

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

FRANCIANE RODRIGUES

**ANÁLISE DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL OBTIDA A PARTIR DE
DISTINTAS PLATAFORMAS NA REGIÃO DE CAMPO GRANDE/MS**

SÃO PAULO
2016

FRANCIANE RODRIGUES

**ANÁLISE DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL OBTIDA A PARTIR DE
DISTINTAS PLATAFORMAS NA REGIÃO DE CAMPO GRANDE/MS**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Orientador (a): Prof^a Dr^a Marcia Akemi Yamasoe

“Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.”

SÃO PAULO
2016

Aos meus pais Hélio e Sebastiana e ao meu irmão Hélio Jr pelo amor incondicional. À minha avó e madrinha, Ana Rosa Pereira de Moura (in memoriam), que com sua fé, sempre acreditou e rezou por mim.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus e Nossa Senhora do Perpétuo Socorro por sempre estarem ao meu lado e por darem forças para mais essa conquista.

- Aos meus pais Hélio e Sebastiana e ao meu irmão Hélio Jr por terem apoiado minha decisão, por estarem ao meu lado para tudo e por suportarem a minha ausência. Nessa experiência longe de vocês aprendi a dar mais valor ao amor e ao cuidado que vocês têm por mim. Eu os amo mais ainda.
- À minha orientadora, Prof^{ra}. Dr^a. Marcia Akemi Yamasoe pela revisão do trabalho, sugestões, paciência, por toda compreensão do mundo e pela oportunidade de aprendizado.
- Ao Leonardo pelo apoio, incentivo e pelo tempo que dedicou a nós. Sou grata pela compreensão que teve em relação à minha ausência, por ter sido cuidadoso e preocupado durante o tempo em que estivemos juntos.
- Ao colega Dr. Fábio Lopes (IPEN/USP) e ao Prof. Dr. Eduardo Landulfo (IPEN/USP), por compartilharem gentilmente dos seus conhecimentos em relação aos dados do CALIPSO, mostrando-se disponível para eventuais dúvidas e discussões comigo e para com o grupo de radiação do IAG/USP.
- Aos meus colegas e companheiros do IAG – Ana, Alexandre, Carolina, Caio, Elisa, Marcos, Mario, Natalia e Sergio - por todos os momentos que dividimos.
- Aos meus colegas de grupo de radiação do IAG/USP, Érico por sempre ajudar no que precisei e a Kátia por me incentivar a ser mais sociável com o mundo.
- Ao corpo docente, técnico e administrativo do programa de Pós-Graduação em Meteorologia do IAG/USP que sempre se mostraram dispostos a ajudar e esclarecer todas as dúvidas.

- Ao Édís por ser alguém com quem sempre pude contar em todos os momentos. Agradeço por sua paciência, compreensão e carinho. Com certeza, a sua presença tornou a minha vida em São Paulo muito mais leve e divertida.
- Aos professores, Prof. Dr. Edson Kassar (UFMS), Prof. Dr. Roberto Ferreira dos Santos (UFRR), Prof. Aginaldo Prandini Ricieri (ITA), Prof^a Dr^a Edna Maria Facincani (CPAQ-UFMS) por sempre acreditarem no meu potencial.
- Aos amigos, Paulo e Fernando pela amizade e incentivo.
- Aos amigos, Anna Rachel e Lillo pela grande amizade que supera a barreira do tempo.
- Aos amigos de moradia – Gustavo, Leila, Flávio, Jessica, Liliane, Laura, Lorena, Cátia e Hilda – por todo carinho, conversas, risadas e confraternizações inesquecíveis.
- Ao Daniel e família por todo carinho recebido.
- Ao melhor vizinho do mundo e grande amigo Bernardo.
- À Ana Paula e Iasmin por sempre estarem ao meu lado.
- Ao Dr. Ênio B. Pereira e Widinei Alves Fernandes por manterem a estação da AERONET funcionando na cidade de Campo Grande/MS.
- Às pessoas que contribuíram de forma positiva no desenvolvimento deste trabalho.
- À CAPES pelo auxílio financeiro recebido durante este trabalho de Mestrado.

À minha fé, força, coragem e persistência - elementos essenciais que não permitiram com que eu desistisse no meio do caminho.

