

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

**INFLUÊNCIAS DO BROWN CARBON E BLACK
CARBON NA FORÇANTE RADIATIVA DOS
AEROSSÓIS NO PANTANAL MATO-GROSSENSE**

KELLY SOUSA ROMERA RAYMUNDO

**PROF. DR. RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS
ORIENTADOR**

**Cuiabá - MT
Março de 2023**

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

**INFLUÊNCIAS DO BROWN CARBON E BLACK
CARBON NA FORÇANTE RADIATIVA DOS
AEROSSÓIS NO PANTANAL MATO-GROSSENSE**

KELLY SOUSA ROMERA RAYMUNDO

*Tese apresentada à Universidade
Federal de Mato Grosso, como parte
das exigências do Programa de Pós-
graduação em Física Ambiental, para
obtenção do título de doutora em
Física Ambiental.*

**PROF. DR. RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS
ORIENTADOR**

**Cuiabá – MT
Março 2023**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

R763i ROMERA SOUSA, KELLY.
INFLUÊNCIAS DO BROWN CARBON E BLACK CARBON NA FORÇANTE
RADIATIVA DOS AEROSSÓIS NO PANTANAL MATO-GROSSENSE [recurso eletrônico]
/ KELLY ROMERA SOUSA. -- Dados eletrônicos (1 arquivo : 93 f., il. color., pdf). -- 2023.

Orientador: Rafael Palácios da Silva.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2023.

Modo de acesso: World Wide Web: <https://ri.ufmt.br>.

Inclui bibliografia.

1. Angstrom de Absorção. 2. Albedo de Espalhamento Simples. 3. Carbono Negro. I. Palácios da Silva, Rafael, *orientador*. II. 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.



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
PRÓ-REITORIA DE ENSINO DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: Influências das frações de Brown Carbon e Black Carbon na forçante radiativa dos aerossóis no Pantanal Mato-grossense

AUTORA: DOUTORANDA KELLY SOUZA ROMERA RAYMUNDO

Tese defendida e aprovada em **29 de março de 2023**

COMPOSIÇÃO DA BANCA EXAMINADORA

1. Prof. Dr. RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS (Presidente Banca / **ORIENTADOR**)

INSTITUIÇÃO: Universidade Federal do Pará

2. Prof. Dr. LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO (Membro Interno)

INSTITUIÇÃO: Universidade Federal de Mato Grosso

3. Profa. Dra. ANNA CAROLINNA ALBINO SANTOS (Membro Externo)

INSTITUIÇÃO: Centro Universitário de Várzea Grande

4. Prof. Dr. FERNANDO GONÇALVES MORAIS (Membro Externo)

INSTITUIÇÃO: Universidade de São Paulo

5. Prof. Dr. MARCO AURÉLIO DE MENEZES FRANCO (Membro Externo)

INSTITUIÇÃO: Universidade de São Paulo

CUIABÁ, 29/03/2023.



Documento assinado eletronicamente por **Fernando Gonçalves Morais, Usuário Externo**, em 03/04/2023, às 17:01, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO, Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 03/04/2023, às 18:16, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Marco Aurélio de Menezes Franco, Usuário Externo**, em 03/04/2023, às 18:46, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Rafael da Silva Palácios, Usuário Externo**, em 04/04/2023, às 09:58, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Anna Carolinna Albino Santos, Usuário Externo**, em 04/04/2023, às 12:18, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **SERGIO ROBERTO DE PAULO, Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 10/04/2023, às 14:10, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufmt.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **5664579** e o código CRC **4AF1418E**.

DEDICATÓRIA

A Deus, por seu cuidado e amor incondicional.
Ao meu esposo Machsuel pelo apoio e incentivo.
Aos meus pais, por terem investido nos meus estudos.
A minha família, pelo incentivo a realizar meus sonhos.
A todos os irmãos da igreja em Cuiabá e da igreja em
Alta Floresta que sempre estiveram comigo em oração.
Aos meus queridos amigos por tornarem a caminhada
mais leve e divertida.

AGRADECIMENTOS

- ❖ Agradeço a Deus por ter me dado a vida e a oportunidade de servi-Lo;
- ❖ Ao meu esposo Machsuel Francisco Raymundo, por estar ao meu lado em todos os momentos e me ajudar a superar os obstáculos que surgem no percurso da vida;
- ❖ A minha amada mãe, Francisca Fernandes Sousa, que nunca deixou de se preocupar e me apoiar nos momentos difíceis, e ao meu pai, Valdir Carlos Romera, que nunca deixou faltar colo e carinho;
- ❖ A minha irmã e amiga Deuselena Pelissari, pelos conselhos quando mais preciso de ajuda. Também agradeço aos meus irmãos Emidio e Douglas Romera, e aos meus sobrinhos, em especial Tais Chimula, Thalita Pelissari e Ayla Pelissari que tornaram a minha vida mais alegre;
- ❖ In memoriam ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira por todos os conselhos e incentivo desde o mestrado;
- ❖ Aos amigos e colegas da Pós-Graduação, pelo apoio e companheirismo, em especial a Leilane Gomes, Anísio Alfredo da Silva Júnior, Marlus Sabino e Rayanna Costa Oliveira;
- ❖ A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso por compartilharem seus conhecimentos, contribuindo para esta pesquisa;
- ❖ A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro concedido durante toda pesquisa;
- ❖ Aos integrantes do grupo de instrumentação do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental pelo monitoramento e coleta dos dados;
- ❖ E a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho;
- ❖ Agradeço especialmente ao meu orientador Prof. Dr. Rafael da Silva Palácios pela contribuição para conclusão deste trabalho;
- ❖ Agradeço ao Instituto Nacional de Áreas Úmidas (INAU II) através do Projeto - 3.1.2 – Aspectos Ecofisiológicos na Dinâmica de Trocas Líquidas de CO₂ (NEE), CH₄, 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

“O fim do homem é o início de Deus”. — João Bosco
de Freitas

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 PROBLEMÁTICA.....	1
1.2 JUSTIFICATIVA.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	4
1.3.1 Objetivo Geral	4
CAPÍTULO 2	5
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	5
2.1 AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS.....	5
2.1.1 Ciclo De Vida Dos Aerossóis Atmosféricos	7
2.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO AEROSSOL.....	8
2.3 AEROSSÓIS CARBONÁCEOS	9
2.3.1 Black Carbon.....	9
2.3.2 Brown Carbon	10
2.4 FORÇANTE RADIATIVA	12
CAPÍTULO 3	16
3. MATERIAIS E MÉTODOS	16
3.1 PANTANAL MATO-GROSSENSE E AS MEDIDAS DE AEROSSÓIS <i>IN-SITU</i>	16
3.2 MEDIDAS DA AERONET.....	26
3.2.1 Medidas de Radiação Solar Direta pela AERONET	28
3.2.2 Medidas de Radiação Solar Difusa pela AERONET.....	29
3.3 ESTIMATIVAS DE BROWN CARBON (BrC) E BLACK CARBON (BC). 30	
3.4 ESTIMATIVAS DA FORÇANTE RADIATIVA	32
3.4.1 Estimativa Da Forçante Radiativa Das Frações De Brown Carbon (BrC) E Black Carbon (BC).....	33
CAPÍTULO 4	38
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	38
4.1 VARIABILIDADE DAS PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS ...	38

4.2 CICLOS DIÁRIOS DAS PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS....	47
4.3 ESPECTRO DE ABSORÇÃO.....	50
4.4 ABSORÇÃO DA RADIAÇÃO POR BrC E BC.....	55
4.5 FORÇANTE RADIATIVA DE BrC E BC.....	58
CAPÍTULO 5	67
CONCLUSÃO.....	67
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	70

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Esquema da distribuição de tamanhos dos aerossóis atmosféricos e os processos que influenciam cada fração de tamanho de partículas. Fonte: Readaptada e extraída de Seinfeld e Pandis, 2006; adaptado de Whitby et al (1976). _____ 6
- Figura 2. Esquema dos mecanismos de formação dos aerossóis, focando nos processos heterogêneos. Fonte: Alves, 2005. _____ 8
- Figura 3. Contribuições ao aquecimento de 2010-2019 com relação a 1850-1900, avaliadas a partir de estudos de forçante radiativa (IPCC, 2021). _____ 13
- Figura 4. Efeitos climáticos do BC expressos pela forçante radiativa no topo da atmosfera com seus vários impactos climáticos. Temos o efeito direto e indireto do BC, além da alteração do albedo causado pela deposição de BC em áreas com neve e gelo. Fonte: (BOND et al, 2013). _____ 14
- Figura 5. Localização da área de estudo presente na Reserva Particular do Patrimônio Natural – RPPN SESC (16°39' S; 56°47' W). _____ 17
- Figura 6. Ilustração da estrutura interna do Nefelômetro modelo TSI-3563. (Adaptado de Rizzo, 2006). _____ 18
- Figura 7. Princípio de funcionamento do Aetalômetro modelo AE33. _____ 19
- Figura 8. a) Gráfico logarítmico duplo de C versus λ para expoente Angstrom de absorção $AAE = 1.0$ preto, 1.4 vermelho, 1.8 azul, 2.2 verde e 2.6 lilás, b) Dependência dos parâmetros A em relação ao Angstrom de Absorção ($aabs$) e c) Dependência dos parâmetros B em relação ao Angstrom de Absorção ($aabs$). ____ 23
- Figura 9. Teste de sensibilidade para as variações: a) e b) do coeficiente de absorção (σabs) em função do Angstrom de espalhamento ($ascat$) e do albedo de espalhamento simples ($\omega 0$) e c) e d) do Angstrom de absorção ($aabs$) em função do Angstrom de espalhamento ($ascat$) e do albedo de espalhamento simples ($\omega 0$). _____ 25
- Figura 10. Instrumentação da rede AERONET, radiômetro solar CIMEL 318A, antena de transmissão de dados e o painel solar (Extraído de SENA, 2013). _____ 27

Figura 11. Ilustração da atribuição de absorção utilizando o expoente de absorção de Angstrom (AAE) (LACK e LANGRIDGE, 2013). O Brown Carbon domina a absorção para comprimentos de onda próximo do UV. A absorção pelo BC varia pouco com o comprimento de onda. _____ 31

Figura 12. O expoente Angstrom de absorção (AAE) derivado dos cálculos da teoria Mie em função do tamanho e para uma série de estados de revestimento (WANG et al., 2016). AAE corresponde ao α_{abs} . _____ 32

Figura 13. Estimativas fornecidas pela AERONET de FR a) instantâneo e b) FR 24 horas para superfície e topo da atmosfera nos períodos seco e chuvoso. _____ 34

Figura 14. Ajustes realizados entre AOD 500nm e os valores de FR e FR 24 horas na superfície e no topo da atmosfera com dados fornecidos pela AERONET. _____ 35

Figura 15. FR 24h estimadas pelo modelo proposto por Procópio et al., 2004 (P2004), pelo modelo ajustado para o local e pelos valores da AERONET. _____ 36

Figura 16. Ajustes lineares entre os valores instantâneos de FR com os valores de AOD de absorção em 440 e 870 nm da AERONET. Para FR-top foram utilizados apenas os pares para FR positiva. _____ 37

Figura 17. Média diária para série temporal, a) dos coeficientes de espalhamento (σ_{scat}) em 525 nm, b) coeficientes de absorção (σ_{abs}) em 590 nm e concentração de black carbon (BC), em μgm^{-3} , c) expoente Angstrom de absorção (α_{abs}) entre 370-880 nm. Os cálculos foram baseados nos valores obtidos a cada 30 min. As áreas sombreadas representam os períodos secos de cada ano. _____ 39

Figura 18. Série temporal para os registros mensais de focos de queimadas (2010-2019) sobre a) Amazonia Legal, b) Estado de Mato Grosso e c) sobre o bioma Pantanal. A área sombreada representa especificamente o período de estudo deste trabalho. 40

Figura 19. Relação entre o acumulado mensal de precipitação, acumulado mensal dos focos de queimadas no Pantanal e a profundidade ótica do aerossol na moda fina (AOD 500 nm moda fina). As áreas sombreadas representam os períodos seco nesse trabalho. _____ 42

- Figura 20. Boxplot para os coeficientes de espalhamento (σ_{scat} 525 nm), coeficientes de absorção (σ_{abs} 525 nm) e albedo de espalhamento simples (ω_0 525 nm) calculados para cada 10 dias julianos entre maio de 2017 a dezembro de 2019. _____ 44
- Figura 21. Variação diária da (a, b) mediana do coeficiente de espalhamento (σ_{scat} 525 nm), (c, d) mediana do coeficiente de absorção (σ_{abs} 525 nm), (e, f) mediana do albedo de espalhamento simples (ω_0 525 nm), (g, h) mediana do expoente Angstrom de absorção (α_{abs} 370-880 nm). _____ 49
- Figura 22. Espectros médios de absorção de aerossóis para os anos de 2017, 2018 e 2019 considerando os períodos seco e chuvoso. As barras de erros representam os padrões estatísticos de desvio. _____ 51
- Figura 23. Espectrograma da distribuição volumétrica de aerossóis para o site de Cuiabá-MIRANDA. O ano característico foi desenvolvido com base em 20 anos de medidas da AERONET (2001-2019). _____ 52
- Figura 24. Frequência relativa para os expoentes de Angstrom para os períodos seco e chuvoso para os intervalos: a) α_{abs} 370-590 nm, a) α_{abs} 370-880 nm e a) α_{abs} 590-880 nm. Frequência acumulada normalizada para os expoentes de Angstrom para os períodos seco e chuvoso para os intervalos: d) α_{abs} 370-590 nm, e) α_{abs} 370-880 nm e f) α_{abs} 590-880 nm. _____ 54
- Figura 25. Média diária para os valores de absorção do BC, BrC e soma entre BC e BrC. _____ 56
- Figura 26. Boxplot mensal das absorções de BrC e BC. _____ 57
- Figura 27. Serie temporal de 2017 a 2019 das medidas de profundidade ótica de aerossol (AOD) em 525nm Pantanal obtida através da integração do coeficiente de extinção integrado para a coluna atmosférica. _____ 59
- Figura 28. Valores diários de FR para a a) superfície e b) topo da atmosfera. _____ 60
- Figura 29. Serie temporal da FR 24 h para a superfície e para o topo da atmosfera. 61

Figura 30. Valores diários de FR no topo e na superfície da atmosfera para BC e BrC.

_____ 63

Figura 31. Estatística mensal para os valores de FR 24 horas no topo e na superfície da atmosfera. _____ 65

Figura 31. Estatística mensal para os valores de FR 24 horas no topo e na superfície da atmosfera. _____ 65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Equações 17, 18, 19 e 20, obtidas pelo ajuste linear entre os valores de FR e AOD para o site da AERONET.....	35
Tabela 2. Equações xi, xii, xiii e xiv, obtidas pelos ajustes entre os valores de FR e AOD de absorção, em 440 e 870 nm da AERONET, da Figura x.	37
Tabela 3. medias desvios e mediana para as principais propriedades óticas dos aerossóis encontradas para o Pantanal. Os parâmetros estatísticos foram calculados para as períodos chuvosa e seca de cada ano.....	41
Tabela 4. Comparação dos valores médios sazonais e de todo período de campanha para as principais propriedades óticas obtidas para o Pantanal e para dois sites da Amazônia central. Comparação com os resultados de Rizzo et al. (2013) sobre o site ZF2 e com os resultados de Saturno et al. (2018) sobre o site do ATTO. Os valores do coeficiente de espalhamento (σ_{scat}) absorção (σ_{abs}) e albedo de espalhamento simples (ω_0) foram obtidos em 525 nm para o Pantanal, já para a ZF2 e ATTO σ_{scat} foi obtido em 550 nm, σ_{abs} e ω_0 obtidos em 637 nm. Já os valores de expoente Angstrom de absorção (AAE) foi obtido no intervalo de 370-870 nm para o Pantanal, 440-700 nm na ZF2 e por um ajuste linear para o ATTO.	46
Tabela 5. Médias e desvios sazonais das frações de FR 24h de BC e BrC nas períodos seca e chuvosa no Pantanal Mato-grossense	64

LISTA DE ABREVIACOES

AAE - Absorption Angstrom Expoente.

AAOD - Absorption Aerosol Optical Depth.

AERONET - AErosol RObotic NETwork.

AOD - Aerosol Optical Depth.

BC - Black Carbon.

BrC - Brown Carbon.

CCN - Cloud Condensation Nuclei.

EC - Elemental Carbon.

EF - Efeciencia de Forçante Radiativa.

FR - Forçante Radiativa.

GAME - Global Atmospheric Model.

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change.

LBA - Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia.

LIs - Linhas de Instabilidades.

MAAP - MultiAngle Absorption Photometry.

OC - Organic Carbon.

PM - Particle Material.

σ_{scat} - Coeficiente de espalhamento

σ_{abs} - Coeficiente de absorção

ω_0 - Albedo de Espalhamento Simples

α_{abs} - Coeficiente Angstrom de absorção

RESUMO

ROMERA, K.S. **Influência das frações de *brown carbon* e *black carbon* na forçante radiativa dos aerossóis no Pantanal Mato-grossense.** 93f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2019.

Os aerossóis têm um efeito significativo no clima terrestre. Eles afetam a quantidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra e têm um impacto direto no aquecimento global. Uma das maiores fontes de incertezas associadas ao impacto dos aerossóis no clima está relacionada com a fração absorvedora de luz que não é BC (*black carbon*), chamada de BrC (*brown carbon*). Neste trabalho, BC e BrC foram caracterizados e quantificados para estimar os seus efeitos na absorção total. As forçantes radiativas dessas duas componentes também foram calculadas para a superfície e o topo da atmosfera e para as frações de BC e BrC. Os valores médios obtidos para o coeficiente de espalhamento (σ_{scat}) em 525 nm foram 6.16 ± 5.75 e 54.51 ± 81.53 Mm^{-1} para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. Para o coeficiente de absorção (σ_{abs}) em 590 nm, as médias foram de 0.52 ± 0.49 e 3.64 ± 4.21 Mm^{-1} nos períodos chuvoso e seco, respectivamente. As análises das propriedades óticas de aerossóis evidenciaram o comportamento sazonal das partículas de aerossóis, presentes em maior quantidade no período seco, resultado das queimas locais e regionais que atingem a região. Com respeito a concentração de BC, o Pantanal apresentou médias 55% maiores que os resultados obtidos por Artaxo et al. (2013) para o site ZF2 (2008-2012) no período seco e apenas 15% maior durante o período chuvoso. A porcentagem de BrC para absorção total foi de aproximadamente 10% e 24% para os períodos seco e chuvoso em 470 nm, respectivamente. Em Rio Branco, Ponczed et al., 2022 estimou que BrC correspondeu a aproximadamente 20% da absorção total a 470 nm, já no site da ATTO, foi aproximadamente 24% a 370 nm (SATURNO et al., 2018). As variações horárias do coeficiente de absorção, coeficiente de espalhamento e albedo de espalhamento simples (ω_0) são pouco acentuadas, sendo dominada pela dinâmica da camada limite. Os valores para o angstrom de absorção (α_{abs}) para as faixas espectrais de 370-590 nm e 370-880 nm foram maiores no período seco, resultado de um possível aumento da concentração de partículas finas emitidas pela queima de biomassa. O angstrom de absorção de 370-590 nm evidenciou fortes contribuições de BrC e apresentou comportamento similar entre os períodos seco e chuvoso, com uma diferença aproximada de 10%, decorrente das emissões de BC. A FR no topo da atmosfera apresentou médias de $-0,89 \pm 0,66$ e $-0,42 \pm 0,05$ Wm^{-2} para as estações seca e chuvosa, respectivamente, enquanto para a superfície, as médias de FR foram de $-6,80 \pm 2,17$ e $-5,23 \pm 0,17$ Wm^{-2} , respectivamente. A contribuição de BC para o aquecimento do topo da atmosfera é quase 60% maior em relação ao BrC para o período seco. Com relação aos valores obtidos para FR, Procópio (2005) estimou variações de -26 a -62 Wm^{-2} sobre a superfície em uma região de transição Amazônia-cerrado. Enquanto isso, Palácios et al. (2015) estimou valores que variam de 10 a -63 Wm^{-2} para a região de transição pantanal-cerrado. Neste trabalho, os valores obtidos para FR sobre a superfície variaram de -5 a -17 Wm^{-2} . Este trabalho apresentou resultados inéditos para a região e pode contribuir para um melhor

entendimento do balanço energético do Pantanal, bem como para estimativas mais precisas da contribuição dos aerossóis nos modelos de mudanças climáticas.

Palavras-chave: Angstrom de Absorção, Albedo de Espalhamento Simples, Carbono Negro.

ABSTRACT

ROMERA, K.S. **Influence of brown carbon and black carbon fractions on aerosol radiative forcing in the Pantanal wetlands.** 93f. Thesis (PhD in Environmental Physics) - Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2023.

Aerosols have a significant effect on Earth's climate. They affect the amount of solar radiation reaching the Earth's surface and have a direct impact on global warming. One of the major sources of uncertainties associated with aerosol impact on climate is related to the light-absorbing fraction that is not black carbon (BC), known as brown carbon (BrC). In this study, BC and BrC were characterized and quantified to estimate their effects on total absorption. The radiative forcings of these two components were also calculated for the surface and the top of the atmosphere, as well as for BC and BrC fractions. The average values obtained for the scattering coefficient (σ_{scat}) at 525 nm were 6.16 ± 5.75 and 54.51 ± 81.53 Mm^{-1} for the rainy and dry periods, respectively. For the absorption coefficient (σ_{avs}) at 590 nm, the averages were 0.52 ± 0.49 and 3.64 ± 4.21 Mm^{-1} during the rainy and dry periods, respectively. Analysis of aerosol optical properties revealed the seasonal behavior of aerosol particles, which were more abundant in the dry period due to local and regional biomass burning. Regarding BC concentration, the Pantanal region showed average values 55% higher than the results obtained by Artaxo et al. (2013) for the ZF2 site (2008-2012) during the dry period and only 15% higher during the rainy period. The percentage of BrC in total absorption was approximately 10% and 24% for the dry and rainy periods at 470 nm, respectively. In Rio Branco, Ponczed et al., 2022 estimated that BrC accounted for approximately 20% of total absorption at 470 nm, while at the ATTO site, it was approximately 24% at 370 nm (SATURNO et al., 2018). The diurnal variations of the absorption coefficient, scattering coefficient, and single scattering albedo (ω_0) were not pronounced and were dominated by the boundary layer dynamics. The angstrom absorption exponent (α_{abs}) for the spectral ranges of 370-590 nm and 370-880 nm were higher during the dry period, indicating a possible increase in fine particle concentration emitted from biomass burning. The angstrom absorption exponent for 370-590 nm showed strong contributions from BrC and exhibited similar behavior between the dry and rainy periods, with an approximate 10% difference due to BC emissions. The top-of-atmosphere radiative forcing (FR) had averages of -0.89 ± 0.66 and -0.42 ± 0.05 Wm^{-2} for the dry and rainy seasons, respectively, while at the surface, the FR averages were -6.80 ± 2.17 and -5.23 ± 0.17 Wm^{-2} , respectively. The contribution of BC to top-of-atmosphere heating is nearly 60% greater compared to BrC during the dry period. Concerning FR values, Procópio (2005) estimated variations from -26 to -62 Wm^{-2} at the surface in an Amazon-Cerrado transition region. Meanwhile, Palácios et al. (2015) estimated values ranging from 10 to -63 Wm^{-2} for the Pantanal-Cerrado transition region. In this study, the FR values at the surface ranged from -5 to -17 Wm^{-2} . This study provided unprecedented results for the region and can contribute to a better understanding of the energy balance in the Pantanal as well as more accurate estimations of aerosol contributions in climate change models.

Keywords: Angstrom Absorption, Simple Scattering Albedo, Black Carbon.

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

Os aerossóis atmosféricos exercem um papel importante no clima e produzem efeitos tanto em escala global quanto local. Diretamente, eles podem espalhar ou absorver radiação, modificando os fluxos radiativos na superfície e na atmosfera e indiretamente modificam propriedades físicas e radiativas das nuvens, afetando a precipitação e o ciclo hidrológico.

A superfície terrestre tem sido rapidamente modificada pelas atividades humanas, fato evidente nas regiões tropicais. As florestas tropicais, e em particular a floresta Amazônica, tem sofrido com a crescente taxa de desflorestamento e queimadas. Isso tem ocorrido também em outros locais, como o Pantanal. O material particulado emitido pela queima de biomassa possui características altamente absorvedoras e podem contribuir para o aquecimento da atmosfera.

Com respeito as propriedades de absorção, os aerossóis carbonáceos ganham destaque por serem constituídos majoritariamente por compostos orgânicos. Dentre eles, duas componentes se destacam por absorverem radiação em faixas diferentes do espectro de absorção: O BC (do inglês, *black carbon*) – carbono elementar emitido diretamente para atmosfera em processos de combustão em altas temperaturas de biomassa, e o BrC (do inglês, *brown carbon*) – carbono orgânico emitido como aerossóis orgânicos primários ou secundários com propriedades de absorção de radiação na faixa do ultravioleta e visível.

O Pantanal tem sido afetado por grandes cargas de aerossóis de queimadas no período seco, as plumas geradas nestas queimas impactam fortemente o fluxo de radiativo na região. Estudos na região caracterizaram as principais fontes de aerossóis nos períodos seco e chuvoso, a variabilidades das propriedades óticas de aerossóis e o efeito destes sobre o clima em regiões muito próximas ao local de estudo, entretanto, várias questões relacionadas a interação dos aerossóis com a radiação solar direta permanecem abertas a discussões. Por isso, uma análise qualitativa e quantitativa da interação entre a radiação solar direta e as partículas emitidas pela queima de biomassa

é essencial para a redução das incertezas presentes nas estimativas da forçante radiativa.

1.2 JUSTIFICATIVA

O efeito dos aerossóis no clima ainda é uma das maiores fontes de incertezas na estimativa das mudanças climáticas. No balanço climático global, a forçante radiativa líquida é negativa e têm um papel de resfriamento. Contudo, algumas componentes de aerossóis carbonáceos apresentam valores positivos, absorvendo a radiação e aquecendo a atmosfera. O último relatório do IPCC, o AR6 (2021), destaca que o BC é um dos principais contribuintes para o aquecimento global, uma vez que ele absorve a radiação solar e aquece a atmosfera e a superfície da Terra. O valor da forçante radiativa de BC foi estimado em $0,25 \text{ Wm}^{-2}$ com uma incerteza de $\pm 0,2 \text{ W/m}^2$. Isso significa que o BC é responsável por um aquecimento adicional na atmosfera e na superfície da Terra de cerca de $0,25 \text{ Wm}^{-2}$ (IPCC, 2021).

O relatório ainda destaca o BC como o segundo maior contribuinte para a forçante radiativa antropogênica após o dióxido de carbono (CO_2), e é responsável por cerca de 30% da forçante radiativa total causada pelas emissões de gases de efeito estufa e aerossóis. A maioria das emissões de BC é proveniente da queima incompleta de combustíveis fósseis, biomassa e biocombustíveis, e é encontrada em partículas finas emitidas pela queima de combustíveis em motores de combustão interna, motores a jato e fornos industriais.

Com respeito ao BrC, sua forçante radiativa foi estimada em cerca de $+0,05 \text{ Wm}^{-2}$, porém com uma incerteza significativa (IPCC, 2021). A incerteza é decorrente da dificuldade em medir a quantidade de BrC presente na atmosfera, uma vez que são utilizados vários métodos para sua determinação, e em entender suas propriedades ópticas e sua interação com outros componentes de aerossóis.

Apesar de modelos globais para estimativa da forçante radiativa direta (DRF) e os efeitos radiativos diretos (DREs) estarem sendo aplicados em diferentes locais e com aerossóis de fontes de BrC, os estudos apontam que as propriedades ópticas de BrC devem ser melhor compreendidas antes de serem aplicadas em simulações climáticas globais e regionais.

Vários estudos têm sido conduzidos na região Amazônica devido as excelentes condições para quantificar os efeitos dos aerossóis, pois é possível caracterizar as propriedades óticas de espalhamento e absorção em locais com interferência antrópica e em locais com predominância natural. Essas condições permitem estudar mecanismos que controlam a formação e evolução de BC e BrC. Contudo, existem outras regiões que também podem servir como um laboratório natural de estudos de aerossóis devido as suas condições naturais, nesta tese estudaremos especificamente o Pantanal.

O período de seca do Pantanal tem sido marcado por altas cargas de aerossóis que impactam a visibilidade atmosférica devido as cortinas de fumaça que se formam. Ademais, atividades como exploração de minério e desmatamento, somadas com a emissão natural da floresta e as queimadas, podem influenciar significativamente o balanço radiativo da região e interferir no ciclo hidrológico.

Estudos anteriores sobre as propriedades óticas de aerossóis no Pantanal Mato-grossense apontaram variações sazonais na concentração de BC na moda fina e na moda grossa. Durante o período de seca, cerca de 90 % da concentração de BC é encontrada na moda fina. Esses achados foram associados às possíveis influências de queimadas de pequeno porte na região e até mesmo ao transporte de partículas de queimadas de outras locais pelas massas de ar. Os primeiros estudos se concentraram nas análises físico-químicas dos aerossóis e nas propriedades óticas como a absorção de BC, o albedo de espalhamento simples (SSA) e o angstrom de absorção. Entretanto ainda não houve trabalhos que estimassem a contribuição de BrC na absorção e nem estimativas da forçante radiativa na região.

O presente trabalho buscou um melhor entendimento da interação da radiação solar com partículas de aerossóis atmosféricos no bioma Pantanal. O monitoramento contínuo de 3 anos das propriedades óticas dos aerossóis possibilitou a caracterização das interações deste material particulado com a radiação e a quantificação do efeito dos aerossóis no clima regional. Além disso, a quantificação da absorção por BrC, além de BC, pode contribuir para reduzir as incertezas do papel desta componente no clima e tornar os modelos climáticos globais mais precisos. Os resultados obtidos neste trabalho foram comparados com outros estudos, principalmente na Amazônia, tanto para avaliar se os resultados são condizentes com a literatura quanto para analisar o

comportamento dos aerossóis em florestas com metabolismo e processos de formação de aerossóis distintos.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo Geral

Quantificar e caracterizar a influência das frações de Brown Carbon e Black Carbon na forçante radiativa dos aerossóis no Pantanal Mato-grossense.

