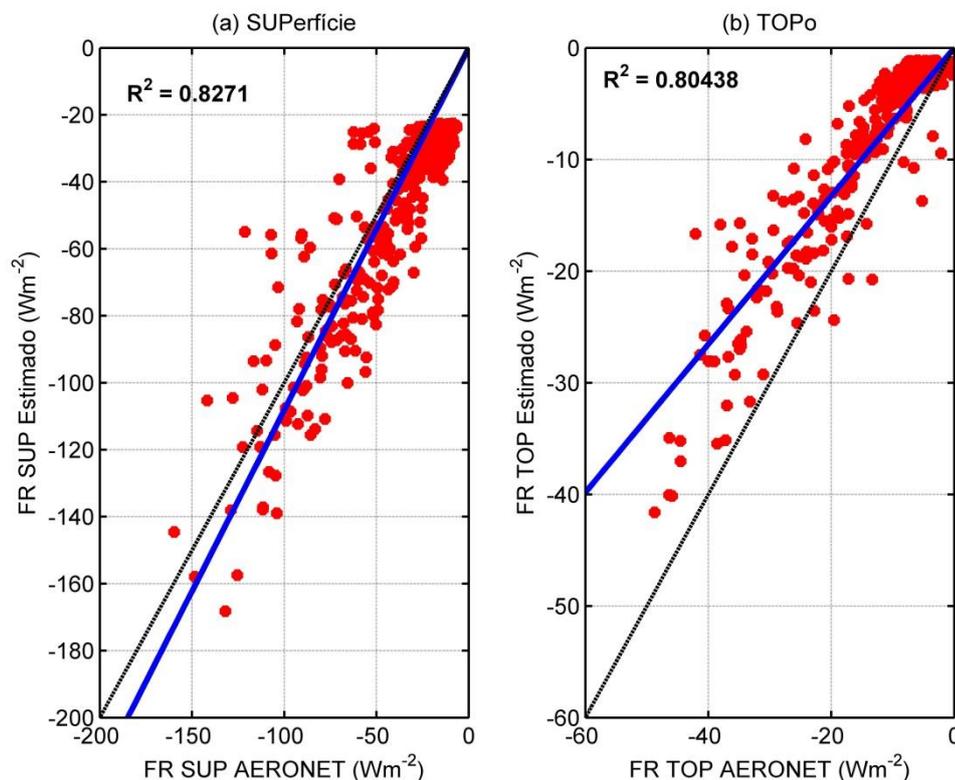


Figura 16. Dados de 2015 a 2017 para validação da regressão linear entre FR e AOD.

Afim de testar as equações obtidas na Figura 15, utilizou-se os dados de 2015 a 2017 para aferição, Figura 16. E o resultado ( $R^2=0,8$ ) para as forçantes, no topo e na superfície, foi satisfatório e apresenta uma boa concordância entre os ajustes. Demonstrando uma relação da forçante com a profundidade ótica, na região estudada. A série longa de dados fornece uma equação próxima ao proposto por Procopio (2004), diferenciando as constantes encontradas tanto para a superfície como para o topo. Tendo as FR um comportamento regido por equações polinomiais de 3° grau para FR TOP e de 2° grau para FR SUP (PROCOPIO, 2005).

Pesquisa realizada em Cuiabá via dados da rede AERONET indicam fortes influências antropogênicas nos aerossóis, demonstrando a importância dos parâmetros na análise de radiação disponível, ou seja, na forçante radiativa que faz a interação topo, atmosfera e superfície (PROCOPIO, 2005).

#### 4.4 EFICIÊNCIA DA FORÇANTE RADIATIVA NA TRANSIÇÃO PANTANAL/CERRADO

A eficiência da forçante radiativa (EF) é um instrumento relevante na análise dos aerossóis. Com essa magnitude é possível avaliar o efeito da radiação para cada tipo de aerossol, características como composição química e tamanho, pois a influência da carga é descartada. Podendo ser definida pela inclinação da regressão linear entre a forçante e a profundidade óptica (PALANCAR et al., 2016).

Sendo a EF uma taxa de variação da forçante com a profundidade ótica de aerossóis, é possível obter uma estimativa do impacto de um tipo de aerossol sobre diferentes tipos de superfície (SENA, 2013). Ou ainda estimar os tipos de aerossol e suas características. Para melhor compreensão da região, esse parâmetro foi analisado no topo da atmosfera e na superfície, mediante uma série de 2001 a 2017, Figura 17.