“Até as torres mais altas começaram do chão”
Provérbio Chinês

RESUMO

RODRIGUES, F. **Análise da profundidade óptica do aerossol obtida a partir de distintas plataformas na região de Campo Grande/MS**. 2016. 99 p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

As partículas de aerossóis podem afetar o balanço energético da Terra a partir, por exemplo, da sua interação direta com a radiação atmosférica (solar e terrestre). A interação da radiação solar com essas partículas ocorre através de processos físicos (absorção e espalhamento) que reduzem a quantidade de radiação incidente na superfície terrestre, alterando o seu balanço de energia assim como as condições meteorológicas locais. Com o uso de radiômetros a bordo de satélites e instalados em superfície é possível fazer o estudo das propriedades ópticas e microfísicas dessas partículas e, conseqüentemente, estimar seu impacto numa determinada região. Assim, o principal objetivo deste trabalho foi comparar a profundidade óptica do aerossol (AOD) estimada pelo fotômetro da rede AERONET, sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua e avaliar os perfis verticais do aerossol estimados pelo sensor CALIOP a bordo do satélite CALIPSO para a região do cerrado, representado pela cidade de Campo Grande/MS, durante a estação seca entre os anos de 2006 a 2012. A variabilidade temporal da AOD mostrou que nos meses de agosto a outubro a AOD atinge seus maiores valores, conseqüente ao período de queimadas da Amazônia. Pela análise do coeficiente de Ångström, observou-se que durante o inverno e primavera houve o aumento da predominância de partículas da moda fina na região, oriundas da queima de biomassa. Cerca de 60 a 80 % dos dados recuperados pelo sensor MODIS da coleção 5.1 possui alta confiança, indicando casos livres de nuvens sobre a região de estudo. A variabilidade espacial da AOD mostrou que mesmo num período de forte impacto de aerossóis, Campo Grande mantém a homogeneidade espacial dos dados. As regressões lineares, que caracterizam a performance do algoritmo do MODIS, mostraram a subestimação para baixos valores de AOD e superestimação para altos valores de AOD quando comparados com os dados obtidos pela AERONET. Tais resultados podem estar associados a suposições inadequadas para o modelo óptico de aerossol e da correção da refletância de superfície no visível. A comparação estatística dos dados da AOD do CALIOP e MODIS-Aqua sobre a região não apresentou boa concordância e pode estar relacionada principalmente com a baixa amostragem, tanto dos dados recuperados do MODIS quanto do CALIOP. As informações de AOD recuperadas pelo CALIOP mostrou que Campo Grande é impactada por aerossóis de poeira poluída (42%), fumaça (33%), poeira (21%) e continental limpo (4,2%) com valores maiores de AOD no mês de setembro. Um estudo de caso foi realizado durante um evento de transporte de aerossóis com duração de três dias e observou-se que os sistemas frontais e a circulação de ventos podem auxiliar na alteração da concentração de aerossóis e, portanto, os valores de AOD sobre a região.

Palavras-chave: Aerossol, satélite, sensoriamento remoto, AERONET, MODIS, CALIPSO, queimadas na Amazônia.

ABSTRACT

RODRIGUES, F. **Analysis of optical depth aerosol obtained different platforms over Campo Grande/MS**. 2016. 99 p. Dissertation (Master). Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of Sao Paulo, Sao Paulo, 2016.

Aerosol particles may affect the energy balance of the Earth from, for example, its direct interaction with atmospheric radiation (solar and land). The interaction of these particles with solar radiation occurs through physical processes (absorption and scattering), which reduce the amount of radiation incident on the surface and therefore altering its energy balance as well as the local weather conditions. With the use of radiometers onboard satellites and at surface, it is possible to study the optical and microphysics properties of these particles, and thus to estimate their impact in a given region. The main objective of this study is to compare aerosol optical depth (AOD) estimated by the photometer of the AERONET, MODIS sensors onboard Terra and Aqua satellites and evaluate the vertical profiles of aerosol optical properties estimated by the CALIOP sensor onboard CALIPSO satellite over the cerrado region, represented by the city of Campo Grande /MS, during the dry season between the years 2006-2012. Temporal variability of AOD showed that from August to October, AOD reaches its highest values, consequent with the Amazon burning period. From the analysis of the Ångström exponent, it was observed that, during the winter and spring seasons, fine mode particles prevail, originated from biomass burning. About 60 to 80 % of AOD values retrieved by the MODIS algorithm presented high confidence, indicating cloud free conditions. Over Campo Grande, results showed that AOD distribution presented spatial homogeneity even during periods of high aerosol loadings conditions. The linear regression that characterizes the performance of MODIS algorithm against AERONET AOD, data showed underestimation for low AOD conditions and overestimation for high AOD values. These results might be associated with inappropriate assumptions of aerosol optical model and surface reflectance corrections. A statistical comparison of AOD data CALIOP and MODIS-Aqua on the region did not show good agreement and may be mainly related to the low statistical sample. AOD retrieved by CALIOP showed that Campo Grande is impacted by contaminated dust aerosols (42%), smoke (33%), dust (21%) and clean continental (4.2%) with higher AOD values in the month September estimated by CALIOP. Finally, a case study analysis of biomass burning products transport over the region showed that frontal systems and wind circulation help altering aerosol concentrations and therefore AOD values over the region.