1.3.2 Objetivos Específicos

i- Caracterizar as variações diárias e sazonais das propriedades óticas dos aerossóis e comparar com resultados obtidos em estudos da região Amazônica para analisar o comportamento dos aerossóis em regiões distintas.

ii- Determinar o espectro de absorção dos aerossóis em condições naturais e sob influência de queima de biomassa.

iii- Estimar a absorção da radiação pelas frações de Brown Carbon (BrC) e Black Carbon (BC).

iv- Estimar a forçante radiativa das frações de Brown Carbon (BrC) e Black Carbon (BC).

CAPÍTULO 2

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS

Além de interagir diretamente com a radiação por meio dos processos de espalhamento e absorção, é sobre uma fração de aerossóis atmosféricos que ocorre o processo de formação de gotículas de nuvens em seu estágio inicial. Os aerossóis são partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera com dimensões inferiores a 100 μ m de diâmetro e são provenientes de duas fontes distintas: natural e antropogênica (ALVES, 2005). Como fontes naturais, podem-se citar as erupções vulcânicas, emissões da vegetação, aerossóis marinhos, poeira de solo, entre outras. Como fontes antropogênicas, destacam-se as emissões urbanas, industriais e a queima de biomassa e combustíveis fósseis (FUZZI et al., 2006). Além de serem provenientes de fontes distintas, os aerossóis podem ser emitidos de forma direta ou serem formados na própria atmosfera, sendo divididos de acordo com o seu processo de formação em: aerossóis primários ou secundários (SEINFELD e PANDIS, 2006).

As partículas emitidas diretamente para a atmosfera são chamadas de aerossóis primários. Já os aerossóis secundários são produzidos na atmosfera livre pelo processo de conversão gás-partícula, ou seja, gases que passam por processos físicos e químicos que tem como consequência final a sua transformação em partículas (ANDRADE, 1993; ALVES, 2005; SEINFELD e PANDIS, 2006). Os aerossóis de sulfato, nitrato e orgânicos secundários são as principais espécies químicas derivadas da conversão gás-partícula (WALLACE e HOBBS, 2005).

As partículas de aerossóis também podem ser classificadas de acordo com a sua faixa de tamanho. Elas podem variar desde alguns nanômetros até dezenas de micrômetros de diâmetro. Whitby et al. (1976) estruturou uma classificação do tamanho do material particulado de acordo com o seu diâmetro e dividiu em quatro

grupos, sendo estes: a moda de nucleação ($d < 0,01\mu\text{m}$), a moda Aitken ($0,01\mu\text{m} < d < 2,5\mu\text{m}$) e a moda grosseira ou grossa ($d > 2,5\mu\text{m}$), onde se convencionou que as três primeiras modas também remetem a moda fina (SEINFELD e PANDIS, 2006).

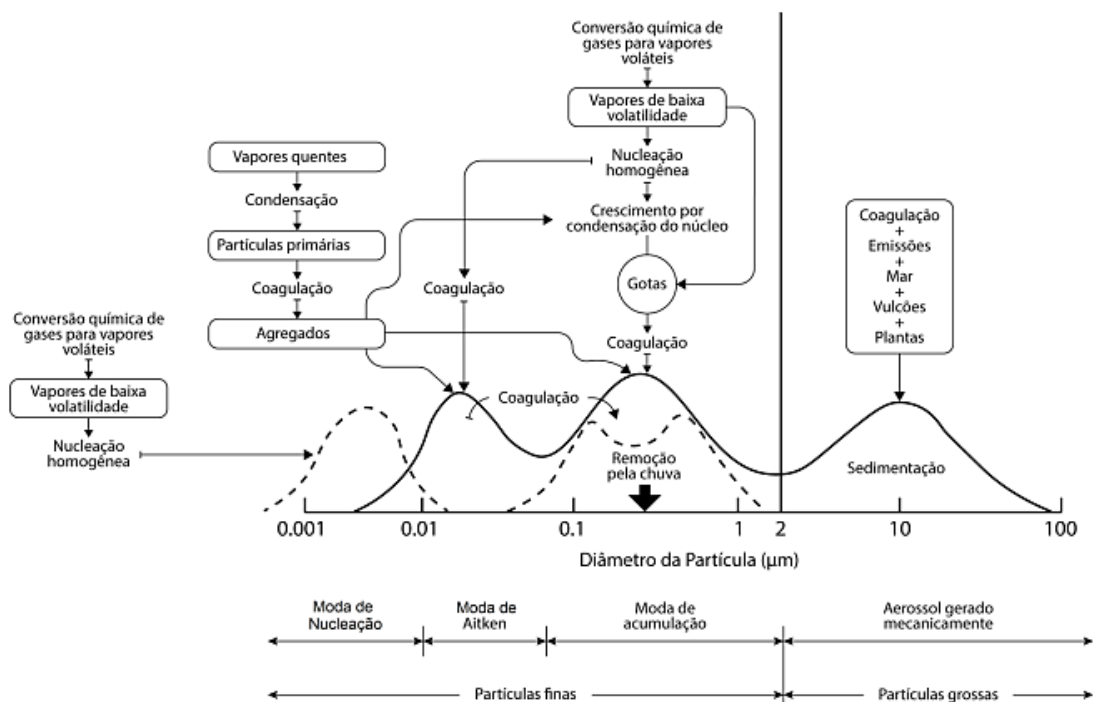


Figura 1. Esquema da distribuição de tamanhos dos aerossóis atmosféricos e os processos que influenciam cada fração de tamanho de partículas. Fonte: Readaptada e extraída de Seinfeld e Pandis, 2006; adaptado de Whitby et al (1976).

Observa-se na Figura 1 que a classificação das partículas quanto ao tamanho pode ser resumida em: “partículas finas” ou moda fina (menores que $2,5\mu\text{m}$) e “partículas grossas” ou moda grossa (entre $2,5$ e $10\mu\text{m}$). As partículas de nucleação e Aitken são comumente chamadas de partículas ultrafinas. As partículas da moda de acumulação são formadas a partir da coagulação das partículas menores de modas inferiores (nucleação e Aitken), assim como pelo crescimento condensacional de vapores em partículas existentes. Por fim, as partículas de moda grossa compreendem as emissões de origem biogênica, como vulcões, de plantas, do solo e do mar (SEINFELD e PANDIS, 2006; BOUCHER et al., 2015).

2.1.1 Ciclo De Vida Dos Aerossóis Atmosféricos

Enquanto os gases de efeito estufa tem um tempo de permanência na atmosfera da ordem de anos, os aerossóis apresentam um ciclo de vida na atmosfera da ordem de alguns dias, no máximo semanas (SEINFELD e PANDIS, 2006). Uma vez formados e emitidos para atmosfera, os aerossóis passam por uma série de mudanças físico-químicas que modificam seu tamanho, estrutura e propriedades óticas e químicas (HINDS, 1998).

Os principais processos responsáveis pela evolução e crescimento das partículas são os processos de condensação e coagulação. O crescimento dos aerossóis por meio da condensação ocorre a partir de vapores que condensam sobre a superfície do aerossol existente. Já o processo de coagulação consiste na colisão entre partículas que, além de conservar suas massas e contribuir para diminuição no número de partículas na atmosfera, é um dos importantes contribuintes para mistura de diferentes aerossóis (RAES et al., 2000; SEINFELD e PANDIS, 2006; HOLMES, 2007).

Os aerossóis são removidos da atmosfera pelos processos de deposição seca ou úmida, sendo esta última responsável pela ciclagem de nutrientes no solo e por tornar a atmosfera limpa (ARTAXO et al., 2006). Contudo, a eficiência desse processo depende das propriedades físicas e químicas das partículas, tais como: tamanho, se está presente na forma gasosa ou de partícula, solubilidade em água e a higroscopicidade. Além disso, as características da região de estudo, como frequência e quantidade de precipitação e o tipo de cobertura do solo, também influenciam (SEINFELD e PANDIS, 2006).

Segundo Wesely e Hicks (2000), a deposição seca é o processo pelo qual o material particulado presente na atmosfera é transportado pelos movimentos de ar para a superfície terrestre na ausência de precipitação. Esse processo ocorre por influência da gravidade (sedimentação e impactação inercial), principalmente em partículas de moda grossa, ou difusão turbulenta (WALLACE e HOBBS, 2005) em partículas de moda fina.

A deposição úmida é o principal mecanismo de eliminação das partículas de aerossóis na atmosfera (WALLACE e HOBBS, 2005; SEINFELD e PANDIS, 2006). Ela também é principal meio de remoção das partículas finas devido a sua interação com nuvens e precipitação. As partículas de aerossóis nucleiam gotículas, sendo

incorporadas a estas já no processo inicial de formação da nuvem. Se por um lado este processo é favorável a limpeza da atmosfera, por outro, pode contribuir para acidificação da precipitação (WALLACE e HOBBS, 2005).

2.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO AEROSSOL

Diversos elementos podem compor as partículas de aerossóis, tais como: sulfatos, nitratos, amônios, materiais contendo carbono, sais marinhos, minerais (Al, Ca, Fe, Si, etc.), metais pesados (Pb, Cu, Cr, etc.) e água. A Figura 3 representa os vários mecanismos que auxiliam na formação dos aerossóis atmosféricos.

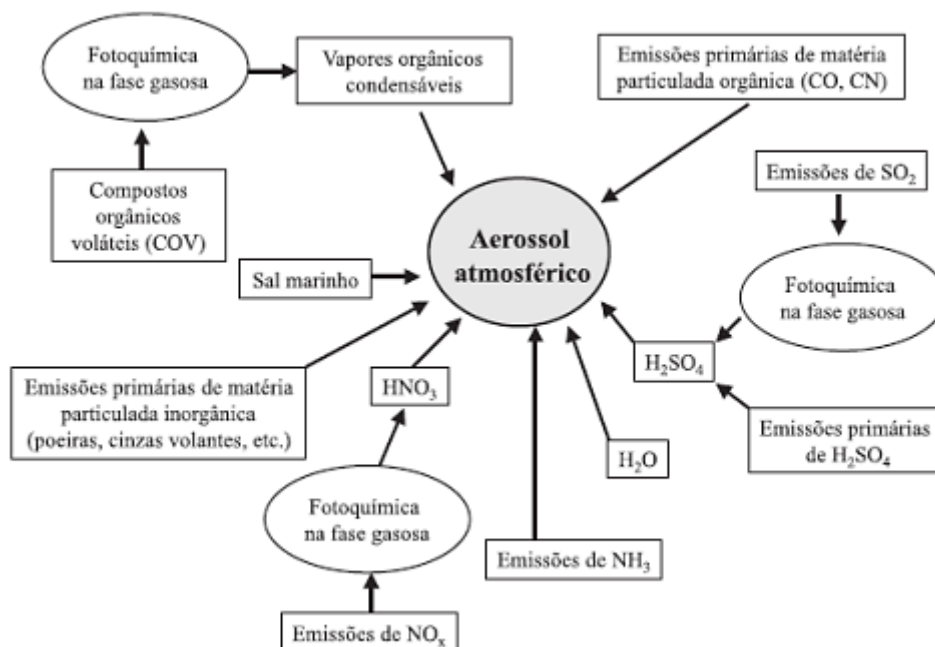


Figura 2. Esquema dos mecanismos de formação dos aerossóis, focando nos processos heterogêneos. Fonte: Alves, 2005.

O tempo de permanência na atmosfera faz com que as partículas de aerossóis passem por um processo de envelhecimento e como consequência, por uma série de mudanças físicas (relacionadas a variação de temperatura, incidência da radiação solar, precipitação etc.), químicas (por meio da oxidação) e biológicas (cobertura vegetal) (PÖSCHL, 2005; FUZZI et al., 2006).

As partículas de aerossóis envelhecidas são constituídas tipicamente de componentes orgânicos e inorgânicos que podem levar à formação de novos compostos químicos secundários (FUZZI et al., 2006). A concentração de aerossóis orgânicos oxigenados (OOA, do inglês oxygenated organic aerosol) possuem alto grau

de envelhecimento fotoquímico, por isso proporcionam uma visão generalizada do processo de envelhecimento dos aerossóis (JIMENEZ et al., 2009). A principal formação dos OOAs ocorre a partir da condensação dos produtos menos voláteis das reações de oxidação atmosférica em partículas da moda de acumulação, resultando em OOA com baixa volatilidade e OOA semivolátil, que diferem no grau de oxidação e na volatilidade (JIMENEZ et al., 2009; NG et al., 2010). Em particular, os OOAs semivoláteis representam uma fração de aerossóis orgânicos secundários menos oxidados e mais frescos, já os OOAs com baixa volatilidade são partículas altamente envelhecidas (mais oxidadas) (LANZ et al., 2007). Sendo assim, a relação oxigênio-carbono (o qual é o indicador de estado de oxidação) permite analisar o processo de envelhecimento das partículas. Estudos realizados por Jimenez et al., (2009), NG et al., (2010 e 2011) ressaltaram que o grau de oxidação é inversamente proporcional à volatilidade, indicando que partículas altamente oxidadas podem ser consideradas como envelhecidas e com baixa volatilidade. Outra informação importante é que o aumento da oxidação do aerossol leva a um aumento na higroscopicidade (JIMENEZ et al., 2009; DUPLISSY et al., 2011). Deste modo, as partículas oxigenadas tendem a crescer mais sob condições úmidas (JIMENEZ et al. 2009), influenciando diretamente no espalhamento de luz do aerossol (FUZZI et al., 2006).

2.3 AEROSSÓIS CARBONÁCEOS

O carbono é o elemento mais abundante na composição dos aerossóis e exerce um papel indispensável na atmosfera por apresentar propriedades de absorção e espalhamento da radiação (ARANA, 2014). Nos estudos de aerossóis atmosféricos, aqueles constituídos predominantemente por carbono são chamados de aerossóis carbonáceos. Dentre eles, duas componentes ganham destaque pelas suas características absorvedoras: a componente BC e a componente BrC.

2.3.1 Black Carbon

O BC é constituído por partículas emitidas diretamente para atmosfera em processos de combustão incompleta como: queima de biomassa, combustíveis fósseis e processos industriais (BOND, TAMI C.; BERGSTROM, 2006) e tem como principal característica a forte absorção na faixa do visível e infravermelho próximo (BOND, T. C. et al., 2013).

2.3.1.1 Propriedades do Black Carbon

O BC existe como um agregado de pequenas esferas de carbono, com partículas no tamanho típico de 100 nm, mas pode variar com o tipo de fonte. Absorve fortemente a luz visível com uma seção de choque de absorção de massa de pelo menos $5 \text{ m}^2/\text{g}$ ($\lambda = 550 \text{ nm}$). Além disso, é insolúvel em água e em solventes orgânicos e mantém a sua forma básica ao ser submetido a altas temperaturas, com uma temperatura de vaporização próxima a $3700 \text{ }^\circ\text{C}$. Apesar de algumas propriedades físicas e químicas de BC serem bem conhecidas, a densidade de BC não é muito bem estabelecida, pois pode variar consideravelmente dependendo das fontes de emissão, das condições de combustão e da composição química (BOND et al. 2006).

Uma das características distintas do BC e que têm despertado o interesse em estudos de transferência radiativa atmosférica é a sua eficiente absorção de radiação visível e no infravermelho próximo (PALÁCIOS et al., 2020; RIZZO et al., 2011; SENA et al., 2013). Isso ocorre porque nenhuma outra substância presente na atmosfera em quantidades significativas absorve a radiação por unidade de massa de maneira tão eficiente (BOND et al., 2006). Outro fator contribuinte é sua baixa reatividade química na atmosfera que faz com que seu processo de remoção da atmosfera seja por remoção úmida ou deposição seca na superfície (BOND, T. C. et al., 2013).

O BC é uma partícula que pode se tornar mais higroscópica devido ao rápido encapsulamento com carbono orgânico e sulfato que se condensam na superfície e modificam sua microfísica e propriedades óticas (BOUCHER, 2015).

2.3.2 Brown Carbon

As partículas atmosféricas absorvedoras de radiação que não são BC são chamadas de *Brown Carbon* (BrC) devido a sua coloração amarronzada. O BrC consiste em partículas de carbono orgânico (OC) e pode ser de aerossóis orgânicos secundários (SOA) formados na atmosfera (HOFFER et al., 2006). Sua produção é observada na queima lenta e incompleta de hidrocarbonetos, como biomassa, e na oxidação induzida pela radiação solar de material biogênico. Devido a sua alta absorção nos comprimentos de onda UV, o BrC tem atraído cada vez mais o interesse

da comunidade científica como uma possível causa das mudanças climáticas (FENG et al., 2013; YAN et al., 2018). Como destacado por Kirchstetter et al. (2004), o BrC é uma fonte importante de absorção de luz nas regiões ultravioleta e visível do espectro, especialmente em áreas urbanas e rurais próximas a fontes de emissões de biomassa e combustíveis fósseis. Segundo Chen & Bond (2010), a absorção de luz pelo carbono orgânico proveniente da combustão de madeira pode ser comparável à absorção pelo Black Carbon (BC) em algumas situações.

2.3.2.1 Propriedades do Brown Carbon

As propriedades ópticas do BrC ainda não são totalmente compreendidas e podem variar significativamente dependendo de sua origem, tamanho, forma e ambiente em que está presente, bem como das condições ambientais, como umidade, composição química e processo de envelhecimento atmosférico. De acordo com o Laskin et al. (2015), o índice de refração do BrC é menor do que o do BC e pode variar de cerca de 1,4 a 1,7, dependendo da fonte e do comprimento de onda da luz. Já o estudo de Zhang et al. (2020) sugere que o índice de refração do BrC para partículas moderadamente absorvedoras pode estar na faixa de 1,5 a 1,7, dependendo da fonte e das condições ambientais.

O BrC apresenta um diâmetro médio de 100 nm e desvio padrão de 1.5 para uma queima de combustível com distribuição de tamanho típica (BOND, TAMI C.; BERGSTROM, 2006). Quando em condição de atmosférica inerte, o BrC é um aerossol refratário e não evapora até 400 °C do ponto de vista termoquímico (CHOW et al., 2015; YAN et al., 2018).

As partículas orgânicas ainda são consideradas apenas como aerossóis espalhadores em muitos modelos de mudanças climáticas (KANAKIDOU et al., 2004). Contudo, experimentos de laboratório e de campo têm fornecido fortes evidências da existência desta componente de carbono orgânico absorvedor de luz (LEE et al., 2014; ZHAO et al., 2015). Estudos recentes indicaram que a inclusão da absorção de BrC pode melhorar os resultados de modelos climáticos devido a sua característica absorvedora na faixa do UV (CHAKRABARTY, R. K. et al., 2010; KIRCHSTETTER et al., 2004; CHEN; BOND, 2010; HECOBIAN et al., 2010; AROLA et al., 2011; CHUNG et al., 2012; HAMMER et al., 2016).

Estudos realizados por Feng (et al., 2013) indicaram que BrC insere um efeito de aquecimento no topo da atmosfera de $+0.11 \text{ W/m}^2$ em relação ao efeito puramente de espalhamento do carbono orgânico. Enquanto isso, WANG, XUAN et al. (2018) sugeriu que a forçante radiativa de BrC pode ter sido superestimada anteriormente devido ao viés entre observações e simulações (SONWANI et al., 2021; WANG, XUAN et al., 2018; YAN et al., 2018).

2.4 FORÇANTE RADIATIVA

A forçante radiativa é um termo fundamental em climatologia. Ela é definida como a mudança na energia do sistema climático devido à perturbação que gases de efeito estufa, aerossóis e outras partículas têm no equilíbrio energético da Terra. (IPCC, 2021).

Os gases de efeito estufa, como o dióxido de carbono (CO_2), o metano (CH_4) e o óxido nitroso (N_2O), atuam como forçantes radiativas positivas, ou seja, retêm parte da radiação infravermelha emitida pela Terra e aumentam a quantidade de energia retida na atmosfera, causando aquecimento global (IPCC, 2021). Os aerossóis como o sulfato atuam com forçantes radiativas negativas, refletindo a luz solar de volta para o espaço e, portanto, resfriando a superfície da Terra. Por outro lado, o BC atua com forçante radiativa positiva, absorvendo a luz solar e aquecendo a atmosfera (Boucher et al., 2013).

A quantificação da forçante radiativa é importante para entender como diferentes fatores afetam o clima e para avaliar o potencial de mitigação das mudanças climáticas (IPCC, 2021). A forçante radiativa antropogênica de $2,72 \text{ Wm}^{-2}$ [1,96 a 3,48] em 2019 aqueceu o sistema climático, em comparação a 1750. Esse aquecimento foi devido, principalmente, às maiores concentrações de GEE, reduzidas parcialmente por resfriamento devido ao aumento das concentrações de aerossóis. A forçante radiativa aumentou em $0,43 \text{ Wm}^{-2}$ (19%) em comparação ao AR5, dos quais $0,34 \text{ Wm}^{-2}$ deve-se ao aumento das concentrações de GEE desde 2011. O restante deve-se à melhor compreensão científica e mudanças na avaliação da forçante de aerossóis, que inclui diminuições na concentração e refinamento de seus cálculos (IPCC, 2021). O impacto dos aerossóis na forçante radiativa da Terra é um campo de pesquisa ativo na

climatologia e é fundamental para entender como as mudanças na atmosfera afetam o clima global.

A Figura 4 apresenta um diagrama com as médias das forçantes radiativas extraídas do 6º relatório do IPCC (2021) e suas respectivas incertezas. O estado de referência da atmosfera foi adotado pelo IPCC como sendo o início da revolução industrial (1750).

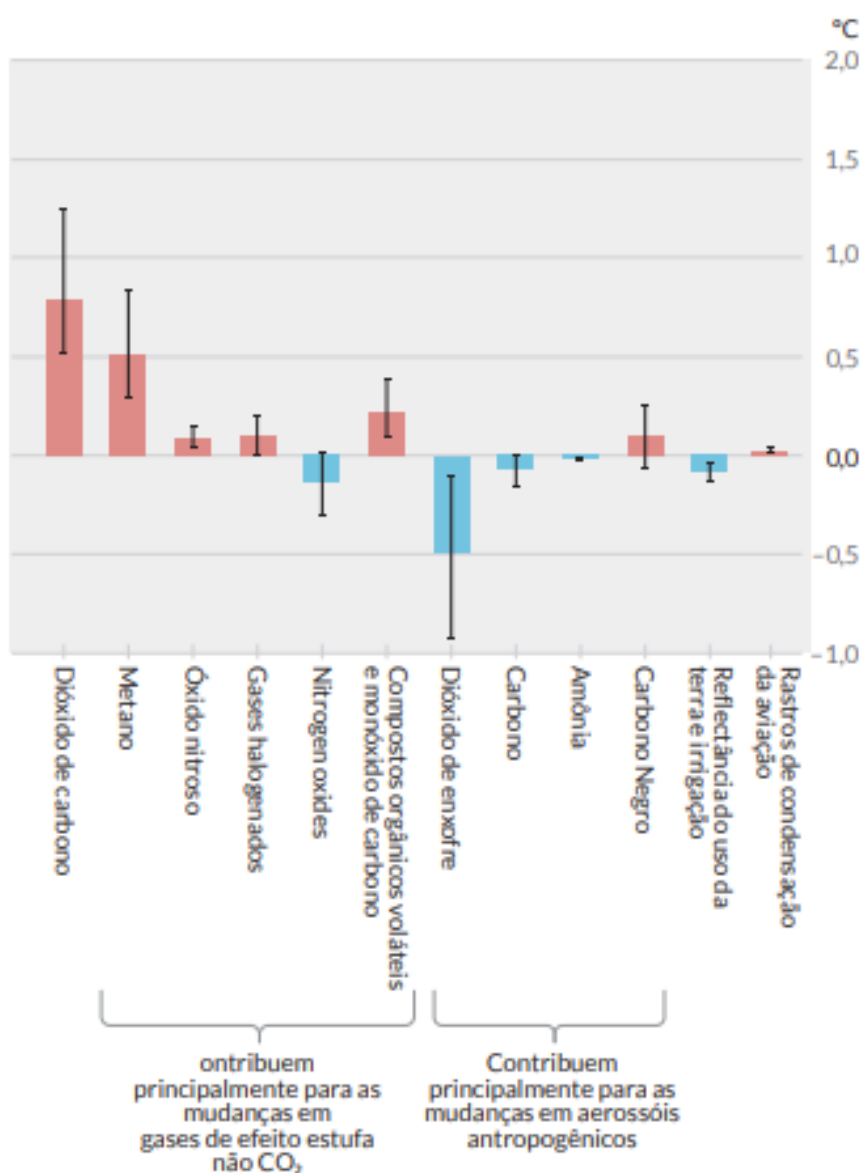


Figura 3. Contribuições ao aquecimento de 2010-2019 com relação a 1850-1900, avaliadas a partir de estudos de forçante radiativa (IPCC, 2021).

A forçante radiativa positiva antropogênica líquida é responsável por um acúmulo adicional de energia (aquecimento) no sistema climático, parcialmente reduzida pelo aumento da perda de energia para o espaço em resposta ao aquecimento da superfície. A taxa média observada de aquecimento do sistema climático aumentou de $0,50 \text{ Wm}^{-2}$ [0,32 a 0,69] no período 1971–2006, para $0,79 \text{ Wm}^{-2}$ [0,52 a 1,06] no período 2006–2018.

Embora o efeito líquido total de aerossóis no topo da atmosfera seja de resfriamento, o perfil vertical atmosférico não é homogêneo e por isso pode causar aquecimento no meio da atmosfera em função da concentração de aerossóis, gases, altitude (SENA, 2013). A Figura 5 apresenta um diagrama dos efeitos climáticos de BC desde o período pré-industrial.

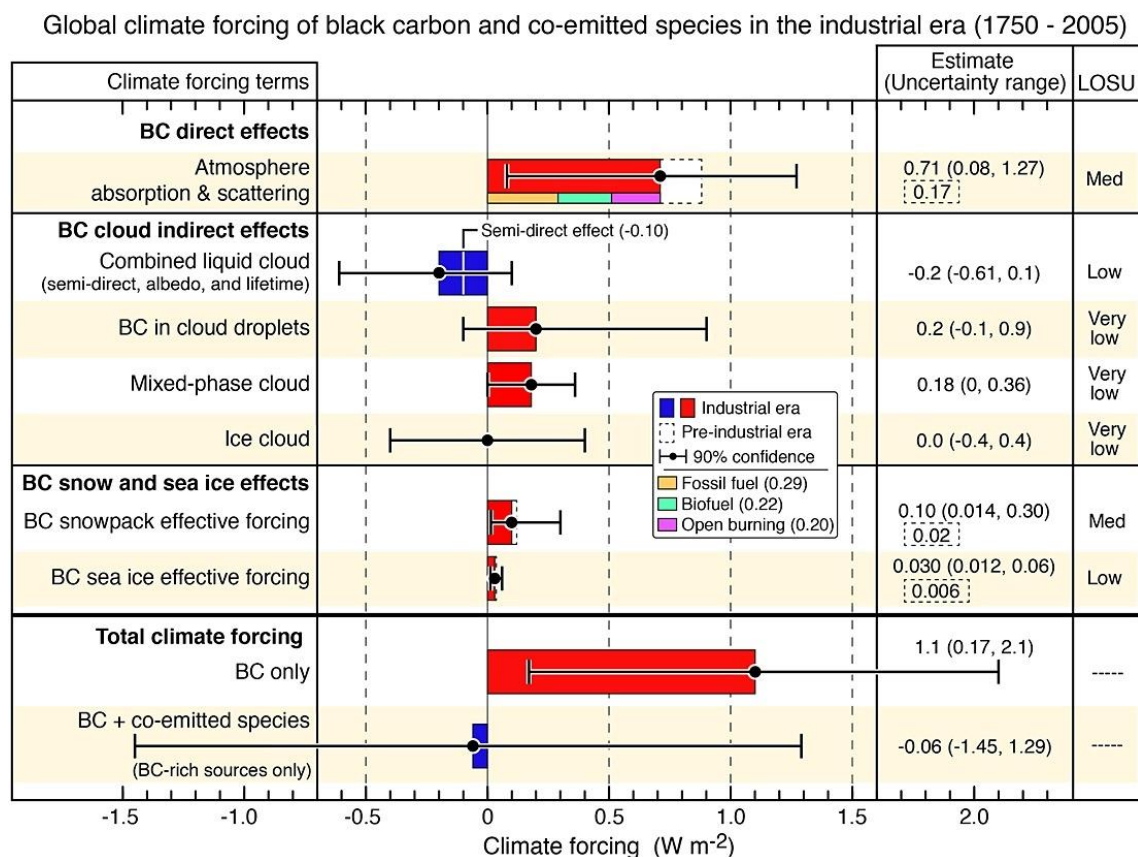


Figura 4. Efeitos climáticos do BC expressos pela forçante radiativa no topo da atmosfera com seus vários impactos climáticos. Temos o efeito direto e indireto do BC, além da alteração do albedo causado pela deposição de BC em áreas com neve e gelo. Fonte: (BOND et al, 2013).

Bond et al. (2013) encontrou um valor de $1,1 \text{ Wm}^{-2}$ para forçante total de BC, valor extremamente alto considerando que a forçante total de CO_2 é de $1,68 \text{ Wm}^{-2}$. O 6º relatório do IPCC (2021) As incertezas globais no balanço radiativo terrestre são dominadas pelas incertezas na quantificação do papel dos aerossóis no clima (SENA, 2013).