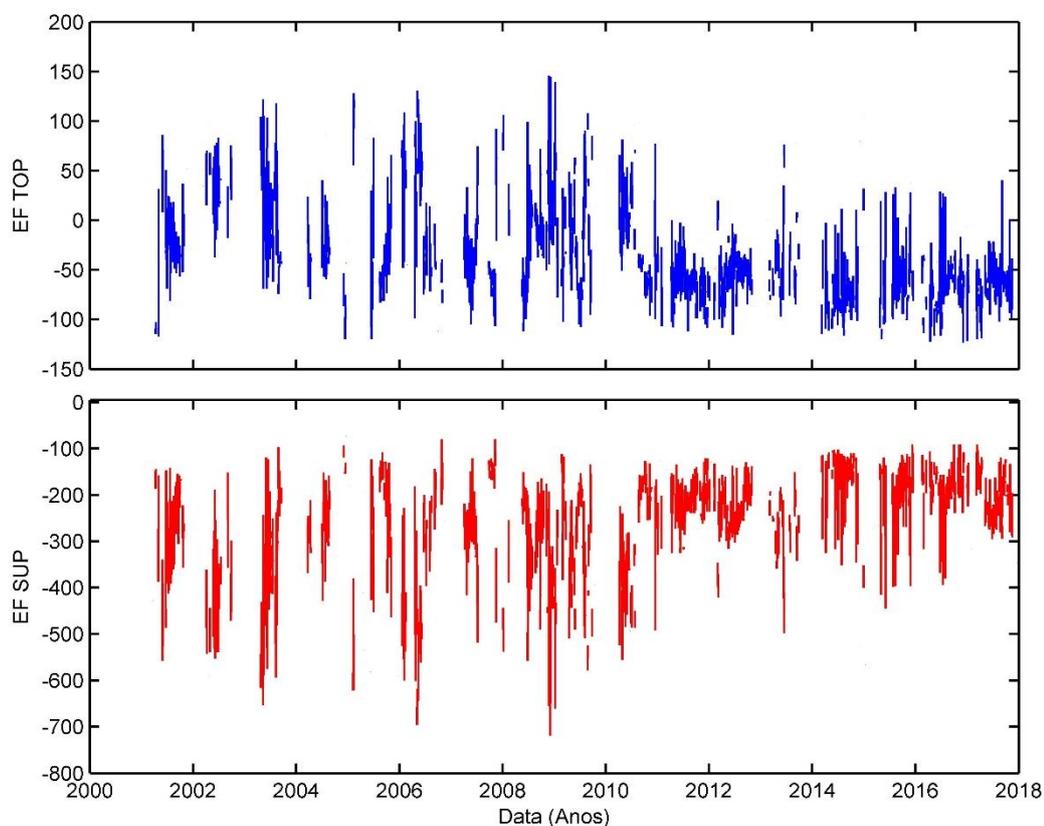


Figura 17. Variação temporal da EF no período de 2001 a 2017, no topo e na superfície.

A EF no topo da atmosfera, e na superfície apresenta uma sazonalidade espelhada em função da profundidade ótica, Figura 17. A eficiência da forçante radiativa (EF) no topo da atmosfera (EF TOP) é positiva em alguns pontos (dias) da série, enquanto que na superfície (EF SUP) é somente negativa. Porém ao analisar mensalmente, observa-se que no topo mesmo como dados de EF positivos, a média mensal foi negativa. Acarretando assim, o resfriamento do topo da atmosfera. Em módulo os valores são de menores intensidades se comparados a EF na superfície, porém ambos com sinal negativo em relação à média indicando o resfriamento da superfície e topo. Acarretando um aquecimento da atmosfera (GARCÍA et al., 2012).

Já a comparação entre os períodos chuvosos e secos, verifica-se que a EF no topo e na superfície, em ambos os casos, diminuem nos meses de seca, com aumento da profundidade ótica. Oriundos provavelmente de ações antropogênicas. O ano de 2009 apresenta maior EF no topo e na superfície, com valores de  $150 \text{ Wm}^{-2}$  por unidade de profundidade ótica e  $-690 \text{ Wm}^{-2}$  por unidade de profundidade ótica.