Key-words: Aerosol, satellite, remote sensing, AERONET, MODIS, CALIPSO, burning in the Amazon.

SUMÁRIO

Lista de figuras	i
Lista de tabelas	vii
Lista de símbolos, siglas e abreviaturas.....	viii
1. INTRODUÇÃO	01
1.1 O papel dos aerossóis sobre o clima.....	01
1.2 A forçante radiativa dos aerossóis	01
1.3 O aerossol emitido por queima de biomassa na América do Sul... ..	02
1.4 Objetivos.....	04
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	05
2.1 Aerossol troposférico.....	05
2.2 Absorção e espalhamento	07
2.3 A equação de Transferência Radiativa	08
2.4 A lei de Beer-Lambert-Bouguer	10
2.5 Profundidade óptica do aerossol e o Coeficiente de Ångström.....	12
2.6 Profundidade óptica do aerossol obtida por satélite	13
2.7 Equação Lidar de Retroespalhamento Elástico	14
3. METODOLOGIA.....	16
3.1 Área de estudo	16
3.1.1 Aspectos gerais	16
3.1.2 Vegetação	17
3.1.3 Circulação atmosférica durante o inverno	18
3.1.4 Clima	19
3.2 Instrumentação.....	21
3.2.1 Fotômetro da AERONET	21
3.2.2 Sensor MODIS	23
3.2.3 Sensor CALIOP.....	28

3.3 Métodos	32
3.3.1 A base de dados da rede AERONET	32
3.3.2 A base de dados do sensor MODIS	33
3.3.3 Comparação de diferentes plataformas: AERONET e MODIS	33
3.3.4 A base de dados do sensor CALIOP	34
3.3.5 Comparação de diferentes plataformas: CALIOP e MODIS	35
3.3.6 Estudo de caso	36
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
4.1 Variabilidade temporal do aerossol	37
4.2 Coeficiente de Ångström	41
4.3 Garantia de qualidade dos dados MODIS	43
4.4 Variabilidade espacial do aerossol	45
4.5 Comparação dos dados de AOD: AERONET e MODIS	48
4.6 Análise do perfil vertical da AOD	51
4.7 Estudo de caso e imagens de satélite	62
5. CONCLUSÕES.....	66
6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	69
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	70
APÊNDICE A	77
APÊNDICE B.....	79
APÊNDICE C.....	80

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.3.1:** Porcentagem de focos de queimadas por bioma brasileiro entre 01/01/1998 a 31/12/2014. (Fonte: <http://www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas/>). Acesso: 10 de setembro de 2015)03
- Figura 1.3.2:** Imagens no visível referentes às passagens das a) 14:00 (UTC) do satélite Terra; e b) 17:35 (UTC) do satélite Aqua, do dia 261 de 2010 (18/09/2010). (Disponível em: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/IMAGES/index.html>. Acesso em: 01 de outubro de 2015).....04
- Figura 2.1.1:** Esquema de distribuição do tamanho do aerossol atmosférico com seus processos de formação (Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006). 06
- Figura 2.1.2:** Fenômenos de interação da radiação com uma partícula suspensa na atmosfera (Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006)07
- Figura 2.2.1:** Representação esquemática da função de fase conforme o regime de espalhamento. (Fonte: Adaptado de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html#c3>. Acesso em: 29 de junho de 2015).....08
- Figura 3.1.1:** Localizações do estado de Mato Grosso do Sul e capital Campo Grande (Disponível em: <http://www.cidades.ibge.gov.br/>. Acesso em: 15 de setembro de 2015).....16
- Figura 3.1.2:** Biomas do estado de Mato Grosso do Sul (Fonte: adaptado de IBGE, 2015) ...17
- Figura 3.1.3:** Distribuição espacial do clima em Mato Grosso do Sul. (Fonte: adaptado de Alvares *et al.*, 2013)19
- Figura 3.1.4:** Climatologia de precipitação em Campo Grande/MS fornecida pelo INMET. (Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/graficosClimaticos>. Acesso em: 28 de junho de 2015).....20