CAPÍTULO 3

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 PANTANAL MATO-GROSSENSE E AS MEDIDAS DE AEROSSÓIS *IN-SITU*

Este estudo foi realizado com medidas obtidas por uma campanha de longo prazo, realizada entre janeiro de 2017 a dezembro de 2019 no Pantanal (Figura 6). O sítio de amostragem está localizado no Parque Baía das Pedras, dentro da Reserva Particular do Patrimônio Natural – RPPN SESC (16°39' S; 56°47' W) no município de Poconé e fronteira com o município de Barão de Melgaço (à cerca de 160 km da capital Cuiabá) no Estado de Mato Grosso, Brasil. Essa região é considerada uma das maiores planícies de sedimentação do planeta (FANTIN-CRUZ et al., 2011; PAZ et al., 2016). O bioma é composto por um mosaico de formas de relevo, com espécies de vegetação diversificadas, com mais de 1000 espécies de plantas (JUNK et al., 2011; JUNK et al., 2014).

O ponto de amostragem está imerso em uma vegetação monodominante conhecida como *Combretum lanceolatum* Pohl, cuja altura do dossel é em média próxima a 4 metros (NUNES DA CUNHA et al., 2007). Foram obtidas medidas de concentração de BC com um aetalômetro modelo AE42, mas com modificações internas correspondentes ao AE33 de 7 canais ($\lambda = 370, 470, 520, 590, 660, 880$ e 950 nm). As medidas de espalhamento foram realizadas com um nefelômetro modelo Ecotech M9003 com $\lambda = 525$ nm e resolução temporal de 5 minutos.

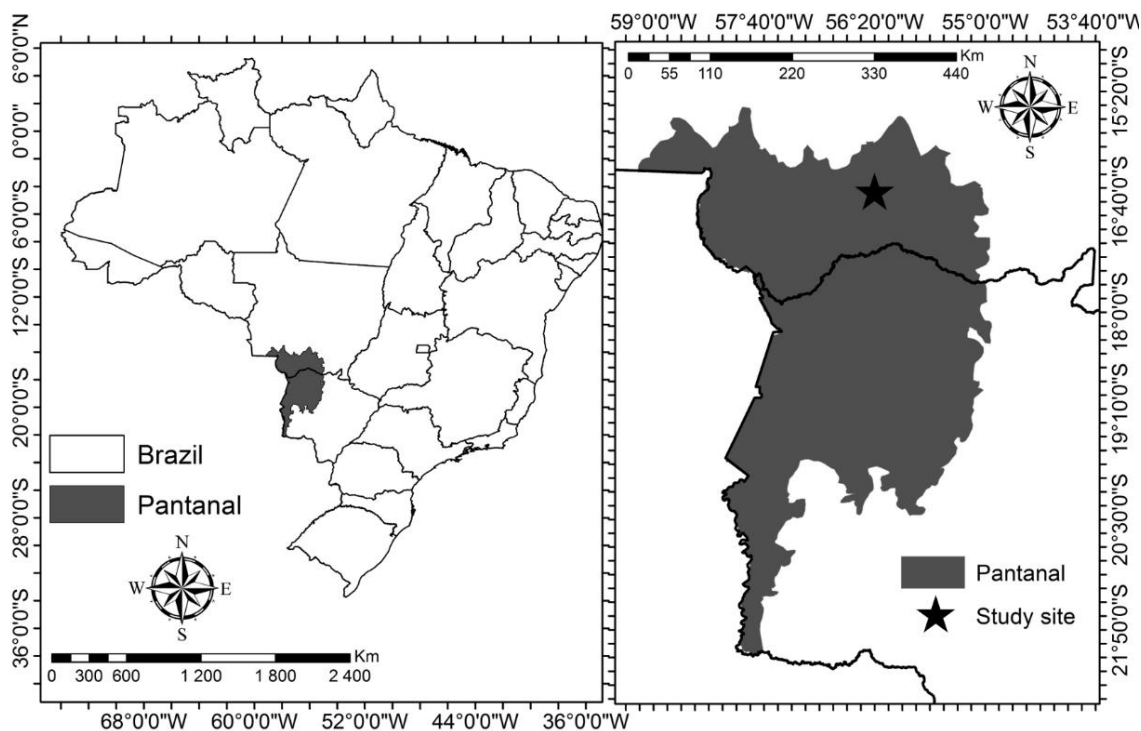


Figura 5. Localização da área de estudo presente na Reserva Particular do Patrimônio Natural – RPPN SESC (16°39' S; 56°47' W).

O aetalômetro e o nefelômetro foram alocados no interior da Base de Pesquisas Avançadas do Pantanal com temperatura e umidade relativa controladas (ar-condicionado em 25°C e desumidificador de ar). Estes equipamentos foram ligados em paralelo com um inlet de seção de corte PM_{2,5} com vazão de 3 L.min⁻¹, sendo 2 L.min⁻¹ amostrados para o aetalômetro e 1 L.min⁻¹ para o nefelômetro. O *inlet* foi instalado a uma altura de 4,5 metros do solo. Foi utilizado sílica gel para o controle da umidade do ar amostrado. As trocas da sílica foram realizadas semanalmente com o intuito de manter a umidade do ar amostrado abaixo de 40%.

Para validação das medidas realizadas *in-situ*, foi realizada uma análise exploratória para detecção de dados incoerentes (como concentração negativa), calibração e normalização do coeficiente de espalhamento e BC à pressão e temperatura medidas pelo Nefelômetro. Logo após o processamento, os dados foram salvos em arquivos com médias a cada 30 min.

O controle de umidade do ar amostrado pelo *inlet* foi realizado utilizando a sílica em gel. As trocas da sílica foram realizadas uma vez por semana com o intuito de manter a umidade abaixo de 40%. É importante que esse controle seja realizado, pois a umidade tende a aumentar o tamanho das partículas higroscópicas, influenciando na absorção e espalhamento.

Quanto a operação do Nefelômetro, o ar da amostra é bombeado através do *inlet* para dentro de uma câmara volumétrica de análise, onde é iluminado por uma matriz de LEDs. O volume de ar amostrado é analisado até que chegue ao tubo fotomultiplicador e passa por uma série de obturadores ao longo do eixo principal do instrumento. O tubo fotomultiplicador produz sinais elétricos proporcionais à intensidade da luz incidente, de modo que o sinal produzido é proporcional ao coeficiente de espalhamento (σ_s) do ar. Na Figura 6, está ilustrada a estrutura interna do Nefelômetro modelo TSI-3563.

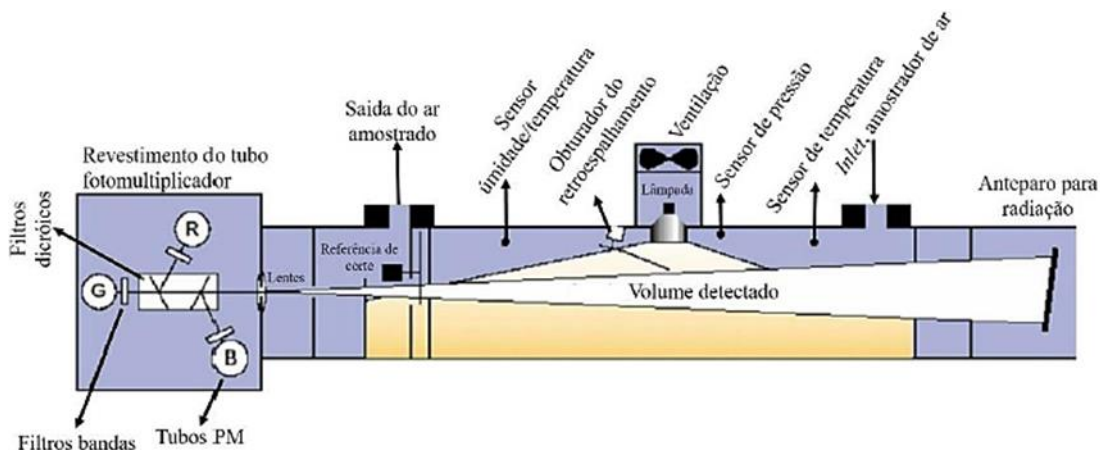


Figura 6. Ilustração da estrutura interna do Nefelômetro modelo TSI-3563. (Adaptado de Rizzo, 2006).

Quanto ao Aetalômetro, seu princípio de funcionamento consiste em medir a atenuação (ATN) de um feixe de luz transmitido através de um filtro de quartzo, enquanto ele coleta continuamente medidas de aerossóis com resolução temporal de 1 a 5 minutos. A amostra de ar é extraída através da porta de entrada, normalmente a uma taxa de fluxo de alguns litros por minuto, usando uma pequena bomba interna. A vazão é monitorada por um medidor de vazão mássico interno e é estabilizada eletronicamente ao valor do ponto de ajuste inserido no software. O equipamento coleta a amostra em uma fita de filtro de fibra de quartzo e realiza uma análise óptica contínua, enquanto a amostra está sendo coletada. Durante esse processo, a fita não se move. A fita só avança quando o ponto atinge certa densidade. O usuário define a base de tempo para a taxa de dados desejada, geralmente de 1 a 5 minutos, embora os dados para uma leitura por segundo sejam possíveis. Os dados são gravados em disquete; transmitido pela porta COM e produzido como uma tensão analógica. Na Figura 7, está ilustrado o princípio de funcionamento do aetalômetro.

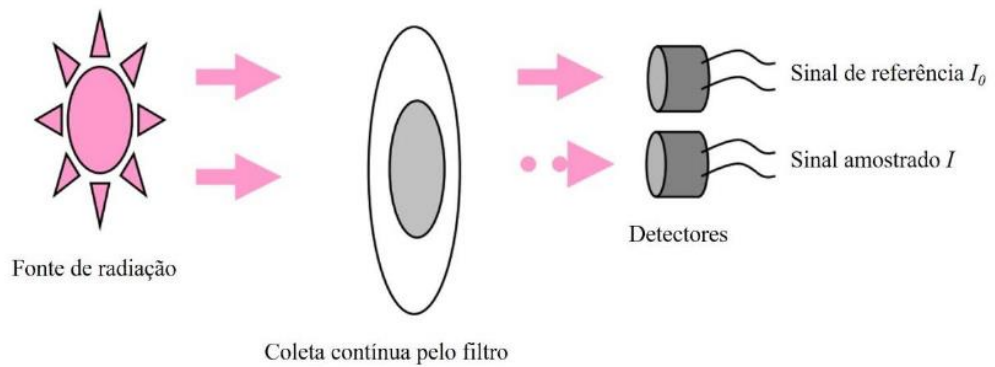


Figura 7. Princípio de funcionamento do Aetalômetro modelo AE33.

Neste trabalho, os períodos seco e chuvoso foram definidos de acordo com as variações observadas nas propriedades óticas de aerossóis, conforme Rizzo et al. (2013), sendo de julho a outubro período seco e de novembro a junho período chuvoso.

O coeficiente de atenuação σ_{ATN} é calculado a partir da variação da atenuação ΔATN , da área do filtro A , da taxa de fluxo volumétrico Q e do tempo Δt e neste trabalho foram obtidos dos dados de concentração de BC. A saída padrão do fabricante fornece a concentração em massa de BC em ngm^{-3} que é calculada internamente pelo instrumento utilizando o coeficiente de atenuação, σ_{atn} (Equação 1):

$$BC = \frac{\sigma_{atn}}{\delta_{atn}}, \quad (1)$$

onde:

$$\delta_{atn} = 14625/\lambda [m^2g^{-1}]. \quad (2)$$

Na Equação 2, δ_{atn} é a seção de choque de absorção ótica baseada em uma calibração no comprimento de onda de 880 nm utilizando o método Malissa-Novak, um método de dessorção térmica baseado em solvente para análise de carbono elementar (GUNDEL et al., 1984). As equações 1 e 2 foram utilizadas para converter a concentração de BC nos valores de σ_{atn} , (usados no cálculo dos coeficientes de absorção), assim como nos estudos de Schmid et al. (2006), Rizzo et al. (2011) e Zhuang et al. (2015).

Vale ressaltar que tanto o coeficiente de absorção quanto o coeficiente de espalhamento diminuem com o comprimento de onda seguindo uma lei de potência, onde:

$$\sigma_{(\lambda)} = A \lambda^{-\alpha}, \quad (3)$$

em que α é denominado coeficiente de Angstrom e pode ser calculado para um intervalo de λ de acordo com a Equação 4:

$$\alpha = - \left[\frac{\ln \left(\frac{\sigma(\lambda_1)}{\sigma(\lambda_2)} \right)}{\ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)} \right]. \quad (4)$$

Desta forma, a Equação 4 pode ser utilizada para calcular tanto o expoente de Angstrom de absorção (α_{abs}) cujos coeficientes de absorção sejam $\sigma_{abs}(\lambda_1)$ e $\sigma_{abs}(\lambda_2)$ como para calcular o expoente de Angstrom de espalhamento (α_{scat}) cujos coeficientes de espalhamento sejam $\sigma_{scat}(\lambda_1)$ e $\sigma_{scat}(\lambda_2)$.

O coeficiente de atenuação σ_{atn} pode diferir significativamente do coeficiente de absorção do aerossol σ_{abs} devido às interações óticas do substrato do filtro com o aerossol depositado (PETZOLD et al., 1997; WEINGARTNER et al., 2003; ARNOTT et al., 2005; SCHMID et al., 2006; MOOSMÜLLER et al., 2009; MÜLLER et al., 2011). Para esses casos σ_{abs} é obtido corrigindo os valores de σ_{atn} (Equação 5):

$$\sigma_{abs} = \sigma_{atn} \frac{1}{C \cdot R_{atn}}, \quad (5)$$

onde $C (\geq 1)$ é o efeito de múltiplo espalhamento e depende principalmente da natureza do filtro e do aparelho utilizado; e R_{atn} explica os efeitos de carga do filtro, variando com a quantidade de partículas de aerossóis incorporados no filtro e suas propriedades óticas. A correção da carga de aerossóis no filtro depende da atenuação medida diretamente pelo aetalômetro (σ_{atn}) e pode ser calculada por meio da seguinte relação empírica (Equação 6):

$$R_{atn} = \left(\frac{1}{f} - 1 \right) \frac{\ln \sigma_{atn} - \ln 10}{\ln 50 - \ln 10} + 1, \quad (6)$$

onde o parâmetro f é conhecido como fator de sombreamento e depende das propriedades óticas do tipo de aerossol. Para valores de $\sigma_{atn} \leq 10$ a carga de aerossóis no filtro é tão baixa que não afeta o desempenho do aetalômetro ($R_{atn} = 1$) (WEINGARTNER et al., 2003; SCHMID et al., 2006). Por outro lado, para $\sigma_{atn} > 10$, R_{atn} passa a diminuir com σ_{atn} .

De acordo com a Equação 6, para $f = 1$, $R_{atn} = 1$ independe da σ_{atn} ; se $f > 1$, R_{atn} torna-se menor do que a unidade. Desse modo, f pode ser descrito como parâmetro ou fator de sombreamento. Schmid et al. (2006) obtiveram $f = 1.2$ (quando o albedo de espalhamento simples, $\omega_0, \approx 0.9$) utilizando métodos empíricos e sugeriram que este valor independe do comprimento de onda. Assim como em outros trabalhos (WEINGARTNER et al., 2003; SCHMID et al., 2006; ZHUANG et al., 2015), foi considerado $f = 1.2$ nesse estudo.

O efeito de múltiplo espalhamento C é, de longe, o efeito mais importante ao inferir os valores σ_{abs} em função de σ_{atn} e pode ser calculado para cada comprimento de onda utilizando a Equação 7 (SCHMID et al., 2006):

$$C(\lambda) = C^*(\lambda) + m_s(\lambda) \frac{\omega_0(\lambda)}{1 - \omega_0(\lambda)}, \quad (7)$$

onde m_s representa a fração do coeficiente de espalhamento do aerossol que é interpretado erroneamente como absorção, $C^*(\lambda)$ é o fator de múltiplo espalhamento de referência que inclui os efeitos de espalhamento de aerossóis, ω_0 é o albedo de espalhamento simples do aerossol e λ é o comprimento de onda em nm. A dependência espectral de C foi estimada considerando uma lei de potência (Equação 4) cujos parâmetros foram determinados utilizando ajustes quadráticos para uma faixa de valores de σ_{abs} entre 1.0 e 2.6. Os valores de σ_{abs} foram então determinados por um procedimento iterativo, semelhante ao realizado por Schmid et al., 2006 e Rizzo et al., 2011, até o α_{abs} convergir para uma precisão de 5%.

Os parâmetros m_s e C^* foram utilizados na correção foram extraídos de Arnott et al. (2005). O albedo de espalhamento simples, ω_0 , foi calculado assumindo que a dependência espectral dos coeficientes de espalhamento (σ_{scat}) e absorção (σ_{abs}) do aerossol podem ser escritas em função de lei de potência, com α_{scat} e α_{abs} sendo os respectivos expoentes de Angstrom (Equação 4). O cálculo de $C(\lambda)$ depende, além de $C^*(\lambda)$ e $m_s(\lambda)$, além do conhecimento prévio de ω_0 em algum comprimento de onda disponível.

$$\omega_0(\lambda) = \frac{\sigma_{scat}}{\sigma_{scat} + \sigma_{abs}} = \frac{\omega_0(\lambda_{ref}) \cdot \left[\frac{\lambda}{\lambda_{ref}} \right]^{-\alpha_{scat}}}{\omega_0(\lambda_{ref}) \cdot \left[\frac{\lambda}{\lambda_{ref}} \right]^{-\alpha_{scat}} + [1 - \omega_0(\lambda_{ref})] \cdot \left[\frac{\lambda}{\lambda_{ref}} \right]^{-\alpha_{abs}}}. \quad (8)$$

O valor de ω_0 foi obtido, em uma primeira aproximação, através das medidas de σ_{scat} em 525 nm e das estimativas dos coeficientes de atenuação σ_{atn} em 525 nm. O valor médio de ω_0 de referência para o Pantanal foi de $\omega_0(\lambda_{ref}) = \omega_0(525nm) = 0.92 \pm 0.04$. Os valores de Angstrom de absorção (α_{abs}) foram calculados, em uma primeira aproximação, com os valores dos coeficientes de atenuação (σ_{atn}). O cálculo de α_{abs} foi realizado com a Equação 4, assumindo-se $\sigma_{abs} = \sigma_{atn}$.

Por falta de medidas dos coeficientes de espalhamento (σ_{scat}) em diferentes comprimentos de onda, não foi possível calcular o expoente Angstrom de espalhamento (α_{scat}). Para suprir essa lacuna foram utilizadas medidas do fotômetro CIMEL da AERONET do site de CUIABA-MIRANDA (HOLBEN et al., 1998) seguindo um procedimento semelhante ao estudo de Zhuang et al. (2015), a utilização desses dados será explicada na seção 3.2. Foram utilizadas as medidas de profundidade ótica de extinção e profundidade ótica de absorção. Essas medidas foram utilizadas para estimar a profundidade ótica de espalhamento para $\lambda_1 = 440 \text{ nm}$ e $\lambda_2 = 675 \text{ nm}$. Utilizando o mesmo princípio da Equação 4, foi então calculado o valor médio de α_{scat} ($\alpha_{scat} = 1.5 \pm 0.3$) utilizando a profundidade ótica de espalhamento.

Com os valores médios de $\omega_0(\lambda)$ calculados pela Equação 8 e, m_s e C^* fornecidos por Arnott et al. (2005), ($m_{s,525} \approx m_{s,521} = 0.052$ e $C_{525}^* \approx C_{521}^* = 2.076$) foi estimada uma primeira aproximação de $C(\lambda)$ para comprimentos de onda entre 370 e 950 nm. É interessante notar que $C(\lambda)$ depende de α_{abs} e é justamente o que este estudo pretende determinar, ou seja, α_{abs} depende de si mesmo. Para resolver esse impasse, Schmid et al. (2006) escolheu um intervalo de expoentes angstrom de absorção de 1, 1.5 e 2 e parametrizou $C(\lambda)$ em função de λ . Este mesmo procedimento foi adotado nesse trabalho, contudo para α_{abs} nos intervalos: 1.0, 1.4, 1.8, 2.2 e 2.6, conforme a Figura 7.

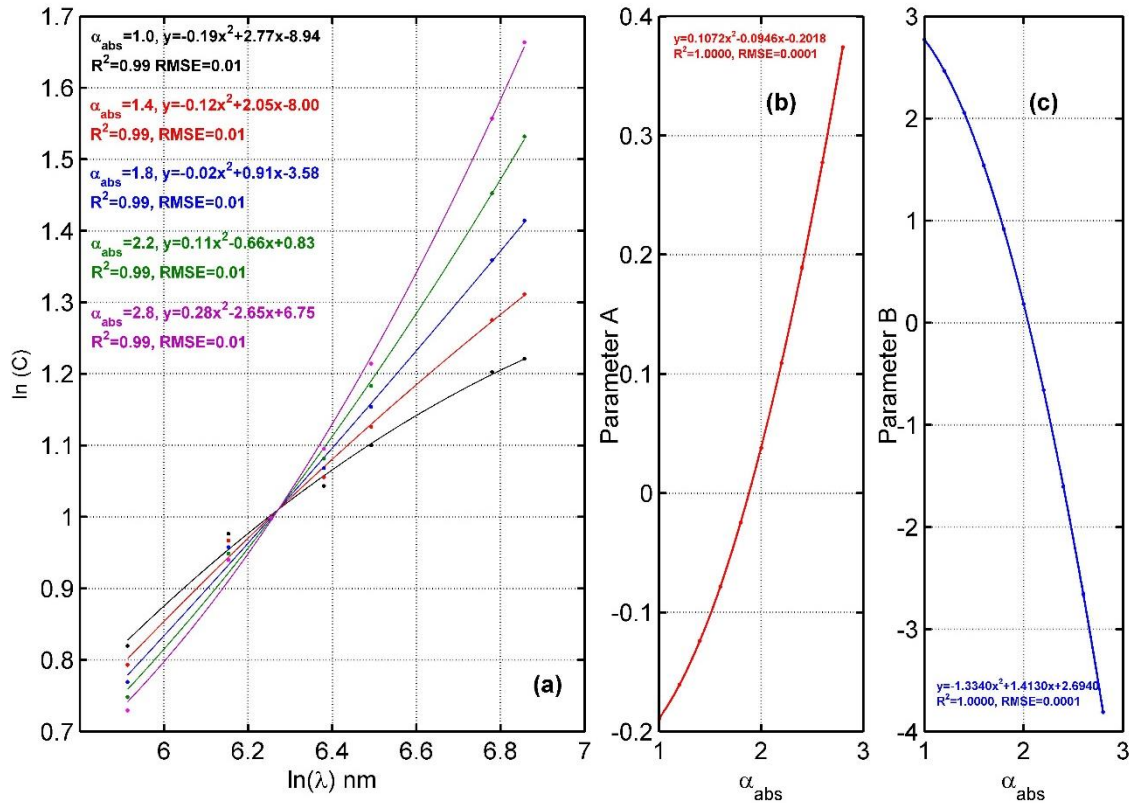


Figura 8. a) Gráfico logarítmico duplo de C versus λ para expoente Angstrom de absorção $AAE = 1.0$ (preto), 1.4 (vermelho), 1.8 (azul), 2.2 (verde) e 2.6 (lilás), b) Dependência dos parâmetros A em relação ao Angstrom de Absorção (α_{abs}) e c) Dependência dos parâmetros B em relação ao Angstrom de Absorção (α_{abs}).

Foi realizado um ajuste quadrático para cada valor de α_{abs} (Equação 4), que segundo Schmid et al. (2006), pode ser aplicado para aerossóis dos quais se conheçam ω_0 e α_{scat} :

$$\ln(C) = A(\ln(\lambda))^2 + B\ln(\lambda) + D. \quad (9)$$

Reescrevendo a Equação 9 obtemos a Equação 10:

$$C(\lambda) = C_{ref} \cdot \frac{\lambda^{A\ln(\lambda/nm)+B}}{\lambda_{ref}^{A\ln(\lambda_{ref}/nm)+B}}. \quad (10)$$

A dependência de C em λ foi então expressa pelos coeficientes A e B que dependem de α_{abs} . Por falta de parâmetros que permitissem inferir o valor de C_{ref} para o Pantanal, foi utilizado o valor médio encontrado por Schmid et al. (2006) para os aerossóis amazônicos, $C_{ref} = 5.23$ com $\lambda_{ref} = 532$ nm. Um ajuste quadrático de A e B versus α_{abs} forneceu a Equação 11 (Ver a Figura 7 b, c).

$$A = 0,1072. \alpha_{abs}^2 - 0,0946. \alpha_{abs} - 0,2018; \quad (11)$$

$$B = -1,3340. \alpha_{abs}^2 + 1,4130. \alpha_{abs} + 2,6940.$$

Com C_{ref} e λ_{ref} , foi possível derivar a dependência espectral do efeito de múltiplo espalhamento como uma função de α_{abs} usando as equações S4 e S5, para as condições do Pantanal ($\omega_0(525nm) = 0.92$ e $\alpha_{scat} = 1.50$). Foi realizado então um procedimento iterativo semelhante ao descrito por Rizzo et al. (2011). Tal procedimento compreendeu os seguintes passos:

1° Em uma primeira aproximação, foi utilizado a dependência espectral da atenuação medida, ou seja, o expoente Angstrom de atenuação (α_{atn}) para calcular $C(\lambda)$ com as Equações 9 e 10.

2° Foram calculados os coeficientes de absorção (σ_{abs}) usando as Equações 5, 6 e os resultados da Equação 8.

3° Foi calculado o Angstrom de absorção (α_{abs}) (Equação 4) com base nos dados do passo anterior.

4° O valor de Angstrom de absorção (α_{abs}) do passo anterior foi utilizado como entrada no primeiro passo e essa repetição foi realizada até o α_{abs} convergir com uma precisão de 5% de significância.

Os possíveis erros associados a escolha de valores médios de ω_0 e α_{scat} foram analisados com testes de sensibilidade (Figura 8). Foi analisada a variabilidade de σ_{abs} em 470 nm e α_{abs} em função de ω_0 e α_{scat} para a absorção nas datas 13/08/2017 e 13/08/2018 ambas as 14:30 horas, como exemplos. As datas escolhidas foram selecionadas com base no período crítico de queima de biomassa local. A variação de σ_{abs} e α_{abs} em relação ao α_{scat} foi realizada considerando o intervalo de 1.0 a 2.0 para o Angstrom de espalhamento ($\alpha_{scat} = 1, 1.5, 2.0$). Para avaliar os efeitos da escolha de ω_0 foi estabelecido o intervalo de 0.88 a 0.96 ($\omega_0 = 0.88, 0.90, 0.92, 0.94, 0.96$).

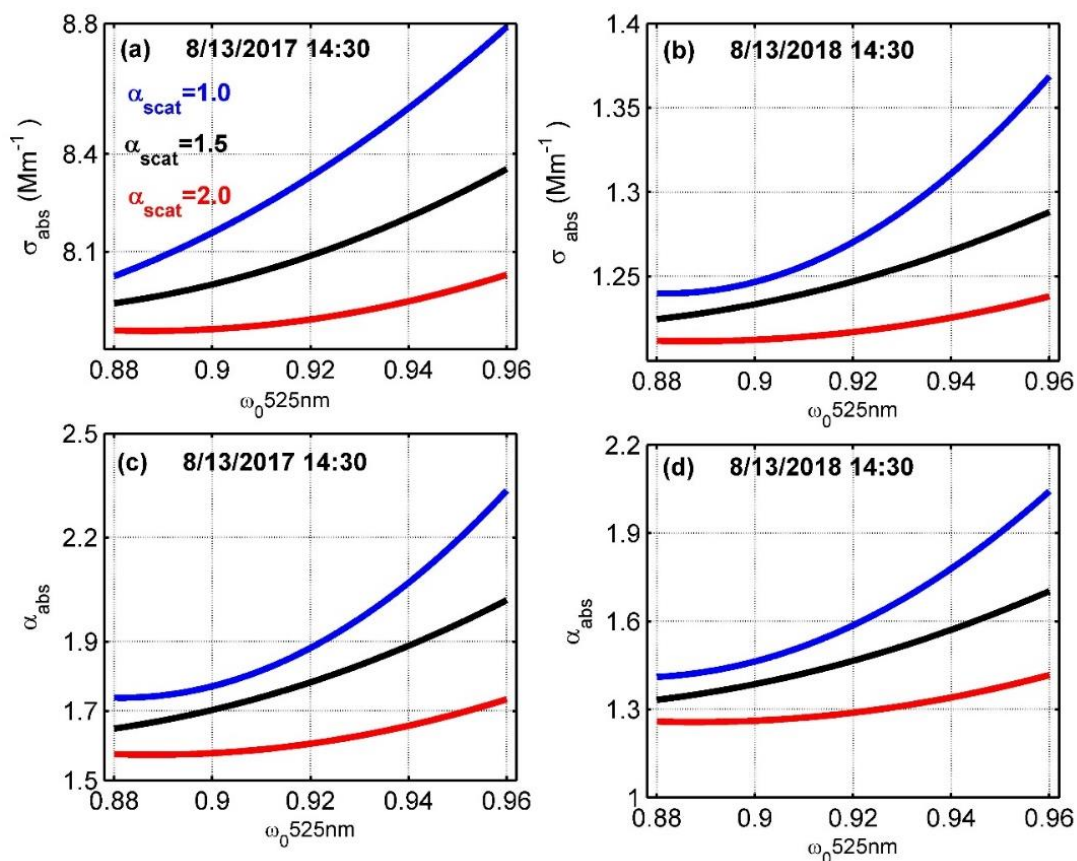


Figura 9. Teste de sensibilidade para as variações: a) e b) do coeficiente de absorção (σ_{abs}) em função do Angstrom de espalhamento (α_{scat}) e do albedo de espalhamento simples (ω_0) e c) e d) do Angstrom de absorção (α_{abs}) em função do Angstrom de espalhamento (α_{scat}) e do albedo de espalhamento simples (ω_0).