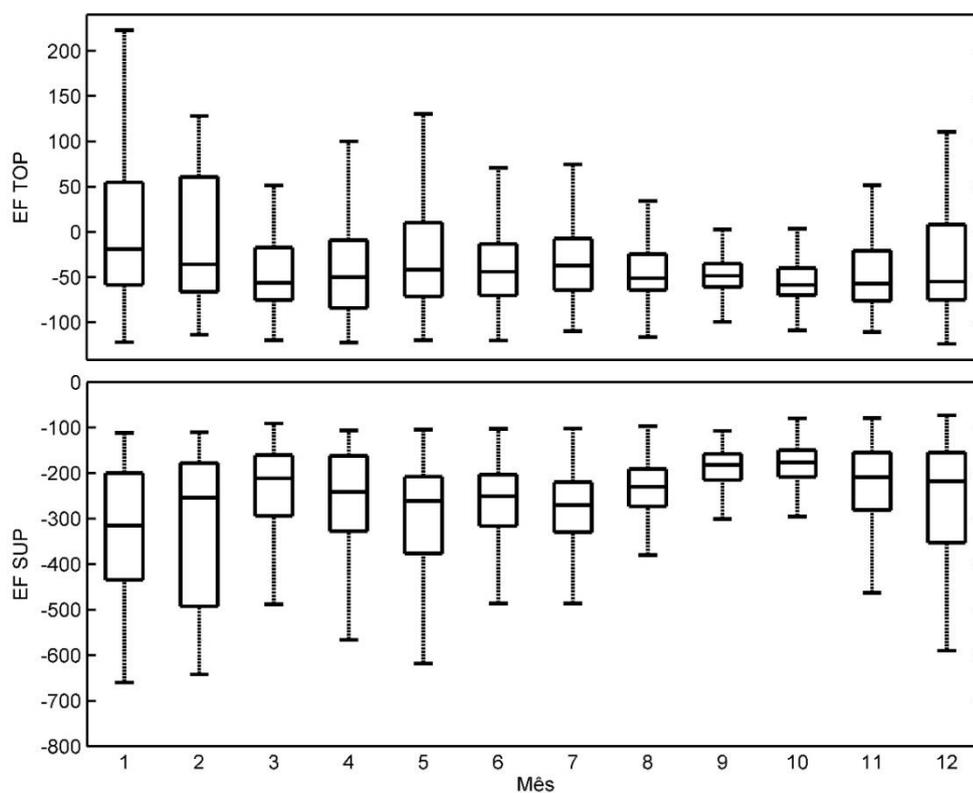


Figura 18. Distribuição da eficiência da forçante no topo e na superfície, em média mensal.

Examinando a EF pela média mensal de toda série de dados, Figura 18, contempla-se uma menor eficiência em períodos de seca, na superfície. O mês de janeiro apresenta uma pequena variação entre  $-10$  a  $-45 \text{ Wm}^{-2}$  por unidade de profundidade ótica. A eficiência da forçante radiativa, não depende da densidade de aerossóis, e sim da profundidade ótica do mesmo. Portanto a eficiência diminui com o aumento da profundidade ótica, o que implica na diminuição da capacidade de absorção do aerossol (GARCÍA et al., 2012).

No período da seca há uma tendência de simetria na média dos dados da eficiência, o mesmo não ocorre para os outros meses, nas duas situações topo e superfície. Os meses de setembro e outubro apresentaram a menor eficiência da forçante na superfície, em relação ao topo os meses de janeiro, julho e agosto se destacaram. Os meses de janeiro, maio e julho apresentaram uma média de forçante no topo anteriormente muito baixa, próximo a zero, implicando em uma eficiência baixa, não devido ao AOD dos aerossóis.

#### **4.5 RELAÇÃO ENTRE FORÇANTE RADIATIVA E FLUXOS DE SUPERFÍCIE**

Em 2010, no período da seca, tem-se o maior valor médio quinzenal de AOD registrado, 1,92. Sendo que os maiores anos de queimadas registrados na região ocorreram em 2004, 2007 e 2010. Em 2007, conforme discutido na seção 4.1 encontrou-se a maior intensidade para AOD da série, contudo o ano de 2010 também se apresentou como ano de grandes focos de queimadas. Já os menores valores de AOD foram observados em 2014.