Figura 3.1.5: Climatologia de temperatura do ar em Campo Grande/MS fornecida pelo INMET. (Fonte: http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/graficosClimaticos . Acesso em: 28 de junho de 2015)	20
Figura 3.2.1: Equipamento da AERONET instalado em Campo Grande/MS. (Fonte: http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Campo_Grande_SONDA.html . Acesso em: 30 de junho de 2015)	22
Figura 3.2.2: Geometria da realização das medidas de radiação difusa da AERONET. (a) Almocântara; (b) Plano Principal (Fonte: Castanho, 2005)	23
Figura 3.2.3: Geometria de recuperação de imagens do sensor MODIS. (Fonte: adaptado de Wolfe <i>et al.</i> , 2002)	24
Figura 3.2.4: Modelos para as propriedades ópticas do aerossol de moda fina em diferentes localidades utilizados pelo algoritmo do MODIS para a recuperação da profundidade óptica do aerossol de acordo de acordo com as estações do ano. A coloração em vermelho e verde correspondem aos modelos absorvedor ($\omega_0 \sim 0,85$) e não absorvedor ($\omega_0 \sim 0,95$), respectivamente, e o restante do mapa corresponde ao modelo moderadamente absorvedor ($\omega_0 \sim 0,90$) (Fonte: Adaptado de Levy <i>et al.</i> , 2009).....	26
Figura 3.2.5: Constelação de satélites A-Train do programa EOS composta pelos satélites OCO-2, GCOM-W1, Aqua, CALIPSO, CloudSat, PARASOL e AURA. (Disponível em: http://atrain.nasa.gov/images/A-Train_w-Time2013_Web.jpeg . Acesso em: 20 de setembro de 2015).....	28
Figura 3.2.6: Diagrama de aquisição dos sinais de retroespalhamento do sensor CALIOP (Fonte: Adaptado de Winker <i>et al.</i> , 2004)	29
Figura 4.1.1: Médias mensais de AOD obtidas pelo fotômetro da AERONET instalado na cidade de Campo Grande/MS no canal de 500 nm entre os anos de 2007 a 2012 (Acesso em: 01 de novembro de 2015).....	37

Figura 4.1.2: Variabilidade mensal do total de focos de queimada no Brasil detectados por satélite entre 2007 e 2012. (Fonte: http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/estatisticas.php . Acesso em: 05 de outubro de 2015)	38
Figura 4.1.3: Comparação da variabilidade espacial média da profundidade da profundidade óptica do aerossol em 550 nm obtida pelo sensor MODIS-Aqua em setembro dos anos de: (a) 2007. (c) 2009. (e) 2010. Variabilidade espacial do número total de focos de queimadas detectados no mês de setembro nos anos de: (b) 2007. (d) 2009. (e) 2010 (Fonte: http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/anima_filmes.php . Acesso em: 05 de outubro de 2015).....	39
Figura 4.2.1: Relação entre o Coeficiente de Ångström (α) (calculado entre 440 e 870nm) e profundidade óptica do aerossol em 500 nm obtidos pela base de dados da AERONET para Campo Grande/MS a partir de todas as medidas diárias. (a) Inverno. (b) Primavera.....	42
Figura 4.3.1: Distribuição estatística da qualidade dados de AOD do MODIS na região de Campo Grande/MS a partir das passagens do satélite Terra (superior) e Aqua (inferior) no período de agosto a outubro entre os anos de 2006 a 2012 para as seguintes áreas: (a) Resolução 20x20 km ² . (b) Resolução 60x60 km ² . (c) Resolução 100x100 km ²	44
Figura 4.4.1: Relação entre a AOD média de referência de área de 20x20 km ² para diferentes áreas no período de agosto a outubro entre 2006 a 2012 em Campo Grande/MS. (a) Área de 60x60 km ² a partir de dados do satélite Terra. (b) Área de 100x100 km ² a partir de dados do satélite Terra. (c) Área de 60x60 km ² a partir de dados do satélite Aqua. (d) Área de 100x100 km ² a partir de dados do satélite Aqua	46
Figura 4.4.2: (a) Exemplo de uma configuração de distribuição espacial da AOD estimada pelo sensor MODIS-Aqua no dia 23 de agosto de 2010 em que a pluma de aerossóis encontra-se na porção oeste da região de estudo. (b) Exemplo de uma configuração de distribuição espacial da AOD estimada pelo sensor MODIS-Aqua no dia 03 de agosto de 2012 em que a atmosfera da região de estudo encontrou-se limpa do impacto de aerossóis. Localização geográfica de Campo Grande/MS é indicada por um ponto vermelho nas proximidades de 20°S e 55°W.....	47