O teste de sensibilidade indicou que a principal fonte de erro em σ_{abs} e α_{abs} é a escolha do α_{scat} . Ao fazer a diferença do ponto $\omega_0 = 0.92$ e $\alpha_{scat} = 1.5$ com os demais pontos verificou-se que, para o pior caso, o valor médio de $\alpha_{scat} = 1.5$ pode causar um desvio máximo de $\pm 8\%$ em σ_{abs} e $\pm 28\%$ em α_{abs} em 13/08/2017 e $\pm 9\%$ em σ_{abs} e $\pm 34\%$ em α_{abs} para 13/08/2018. Todos os valores de σ_{abs} e α_{abs} relatados neste trabalho devem ser considerados sujeitos a esses intervalos de incertezas. Neste trabalho as incertezas típicas para σ_{abs} é de $\pm 4\%$ e para α_{abs} é de $\pm 17\%$ para todo o período de estudo. É razoável considerar essas incertezas para todos os pontos, já que os dias escolhidos para o teste de sensibilidade representam o período crítico do ano, quando ocorrem os maiores registros de queima local de biomassa. Como exemplo, para data escolhida para o ano de 2017 foi constatado uma forte influência de aerossóis de queimadas, o que pode superestimar os valores de ω_0 e o α_{scat} .

3.2 MEDIDAS DA AERONET

Devido às limitações de alguns instrumentos instalados no Pantanal e com o intuito de complementar o trabalho, foram utilizadas algumas medidas de sensoriamento remoto em superfície dadas pela AERONET (do inglês, *AErosol RObotic NETwork*) (HOLBEN et al., 1998). Essa rede monitora as propriedades físicas e óticas dos aerossóis por meio de radiômetros ao nível da superfície. Os equipamentos da AERONET consistem em fotômetros (ou radiômetros) espectrais automáticos e idênticos distribuídos pelo globo. Suas medidas permitem o monitoramento, praticamente em tempo real, da espessura ótica dos aerossóis, da coluna d'água precipitável, distribuição de tamanho das partículas, dentre outras propriedades físicas e óticas dos aerossóis. Os produtos fornecidos pela AERONET estão disponíveis na internet, no endereço: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, onde encontram-se todas as informações sobre o sistema de monitoramento.

Os radiômetros solares são constituídos por sensores que estão acoplados a colimadores de 33 cm de comprimento. Estes colimadores projetados para rejeitar a luz difusa que possa ser refletida por suas paredes e são protegidos por uma janela de quartzo que permite observações com um detector de silício enriquecido com relação ruído-sinal suficiente para medidas espectrais precisas entre 300 e 1200 nm (Figura 9).



Figura 10. Instrumentação da rede AERONET, radiômetro solar CIMEL 318A, antena de transmissão de dados e o painel solar (Extraído de SENA, 2013).

As medidas da radiação direta pelos fotômetros fornecem informações para obtenção da profundidade ótica espectral do aerossol na coluna atmosférica (AOD). Atualmente o algoritmo de inversão que deriva essas estimativas está na versão 3 (V3) e possui três níveis de qualidade que serão explicados com mais detalhes na seção 3.2.1.

O radiômetro espectral CIMEL Electronique 318-A (Figura 9) 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. 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° 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).

Conforme comentado na secção anterior (secção 3.1), os valores dos coeficientes de Angstrom de espalhamento da AERONET foram utilizados para corrigir os coeficientes de absorção medidos no Pantanal. Embora as condições atmosféricas sejam distintas; medidas em superfície pelos instrumentos no Pantanal e medidas da AERONET que consideram toda coluna atmosférica, essa primeira aproximação permitiu uma caracterização inédita das propriedades óticas dos aerossóis no Pantanal (PALÁCIOS et al., 2022). Outro fato que precisa ser levado em consideração é a distância geográfica entre as medidas *in-situ* com as medidas da AERONET, aproximadamente 100 km de distância. Nesse trabalho considera-se que para essa distância as propriedades óticas da coluna atmosférica possuem características similares, e, portanto, podem fornecer uma boa aproximação para medidas não disponíveis no site do Pantanal (PALÁCIOS et al., 2022). Nas secções 3.2.1, 3.2.2 e 3.2.3 serão explicadas com mais detalhes como a AERONET obtém os produtos de aerossóis e mais informações sobre a utilização deles serão explicadas na secção 3.4.

3.2.1 Medidas de Radiação Solar Direta pela AERONET

O radiômetro solar opera medindo a extinção do feixe direto da radiação em diferentes bandas de comprimentos de onda, e obtém a contribuição das partículas de aerossóis na extinção total do feixe. As medidas diretas têm um campo de visão de 1.2° e são realizadas em oito bandas espectrais, sendo elas em 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm. Assume-se que a radiação tenha pouca, ou nenhuma, interação com a superfície ou nuvens, e que a absorção gasosa seja mínima, ou conhecida, para o comprimento de onda escolhido, essas considerações são para a análise de extinção do feixe. Cada medida leva aproximadamente dez segundos para ser realizada, sendo que uma sequência pré-programada inicia as medidas pela manhã e encerra a tarde. Um dos canais, o de 940 nm, é utilizado para obtenção da coluna de vapor d'água precipitável (HALTHORE et al., 1997). Os outros canais são utilizados para a obtenção da espessura ótica dos aerossóis cujo cálculo é baseado na Lei de Beer-Lambert-Bouguer. Para a determinação da espessura ótica devido apenas aos aerossóis, a atenuação da radiação devido ao espalhamento Rayleigh e a absorção pelo ozônio e outros gases que possam interferir nas medidas são estimadas e removidas. A cada 15 minutos são efetuadas três medidas de radiação direta para cada comprimento de onda (os chamados tripletos), em

intervalos de 30 segundos entre cada medida para realizar a diferenciação entre aerossóis e nuvens. A rede AERONET segue um protocolo para a garantia da qualidade de dados. Os dados de nível 1.0 representam as medidas brutas, os de nível 1.5 representam as medidas processadas, onde são eliminadas as contaminações por nuvens. Já os dados de nível 2.0 representam as medidas processadas e garantidas pela rede, nestas medidas são realizadas calibrações finais (ECK et al., 1999) e um corte para a profundidade ótica do aerossol no canal de 440 nm (AOD 440 nm). Para os dados de nível 2.0 a em AOD 440 nm tem que ser maior que 0.4, o que minimiza a incerteza para os valores de AOD que variam entre 0.01 e 0.02 (ECK et al., 1999). Neste trabalho utilizamos dados do nível 2.0.

3.2.2 Medidas de Radiação Solar Difusa pela AERONET

A radiação solar difusa é medida nas bandas espectrais de 440, 670, 870 e 1020 nm, em intervalos de aproximadamente 1 hora ao longo do dia. Estas medidas são realizadas ao longo do plano solar principal (linha no qual o ângulo azimutal é constante) e ao longo do almucântar (círculo imaginário feito considerando o ângulo zenital do instrumento igual ao ângulo zenital solar) solar, com o intuito de observar o espalhamento espectral dos aerossóis. O objetivo destas medidas é a obtenção das radiâncias difusa e da região da auréola em um amplo intervalo de ângulos de espalhamento do Sol, a um perfil constante de aerossóis. Através destas radiâncias e algoritmos de inversão são obtidas a distribuição de tamanho, em um intervalo de raio entre 0.05 e 15.0 μm , a função de fase das partículas, o fator de assimetria, o albedo simples e o índice de refração complexo (NAKAJIMA et al., 1983; DUBOVIK e KING, 2000).

As medidas são realizadas todos os dias e enviadas automaticamente por meio de transmissores para uma estação receptora em intervalos de uma hora, através do sistema de transmissão de dados do satélite geoestacionário GOES. Os dados brutos são retransmitidos para um servidor localizado na NASA, onde serão processados. Algumas hipóteses adicionais com relação a forma das partículas, processos de espalhamento e interação com a superfície são necessárias para que o algoritmo de inversão derive os dados. Ainda se assume que as partículas são divididas em esféricas (KAUFMAN et al., 1994) e não esféricas (DUBOVIK et al., 2006). Os resultados obtidos para as propriedades dos aerossóis são utilizados para calcular as irradiâncias ascendentes e descendentes no topo da atmosfera e na superfície na faixa espectral entre 0.2 e 0.4 μm , por meio do código de transferência radiativa GAME (do inglês, Global Atmospheric Model) (DUBUISSON et al., 1996). Por meio de simulações que utilizam interpolações

e extrapolações das propriedades óticas dos aerossóis obtidas nos comprimentos de onda das medidas de radiância celeste, obtém-se a forçante radiativa dos aerossóis para a faixa espectral entre 0.2 e 0.4 μm . Para realizar as medidas de forçante radiativa, a AERONET considera a atmosfera limpa, sem presença de aerossóis, e atmosfera com presença de aerossóis.

3.3 ESTIMATIVAS DE BROWN CARBON (BrC) E BLACK CARBON (BC)

De forma geral a obtenção das frações de absorção do BrC é realizada pelo método proposto por LACK; LANGRIDGE (2013). Este método utiliza um par de medidas, normalmente abrangendo os extremos do espectro da luz visível (~400 a 800nm). A absorção no comprimento de onda maior é assumida como sendo majoritariamente proporcional ao BC. Esta medida de absorção é extrapolada para o comprimento de onda menor, utilizando o expoente Angstrom de absorção (α_{abs}), e a diferença entre este valor atribuído ao BC e a absorção total no comprimento de onda menor é então atribuída a absorção para uma componente que não é BC, a qual é denominada “Brown Carbon” (BrC). A Figura 10 mostra uma ilustração deste método.

Foi observado que a contribuição de BrC cresce com a diminuição do comprimento de onda, podendo até ser majoritário na absorção para comprimentos de onda menores que 450 nm. A contribuição de BC por seu lado é razoavelmente constante em função do comprimento de onda. As propriedades de absorção do BrC são ainda pouco conhecidas, e por isso é necessário um estudo mais aprofundado das suas propriedades, em particular da dependência espectral da absorção.

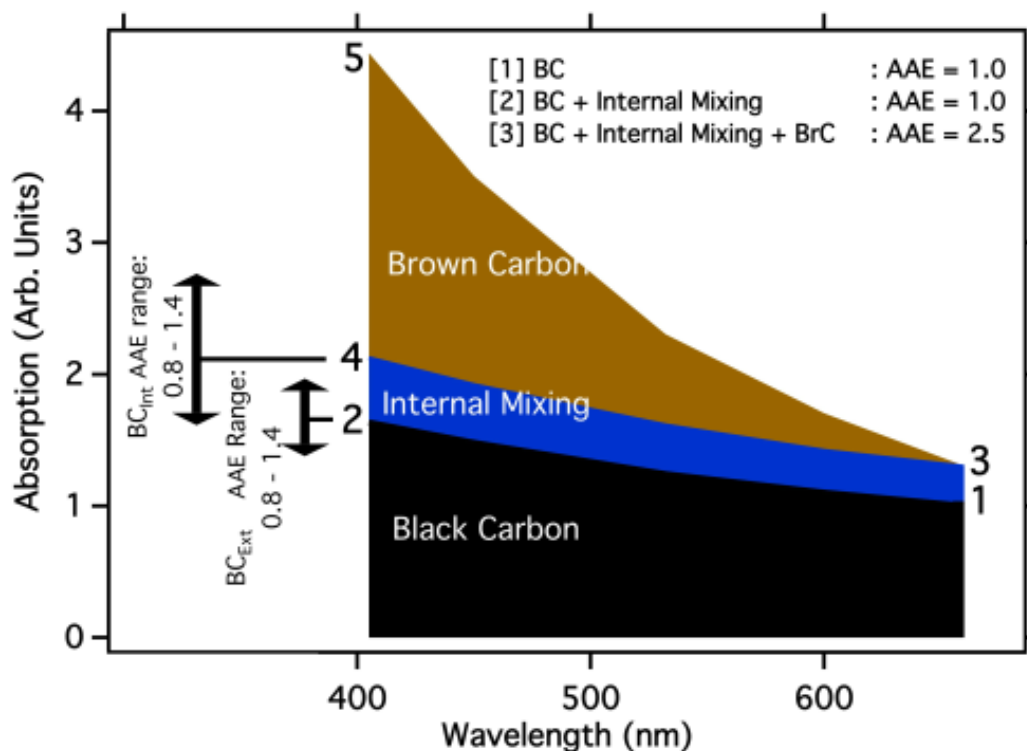


Figura 11. Ilustração da atribuição de absorção utilizando o expoente de absorção de Angstrom (AAE) (LACK e LANGRIDGE, 2013). O Brown Carbon domina a absorção para comprimentos de onda próximo do UV. A absorção pelo BC varia pouco com o comprimento de onda.

Mais recentemente, a obtenção do BrC foi determinada por um novo método desenvolvido por WANG et al. (2016). Este método considera a dependência das medidas de absorção em função do comprimento de onda, e assim inclui uma variedade de propriedades de BC relevantes atmosféricamente e que eram desconsideradas em trabalhos anteriores. Além disso, ele baseia-se nas medidas de absorção em três comprimentos de onda, um no ultravioleta próximo ou em um curto comprimento de onda, que incluía a absorção do BrC e dois comprimentos de onda no espectro visível, sem a contribuição da absorção do BrC. Este método já foi aplicado satisfatoriamente em três trabalhos na Amazônia: Morais et al. (2022), Ponckzeck et al. (2022) e Saturno et al. (2018). Neste trabalho foram utilizados os valores de coeficientes de absorção medidas pelo aetalômetro.

Como o método baseia-se em medidas de absorção de múltiplos comprimentos de onda com cálculos Mie teóricos para BC (mostrado na Figura 11), o α_{abs} de BC é diferente quando se utilizam pares de comprimento de onda de referência diferentes. O método caracteriza o WDA (Equação 13) (dependência do Angstrom de absorção com o comprimento de onda).

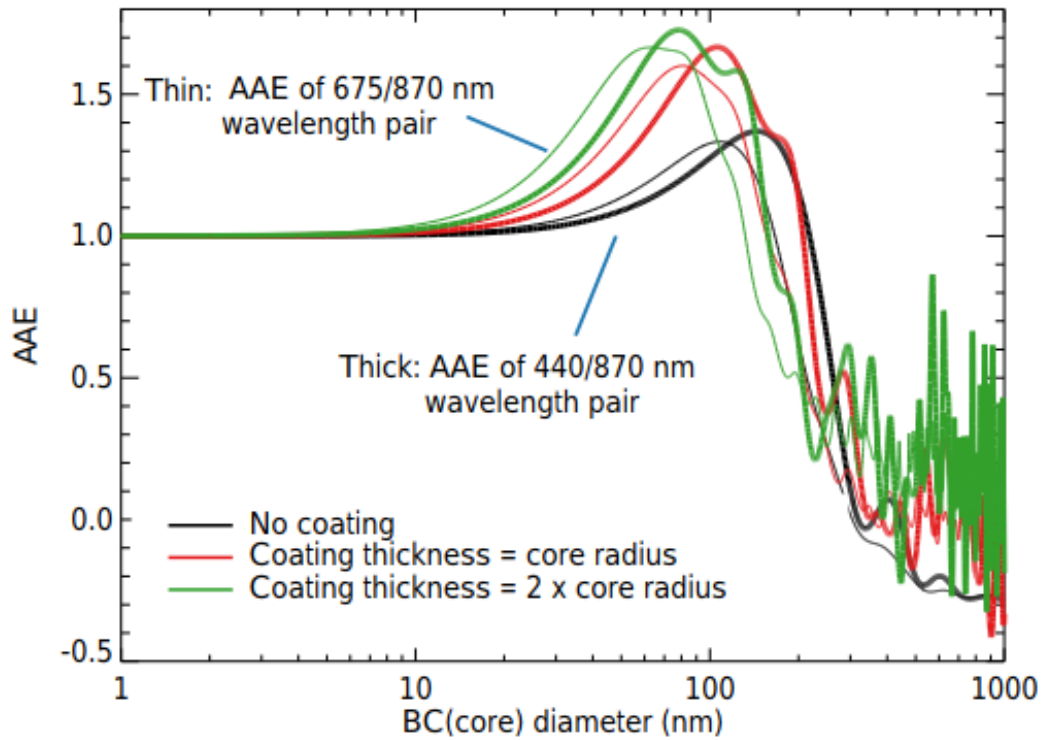


Figura 12. O expoente Angstrom de absorção (AAE) derivado dos cálculos da teoria Mie em função do tamanho e para uma série de estados de revestimento (WANG et al., 2016). AAE corresponde ao α_{abs} .

$$WDA = \alpha_{abs_{470/880}} - \alpha_{abs_{660/880}} \quad (13)$$

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

$$BC\alpha_{abs_{470/880}} = \alpha_{abs_{660/880}} + WDA \quad (14)$$

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

$$BrCAbs_{470} = Abs_{470} - BC Abs_{470} \quad (15)$$

3.4 ESTIMATIVAS DA FORÇANTE RADIATIVA

A definição mais simples para Forçante Radiativa dos aerossóis (FR) é simplesmente a alteração de fluxos líquidos de radiação solar pelos processos de

espalhamento e absorção da radiação pelos aerossóis. Tais forçantes podem ser definidas para a parte superior da atmosfera ou para a superfície, ou seja, pode ser definida como uma perturbação dos fluxos radiativos em qualquer nível da atmosfera (Murth et al., 2014, Palácios et al., 2022). De forma geral, 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. A FR indica o efeito dos aerossóis atmosféricos com uma dependência da carga do aerossol. Outra propriedade utilizada nesse trabalho foi a eficiência da forçante radiativa (EF), que é dada em unidades de Wm^{-2} por unidade da propriedade do aerossol utilizada, EF é determinada pela Equação 16:

$$EF = \frac{FR}{Aerossol} \quad (16)$$

A análise de EF permite obter informações das propriedades dos aerossóis, tais como: distribuição de tamanho, albedo de espalhamento e composição química. Propriedades que especificam os processos de espalhamento e absorção (PALÁCIOS et al., 2020).

3.4.1 Estimativa Da Forçante Radiativa Das Frações De Brown Carbon (Brc) E Black Carbon (BC).

Os valores horários instantâneos dos fluxos de radiação foram simulados tanto para condições livres de aerossóis como para condições de aerossóis cujos parâmetros foram citados na seção 3.2. Foram obtidos os valores de FR tanto para a superfície como para o topo da atmosfera por meio da diferença nos fluxos provocadas pelos aerossóis. Os valores instantâneos de FR foram então integrados, obtendo-se a forçante radiativa para 24 horas.

Devido a limitação de medidas realizadas *in-situ*, explicadas nas seções 3.1 e 3.2, esse trabalho utilizou as estimativas da AERONET de FR para superfície (FR-sup) e para o topo da atmosfera (FR-top) como dados de entrada determinar FR para superfície e para o topo da atmosfera no Pantanal. Os valores instantâneos de FR e FR 24 horas (FR-24h) obtidos do produto de inversão são mostrados na Figura 12.

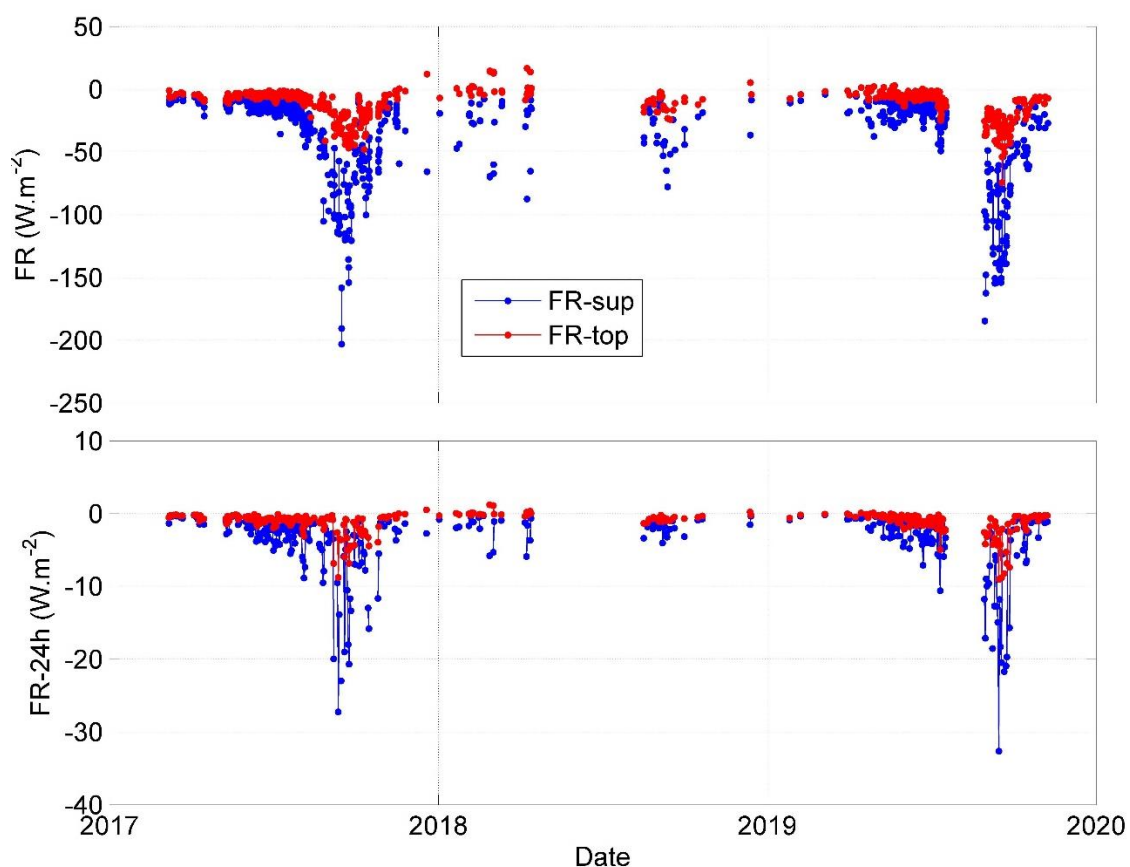


Figura 13. Estimativas fornecidas pela AERONET de FR a) instantâneo e b) FR 24 horas para superfície e topo da atmosfera nos períodos seco e chuvoso.

Os valores de FR instantâneos e integrados em 24 hrs da AERONET (PALÁCIOS et al., 2022) foram utilizados para ajustar uma equação de FR em função dos valores de AOD em 500 nm também fornecidos pela AERONET. A Figura 13 mostra os ajustes realizados entre AOD 500 nm e os valores de FR da AERONET.

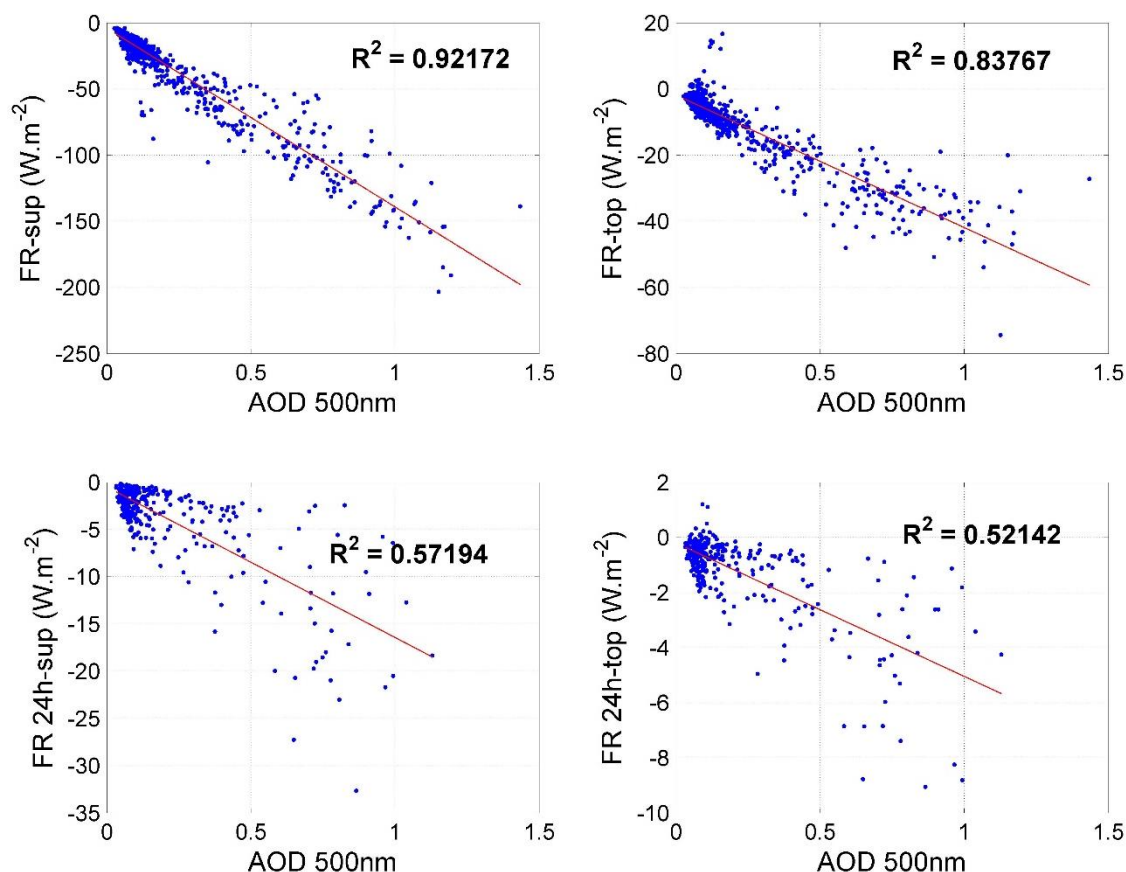


Figura 14. Ajustes realizados entre AOD 500nm e os valores de FR e FR 24 horas na superfície e no topo da atmosfera com dados fornecidos pela AERONET.

Os ajustes da Figura 13 resultaram nas Equações 17, 18, 19 e 20 mostradas na Tabela 1. Essas equações foram usadas para obter a FR para o Pantanal. As medidas dos coeficientes de espalhamento e absorção medidas (*in-situ*) pelo nefelômetro e aetalômetro, respectivamente, permitiram a determinação do coeficiente de extinção. Por meio da integração do coeficiente de extinção ao longo da coluna atmosférica, foi possível obter AOD em 525nm e assim determinar a FR para a região de estudo.

Tabela 1. Equações 17, 18, 19 e 20, obtidas pelo ajuste linear entre os valores de FR e AOD para o site da AERONET.

FR	Ajuste linear	RMSE	P-val
Instantânea sup	$y = -135.20x - 4.07$	9.45	< 0.001 (17)
Instantânea top	$y = -40.07x - 1.85$	4.23	< 0.001 (18)
24h sup	$y = -15.92x - 4.51$	3.18	< 0.001 (19)
24h top	$y = -4.84x - 0.20$	1.07	< 0.001 (20)

Além da análise das variações de FR-sup e FR-top instantâneas e integradas em 24 horas também foram avaliados os valores EF para cada condição. Esses resultados ainda foram comparados as estimativas do modelo de Procópio et al. (2004),

desenvolvido para sites da Amazônia. A Figura 14 mostra os valores de FR 24h estimadas pelo modelo proposto por Procópio et al. (2004), pelo modelo ajustado e os valores da AERONET.

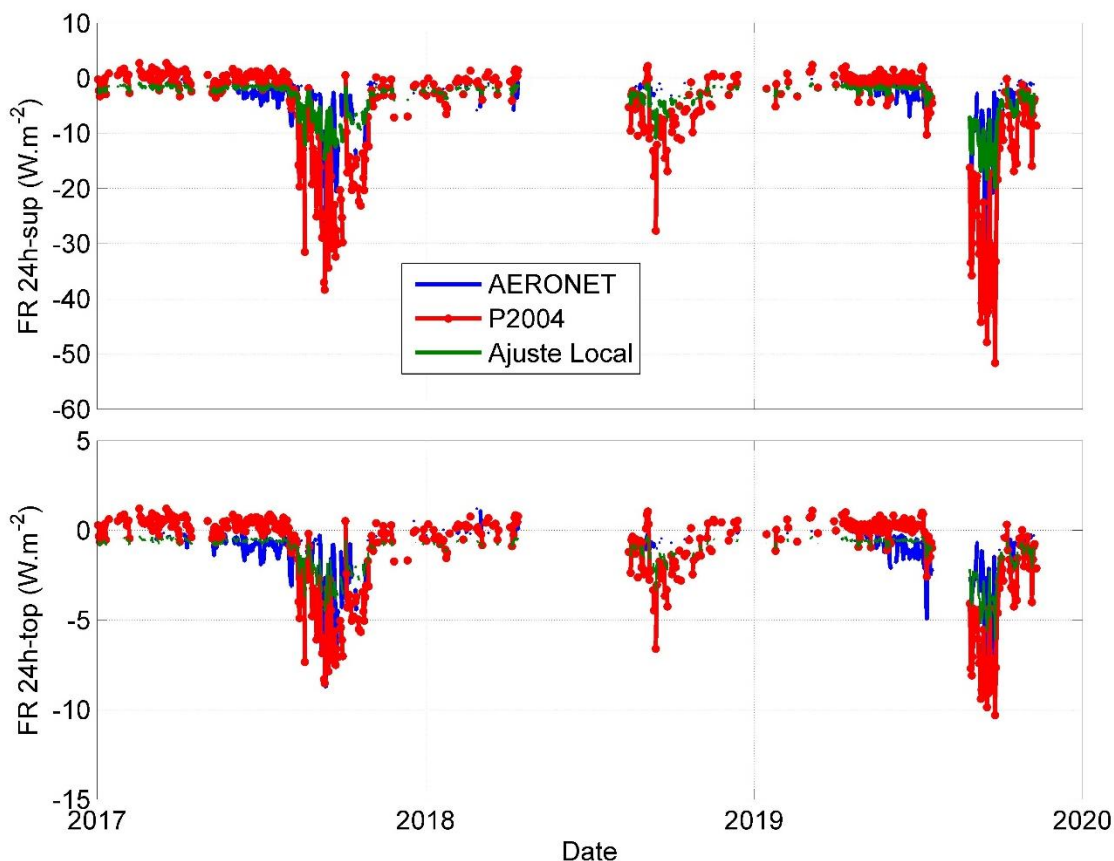


Figura 15. FR 24h estimadas pelo modelo proposto por Procópio et al., 2004 (P2004), pelo modelo ajustado para o local e pelos valores da AERONET.