Em 2011, foi observado que o maior valor médio quinzenal da série para a radiação global. A série de dados apresenta uma sazonalidade, com maior intensidade no final do período de seca, e menor intensidade no período chuvoso. Enquanto que a AOD tem seus maiores índices no período de seca, e queda nos índices no período de chuva. Na tentativa de relacionar os fluxos de superfície com as propriedades óticas dos aerossóis, foi avaliada a variação mensal do albedo de

superfície juntamente com os valores de forçante radiativa, conforme apresentado na Figura 19.

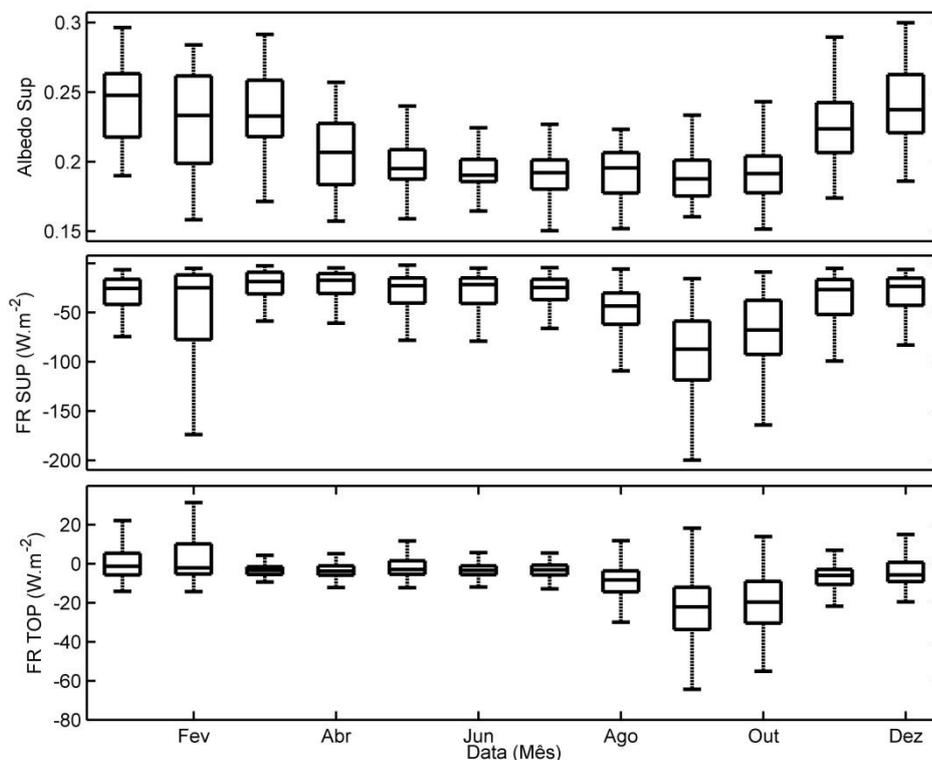


Figura 19. Média mensal de 2009 a 2017, sendo FR SUP e FR TOP produtos da rede AERONET e o Albedo de Superfície produto da Fazenda Miranda, razão entre radiação global refletida pela radiação global incidente.

O albedo da superfície, razão entre as radiações refletida e incidente, apresenta-se uma sazonalidade em função dos períodos secos e chuvosos, com menores valores no período seco. Uma variação sazonal na média mensal, com os menores valores para albedo nos meses de julho, agosto, setembro e outubro. O albedo analisado no período tem uma variação entre 0,18 e 0,25, com menor valor no período seco.

A contribuição do albedo de superfície com uma baixa variação na média anual, e verificada em comparação com as forçantes. Pois, as forçantes radiativas no topo e na superfície apresentam no período de seca as maiores intensidades, e intensidade baixa no período chuvoso. Logo, a sazonalidade do albedo de superfície é observada nas forçantes radiativas do topo e superfície da atmosfera. Na literatura é

adotado a variação do albedo de superfície anualmente, é considerado insignificante, porém verifica-se uma sazonalidade entre o albedo de superfície e as FR (SENA, 2013).