Figura 4.5.1: Comparação de AOD obtida a partir do Terra/MODIS e Aqua/MODIS no canal de 550 nm em relação a AOD obtida a partir das medidas do fotômetro da AERONET no canal de 550 nm interpolada a partir da equação (16) em Campo Grande/MS. (a) AOD na resolução 20 x 20 km². (b) AOD na resolução 60 x 60 km². (c) AOD na resolução 100 x 100 km².....49

Figura 4.5.2: Histogramas de frequência das médias diárias de albedo simples (SSA) obtidas pelo fotômetro da AERONET entre os meses de agosto a outubro de 2007 a 2012 em diferentes comprimentos de onda. (a) 440 nm (b) 670 nm. (c) 870 nm.....50

Figura 4.6.1: Exemplo da trajetória do satélite CALIPSO nas proximidades de Campo Grande/MS.....51

Figura 4.6.2: Comparação de AOD obtida a partir do sensor CALIOP/CALIPSO no canal de 532 nm em relação a AOD obtida pelo Aqua/MODIS no canal de 550 nm para a região de Campo Grande/MS.....53

Figura 4.6.3: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 07/08/2006; (b) 23/08/2006; (c) 26/10/2006.54

Figura 4.6.4: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 10/08/2007; (b) 11/09/2007; (c) 27/09/2007.....55

Figura 4.6.5: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 12/08/2008; (b) 28/08/2008; (c) 13/09/2008.56

Figura 4.6.6: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 15/08/2009; (b) 31/08/2009; (c) 16/09/2009; (d) 02/10/2009.57

Figura 4.6.7: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 02/08/2010; (b) 18/08/2010; (c) 03/09/2010; (d) 19/09/2010; (e) 05/10/2010; (f) 21/10/2010.59

Figura 4.6.8: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 22/09/2011; (b) 08/10/2011; (c) 08/09/2012.60

Figura 4.6.9: Porcentagem dos dados que se encaixam nos modelos de aerossol disponíveis no algoritmo de recuperação da AOD do sensor CALIOP a bordo do satélite CALIPSO.....61

Figura 4.6.10: Coluna de profundidade óptica do aerossol em 532 nm obtida pelo CALIOP a bordo do satélite CALIPSO durante agosto a outubro de 2006 a 2012 na região de Campo Grande/MS.....61

Figura 4.7.1: Distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm no dia 20/09/2011 a partir do sensor MODIS. O ponto vermelho localizado nas proximidades 20°S e 55°W é a localização geográfica de Campo Grande/MS. (a) A bordo do satélite Terra. (b) A bordo do satélite Aqua.....63

Figura 4.7.2: Imagens obtidas pelo banco de imagens da DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais) para o dia 20/09/2011. (a) Manhã - 9:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (b) Tarde - 13:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/meteosat.formulario.logic?i=br>. Acesso: 03 de novembro de 2014)63

Figura 4.7.3: Distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm no dia 21/09/2011 a partir do sensor MODIS. O ponto vermelho localizado nas proximidades 20°S e 55°W é a localização geográfica de Campo Grande/MS. (a) A bordo do satélite Terra. (b) A bordo do satélite Aqua.....64

Figura 4.7.4: Imagens obtidas pelo banco de imagens da DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais) para o dia 21/09/2011. (a) Manhã - 9:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (b) Tarde - 13:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (Disponível em:<http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/meteosat.formulario.logic?i=br>. Acesso: 03 de novembro de 2014)64

Figura 4.7.5: Distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm no dia 22/09/2011 a partir do sensor MODIS. O ponto vermelho localizado nas proximidades 20°S e 55°W é a localização geográfica de Campo Grande/MS. (a) A bordo do satélite Terra. (b) A bordo do satélite Aqua.....65