Para a obtenção dos valores de FR associados as contribuições de BC e BrC foi ajustada uma curva entre as estimativas de FR instantâneo para superfície e para o topo da atmosfera obtidas pela AERONET com as devidas contribuições de absorção, com os valores de AOD em 440 nm e em 870 nm também obtida pela AERONET, através dos produtos de inversão. Para o topo da atmosfera os valores de FR da AERONET foram selecionados somente para valores positivos, ou seja, para avaliar as contribuições de BrC e BC no forçamento positivo, já para superfície foi utilizado o conjunto total de FR instantâneos. Os ajustes lineares e parâmetros estatísticos obtidos com as medidas da AERONET são mostrados nas Figura 15 e Tabela 2.

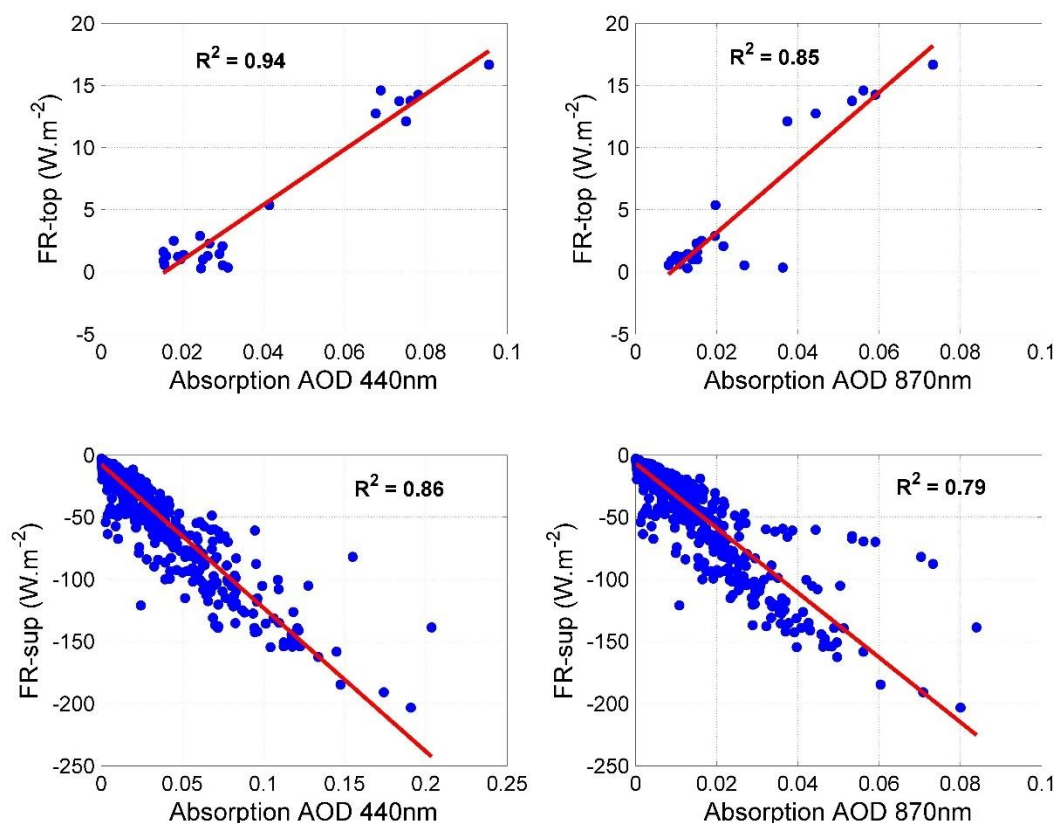


Figura 16. Ajustes lineares entre os valores instantâneos de FR com os valores de AOD de absorção em 440 e 870 nm da AERONET. Para FR-top foram utilizados apenas os pares para FR positiva.

As equações resultantes dos ajustes lineares da Figura 15, são mostradas na Tabela 2. Essas equações foram então aplicadas para obtenção dos valores instantâneos de FR para o Pantanal usando os valores de AOD obtidos em 525 nm (obtido pela integração do coeficiente de extinção em toda coluna atmosférica).

Tabela 2. Equações 21, 22, 23 e 24, obtidas pelos ajustes entre os valores de FR e AOD de absorção, em 440 e 870 nm da AERONET, da Figura 15.

FR	Ajuste	RMSE	P-val
FR-top BrC	$y = 222.8x - 3.5$	1.44	< 0.001 (xi)
FR-top BC	$y = 282.3x - 2.5$	2.22	< 0.001 (xii)
FR-sup BrC	$y = -1156x - 7.4$	12.44	< 0.001 (xiii)
FR-sup BC	$y = -2602x - 6.8$	15.14	< 0.001 (xiv)

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 VARIABILIDADE DAS PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS

As médias diárias para toda série temporal dos coeficientes de espalhamento (σ_{scat}) e absorção (σ_{abs}) são ilustradas na Figura 16. Embora ocorram variações anuais, fica evidente a variação sazonal, onde os valores máximos de cada ano são recorrentes no período seco. Esse padrão sazonal já era esperado como consequência da maior concentração de partículas do modo fino no período seco, conforme foi verificado por Palácios et al., 2020 sobre o site da AERONET de Cuiabá-MIRANDA. Resultados semelhantes foram obtidos para sites na Amazônia (ARTAXO et al., 2013; RIZZO et al., 2013; SATURNO et al., 2018). Rizzo et al. (2013) ainda afirmam que a emissão devido a queima de biomassa possui uma maior eficiência no espalhamento da radiação quando comparada a emissão biogênica, predominante na moda grossa do aerossol.

Ainda sobre a Figura 16, é possível observar a diferença entre σ_{scat} e de σ_{abs} para a período seca do ano 2018 quando comparado os anos de 2017 e 2019. As medianas de σ_{scat} 525 nm para os períodos secos de 2017 e 2019 foram maiores em aproximadamente 50% e 53%, respectivamente, a período seca de 2018. Isso pode ser resultado das ocorrências de focos de incêndios locais e regionais sobre o Pantanal. O trabalho de Rizzo et al. (2013) encontrou diferenças anuais de até 110% para o espalhamento na Amazônia, diferença justificada nos registros de incêndios florestais. As estatísticas descritivas para as variações sazonais e anuais dos coeficientes de espalhamento, absorção e albedo de espalhamento simples são mostrados na Tabela 3.

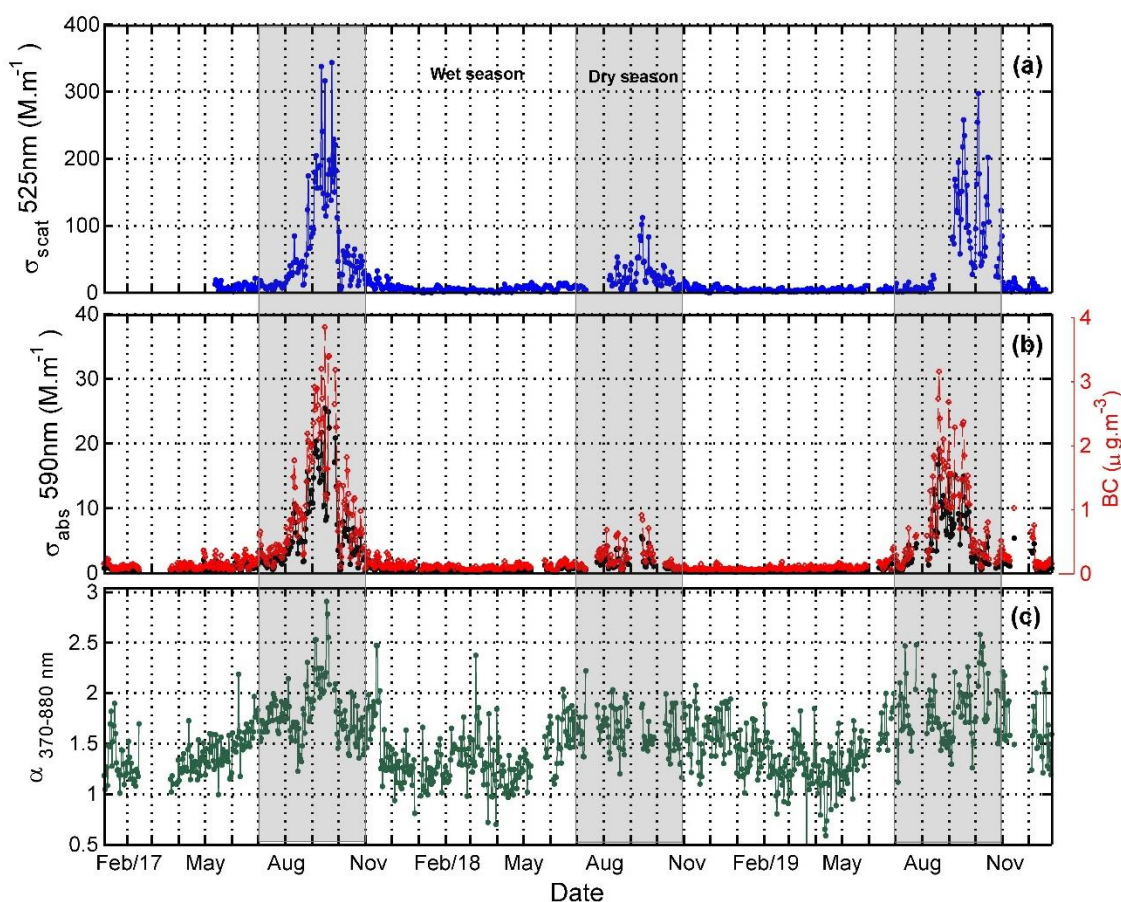


Figura 17. Média diária para série temporal, a) dos coeficientes de espalhamento (σ_{scat}) em 525 nm, b) coeficientes de absorção (σ_{abs}) em 590 nm e concentração de black carbon (BC), em $\mu g m^{-3}$, c) expoente Angstrom de absorção (α_{abs}) entre 370-880 nm. Os cálculos foram baseados nos valores obtidos a cada 30 min. As áreas sombreadas representam os períodos secos de cada ano.

Para avaliar as possíveis contribuições de focos de queimadas locais e regionais, este trabalho analisou a série histórica de focos de queimadas (INPE, 2020) para toda Amazônia Legal e para os registros ocorrentes no Estado de Mato Grosso e especificamente sobre o bioma Pantanal. A série temporal (2010-2019) contendo essas informações é mostrada Figura 17. Ainda foram obtidas as estimativas locais para os focos de queimadas sobre os municípios de Poconé e Barão de Melgaço no Estado de Mato Grosso, que são municípios vizinhos e próximos ao local em que foi instalado o experimento. Esses números indicam que as principais variações anuais nos valores de σ_{scat} e σ_{abs} , na Figura 16, podem ser provocados pela queima local e regional de biomassa. A verificação dessas bruscas variações das propriedades anuais ainda foi confirmada com as medidas da AERONET no site de Cuiabá-MIRANDA conforme a Figura 18.

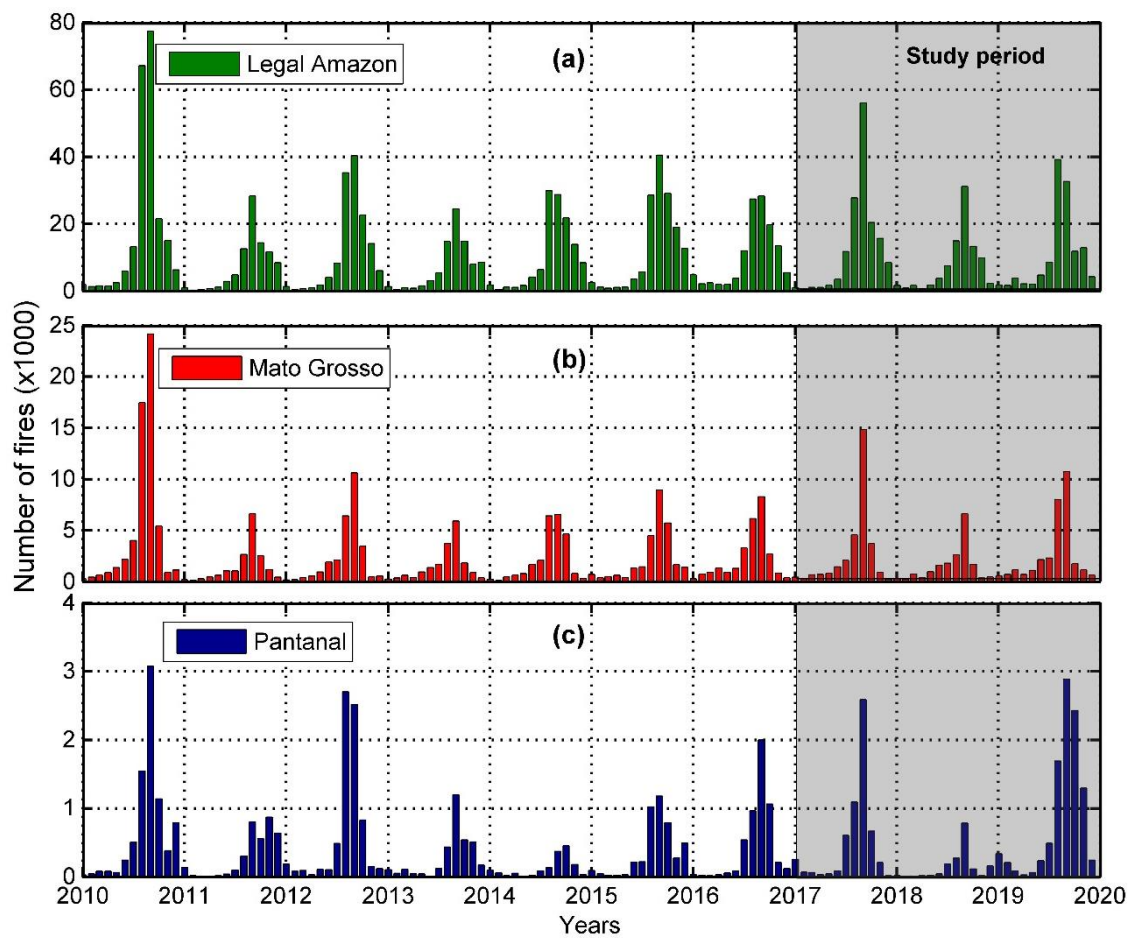


Figura 18. Série temporal para os registros mensais de focos de queimadas (2010-2019) sobre a) Amazonia Legal, b) Estado de Mato Grosso e c) sobre o bioma Pantanal. A área sombreada representa especificamente o período de estudo deste trabalho.

Tabela 3. medias desvios e mediana para as principais propriedades óticas dos aerossóis encontradas para o Pantanal. Os parâmetros estatísticos foram calculados para os períodos chuvoso e seco de cada ano.

		Average \pm standard deviation						Median		
		N	Wet season	N	Dry season	N	All data	Wet season	Dry season	All data
$\sigma_{scat}(525\text{ nm})$ Mm^{-1}	2017	8103	9.47 \pm 8.36	5847	66.53 \pm 91.16	13950	40.90 \pm 73.57	7.47	35.29	13.15
	2018	13748	5.75 \pm 4.45	4596	23.49 \pm 23.57	18344	11.18 \pm 15.83	4.59	17.27	6.50
	2019	11784	4.78 \pm 4.50	3970	74.47 \pm 99.23	15754	25.87 \pm 63.39	3.63	37.42	4.46
	2017-2019	33635	6.16\pm5.75	14413	54.51\pm81.53	48048	24.25\pm55.27	4.60	25.48	7.06
$\sigma_{abs}(590\text{ nm})$ Mm^{-1}	2017	7418	0.63 \pm 0.43	5181	4.90 \pm 4.98	12599	2.38 \pm 3.82	0.51	3.15	0.88
	2018	6720	0.42 \pm 0.24	6863	1.14 \pm 0.99	13583	0.67 \pm 0.71	0.36	0.83	0.45
	2019	9436	0.52 \pm 0.60	9925	4.34 \pm 3.99	19361	1.98 \pm 3.12	0.34	3.04	0.57
	2017-2019	23574	0.52\pm0.49	21969	3.64\pm4.21	45543	1.72\pm3.04	0.40	1.92	0.60
$\omega_0(525\text{ nm})$	2017	7505	0.91 \pm 0.04	5173	0.87 \pm 0.05	12678	0.89 \pm 0.05	0.92	0.88	0.89
	2018	9942	0.92 \pm 0.05	2998	0.94 \pm 0.02	12940	0.92 \pm 0.04	0.93	0.94	0.93
	2019	8521	0.88 \pm 0.06	2742	0.89 \pm 0.11	11263	0.89 \pm 0.08	0.90	0.94	0.91
	2017-2019	25968	0.90\pm0.06	10903	0.90\pm0.07	36881	0.90\pm0.06	0.91	0.91	0.91
$\alpha_{abs}(370 - 880\text{ nm})$	2017	7418	1.42 \pm 0.47	5181	1.80 \pm 0.43	12599	1.57 \pm 0.49	1.41	1.71	1.54
	2018	6720	1.45 \pm 0.46	6863	1.63 \pm 0.33	13583	1.51 \pm 0.43	1.46	1.62	1.52
	2019	9436	1.43 \pm 0.53	9925	1.79 \pm 0.45	19361	1.57 \pm 0.53	1.42	1.74	1.56
	2017-2019	33635	1.43\pm0.49	21969	1.75\pm0.42	45543	1.55\pm0.48	1.43	1.69	1.54
$\alpha_{abs}(590 - 880\text{ nm})$	2017	7418	0.76 \pm 0.21	5181	0.86 \pm 0.09	12599	0.80 \pm 0.18	0.79	0.86	0.83
	2018	6720	0.74 \pm 0.21	6863	0.86 \pm 0.12	13583	0.78 \pm 0.19	0.77	0.87	0.82
	2019	9436	0.73 \pm 0.24	9925	0.88 \pm 0.13	19361	0.79 \pm 0.22	0.76	0.89	0.83
	2017-2019	33635	0.75\pm0.22	21969	0.87\pm0.11	45543	0.79\pm0.19	0.77	0.87	0.83
$BC(\mu gm^{-3})$	2017	7511	0.14 \pm 0.09	5181	1.01 \pm 0.95	15932	0.50 \pm 0.75	0.12	0.67	0.20
	2018	10053	0.09 \pm 0.05	6863	0.24 \pm 0.20	16916	0.15 \pm 0.14	0.08	0.18	0.10
	2019	9375	0.88 \pm 0.12	9925	0.90 \pm 0.81	19300	0.88 \pm 0.63	0.08	0.63	0.13
	2017-2019	30179	0.12\pm0.09	21969	0.75\pm0.83	52148	0.36\pm0.60	0.09	0.40	0.14

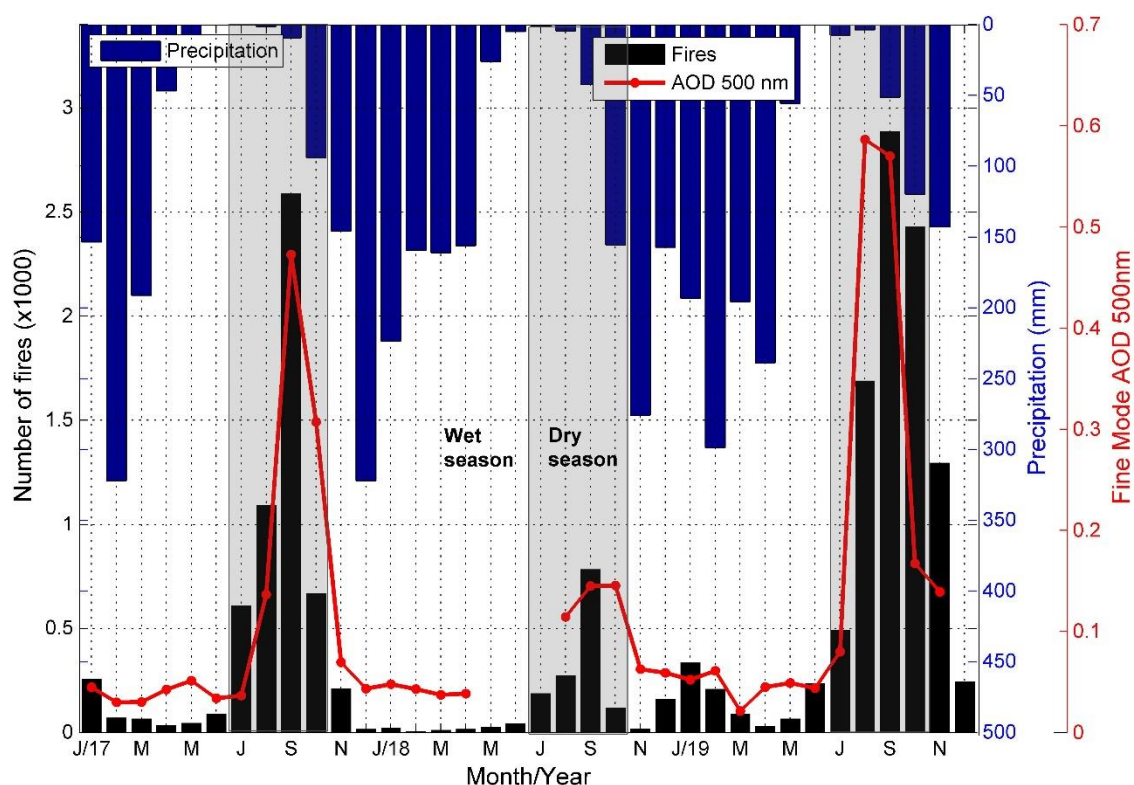


Figura 19. Relação entre o acumulado mensal de precipitação, acumulado mensal dos focos de queimadas no Pantanal e a profundidade ótica do aerossol na moda fina (AOD 500 nm moda fina). As áreas sombreadas representam os períodos seco nesse trabalho.

A proporção encontrada para as diferenças da profundidade ótica do aerossol na moda fina (AOD fino) para setembro entre os anos de 2017 e 2019 em relação a 2018 acompanham de forma direta as variações de focos de queimadas no Pantanal. foi constatado que a AOD fino (setembro) para os anos de 2017 e 2019 foram aproximadamente 70% e 75%, respectivamente, maiores que os valores de 2018. O trabalho de Marengo et al. (2021), que fala sobre as secas extremas que ocorreram no Pantanal nos anos de 2019 e 2020, ressalta que desde 2019 o Pantanal sofre uma estiagem prolongada que tem causado desastres para a região. Esses autores ainda constataram que a falta de chuva nos verões de 2019 e 2020 sobre a região foi causada pela redução do transporte de ar quente e úmido da Amazônia para o Pantanal, o que desencadeou subsequentes eventos de queima de biomassa que envolveram centenas de milhares de hectares.

A Figura 16 b) ainda mostra a série temporal para a concentração de BC, em μgm^{-3} , obtida para o Pantanal. Evidentemente as variações das concentrações

acompanharam as variações dos coeficientes de absorção (Mostrado na Tabela 3). Para fins de comparação, o trabalho de Santos et al. (2016), realizado sobre o Pantanal (2012-2013) com uma campanha de filtros, encontrou concentração máxima de BC na moda fina de $1.68 \mu\text{gm}^{-3}$ em setembro de 2012, resultado aproximadamente 2.5 vezes menor que o obtido para setembro de 2019 neste trabalho. Uma vez que a emissão de BC é majoritariamente fuligem proveniente da combustão, essa diferença pode estar ligada a um número maior de queimadas ocorridas local e regionalmente em 2019 (MARENGO et al., 2021).

Em contraste com o resultado obtido acima, Artaxo et al. (2013) mostrou que sobre um site altamente impactado pela queima de biomassa na Amazônia, em Porto Velho, os valores máximos de BC (moda fina) podem chegar a $22 \mu\text{gm}^{-3}$, ou seja, uma diferença de aproximadamente de 80%, quando comparado ao máximo do Pantanal. Ainda comparando as concentrações de BC do Pantanal com Porto Velho (2009-2012), as médias de BC para os períodos seco e chuvoso de Porto Velho foram superiores em aproximadamente 73% e 70% para os respectivos períodos seco e chuvoso no Pantanal. Fica evidente com essas comparações que locais diretamente impactados pela queima de biomassa na Amazônia, como o caso de Porto Velho, são muito mais impactados pela concentração de BC que o Pantanal que sobre principalmente com as emissões locais e regionais de queima de biomassa.

Ao comparar as médias de concentração de BC entre o Pantanal e o site ZF2 (2008-2012), Amazônia central (ARTAXO et al., 2013), foram encontradas diferenças entre os períodos seco e chuvoso aproximadas de 55% e 15%, respectivamente, sendo maiores os valores obtidos para o Pantanal. Dentro das incertezas, praticamente não existe diferença entre essas concentrações para a período chuvosa. Esse resultado permite afirmar que o Pantanal apresenta, no período chuvoso, uma atmosfera tão limpa quanto a atmosfera de uma floresta preservada, em termos de concentração de BC. Já para a período seca, observa-se que a influência de queimadas locais e regionais pode elevar as concentrações de BC no Pantanal, fazendo que suas concentrações sejam superiores as emissões regionais que atingem a Amazônia central.

As variações mensais das propriedades óticas dos aerossóis no Pantanal são ilustradas na Figura 19. Os boxplots para os coeficientes de espalhamento (σ_{stat}), absorção (σ_{abs}) e para o albedo de espalhamento simples (ω_0) foram calculados para intervalos de 10 dias julianos entre janeiro de 2017 a dezembro de 2019. A variação

sazonal para os coeficientes de espalhamento e absorção foi mais evidente (também mostrado na Figura 16 e complementado na Tabela 3). Para o ω_0 os valores medianos para o mês de junho variam de 0.88 a 0.92, entretanto, para o mês de julho esses valores variam entre 0.76 a 0.84, ou seja, experimentam uma variação máxima de até 17%. Esta maior variabilidade nos valores de ω_0 acompanham a intensa atividade de queima de biomassa local.

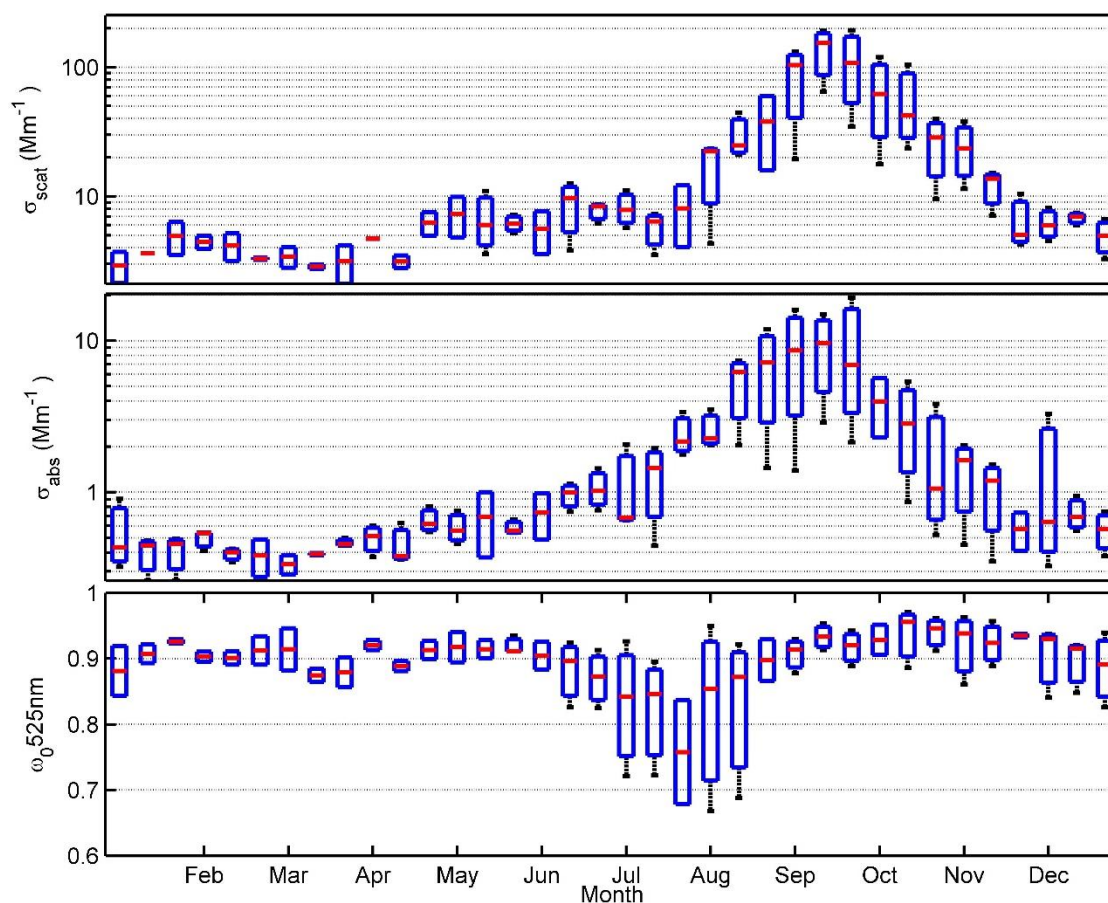


Figura 20. Boxplot para os coeficientes de espalhamento (σ_{scat} 525 nm), coeficientes de absorção (σ_{abs} 525 nm) e albedo de espalhamento simples (ω_0 525 nm) calculados para cada 10 dias julianos entre maio de 2017 a dezembro de 2019.