As forçantes no topo apresentam menores valores em módulo quando comparados com os valores na superfície, isso para todo período analisado, conforme já discutido em seções anteriores. No topo os valores de FR variaram entre 0 a  $-25 \text{ W.m}^{-2}$ , já na superfície ficaram entre  $-20$  a  $-85 \text{ W.m}^{-2}$ . Provavelmente, a cobertura vegetação do solo tem seu ápice no período chuvoso, e com início do período seco há diminuição da cobertura vegetação. Levando o albedo da superfície, variar entre os períodos secos e chuvosos, ou seja, a sazonalidade observada.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A região em estudo, de transição Cerrado-Pantanal, registra uma variabilidade nas propriedades dos aerossóis em função das queimadas existente no estado, principalmente no período seco. A profundidade óptica de aerossóis (AOD) em períodos de chuva apresentam os menores valores e baixa variação, enquanto que na seca, tem-se uma variação significativa nos valores, se comparados ao mês do mesmo período, e maior variação se comparados ao período chuvoso. O mês de setembro apresenta o maior de AOD médio. O ano de 2007 registra o maior índice de AOD, maior que 6.

Os resultados do EAE exibem um padrão similar à evolução de AOD, nos meses de agosto a outubro, aumento no EAE. Atingido valor médio superior a 1,5 no mês de setembro, corroborando a influência das partículas de moda fina. E assim, os aerossóis espalham e absorvem mais radiação nesse período em questão. Em relação a água precipitada uma sazonalidade é retratada com início da seca em julho, e início das chuvas em outubro. O albedo de espalhamento simples dos aerossóis (SSA) aponta a maior intensidade nos meses de agosto a outubro, porém o mês de março expõe o mesmo índice de mediana de setembro. Contudo, os valores são mais dispersos em março.

Os aerossóis participam ativamente no balanço energético terrestre, portanto podem contribuir para o desequilíbrio. Essa perturbação externa leva a alteração do fluxo de radiação surgindo a forçante radiativa dos aerossóis. As forçantes no top (FR TOP) e na superfície (FR SUP) apresentam sazonalidade em toda série estudada, com valores acentuados no período seco. Em módulos as FR exibem uma proporcionalidade de 1/3 aproximadamente entre a FR TOP em relação à FR SUP. E essa proporcionalidade se mantém quando analisados a série em período seco e chuvoso, em média mensal as forçantes são negativas ocasionando o resfriamento da superfície e do topo da atmosfera. Porém, com intensidades diferentes no qual a superfície apresenta em módulo maior intensidade. O estudo aponta para uma média na série mensal da FR TOP variando entre  $-5$  a  $-52 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que a FR SUP  $-10$  a  $-180 \text{ Wm}^{-2}$ . A diferença entre FR SUP e FR TOP fornece a FR da Atmosfera

(FR ATM), ou seja, energia absorvida pela atmosfera, e posteriormente convertida em energia térmica. A média da FR ATM é positiva em toda série, apontando picos significativos nos anos de 2005, 2006, 2007, 2008 e 2011. Sendo 2005 o maior índice encontrado no estudo, com média acima de  $150 \text{ Wm}^{-2}$ . Portanto, com uma FR ATM positiva concatena-se uma taxa de aquecimento (RH) da atmosfera variando de 0,05 a  $0,28 \text{ K.dia}^{-1}$ .

Um ajuste linear realizado entre as forçantes (FR) e a profundidade óptica dos aerossóis (OAD) nos permite visualizar quais fatores característicos dos aerossóis influenciam no resultado. A maior quantidade dos aerossóis é de menor AOD, moda fina, origem de queimadas, ou ação antropogênicas. E equações polinomiais foram obtidas da relação entre FR e OAD, sendo de 2º grau para a FR SUP, com uma correlação de  $R^2$  maior que 0,8, e de 3º grau para a FR TOP, porém com  $R^2$  de 0,67. Indicando um comportamento diferente no topo da atmosfera em relação à OAD, para a região de estudo, em comparação à superfície.

Uma ferramenta para analisar a contribuição de cada tipo de aerossol e analisar a contribuição de cada tipo. A eficiência da forçante radiativa (EF) é esse instrumento, analisando a taxa de variação da forçante em relação a AOD. Apurando a EF mensal média no topo da atmosfera, observa-se uma mediana variando entre  $-10$  a  $-50 \text{ Wm}^{-2}$  por unidade da profundidade óptica de aerossol, enquanto que na superfície a variação é de  $-80$  a  $-320 \text{ Wm}^{-2}$  por unidade da profundidade óptica de aerossol, portanto, quanto maior a AOD menor é a EF. É possível, observar que na seca a EF é menor em comparação com outros meses na superfície (SUP), e maior no topo (TOP). Porém, a intensidade da EF é maior em módulo na SUP.

A radiação global apresenta sazonalidade com aumento da intensidade após os períodos de seca, e com valores menores em períodos chuvosos. Enquanto, a AOD tem-se seus maiores índices em períodos de seca, e menores no período chuvoso.

O albedo de superfície apresenta baixa variação mensal, 0,18 a 0,25, contudo há uma sazonalidade presente, no qual o período de seca tem menor índice, e o chuvoso maior. E as forçantes TOP e SUP apresentam mesma sazonalidade em

períodos de seca e de chuva. Portanto, as FR com o albedo de superfície percebe-se uma dependência, com diminuição do albedo há um aumento das forçantes, seja no topo ou na superfície.

## 6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

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

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

ASSAD, E.; CASTRO, R. **Chuvvas no cerrado: análise e especialização**. Brasília: Embrapa/SPI, 1994.

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

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

ARTAXO, P.; FERNANDES, E. T.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; HOBBS, P. V.; MAENHAUT, W.; LONGO, K. M.; CASTANHO, A.; Large-scale aerosol source apportionment in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, 103, 31837-31847. (1998).

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

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

ARTAXO, P., SILVA - DIAS, M. A. F., ANDREAE, M. O., O mecanismo da floresta para fazer chover. **Scientific American Brasil** , p. 40-45, Abril, 2003.

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

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

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

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

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

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

BATLLE-BAYER, L.; BATJES, N.H; BINDRABAN, P.S. Changes in organic carbon stocks upon land use conversion in the Brazilian Cerrado: A review. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v.137, p. 47-58, February, 2010.

CARRILHO S.,F.J. **Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Cerrado Mato-grossense**. 2011. 151f. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

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

CHRISTOPHER, S.A., LI, X.; WELCH, R. M.; REID, J. S.; HOBBS, P. V.; ECK, T. F.; HOLBEN, B.N. Estimation of surface and top-of-atmosphere shortwave irradiance in biomass burning regions during SCAR-B”, **Journal of Applied Meteorology and Climatology**. (2000).

COLLAUD COEN. M.; WEINGARTNER. E.; SCHAUB. D.; HUEGLIN. C.; CORRIGAN. C.; HENNING. S.; SCHWIKOWSKI. M.; BALTENSPERGE. U. Saharan dust events at the Jungfraujoch: detection by wavelength dependence of the single scattering albedo and first climatology analysis. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 4, p. 2465-2480, 2004.

CURADO, L.F.A. **Estudo da inter-sazonalidade do fluxo de calor latente e sensível no Cerrado Mato-grossense**. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2013.

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

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

ECK. T.F.; HOLBEN, B.N.; SLUTSKER, I.; SETTER. A. Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single-scattering albedo for biomass

burning aerosols in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, 103. 31.86%31.878. (1998).

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

ECK. T.; HOLBEN. B.; REID. J.; DUBOVIK. O.; SMIRNOV. A.; O'NEILL. N.; SLUTSKER. I.; KINNE. S. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning. urban. and desert dust aerosols. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D24, p. 31333-31349, 1999.

EITEN, G. The Cerrado vegetation of Brazil. **The Botanical Review**, Estimation of the Main Factors Influencing Haze, Based on a Long-term Monitoring v.38, p.201-341, 1972.

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

GARCÍA, O. E.; DÍAZ, J. P.; EXPÓSITO, F. J.; DÍAZ, A. M.; DUBOVIK, O.; DERIMIAN, Y.; DUBUISSON, P.; ROGER, J.-C. Shortwave radiative forcing and efficiency of key aerosol types using AERONET data, **Atmospheric Chemistry and Physics**, 12, 5129-5145, 2012.

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

HORVATH, H., Aerosols – An introduction. **Journal of Environmental Radioactivity**, 51, p. 5 – 25, 2000.

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

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

IQBAL, M. An Introduction to Solar Radiation. **Academic Press**, San Diego, California. (1983).

JACOBSON, M. Z., Strong Radiative Heating due to the Mixing State of Black Carbon in Atmospheric Aerosols. **Nature**, p. 409, 695-697, 2001.

LENOBLE, J., The particulate matter from biomass burning: A tutorial and critical review of its radiative impact. Em Global Biomass Burning - Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications. **Edited by J. S. Levine, MIT Press, Cambridge, MA**, p. 381-386, 1991.