Ao analisar os registros de focos de queimadas para os municípios de Poconé e Barão de Melgaço foi constatado que em média os acumulados mensais passam de 24 focos do mês de junho para 80 em julho, ou seja, experimentam um aumento de 70% logo no início do período seco (INPE, 2020). Desta forma as variações nos valores de ω_0 logo no início do aumento dos registros de queimadas evidenciam que a queima local, queima mais fresca, pode emitir partículas mais absorvedoras alterando os valores de ω_0 (REID et al., 1998). Observa-se que com o aumento dos registros de queimadas nos meses seguintes os valores de ω_0 voltam a subir, o que pode ser uma consequência da mistura

de partículas novas com partículas envelhecidas emitidas localmente ou até mesmo advindas por transporte na atmosfera.

Para sites da Amazônia o comportamento mensal do ω_0 é diferente, entretanto, as médias sazonais e totais são similares. A Tabela 4 mostra uma comparação entre os valores médios das principais propriedades óticas obtidas no Pantanal e os valores médios obtidos para dois sites da Amazônia central (RIZZO et al., 2013; SATURNO et al., 2018). Embora essas comparações abordem pequenas diferenças nas faixas espectrais medidas, é possível observar um comportamento médio sazonal similar.

Tabela 4. Comparação dos valores médios sazonais e de todo período de campanha para as principais propriedades óticas obtidas para o Pantanal e para dois sites da Amazônia central. Comparação com os resultados de Rizzo et al. (2013) sobre o site ZF2 e com os resultados de Saturno et al. (2018) sobre o site do ATTO. Os valores do coeficiente de espalhamento (σ_{scat}) absorção (σ_{abs}) e albedo de espalhamento simples (ω_0) foram obtidos em 525 nm para o Pantanal, já para a ZF2 e ATTO σ_{scat} foi obtido em 550 nm, σ_{abs} e ω_0 obtidos em 637 nm. Já os valores de expoente Angstrom de absorção (α_{abs}) foi obtido no intervalo de 370-870 nm para o Pantanal, 440-700 nm na ZF2 e por um ajuste linear para o ATTO.

	Rizzo et al. (2013)			Saturno et al. (2018)			Este trabalho		
	ZF2 (2008-2011)			ATTO (2012-2017)			Pantanal (2017-2019)		
	Wet	Dry	All	Wet	Dry	All	Wet	Dry	All
σ_{scat} (Mm^{-1})	8.1±7.2	36.0±48.0	21.0±36.0	7.5±9.3	33.0±25.0	22.0±25.0	6.16±5.75	54.51±81.53	24.25±55.27
σ_{abs} (Mm^{-1})	1.0±1.4	3.9±3.6	2.3±3.0	0.68±0.91	4.0±2.2	2.1±2.2	0.66±0.58	4.73±5.62	2.22±4.03
α_{abs}	1.48±1.12	1.70±0.41	1.59±0.86	0.91±0.19	0.94±0.16	0.93±0.16	1.43±0.49	1.75±0.42	1.55±0.48
ω_0	0.86±0.09	0.87±0.06	0.86±0.08	0.93±0.04	0.87±0.03	0.89±0.04	0.90±0.06	0.90±0.07	0.90±0.06

Dentro dos limites dos desvios, os valores médios para o espalhamento no Pantanal são iguais aos valores da Amazônia central, entretanto o valor médio para a período seca é levemente maior. No período seco σ_{scat} para o Pantanal foi aproximadamente 35% e 40% maior que os valores obtidos para os sites ZF2 e ATTO, respectivamente. A justificativa para esse resultado pode ser associada a localização geográfica e as possíveis contribuições de emissões de outras localidades. A contribuição da emissão de queima de vegetação de floresta, cerrado e pastagem podem ter influenciado nos valores de espalhamento e absorção no Pantanal (PALÁCIOS et al., 2020).

Para os valores médios de absorção para o Pantanal também não foi encontrada uma diferença estatística quando comparados aos valores da Amazônia, entretanto, é possível observar pequenas variações. No período chuvoso σ_{abs} para o Pantanal foi aproximadamente 35% inferior ao resultado para ZF2 o que pode ser justificado pelas contribuições de aerossóis africanos que chegam na Amazônia durante a período chuvosa (RIZZO et al., 2013). Ainda não existem relatos de que essas contribuições possam atingir a região central do Brasil e, portanto, pode se afirmar com cautela que o Pantanal é livre dessas influências no período chuvoso. Para período seca ocorre uma inversão, o valor de σ_{abs} para o Pantanal foi aproximadamente 17% maior que o valor encontrado para ZF2, fato que também pode ser justificado pelas queimas frescas que ocorrem localmente. Os valores obtidos para α_{abs} também são comparáveis em magnitude aos encontrados na ZF2 (RIZZO et al., 2013).

4.2 CICLOS DIÁRIOS DAS PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS

O ciclo horário dos coeficientes de espalhamento (σ_{scat} 525 nm), de absorção (σ_{abs} 525 nm), albedo de espalhamento simples (ω_0 525 nm) e expoente Angstrom de absorção (α_{abs} 370-880) são mostrados na Figura 20. Para a período chuvosa foi observado um comportamento regular para todas as variáveis analisadas, as medianas de σ_{scat} e σ_{abs} mostraram um comportamento semelhante ao descrito por Rizzo et al. (2013). A partir das 08:00 horas (horário local) os valores de σ_{scat} e σ_{abs} começam a aumentar variando em aproximadamente 34% até as 12:00 horas. Para a Amazônia

Rizzo et al. (2013) evidenciou um aumento de até 50 % e atribuiu essa variação ao aumento de tamanho submicrométrico da partícula, ressaltou que essas variações diurnas para tamanhos maiores já foram observadas para outros locais da Amazônia e podem ser justificadas pela formação fotoquímica de aerossóis orgânicos secundários na camada residual. Esses aerossóis são misturados até ao nível do solo conforme a dinâmica da camada limite nas primeiras horas de incidência solar.

O trabalho de Saturno et al. (2018) também encontrou uma variação similar para a absorção no período chuvoso e associou essas variações ao desenvolvimento da camada limite. Com medidas complementares de concentração na moda de acumulação, Saturno et al. (2018) ainda evidenciou que essas concentrações obedecem ao mesmo padrão da absorção. Justifica que no desenvolvimento da camada noturna, estável, as partículas próximas ao dossel possam ser depositadas diminuindo sua concentração ao avançar do horário noturno e com a incidência da radiação solar, nas primeiras horas do dia, a mistura vertical quebra estabilidade noturna com fazendo com que as concentrações voltem a subir.

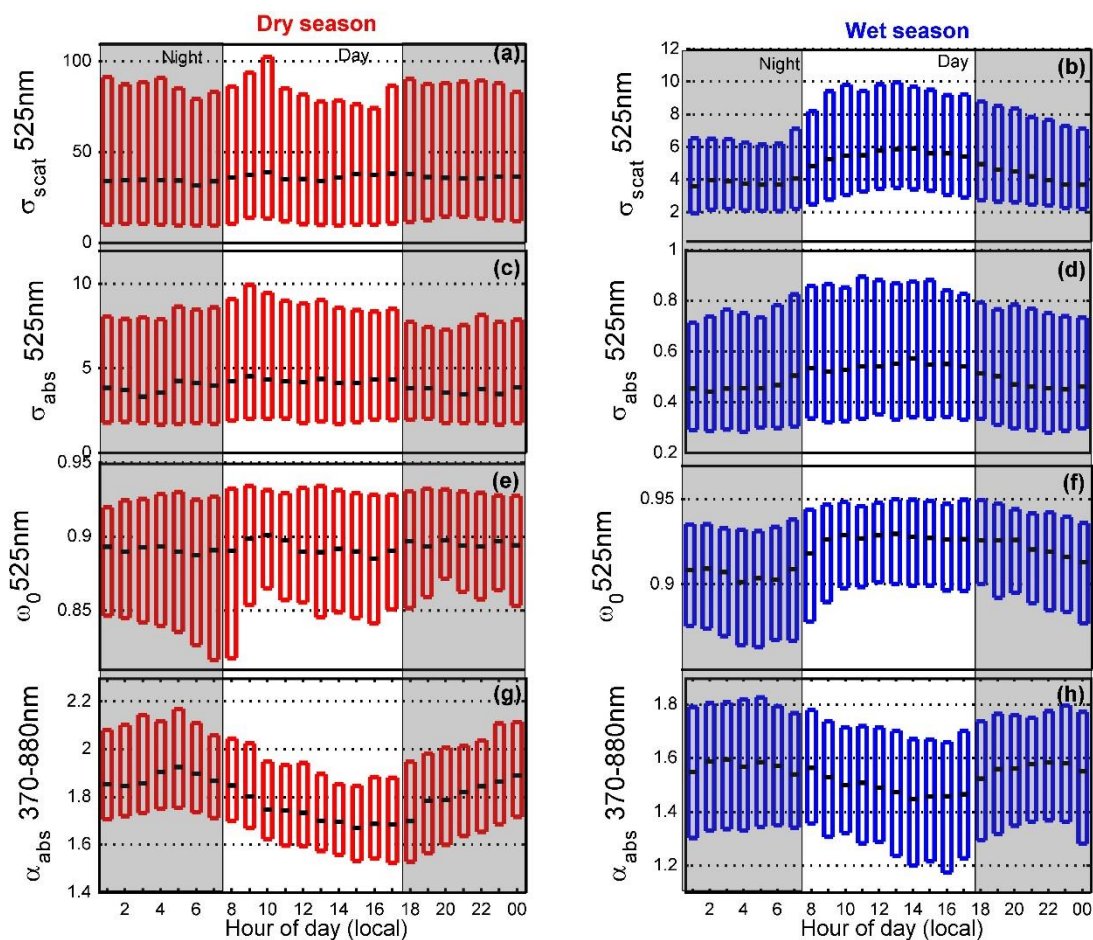


Figura 21. Variação diária da (a, b) mediana do coeficiente de espalhamento (σ_{scat} 525 nm), (c, d) mediana do coeficiente de absorção (σ_{abs} 525 nm), (e, f) mediana do albedo de espalhamento simples (ω_0 525 nm), (g, h) mediana do expoente Angstrom de absorção (α_{abs} 370-880 nm).

Por falta de medidas complementares, e observando o padrão encontrado para as variações horárias do espalhamento e absorção no período chuvoso, esse trabalho sugere que a dinâmica horária dos aerossóis no Pantanal seja semelhante ao que foi discutido por Rizzo et al. (2013) e Saturno et al. (2018) na Amazônia. Entretanto, futuros trabalhos precisam ser realizados sobre o Pantanal para investigar a real contribuição nessas variações horárias, sem descartar por exemplo, a possível emissão diurna de partículas biogênicas, assim como evidenciou Rizzo et al. (2013). Ainda sobre a período chuvosa é possível observar as consequências das variações de σ_{scat} e σ_{abs} nos valores de ω_0 e α_{abs} . Os valores máximos de ω_0 ocorrem justamente após as 10:00 horas como uma consequência da adição de partículas espalhadoras que,

possivelmente, estavam depositadas sobre o dossel (SATURNO et al., 2018) ou foram formadas por aerossóis orgânicos secundários (RIZZO et al., 2013). Os valores de α_{abs} praticamente não variam com as horas do dia, entretanto, apresentaram um comportamento inverso as variáveis anteriores, houve uma diferença aproximada de 13% do dia para noite, sendo os menores valores encontrados para os horários diurnos. Rizzo et al. (2011) encontrou uma variação aproximada de 20% em um local de pastagem na Amazônia e justificou essa diferença na dinâmica da camada limite, alertou também que pode ser uma consequência da alteração de tamanho das partículas.

Para o período seco, o comportamento horário de σ_{scat} , σ_{abs} , ω_0 e α_{abs} é mostrado nas Figuras 19 (a-c-e-g). diferente dos resultados de Saturno et al. (2018), as variações horárias são pouco acentuadas. Acredita-se que a adição de emissões de queimadas locais e de transporte regional possa sobrecarregar a dinâmica natural do aerossol, desta forma, assim como afirma Rizzo et al. (2013), a variação diurna das propriedades óticas dos aerossóis é dominada pela dinâmica da camada limite.

4.3 ESPECTRO DE ABSORÇÃO

Os espectros de absorção médios calculados para todo período do experimento (2017-2019) foram subdivididos por ano e períodos seco e chuvoso, como mostra a Figura 21. Com exceção do ano de 2018 que teve uma grande redução nos focos de queimada, os resultados indicam consideráveis diferenças entre os ajustes das curvas para os períodos seco e chuvoso. As variações sazonais já eram esperadas, pois o Pantanal, assim como outros biomas brasileiros, como a Amazônia, é fortemente influenciado pelas queimadas que ocorrem no período seco. Como foi constatado por Palácios et al. (2020) a variabilidade nos espectros de absorções é claramente dependente dos registros de focos de queimadas que ocorrem nesse Estado.

O tamanho da partícula também influencia na absorção, quanto menor o diâmetro, maior é a interação das partículas com a radiação de ondas curtas, resultando em absorções e desvios mais altos. Lembrando que neste trabalho, o diâmetro de corte foi $PM_{2,5}$, resultando em médias de σ_{abs} totais (2017-2019) da ordem de $4.15 \pm 8.73 Mm^{-1}$ a 370 nm e $0.67 \pm 1.11 Mm^{-1}$ a 950 nm. Estes resultados estão bem abaixo dos encontrados por Zhuang et al. (2015) para a área urbana de Nanjing, na China

(82.07 em 370 nm a 17.56 Mm^{-1} em 950 nm para médias de 2012 e 2013) que sofre com alta intensidade de queima de biomassa e episódios de poluição. O Pantanal, em geral, sofre pouca influência de poluição urbana e industrial, principalmente por estar localizado próximo a cidade de pequeno porte, longe de grandes centros industriais.

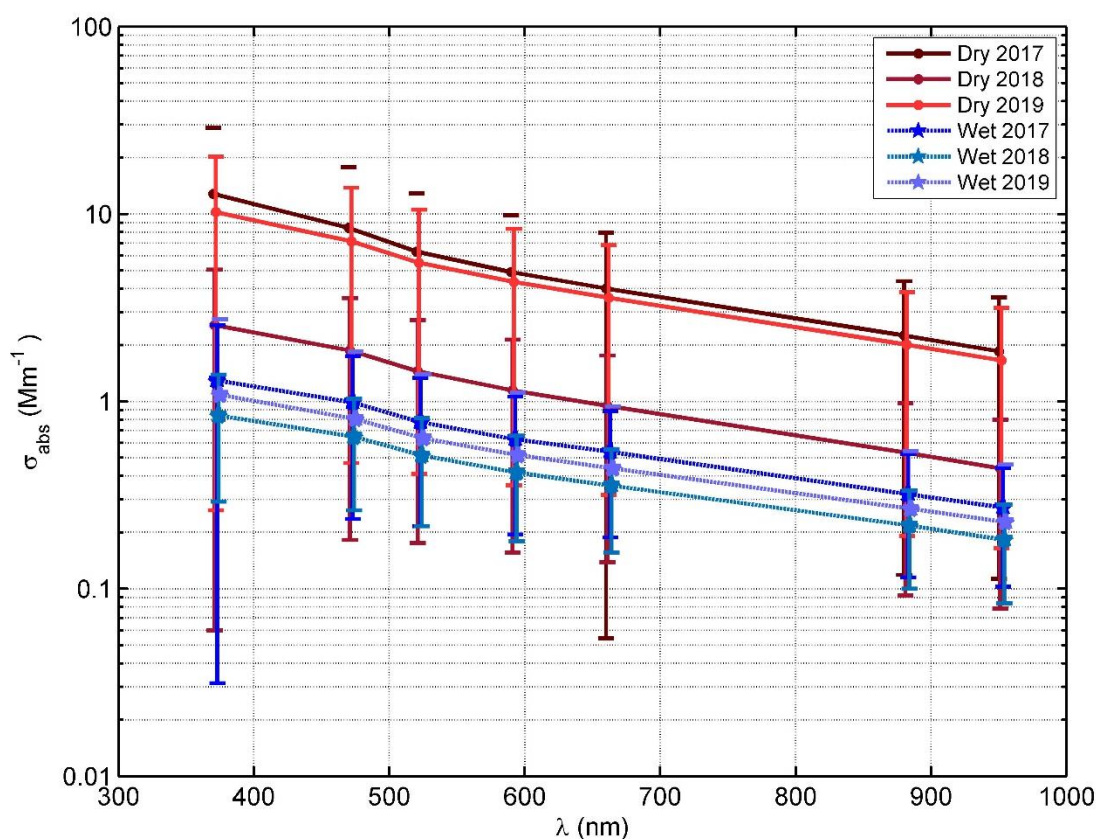


Figura 22. Espectros médios de absorção de aerossóis para os anos de 2017, 2018 e 2019 considerando os períodos seco e chuvoso. As barras de erros representam os padrões estatísticos de desvio.

Na Figura 21 ainda é possível observar que os coeficientes de absorção diminuem em um fator de aproximadamente 10 em todos os comprimentos de onda quando se passa do período seco para o chuvoso. Esse fato pode ser associado diretamente a diminuição da concentração de aerossóis nesse período. Evidentemente, com a redução de concentração, principalmente na fração fina, ocorre uma mudança na distribuição de tamanho (SANTOS E NOGUEIRA, 2015). A Figura 22 evidencia a mudança da distribuição de tamanho do período chuvoso para a período seca no site de Cuiabá-MIRANDA da AERONET. Acredita-se que, assim como em sites da Amazônia, outra possível explicação para essa redução seria a remoção de aerossóis orgânicos solúveis durante os processos de precipitação (RIZZO et al., 2011), isso

resultaria em uma maior proporção de carbono insolúvel presente na atmosfera. Essa proporção também foi encontrada para um site de floresta intocada na Amazônia central por Rizzo et al. (2013).

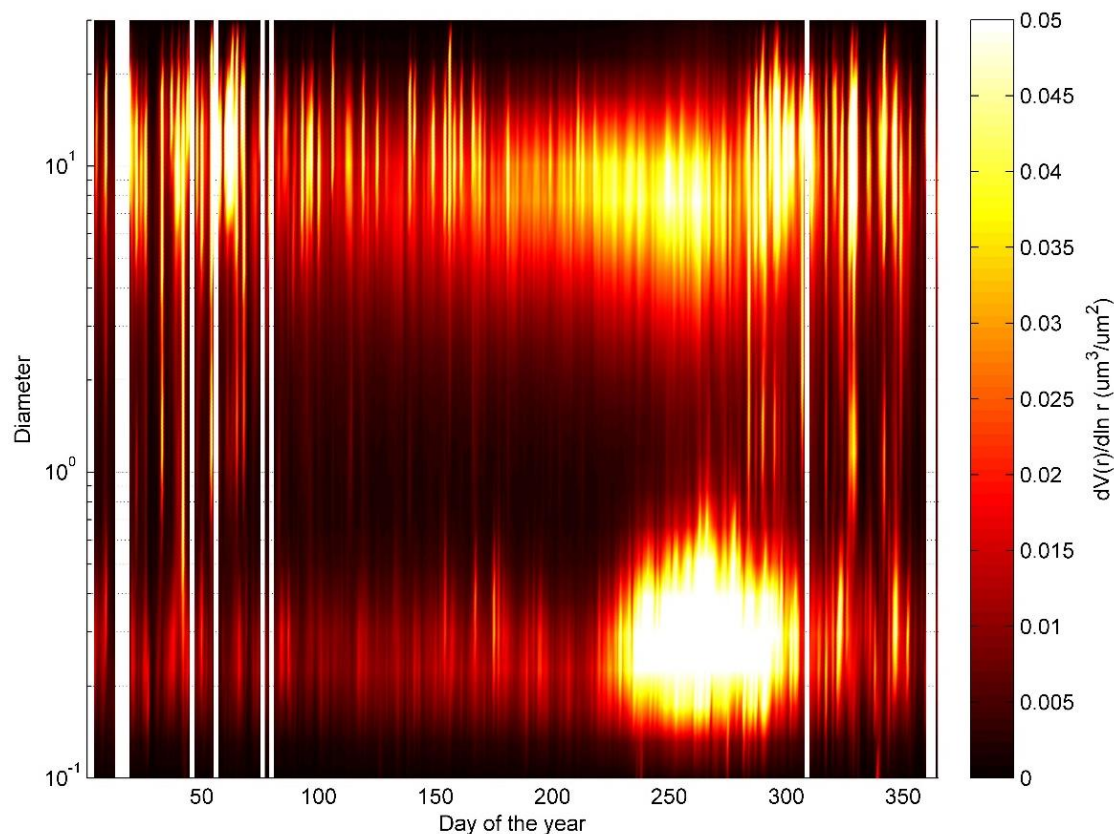


Figura 23. Espectrograma da distribuição volumétrica de aerossóis para o site de Cuiabá-MIRANDA. O ano característico foi desenvolvido com base em 20 anos de medidas da AERONET (2001-2019).

Para avaliar a variabilidade da dependência espectral em relação às médias representadas na Figura 21, calculou-se α_{abs} para três intervalos espectrais (370-590, 370-880 e 590-880 nm). Os valores médios, medianas e números totais de α_{abs} 370-880 e 590-880 utilizados nos calculados são mostrados na Tabela 3. A separação de α_{abs} em diferentes intervalos espectrais contribuiu para análise dos possíveis responsáveis pela absorção. O fato de BrC absorver fortemente em curtos comprimentos de onda, próximos a 440 nm (WANG et al., 2016), justifica as diferenças encontradas entre α_{abs} 370-590 nm e α_{abs} 590-880 nm. Acredita-se que a mediana de α_{abs} 370-590 nm (1.78) para a período seca seja resultado das fortes contribuições de BrC, já para α_{abs} 590-880 nm (0.87), livre de BrC, seria resultado da contribuição de BC. O trabalho de Kirchstetter et al. (2004) aponta, em uma análise

específica sobre o espectro de absorção, que o α_{abs} para emissão de queima de biomassa fica em aproximadamente 2. Para o Pantanal, no período seco o valor médio encontrado foi de 1.81 ± 0.30 na faixa 370-590 nm, sendo que do total de pontos de α_{abs} 370-590 nm, aproximadamente 80% ficaram entre 1.5 e 2.5. Esses resultados concordam com a análise de Rizzo et al. (2011) sobre um site de pastagem na Amazonia.

A Figura 23 mostra os histogramas de frequência relativa e frequência acumulativa normalizada para os diferentes intervalos de α_{abs} . Os valores de α_{abs} para as faixas espectrais de 370-590 nm e 370-880 nm (Figuras 23 a, b, d, e) mostram um comportamento similar com um deslocamento para a direita (maiores valores) no período seco, como comentado anteriormente, resultado de um possível aumento da concentração de partículas finas emitidas pela queima de biomassa. Já os valores de α_{abs} na faixa 590-880 nm (Figura 23 c, f) mostram um comportamento similar entre os períodos seco e chuvoso, com uma diferença aproximada de 10%. Embora não exista uma diferença estatisticamente significativa entre as medianas para os períodos seco e chuvoso, acredita-se que esse pequeno aumento para valores próximos a 1.0 no período seco (mediana de 0.87) seja decorrente das emissões de BC.

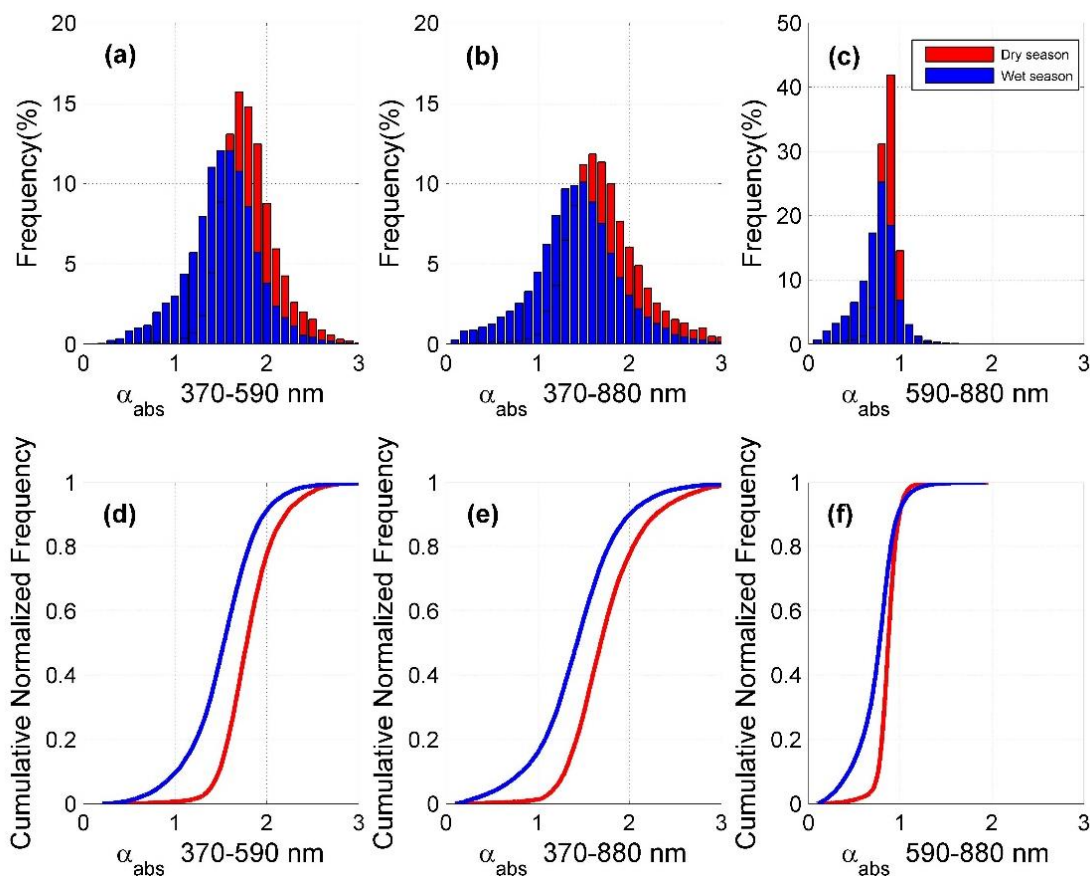


Figura 24. Frequência relativa para os expoentes de Angstrom para os períodos seco e chuvoso para os intervalos: a) α_{abs} 370-590 nm, a) α_{abs} 370-880 nm e a) α_{abs} 590-880 nm. Frequência acumulada normalizada para os expoentes de Angstrom para os períodos seco e chuvoso para os intervalos: d) α_{abs} 370-590 nm, e) α_{abs} 370-880 nm e f) α_{abs} 590-880 nm.

Para o período chuvoso, os resultados desse trabalho sugerem que as contribuições das emissões biogênicas, livre de queima de biomassa, sejam responsáveis pela redução dos valores de α_{abs} em todos os intervalos espectrais. O trabalho de Santos e Nogueira (2015) sobre esse mesmo site (campanha com medidas de filtro em 2012-2013 no Pantanal) afirma que durante a período chuvosa há predominância de aerossóis biogênicos, tanto na fração grossa como na fração fina do aerossol. Nesse trabalho não foram realizadas medidas da fração grossa do aerossol (PM_{10}), nesse caso pode-se afirmar que a fração fina dos aerossóis biogênicos possuem uma dependência espectral de absorção menos intensa do que foi observado no período seco. Estudos mais específicos sobre aerossóis biogênicos precisam ser realizados nessa região. Ao comparar o α_{abs} 580-880 nm obtido no Pantanal com medidas de longo prazo de α_{abs} , obtido por ajuste linear para o site do ATTO na Amazônia Central

(SATURNO et al., 2018), foi constatado que os valores para o Pantanal são aproximadamente 15% inferiores. Ainda em comparação com site da Amazonia Central (ZF2), Rizzo et al. (2013) encontrou média de 1.48 ± 1.12 para α_{abs} 450-700 nm para a período chuvosa enquanto para o Pantanal α_{abs} 370-880 nm ficou em média 1.43 ± 0.49 . Esses resultados indicam uma forte similaridade para as propriedades absorptivas dos aerossóis entre a Amazônia e o Pantanal.

4.4 ABSORÇÃO DA RADIAÇÃO POR BrC E BC

Utilizando dados de Aetalômetro, foi possível calcular a fração de BrC e BC no coeficiente de absorção (1/Mm) dos aerossóis. As frações de BC e BrC usando o método desenvolvido por Wang et al., 2016. Este procedimento permitiu obter o comportamento da variabilidade da fração de BrC e BC em função da absorção total.

A Figura 24 apresenta as contribuições de BC e BrC para absorção total de aerossóis no Pantanal Mato-grossense no período de janeiro de 2017 a dezembro de 2019. A variação sazonal da absorção total (soma de BC e BrC) e BC ficam evidentes para os três anos, principalmente devido ao efeito de queima de biomassa transportada. É possível observar que no período seco a quantidade de BC é muito maior que BrC. Em comparação à BC, a variação sazonal de BrC não é tão evidente para os anos de 2017 e 2018.

As maiores médias sazonais de BC e BrC foram encontradas para o período seco de 2019. Analisando os dados de queimadas da região fornecidos pelo INPE, verificou-se que dentre os três anos de estudo, 2019 foi o que apresentou o maior registro de incêndios.