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

LIOU, K.-N.: An Introduction to Atmospheric Radiation. **Academic Press, London**, 271pp, (1980).

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

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

OLSON, M.R.; VICTORIA GARCIA, M.; ROBINSON, M.A.; VAN ROOY, P.; DIETENBERGER, M.A.; BERGIN, M., SCHAUER, J.J. Investigation of black and brown carbon multiplewavelength-dependent light absorption from biomass and

fossil fuel combustion source emissions. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, p. 6682-6697, 2015.

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

PALANCAR, G. G., OLCESE, L. E., LANZACO, B. L., ACHAD, M., LÓPEZ, M. L., TOSELLI, B. M., Aerosol radiative forcing efficiency in the UV-B region over central Argentina. **Atmos. Res.** 176, 1-9, 2016.

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

PRATHER, K. A.; HATCH, C. D.; GRASSIAN, V. H. Analysis of Atmospheric Aerosols. **The Annual Review of Analytical Chemistry**. Annu. Rev. Anal. Chem. 1:485–514. (2008).

PROCÓPIO, A. S., REMER, L., ARTAXO, P., KAUFMAN, Y., HOLBEN, B. N., Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, Vol. 30, n°: 24, 2265, DOI: 10.1029/2003GL018063, 2003.

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

RAVEN, P. H., BERG, L. R., JOHNSON, G. B., Environment. **Fort Worth, Saunders College Publishing**, 1995.

RIBEIRO, S.C.; FEHRMANN, L.; SOARES, C.P.B.; JACOVINE, L.A.G.; KLEINN, C.; GASPAR, R.O. Above-and Belowground Biomass in Brazilian Cerrado. **Forest Ecology And Management**, v. 262, p. 491-499, April, 2011.

RICCHIAZZI. P.; YANG. S.; GAUTIER. C.; SOWLE. D. SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's

Atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 2101-2114, 1998.

RODRIGUES, T.R. **Análise de parâmetros biofísicos que controlam o fluxo de calor latente em área de Cerrado Campo Sujo**. 2014. 94p. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.

ROSS, J. L. S., SANTOS, L. M. Geomorfologia. In: **Projeto RADAMBRASIL**, Folha Cuiabá CD 21. Vol. 26, (Ministério de Minas e Energia, org.). pp. 222, Brasília: Ministério de Minas e Energia. 1982.

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

SANO, E.E.; BARCELLOS, A.O.; BEZERRA, H.S. Assessing the spatial distribution of cultivated pastures in the Brazilian savanna. **Pasturas Tropicales**, v.22, p.2-15, 2002.

SATHEESH, S., SRINIVASAN, J. Enhanced aerosol loading over Arabian Sea during the pre-monsoon season: Natural or anthropogenic? **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 18, 2002.

SANO, E.E.; ROSA, R.; BRITO, J.L.S.; FERREIRA, L.G. Mapeamento semidetalhado do uso da terra do Bioma Cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.43, p.153-156, 2008.

SANTANNA, F. B. **Propriedades Óticas do Aerossol Atmosférico na Região Sul de Mato Grosso**. 2008. 110 f. Dissertação (Mestrado) Física e Meio Ambiente, Departamento de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2008.

SANTOS, A.C.A.; 2018. **Absorção da Radiação Solar por partículas de aerossóis no Pantanal Mato-grossense**, 108 p. (Tese em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2018.

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

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

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

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

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

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

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

SOURAV BHATTACHARJEE,. DLS and zeta potential – Whatthey are and what they are not?, **Journal of Controlled Release** (2016).

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

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

STEPHENS, G. L., Remote Sensing of the Lower Atmosphere. **Oxford University Press, New York, Estados Unidos da América**, 1994.

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

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

VAN de HULST. Light Scattering by Small Particles. **Dover Publications**, Inc. New York, (1981).

WALLACE, J. M. & HOBBS, P. V. Atmospheric science: an introductory survey. **International Geophysics Series, Academic Press, Elsevier Inc., 2a edição**, 09-177, (2006).

ZARZANA, K. J., CAPPA, C. D., & TOLBERT, M. A. Sensitivity of aerosol refractive index retrievals using optical spectroscopy. **Aerosol Science and Technology**, 48(11), 1133–1144, 2014.