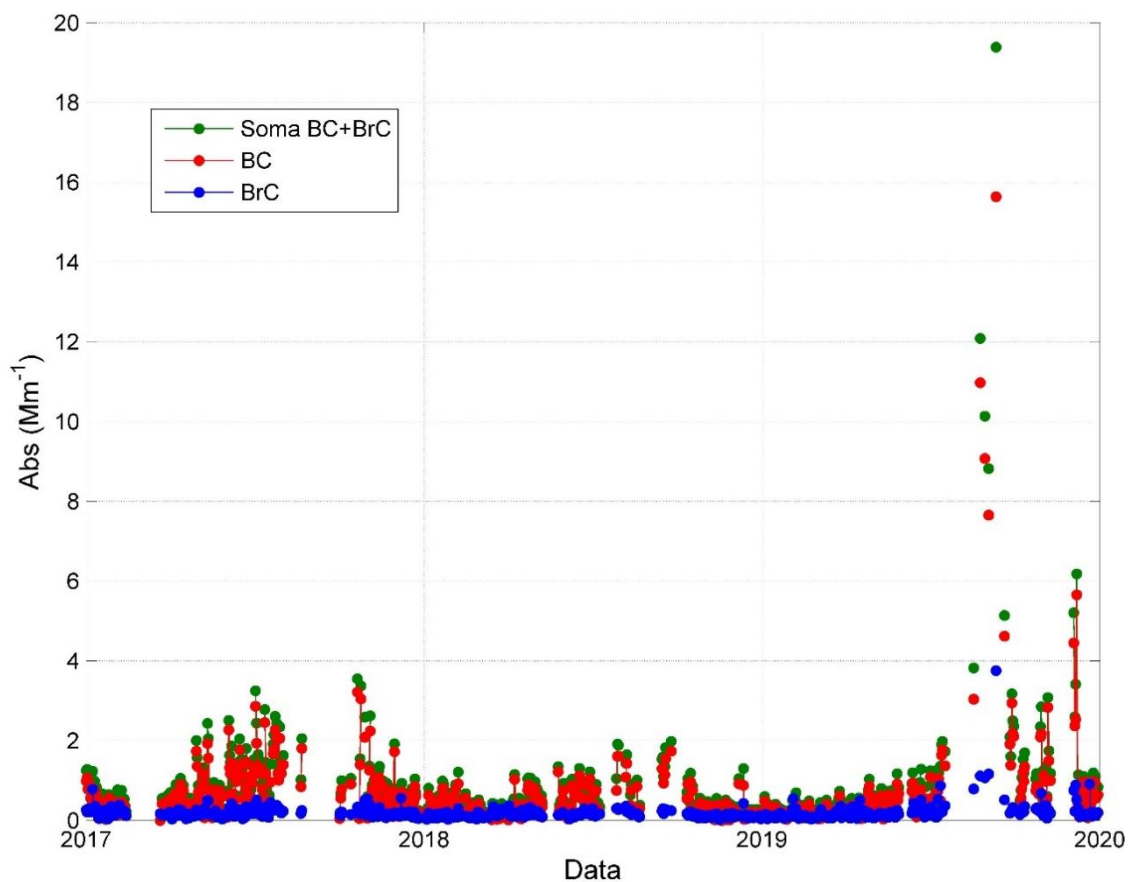


Figura 25. Média diária para os valores de absorção do BC, BrC e soma entre BC e BrC.

A fração média da absorção por BrC foi de aproximadamente 16% para todo o período e 9% e 24% para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Isso significa que a absorção de BrC é um componente importante nos aerossóis do Pantanal matogrossense. A Figura 25 mostra como a fração de BrC e BC respondem em função da sazonalidade, entre período seca e chuvosa.

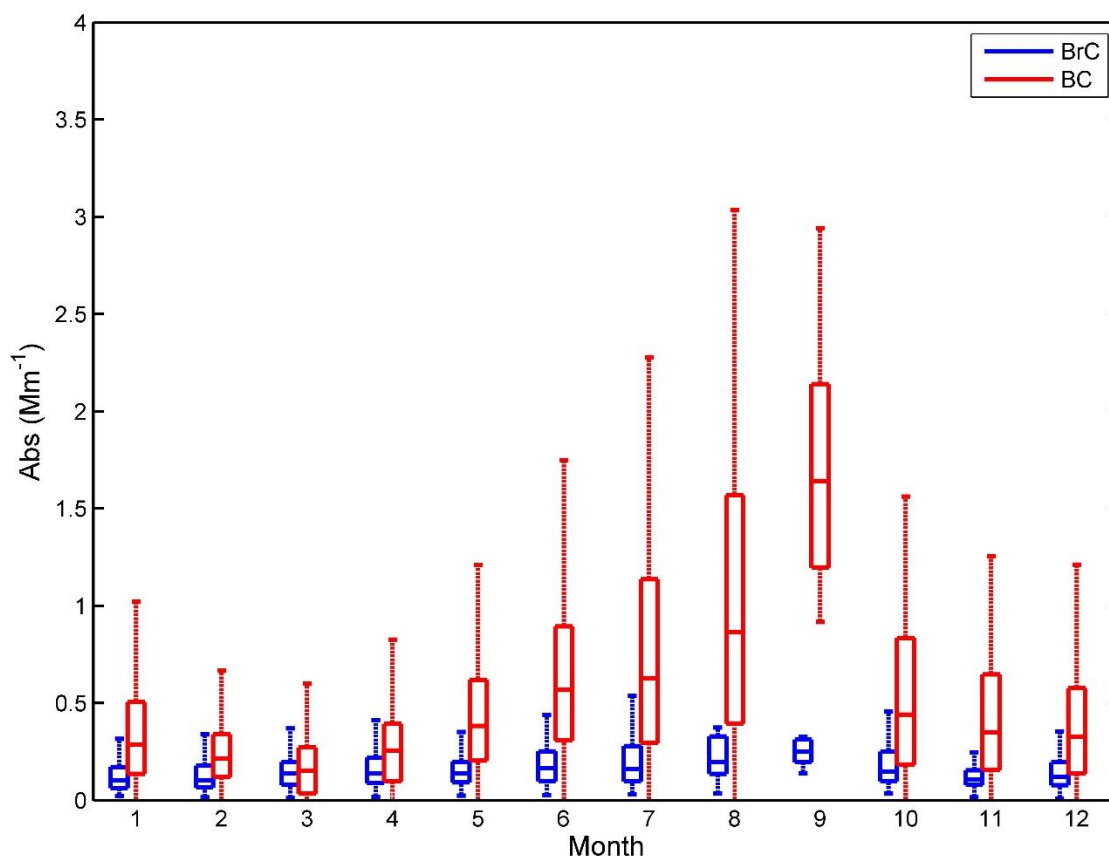


Figura 26. Boxplot mensal das absorções de BrC e BC.

De acordo com a Figura 25, BrC apresentou pouca variação anual, sendo os meses de seca os que apresentam variação um pouco mais elevada. Com respeito à BC, a variação no período seco é bem acentuada, com pico no mês de setembro. As médias da absorção de BC foram de $1,37 \pm 2,03$ e $0,41 \pm 0,48$ Mm^{-1} para os períodos seco e chuvoso, respectivamente, e para BrC de $0,28 \pm 0,37$ e $0,15 \pm 0,10$ Mm^{-1} para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. A fração de BrC foi aproximadamente. A porcentagem de BrC para absorção total foi de aproximadamente 10% e 24% para os períodos seco e chuvoso em 470 nm, respectivamente. Ponczek et al., 2022 mostraram que em Rio Branco, a fração BrC foi de aproximadamente 20% da absorção total a 470 nm, e no sítio ATTO, Saturno et al., 2018 mostraram que a fração foi de aproximadamente 24% a 370 nm.

4.5 FORÇANTE RADIATIVA DE BrC E BC

Neste trabalho, a absorção e espalhamentos totais foram estimados com medidas locais e algumas medidas de sensoriamento remoto (AERONET) para estimar a FR total e das componentes absorvedoras BC e BrC.

A Figura 26 apresenta uma série temporal de 2017 a 2019 de medidas integradas de AOD em 525 nm na região de estudo e os respectivos produtos de AOD direta e inversa fornecidos pela rede AERONET em 500 e 440 nm, respectivamente.

A série temporal de AOD em 525 nm (Figura 26) apresenta forte sazonalidade, que reflete a variabilidade das emissões de aerossóis entre os períodos seco e chuvoso no Pantanal. Menores valores de AOD foram observados durante o período chuvoso, apresentado uma média de $0.04 \pm$ em 525 nm. Isso se deve principalmente à deposição úmida, mas também pode estar relacionado à natureza das fontes de aerossóis, que podem ser de emissões naturais e algumas emissões locais. Em seu estudo, Morais et al. (2022) encontrou uma média de $0,10 \pm 0,09$ em AOD 500 nm no período chuvoso para Cuiabá. Apesar de não diferir estatisticamente, o leve aumento em AOD em Cuiabá indica que as emissões urbanas são maiores do que as emissões naturais, mesmo no período chuvoso. Assim, as emissões naturais da região e o processamento de aerossóis atmosféricos desempenham um papel mais crítico na carga e nas propriedades óticas dos aerossóis.

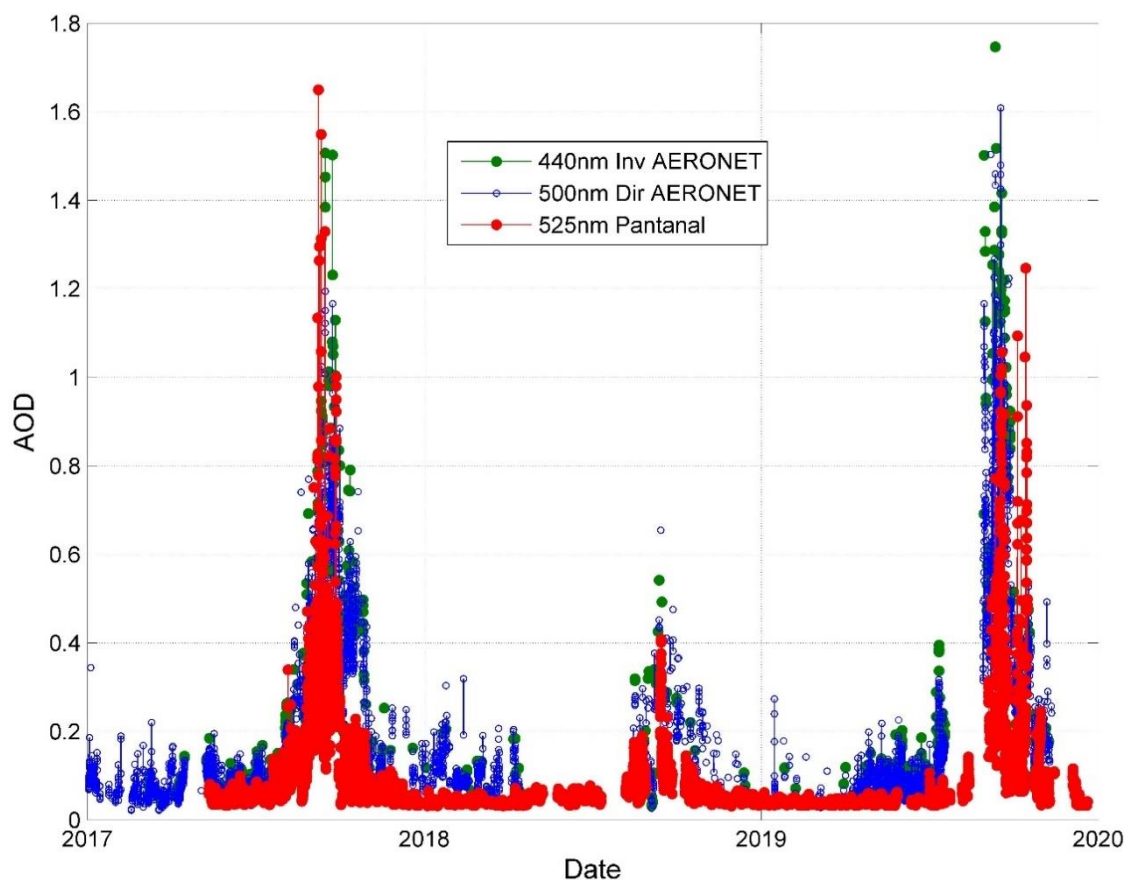


Figura 27. Serie temporal de 2017 a 2019 das medidas de profundidade ótica de aerossol (AOD) em 525nm Pantanal obtida através da integração do coeficiente de extinção integrado para a coluna atmosférica.

Foi observado um aumento substancial na AOD média durante o período seco, cerca de $0,14 \pm 0,13$ para o Pantanal em 525 nm, o que se deve principalmente às emissões regionais de queima de biomassa. Em seu trabalho, Procópio et al. (2004) resalta que as características de AOD estão relacionadas diretamente com os focos de queimadas que aumentam e se intensificam nos meses de agosto e setembro em toda região central do Brasil devido ao regime de seca na região.

Em seu trabalho, Palácios et al. (2015) indicou que AOD influencia nas variações do fluxo de radiação sobre a superfície, ao menos no período de seca. A queda no fluxo de radiação está diretamente ligada a queima de biomassa que gera grandes quantidades de BC (ARTAXO et al., 2006), forte absorvedor de radiação. Contudo, é preciso considerar também o efeito de dispersão da luz, que é predominante nas partículas de fumaça (PROCÓPIO et al. 2004).

Com os valores integrados de AOD em 525 nm no Pantanal, foi possível estimar a FR diária na superfície e topo da atmosfera. Os valores diários estão representados na Figura 27.

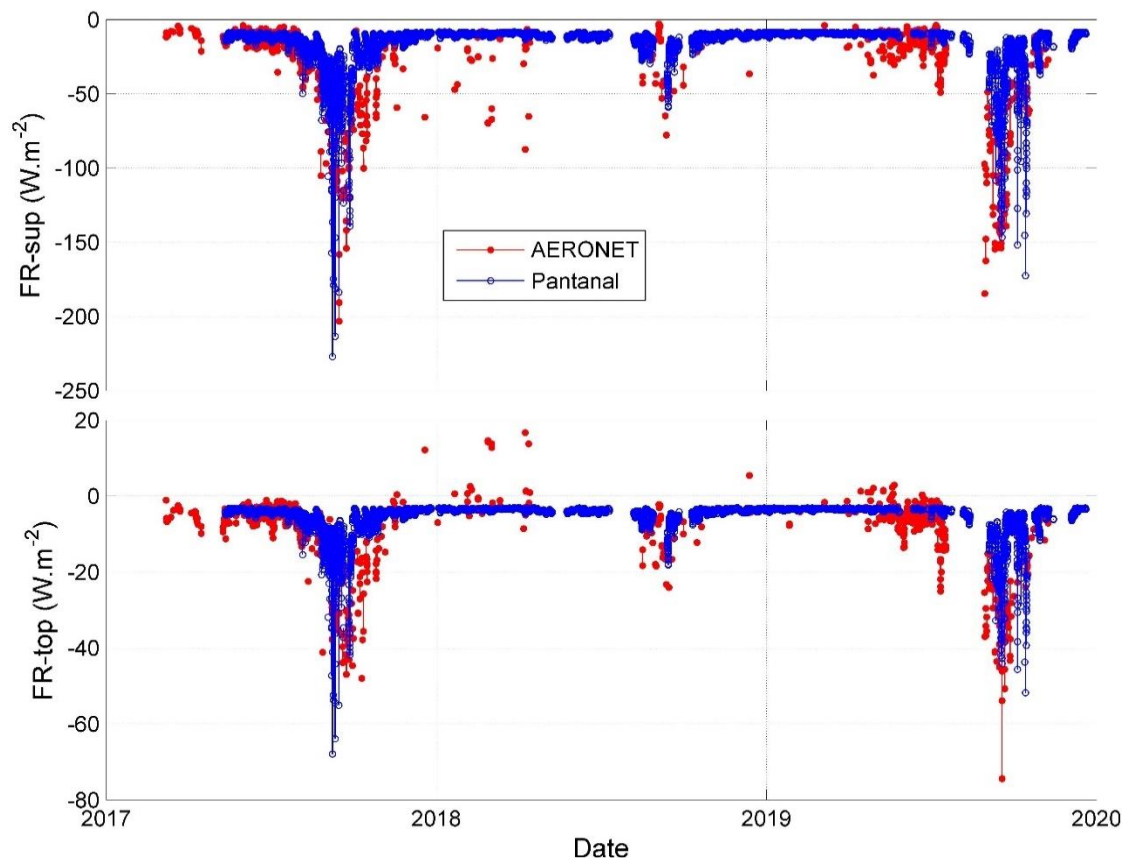


Figura 28. Valores diários de FR para a a) superfície e b) topo da atmosfera.

Assim como a AOD, a forçante radiativa dos aerossóis no topo e na superfície da atmosfera também sofrem grandes variações espaciais e temporais, principalmente no período seco (intensificação das queimadas). Em seus estudos na Amazônia, Sena (2013) atribuiu esta variabilidade as “diferenças na concentração e localização das fontes de aerossóis e à dinâmica de transporte das plumas de fumaça”. A Figura 27 apresenta os valores instantâneos da forçante radiativa diária no topo e na superfície da atmosfera no período de 2017 a 2019. A forçante radiativa líquida é mais negativa na superfície do que no topo da atmosfera. Os maiores valores das forçantes são observados no período de seca. Para este período de 3 anos, a média da forçante radiativa direta na superfície e no topo da atmosfera no período de seca foram de -6.81 Wm^{-2} e -0.90 Wm^{-2} , respectivamente.

A forçante radiativa foi explorada tanto para a superfície (FR-Sup) como para o topo da atmosfera (FR-Top), sendo avaliada por meio de valores instantâneos e médias sazonais (período seco e chuvoso). A Figura 28 representa a FR total no topo e na superfície da atmosfera. Valores consistentemente mais negativos são observados para superfície da atmosfera. As principais diferenças entre os valores de FR no topo e na superfície da atmosfera é demonstrado graficamente na Figura 28.

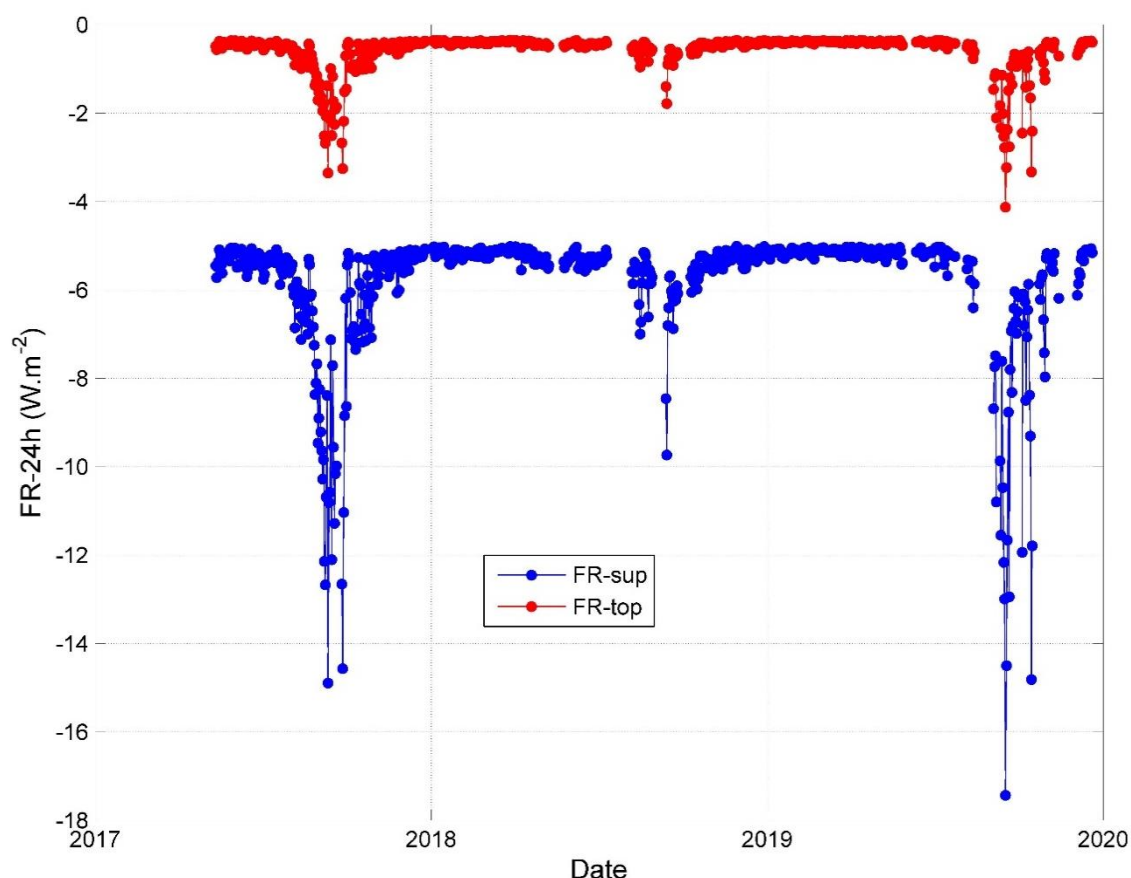


Figura 29. Serie temporal da FR 24 h para a superfície e para o topo da atmosfera.

A FR no topo da atmosfera apresentou médias de $-0,89 \pm 0,66$ e $-0,42 \pm 0,05 \text{ Wm}^{-2}$ para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Já para a superfície, as médias de FR para os períodos seco e chuvoso foram de $-6,80 \pm 2,17$ e $-5,23 \pm 0,17 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente. Os valores encontrados para região de estudos são menores do que os obtidos para outras regiões como para o site de Manaus EMBRAPA, onde Palácios (2017) observou valores de FR de -9.17 e -17.10 Wm^{-2} para os períodos seco e chuvoso respectivamente. Uma das explicações para que o valor absoluto de FR seja menor na superfície, é a baixa concentrações de partículas de aerossol na região (SENA, 2013).

Além disso, superfícies com baixo albedo de superfície (como florestas) apresentam forçantes radiativas diretas mais intensas do que sobre cerrado (savana) (SENA, 2013).

Com relação aos valores obtidos para FR, Procópio (2005) estimou variações de -26 a -62 Wm^{-2} sobre a superfície em uma região de transição Amazônia-cerrado. Enquanto isso, Palácios et al. (2015) estimou valores que variam de 10 a -63 Wm^{-2} para a região de transição pantanal-cerrado. Neste trabalho, os valores obtidos para FR sobre a superfície variaram de -5 a -17 Wm^{-2} . Apesar da proximidade dos locais de estudo, Palácios et al. (2015) analisou a FR para os meses de julho, agosto e setembro de 2012, enquanto este trabalho fez uma análise de 3 anos (2017 a 2019), o que pode explicar as diferentes variações em FR.

A região de estudo é influenciada pela sazonalidade dos padrões meteorológicos, tendo como agravante aos elevados registros de focos de queimada na região central do Brasil que ocorrem principalmente entre os meses de agosto a setembro (Palácios et al. 2014). De acordo com Santos et al. (2016), as principais fontes de emissão de aerossóis no período seco são as emissões biogênicas, ressuspensão de poeira no solo e queima de biomassa, sendo esta última a de maior influência no período.

As altas concentrações de aerossóis de queimadas durante a período seca provocam um efeito de resfriamento sobre o clima, culminando em valores de FR mais negativos no período seco, quando comparados a período chuvosa. Embora as concentrações de BC sejam elevadas no período seco, o efeito das partículas espalhadoras é dominante devido as elevadas concentrações de OC. Estudos mostram que a concentração de aerossóis na atmosfera durante o período seco pode ser significativamente maior do que durante o período úmido em algumas regiões, como o sudeste da Ásia (YU et al., 2020). Isso pode resultar em uma forçante radiativa de aerossóis mais intensa durante o período seco nessas regiões.

A Figura 29 apresenta os valores de FR 24h obtidas para BC e BrC separadamente. As médias sazonais para a superfície e topo da atmosfera em cada período são mostrados na Tabela 5. Do ponto de vista estatístico, a média de BC não se difere de BrC, mesmo apresentando valores um pouco mais elevados nos períodos seco e chuvoso no topo da atmosfera e no período seco na superfície. De acordo com

um estudo de Ramanathan e Carmichael (2008), as partículas de BrC podem ter uma forçante radiativa significativa e sugere que a forçante radiativa do BrC pode ser comparável à do Black Carbon (BC) em algumas regiões. Isso pode ocorrer principalmente nas camadas mais baixas da atmosfera, onde há maior interação da radiação com as partículas de aerossóis (BOND et al., 2013).

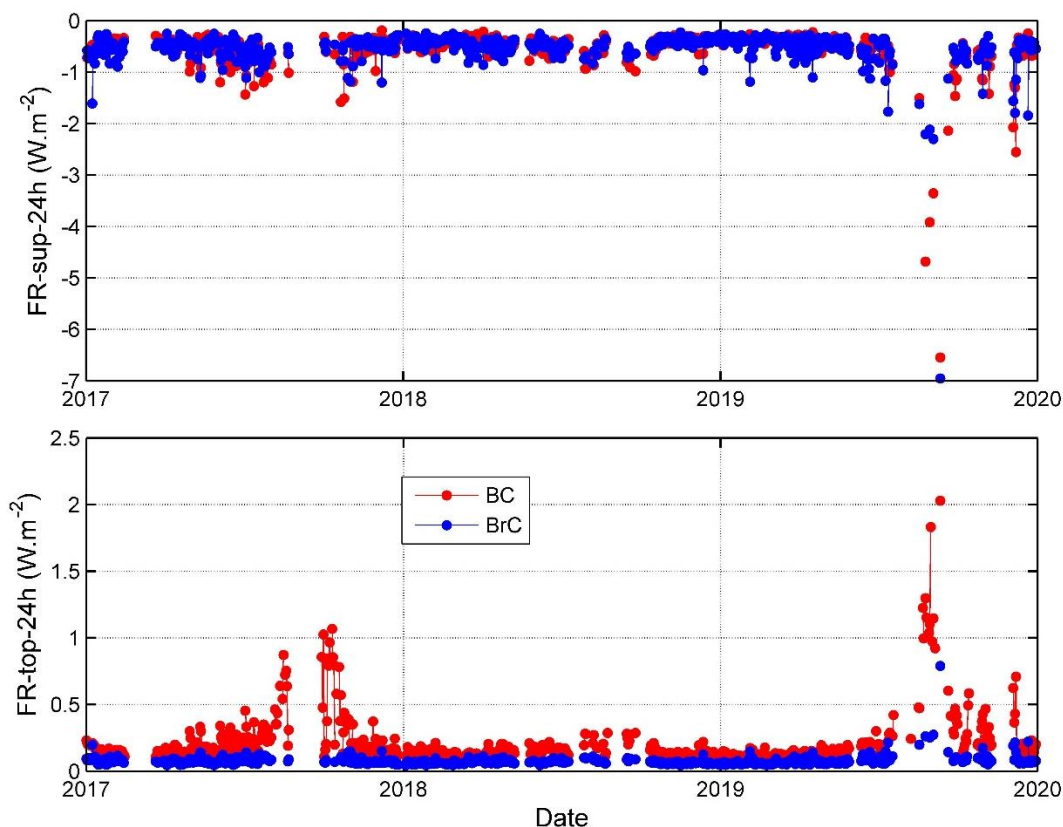


Figura 30. Valores diários de FR no topo e na superfície da atmosfera para BC e BrC.

Já para FR no topo da atmosfera, a fração de BC se sobressai, apresentando valores positivos mais elevados em todo o período de estudo. Essa diferença pode ser explicada pela absorção de BC e BrC ocorrerem em diferentes faixas do espectro. Após a interação com partículas e gases na atmosfera, a radiação reemitida de volta para o espaço são em comprimentos de onda mais longos, sendo absorvidos pelo BC. Como o BrC absorve radiação em faixas menores do espectro, o seu efeito no topo da atmosfera é menor do que na superfície. As médias estimadas para FR de BC no topo e na superfície da atmosfera foram $0,14 \pm 0,10$ e $-0,52 \pm 0,41$ Wm^{-2} , respectivamente. Já para FR de BrC no topo e na superfície foram $0,07 \pm 0,03$ e $-0,52 \pm 0,34$ Wm^{-2} ,

respectivamente. Os valores de FR 24 h das frações de BC e BrC para o período de 2017 a 2019 estão na Tabela 5.

Tabela 5. Médias e desvios sazonais das frações de FR 24h de BC e BrC nas período seco e chuvoso no Pantanal Mato-grossense

	FR topo (Wm^{-2})		FR superfície (Wm^{-2})	
	Seca	Chuva	Seca	Chuva
BC	$0,22 \pm 0,20$	$0,13 \pm 0,5$	$-0,84 \pm 0,81$	$-0,45 \pm 0,19$
BrC	$0,09 \pm 0,07$	$0,07 \pm 0,02$	$-0,71 \pm 0,67$	$-0,48 \pm 0,18$

De acordo com a Tabela 5, as médias de FR das frações de BC e BrC obtidas para o período seco e chuvoso tem um efeito de aquecimento no topo da atmosfera e um efeito de resfriamento na superfície. A contribuição de BC para o aquecimento do topo da atmosfera é quase 60% maior em relação ao BrC no período seco. No período chuvoso, FR de BC apresentou uma queda de aproximadamente 41% enquanto a FR de BrC apresentou uma redução menor, de aproximadamente 20%. Para superfície da atmosfera, o efeito de resfriamento de BC e BrC é maior durante o período seco. Isso pode ser explicado pela maior concentração de aerossóis de queima de biomassa, que apresentam característica mais espalhadora. Ainda sobre a Tabela 4, a contribuição de BrC para o resfriamento na superfície no período chuvoso, foi aproximadamente 6% maior que o de BC. O estudo de Feng et al. (2013) analisou as propriedades ópticas dos aerossóis de BC e BrC e suas respectivas contribuições para a forçante radiativa na atmosfera. Eles concluíram que o BC é responsável por cerca de 60% da forçante radiativa no topo da atmosfera, enquanto o BrC é responsável por cerca de 40%.

A Figura 30 representa as estatísticas mensais de FR 24 horas para a superfície e topo da atmosfera.

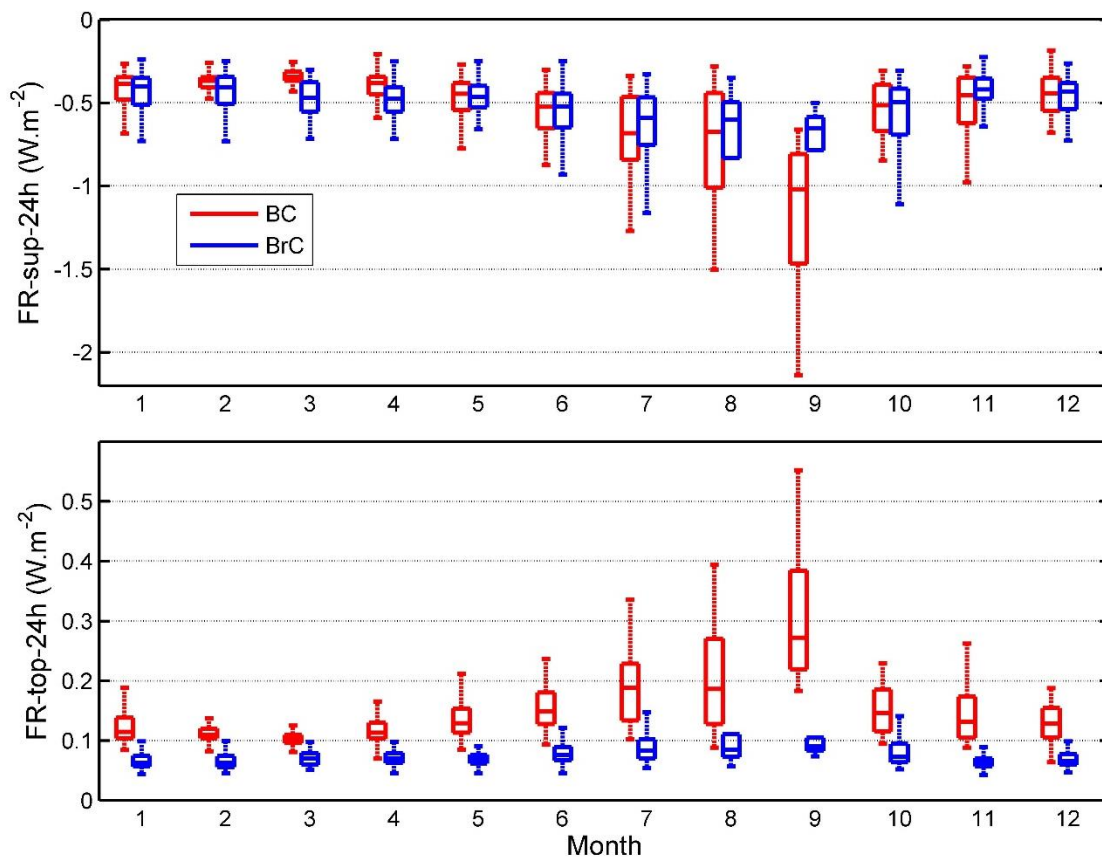


Figura 31. Estatística mensal para os valores de FR 24 horas no topo e na superfície da atmosfera.

Figura 32. Estatística mensal para os valores de FR 24 horas no topo e na superfície da atmosfera.

Observa-se na Figura 30 a) variações de FR de BrC um pouco maiores do que a FR de BC nos meses considerados mais chuvosos (janeiro, fevereiro e março), e maiores variações em FR de BC nos meses de seca, com pico em setembro. Na Figura 30 b) observa-se que FR de BrC praticamente não sofre variações durante o ano, enquanto FR de BC apresenta forte sazonalidade, com pico de aquecimento em setembro, mês que normalmente apresenta os maiores registros de queimadas tanto na região de estudo quanto na região central do Brasil.

A forçante radiativa de BrC pode ser maior do que a de BC durante os meses de chuva devido à formação de BrC em partículas orgânicas, que podem ser mais

abundantes nessa época do ano. Além disso, a umidade aumenta a absorção de luz pela BrC, tornando-a mais eficiente na absorção de radiação solar. Isso pode levar a um aquecimento da atmosfera e à aceleração do derretimento de geleiras e neve.

Um estudo de Babar et al. (2017) em Dhaka, Bangladesh, encontrou valores de FR de BrC maiores que FR de BC durante o período chuvoso. Outro estudo, de Cheng et al. (2019), mostrou que durante o período de monções na China, o BrC foi responsável por mais de 50% da forçante radiativa na superfície, com FR de BC contribuindo com menos de 10%.

Um estudo realizado por Zhang et al. (2018) demonstrou que a forçante radiativa de BrC em Xangai durante o período chuvoso foi cerca de duas vezes maior do que o período seco. Outro estudo conduzido por Saleh et al. (2014) mostrou que a contribuição relativa de BrC para a forçante radiativa em Houston, Texas, aumenta durante os meses chuvosos, enquanto a contribuição de BC diminui. Esses estudos sugerem que a forçante radiativa de BrC pode ser mais importante do que a de BC durante os meses chuvosos.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÃO

Por meio deste estudo foi possível quantificar o papel do BrC e do BC na absorção de radiação por aerossóis e caracterizar suas sazonalidades por meio dos estudos das propriedades óticas de absorção. Os valores médios obtidos para σ_{scat} em 525 nm foram 6.16 ± 5.75 e 54.51 ± 81.53 Mm^{-1} para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. Os valores estimados para os períodos secos de 2017 e 2019 foram aproximadamente 50% e 53% maiores que os estimados para o período seco de 2018, respectivamente. Rizzo et al. (2013) encontrou diferenças anuais de até 110% para o espalhamento na Amazônia. Para σ_{abs} em 590 nm, as médias foram de 0.52 ± 0.49 e 3.64 ± 4.21 Mm^{-1} nos períodos chuvoso e seco, respectivamente. As análises das propriedades óticas de aerossóis evidenciaram o comportamento sazonal das partículas de aerossóis, presentes em maior quantidade no período seco, resultado das queimas locais e regionais que atingem a região.

. Com respeito a concentração de BC, o Pantanal apresentou médias 55% maiores que os resultados obtidos por Artaxo et al. (2013) para o site ZF2 (2008-2012) no período seco e apenas 15% maior durante o período chuvoso. A porcentagem de BrC para absorção total foi de aproximadamente 10% e 24% para os períodos seco e chuvoso em 470 nm, respectivamente. Em Rio Branco, Ponczed et al., 2022 estimou que BrC correspondeu a aproximadamente 20% da absorção total a 470 nm, já no site da ATTO, foi aproximadamente 24% a 370 nm (SATURNO et al., 2018).

O valor médio encontrado para α_{abs} 370-590 nm no período seco foi de 1.81 ± 0.3 , onde aproximadamente 80% ficaram entre 1.5 e 2.5. As médias obtidas para $\alpha_{abs}(370 - 880 \text{ nm})$ foram 1.75 ± 0.42 e 1.43 ± 0.49 para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Para $\alpha_{abs}(590 - 880 \text{ nm})$, as médias dos períodos seco e chuvoso foram 0.87 ± 0.11 e 0.75 ± 0.22 , respectivamente. Os valores para o angstrom de absorção (α_{abs}) para as faixas espectrais de 370-590 nm e 370-880 nm foram maiores no período seco, resultado de um possível aumento da concentração de partículas finas emitidas pela queima de biomassa. O angstrom de absorção de 370-590 nm evidenciou fortes contribuições de BrC e apresentou comportamento similar entre os períodos

seco e chuvoso, com uma diferença aproximada de 10%, decorrente das emissões de BC.

Este estudo ainda identificou variações sazonais na absorção da radiação por BC e BrC. As médias da absorção de BC foram de $1,37 \pm 2,03$ e $0,41 \pm 0,48$ para os períodos seco e chuvoso, respectivamente, enquanto as médias da absorção de BrC foram de $0,28 \pm 0,37$ e $0,15 \pm 0,10$ para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Essas diferenças podem ser justificadas pelas diferentes fontes de emissão do material particulado nos períodos secos e chuvosos. Os resultados apresentados para variação diurna das propriedades de aerossóis demonstram que as variações horárias das propriedades óticas dos aerossóis na estação chuvosa são mais acentuadas do que na estação seca. Essas variações são possivelmente influenciadas pelo desenvolvimento da camada limite e pela formação fotoquímica de aerossóis orgânicos secundários na camada residual. Por outro lado, na estação seca, a dinâmica natural do aerossol pode ser sobrecarregada pela adição de emissões de queimadas locais e de transporte regional, resultando em variações horárias menos acentuadas.

As médias estimadas para FR de BC no topo da atmosfera e na superfície foram $0,14 \pm 0,10$ e $-0,52 \pm 0,41 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente. Já FR de BrC no topo e na superfície foram $0,07 \pm 0,03$ e $-0,52 \pm 0,34 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente. Os resultados indicam que as contribuições de FR de BC e BrC para o resfriamento da superfície na região são similares. Em contrapartida, a contribuição de BC para o aquecimento do topo da atmosfera é quase 60% maior em relação ao BrC no período seco. No período chuvoso, a FR de BC apresentou uma queda de aproximadamente 41% enquanto a queda de FR de BrC foi de aproximadamente 20%. Para a superfície, o efeito de resfriamento de BC e BrC é maior durante o período seco. As variações de FR de BrC são um pouco maiores do que as de BC nos meses considerados mais chuvosos, enquanto as variações em FR de BC são maiores nos meses de seca, com pico em setembro. A FR de BrC praticamente não sofre variações durante o ano, enquanto a FR de BC apresenta forte sazonalidade, com pico de aquecimento em setembro. Procópio (2005) estimou variações de -26 a -62 Wm^{-2} sobre a superfície em uma região de transição Amazônia-cerrado. Enquanto isso, Palácios et al. (2015) estimou valores que variam de 10 a -63 Wm^{-2} para a região de transição pantanal-cerrado. Neste trabalho, os valores obtidos para FR sobre a superfície variaram de -5 a -17 Wm^{-2} . As altas concentrações de

aerossóis de queimadas durante a estação seca provocam um efeito de resfriamento sobre o clima, culminando em valores de FR mais negativos na estação seca, quando comparados à estação chuvosa. Embora as concentrações de BC sejam elevadas na estação seca, o efeito das partículas espalhadoras é dominante devido às elevadas concentrações de OC.

A quantificação desses constituintes é inédita para o Pantanal e de suma importância para compreensão do impacto dos aerossóis para o balanço radiativo da região. Este estudo fornece resultados importantes para compreensão da absorção de BrC em condições de atmosfera limpa e impactada pela queima de biomassa e pode contribuir para fornecer estimativas ainda mais precisas do efeito dos aerossóis no clima com o intuito de melhorar as estimativas dos modelos climáticos globais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, C. Aerossóis atmosféricos: Perspectiva histórica, fontes, processos químicos de formação e composição orgânica. **Química Nova**. v. 28, n. 5, p. 859-870, 2005.
- ANDRADE, M. F. **Identificação de fontes da matéria particulada do aerossol atmosférico de São Paulo**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1993.
- ARNOTT, W. P., HAMASHA, K., MOOSMULLER, H., SHERIDAN, P. J., ÖGREN, J. A., 2005. Towards aerosol light-absorption measurements with a 7-wavelength aethalometer: Evaluation with a photoacoustic instrument and 3-wavelength nephelometer. **Aerosol Sci. Technol.** 39, 17–29. <https://doi.org/10.1080/027868290901972>.
- ARTAXO, P. et al. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista brasileira de meteorologia**. v. 21, n. 3a, p. 168-189, 2006.
- 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. 2013. Atmospheric aerosols in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. **Faraday Discuss.** 165, 203-235. <https://doi.org/10.1039/C3FD00052D>.
- BABAR, Z. U. D., HOQUE, M. A., ISLAM, M. S., KARIM, M. A., RAHMAN, M. M. 2017. Ambient air quality and noise monitoring in Dhaka City. **Journal of Environmental Science and Natural Resources**, 10(2), 29-34.
- BOND, T. C., BERGSTROM, R. W. Light absorption by carbonaceous particles: An investigative review. **Aerosol science and technology**, v. 40, n. 1, p. 27-67, 2006.
- BOND, T. C. et al. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. **Journal of geophysical research: Atmospheres**, v. 118, n. 11, p. 5380-5552, 2013.
- BOUCHER, O. Atmospheric Aerosols: Properties and Climate Impacts. **Springer**, Paris. (2015).
- BOUCHER, O., RANDALL, D., ARTAXO, P., BRETHERTON, C., FEINGOLD, G., FORSTER, P., KERMINEN, V.-M., KONDO, Y., LIAO, H., LOHMANN, U., RASCH, P., SATHEESH, S.K., SHERWOOD, S., STEVENS, B., AND ZHANG, X. (2013). Clouds and Aerosols. In Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **Cambridge University Press**.
- CHEN, Y.; BOND, T. C. Light absorption by organic carbon from wood combustion. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 4, p. 1773-1787, 2010.

- CHENG, Y., et al. Reactive nitrogen chemistry in aerosol water as a source of sulfate during haze events in China. **Science advances**, v. 2, n. 12, p. e1601530, 2016.
- DUBOVIK. O.; KING. M.D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. **Journal of Geophysical Research**, v.105, p. 20673-20696, 2000.
- DUBOVIK. O.; SINYUK. A.; LOPYONOK. T.; HOLBEN. B.N.; MISHCHENKO. M.; YANG. P.; ECK. T.F.; VOLTEN. H.; MUÑOZ. O.; VEIHELMANN. B.; VAN DER ZANDE. W.J.; LEON. J-F.; SOROKIN. M.; SLUTSKER. I. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.111, n. D11, 1996
- DUPLISSY, J. et al. Relating hygroscopicity and composition of organic aerosol particulate matter. **Atmospheric chemistry and physics**.v. 11, p. 1155-1165, 2011.
- FANTIN-CRUZ, I., GIRARD, P., ZEILHOFER, P., COLLISCHONN, W., NUNES DA CUNHA, C., 2011. Historical reconstruction of floodplain inundation in the Pantanal (Brazil) using neural networks. **J. Hydrol.** 399, 376-384. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.014>.
- FENG, Y., RAMANATHAN, V., KOTAMARTHI, V. R. Brown carbon: a significant atmospheric absorber of solar radiation? **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 17, p. 8607-8621, 2013.
- FORSTER, P. M., RAMASWAMY, V., ARTAXO, P., BERNTSEN, T., BETTS, R., FAHEY, D. W., HAYWOOD, J., LEAN, J., LOWE, D. C., MYHRE, G., NGANGA, J., PRINN, R., RAGA, G., SCHULZ, M., AND VAN DORLAND, R. (2007). Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. **Cambridge University Press**. 2007.
- FUZZI, S., ANDREAE, M.O., HUEBERT, B. J., KULMALA, M., BOND, T. C., BOY, M., DOHERTY, S. J., GUENTHER, A., KANAKIDOU, M., KAWAMURA, K., KERMINEN, V. M., LOHMANN, U., RUSSELL, L. M., PÖSCHL, U. Critical assessment of the current state of scientific knowledge, terminology, and research needs concerning the role of organic aerosols in the atmosphere, climate, and global change. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 7, p. 2017-2038, 2006.
- GUNDEL, L. A., DOD, R. L., ROSEN, H., e NOVAKOV, T.: The relationship between optical attenuation and black carbon concentration for ambient and source particles, **Sci. Total Environ.**, 36, 197–202, 1984.
- HALTHORE. R.; ECK. T.; HOLBEN. B.; MARKHAM. B. Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940 nm band. **Journal of Geophysical Research-All Series**, v. 102, p. 4343-4352, 1997.
- HINDS, W. C. *Aerosol technology: Properties, behavior, and measurement of airborne particles*. 2 ed. **Wiley**, Canadá. (1998).

- HOLBEN, B. N., ECK, T. F., SLUTSKER, I., TANRÉ, D., BUIS, J. P., SETZER, A., VERMOTE, E., REAGAN, J. A., KAUFMAN, Y. J., NAKAJIMA, T., LAVENU, F., JANKOWIAK, I., SMIRNOV A., 1998. AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote Sens. Environ.** 66, 1-16. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00031-5).
- HOLMES, N. S. A review of particle formation events and growth in the atmosphere in the various environments and discussion of mechanistic implications. **Atmospheric Environment**. v. 41, p. 2183-2201, 2007.
- IPCC (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis.
- IPCC. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **Cambridge University Press**. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/>.
- J.S., HOLBEN, B.N. Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke
- JIMENEZ, J. L. et al. Evolution of Organic Aerosols in the Atmosphere. **Scienc.** v. 326, p.1525-1529. 2009.
- JUNK, W. J., PIEDADE, M. T. F., LOURIVAL, R., WITTMANN, F., KANDUS, P., LACERDA, L. D., BOZELLI, R. L., ESTEVES, F. A., NUNES DA CUNHA, C., MALTCHIK, L., SCHÖNGART, J., SCHAEFFER-NOVELLI, Y., AGOSTINHO, A. A., 2014. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. **Aquat. Conserv.: Mar. Freshw. Ecosyst.** 24, 5–22. <https://doi.org/10.1002/aqc.2386>.
- JUNK, W. J., PIEDADE, M. T. F., SCHÖNGART, J., COHN-HAFT, M., ADENEY, J. M., WITTMANN, F., 2011. A classification of major naturally-occurring Amazonian lowland wetlands. **Wetlands (Wilmington)**. 31, 623–640. <https://doi.org/10.1007/s13157-011-0190-7>.
- KAUFMAN. Y.; GITELSON. A.; KARNIELI. A.; GANOR. E.; FRASER. R.; NAKAJIMA. T.; MATTOO. S.; HOLBEN. B. Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieval from sky brightness measurements. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 99, n. D5, p. 10341-10356, 1994.
- KIRCHSTETTER, T. W., NOVAKOV, T., e HOBBS, P. V.: Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 109, 1208, doi:10.1029/2004JD004999, 2004.
- LACK, D. A.; LANGRIDGE, J. M. On the attribution of black and brown carbon light absorption using the Ångström exponent. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 20, p. 10535-10543, 2013.
- LANZ, V. A. et al. Source apportionment of submicron organic aerosols at an urban site by factor analytical modelling of aerosol mass spectra. **Atmospheric chemistry and physics**. v. 7, p. 1503-1522, 2007.
- LASKIN, A., LASKIN, J., NIZKORODOV, S. A. Chemistry of atmospheric brown carbon. **Chemical reviews**, v. 115, n. 10, p. 4335-4382, 2015.

- MARENGO, J. A., CUNHA, A. P., CUARTAS, L. A., LEAL, K. R. D., BROEDEL, E., SELUCHI, M. E., MICHELIN, C. M., BAIÃO, C. F. P., NGULO, E. C., ALMEIDA, E. K., KAZMIERCZAK, M. L., MATEUS, N. P. A., SILVA, R. C., BENDER, F., 2021. Extreme Drought in the Brazilian Pantanal in 2019–2020: Characterization, Causes, and Impacts. *Front. Water*. 3, 639204. <http://dx.doi.org/10.3389/frwa.2021.639204>.
- MOOSMÜLLER, H.; CHAKRABARTY, R. K.; ARNOTT, W. P. Aerosol light absorption and its measurement: A review. **Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer**, v. 110, n. 11, p. 844-878, 2009.
- MÜLLER, T., HENZING, J. S., DE LEEUW, G., WIEDENSOHLER, A., ALASTUEY, A., ANGELOV, H., BIZJAK, M., COLLAUD COEN, M., ENGSTRÖM, J. E., GRUENING, C., HILLAMO, R., HOFFER, A., IMRE, K., IVANOW, P., JENNINGS, G., SUN, J. Y., KALIVITIS, N., KARLSSON, H., KOMPPULA, M., LAJ, P., LI, S.-M., LUNDER, C., MARINONI, A., MARTINS DOS SANTOS, S., MOERMAN, M., NOWAK, A., OGREN, J. A., PETZOLD, A., PICHON, J. M., RODRIQUEZ, S., SHARMA, S., SHERIDN, P. J., TEINILÄ, K., TUCH, T., VIANA, M., VIRKKULA, A., WEINGARTNER, E., WILHELM, R., AND WANG, Y. Q.: Characterization and intercomparison of aerosol absorption photometers: result of two intercomparison workshops. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 4, n. 2, p. pp245-268, 2011.
- NAKAJIMA. T.; TANAKA. M. Algorithm for radiative intensity calculations in moderately thick atmosphere using a truncation approximation. **Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer**, v. 40, p. 51-69, 1998
- NG, N. L. et al. Changes in organic aerosol composition with aging inferred from aerosol mass spectra. **Atmospheric chemistry and physics**. v. 11, p. 6465-6474, 2011.
- NG, N. L. et al. Organic aerosol components observed in Northern Hemispheric datasets from Aerosol Mass Spectrometry. **Atmospheric chemistry and physics**. v. 10, p. 4625-4641, 2010.
- NUNES DA CUNHA, C., JUNK, W. J., LEITÃO-FILHO, H. F., 2007. Woody vegetation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil: a preliminar typology. **Amazoniana**. 19, 159-184. <http://hdl.handle.net/11858/00-001M-0000-000F-D797-5>.
- PALÁCIOS, R. da S., SALLO, F. da S., SANTOS, A. C. A., NOGUEIRA, J. de S., SANTANNA, F. B. Estimativa da forçante radiativa direta de aerossóis sobre a superfície em região de transição pantanal-cerrado no estado de mato grosso, brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 16, 2015.
- PALÁCIOS, R. S. **Análise da profundidade ótica de aerossóis no Cerrado Matogrossense**. 72p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental. Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.
- PALÁCIOS, R. S. **Interação entre a Radiação Solar Direta e os Aerossóis Atmosféricos na Amazônia**. 159 p. Tese de Doutorado – Universidade Federal de Mato Grosso, , Instituto de Física, Cuiabá, 2017.

- PALÁCIOS, R. S., ROMERA, K. S., CURADO, L. F. A., BANGA, N. M., ROTHMUND, L. D., SALLO, F.D.S., MORAIS, D., SANTOS, A. C. A., MORAES, T. J., MORAIS, F.G., LANDULFO, E., FRANCO, M. A. M., KUHNEN, I. A., MARQUES, J. B., NOGUEIRA, J. S., JÚNIOR, L. C. G. D. V., RODRIGUES, T. R., 2020. Long Term Analysis of Optical and Radiative Properties of Aerosols in the Amazon Basin. *Aerosol Air Qual. Res.* 20, 139-154. <https://doi.org/10.4209/aaqr.2019.04.0189>.
- PALÁCIOS, R., ROMERA, K. S. RIZZO, L., CIRINO, G., ADAMS, D., IMBIRIBA, B., NASSARDEN, D., ROTHMUND, L., SIQUEIRA, A., BASSO, J., RODRIGUES, T., CURADO, L., WEBER, A., NOGUEIRA, J., MORAIS, F., ARTAXO, P. Optical properties and spectral dependence of aerosol light absorption over the Brazilian Pantanal. *Atmospheric Pollution Research*, v. 13, n. 5, p. 101413, 2022.
- PAZ, J. R., SANTANA, C. C., SILVA, W. P., ABREU, M. C., PIGOZZO, C.M., 2016. Guilda de visitantes de nectários extraflorais de *Ipomoea carnea* subsp. *Fistulosa* (Convolvulaceae) em uma área de semiárido antropizado da Bahia, Brasil. *Acta biol. parana.* 45, 1-4. <http://dx.doi.org/10.5380/abpr.v45i1-4.49417>.
- PETZOLD, A., KOPP, C., e NIESSNER, R.: The dependence of the specific attenuation cross section on black carbon mass fraction and particle size, *Atmos. Environ.*, 31, 661–672, 1997.
- PÖSCHL, U. Atmospheric aerosols: Composition, transformation, climate and health effects. *Angewandte chemie.* v. 44, p. 7520-7540, 2005.
- 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.
- PROCOPIO, A.S., ARTAXO, P., KAUFMAN, Y.J., REMER, L.A., SCHAFER, radiative forcing of climate. *Geophysical Research Letters*, V.31, 2004.
- RAES, F. et al. Formation and cycling of aerosols in the global troposphere. *Atmospheric environment.* v. 34, p.4215-4240, 2000.
- RAMANATHAN, V., CARMICHAEL, G. Global and regional climate changes due to black carbon. *Nature geoscience*, v. 1, n. 4, p. 221-227, 2008.
- RAMANATHAN, V., CARMICHAEL, G. Global and regional climate changes due to black carbon. *Nature geoscience*, v. 1, n. 4, p. 221-227, 2008.
- REID, J. S., HOBBS, P. V, FERREK, R. J., BLAKE, D. R., MARTINS, J. V., DUNLAP, M. R., e LIOUSSE, C.: Physical, chemical, and optical properties of regional hazes dominated by smoke in Brazil, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 103, 32059–32080, <https://doi.org/10.1029/98JD00458>, 1998.
- RIZZO, L. V., ARTAXO, P., MÜLLER, T., WIEDENSOHLER, A., PAIXÃO, M., CIRINO, G. G., ARANA, A., SWIETLICKI, E., ROLDIN, P., FORS, E. O., WIEDEMANN, K. T., LEAL, L. S. M., e KULMALA, M.: Long term measurements of aerosol optical properties at a primary forest site in Amazonia,

- Atmos. Chem. Phys.**, 13, 2391–2413, <https://doi.org/10.5194/acp-13-2391-2013>, 2013.
- RIZZO, L. V., CORREIA, A. L., ARTAXO, P., PROCOPPIO, A. S., e ANDREAE, M. O. Spectral dependence of aerosol light absorption over the Amazon Basin. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 17, p. 8899-8912, 2011.
- SALEH, R., HENNIGAN, C. J., MCMEEKING, G. R., CHUANG, W. K., ROBINSON, E. S., DONAHUE, N. M. Contribution of brown carbon and lensing to the direct radiative effect of carbonaceous aerosols from biomass and biofuel burning emissions. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 19, p. 10,285-10,296, 2015.
- SANTOS, A. C. A., NOGUEIRA, J. de S. Análise do material particulado no Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 254-264, 2015.
- SATURNO, J., HOLANDA, B. A., PÖHLKER, C., DITAS, F., WANG, Q., MORAN-ZULOAGA, D., BRITO, J., CARBONE, S., CHENG, Y., CHI, X., DITAS, J., HOFFMANN, T., HRABE DE ANGELIS, I., KÖNEMANN, T., LAVRIĆ, J. V., MA, N., MING, J., PAULSEN, H., PÖHLKER, M. L., RIZZO, L. V., SCHLAG, P., SU, H., WALTER, D., WOLFF, S., ZHANG, Y., ARTAXO, P., PÖSCHL, U., e ANDREAE, M. O.: Black and brown carbon over central Amazonia: long-term aerosol measurements at the ATTO site, **Atmos. Chem. Phys.**, 18, 12817-12843, <https://doi.org/10.5194/acp-18-12817-2018>, 2018.
- SCHMID, O., ARTAXO, P., ARNOTT, W. P., CHAND, D., GATTI, L. V., FRANK, G. P., HOFFER, A., SCHNAITER, M.; ANDREAE, M. O.: Spectral light absorption by ambient aerosols influenced by biomass burning in the Amazon Basin. I: Comparison and field calibration of absorption measurement techniques, **Atmos. Chem. Phys.**, 6, 3443–3462, doi:10.5194/acp-6-3443-2006, 2006.
- SEINFELD, JOHN H.; PANDIS, SPYROS N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. John Wiley & Sons, 2016.
- SENA, E. T.; ARTAXO, P.; CORREIA, A. L. Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use change in Amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 3, p. 1261-1275, 2013.
- UBACH-RIVAS, A. et al. Atmo-metabolomics: a new measurement approach for investigating aerosol composition and ecosystem functioning. **Atmospheric Measurement Techniques**. 2016.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: An introductory survey**. 2 ed. Elsevier Inc, Canadá. (2006).
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: An introductory survey**. 2 ed. Elsevier Inc, Canadá. (2006).
- WANG, X., HEALD, C. L., SEDLACEK, A. J., DE SÁ, S. S., MARTIN, S. T., ALEXANDER, M. E., WATSON, T. B., AIKEN, A. C., SPRINGSTON, S. R., ARTAXO, P., 2016. Deriving brown carbon from multiwavelength absorption measurements: method and application to AERONET and Aethalometer

- observations. **Atmos. Chem. Phys.** 16, 12733-12752.
<https://doi.org/10.5194/acp-16-12733-2016>.
- WEINGARTNER, E., SAATHOFF, H., SCHNAITER, M., STREIT, N., BITNAR, B., E BALTENSBERGER, U.: Absorption of light by soot particles: Determination of the absorption coefficient by means of aethalometers, **J. Aerosol Sci.**, 34, 1445–1463, 2003.
- WESELY, M. L.; HICKS, B. B. A review of the current status of knowledge on dry deposition. **Atmospheric Environment**, v. 34, p. 2261-2282, 2000.
- WHITBY, K.T., KITTELSON, D.B., CANTRELL, B.K., BARSIC, N.J., DOLAN, D.F., TARVESTAD, L.D., NIEKEN, D.J., WOLF, J.L., WOOD, J.R., Aerosol size distributions and concentrations measured during GM proving ground sulfate study. **Abstracts of papers of the American Chemical**, v.172, p.32, 1976.
- XIAO, S. et al. Strong atmospheric new particle formation in winter in urban Shanghai, China. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 4, p. 1769-1781, 2015.
- YU, X., CHIN, M., YUAN, T., BIAN, H., REMER, L. A., PROSPERO, J. M., ... AND BELLOUIN, N. 2020. Changes in the aerosol burden and direct radiative forcing over East Asia during the last two decades. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 20(15), 9387-9412.
- ZHANG, Y., MO, J., CAO, X., HUANG, R., LIU, S., ZHAO, L., WANG, Y. Light absorption of brown carbon aerosol in the PRD region of China. **Atmospheric Chemistry & Physics Discussions**, v. 15, n. 20, 2015.
- ZHANG, Y., PENG, J., LI, Y., LI, C. A review on the light absorption enhancement of brown carbon aerosol. **Atmospheric Environment**, 239, 117774, 2020.
- ZHUANG, B. L., WANG, T. J., LIU, J., MA, Y., YIN, C. Q., LI, S., XIE, M., HAN, Y., ZHU, J. L., YANG, X. Q., e FU, C. B.: Absorption coefficient of urban aerosol in Nanjing, west Yangtze River Delta, China, **Atmos. Chem. Phys.**, 15, 13633-13646, <https://doi.org/10.5194/acp-15-13633-2015>, 2015.