Figura 4.7.6: Imagens obtidas pelo banco de imagens da DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais) para o dia 22/09/2011. (a) Manhã - 9:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (b) Tarde - 13:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (Disponível em:<http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/meteosat.formulario.logic?i=br>. Acesso:03 de novembro de 2014)65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1.1: Estimativas dos valores das forçantes radiativas globais do aerossol e dos gases de efeito estufa do AR5 em comparação ao relatório anterior AR4. (Fonte: IPCC, 2013).....	02
Tabela 3.1.1: Tipos de clima de Mato Grosso do Sul (Alvares <i>et al.</i> , 2013).....	19
Tabela 3.2.1: Classificação dos dados através da bandeira do <i>Quality Assurance</i> (Levy <i>et al.</i> , 2010)	27
Tabela 3.2.2: Tipos de aerossóis com suas respectivas Razão Lidar em 532 nm e 1064 nm (Omar <i>et al.</i> , 2009).	32
Tabela 4.2.1: Valores de máximo e mínimo de AOD em 500 nm a partir de médias diárias observados por estação do ano.....	42

LISTA DE SÍMBOLOS, SIGLAS E ABREVIATURAS

AERONET – Aerosol Robotic Network

α – Coeficiente de Ångström

AOD – Aerosol Optical Depth

AR5 – IPCC Fifth Assessment Report

AR4 - IPCC Fourth Assessment Report

A-TRAIN - Afternoon Constellation

BBEM - Biomass Burning Emission Model

CAD - Cloud and Aerosol Discrimination

CALIOP - Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization

CALIPSO - Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations

CNES - Centre National d'Études Spatiales

CPTEC – Centro de Previsão de tempo e Estudos Climáticos

EOS - Earth Observation System

FR - Forçante Radiativa

GOES – Geostationary Operational Environmental Satellites

hab – habitantes

HDF - Hierarchical Data Format

hPa – hectopascal

Hz - Hertz

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change

JBNAS - Jato de Baixos Níveis da América do Sul

LIDAR - Light Detection and Ranging

LUT - lookup table

MATLAB - Matrix Laboratory

MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MS – Mato Grosso do Sul

MT – Mato Grosso

NASA - National Aeronautics and Space Administration

NCAR - National Center for Atmospheric Research

NCEP - National Center for Environmental Prediction

NCN – Núcleo de Condensação de Nuvens

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

QA – Quality Assurance

R – Coeficiente de correlação

RAMS - Regional Atmospheric Modeling System

SIPAM – Sistema de Proteção da Amazônia

SRA – Sensoriamento Remoto Ativo

SRP – Sensoriamento Remoto Passivo

τ_{500} – Aerosol Optical Depth em 500nm

UNIDERP - Universidade para o Desenvolvimento do Estado e da Região do Pantanal

UV – Ultravioleta

1. INTRODUÇÃO

1.1 O PAPEL DOS AEROSSÓIS SOBRE O CLIMA

Os inúmeros estudos referentes ao aerossol atmosférico nas últimas décadas permitiram um melhor entendimento sobre sua importância no sistema climático. De uma forma geral, as partículas de aerossóis possuem o papel de influenciar o balanço radiativo terrestre através de efeitos radiativos diretos e indiretos, variando desde escala local até escalas regionais e globais (Freitas *et al.*, 2005; Artaxo *et al.*, 2006).

O efeito direto dos aerossóis no clima ocorre mediante processos físicos (absorção e espalhamento) que afetam diretamente o fluxo de radiação solar na atmosfera, resultando no aquecimento da atmosfera ou resfriamento da superfície, dependendo da concentração e das propriedades intrínsecas das partículas e da refletância da superfície (Artaxo *et al.*, 2006).

O chamado efeito indireto dos aerossóis no clima, além de alterar o balanço radiativo, também pode influenciar o ciclo hidrológico, afetando a formação de nuvens e a precipitação (Artaxo *et al.*, 2005; Freitas *et al.*, 2005). Nesse caso, os aerossóis que possuem a capacidade de condensar a água na sua superfície atuam como núcleos de condensação de nuvens (NCN), resultando na formação de gotículas de nuvem (Artaxo *et al.*, 2005). Assim, em um ambiente que tem uma grande quantidade de NCN, a disputa pelo vapor d'água disponível aumenta, formando gotas de nuvem menores e em maior número (Freitas *et al.*, 2005). Gotas de nuvem pequenas crescem devagar e não favorecem a formação da chuva, e quando pequenas e em grande quantidade, refletem radiação solar de volta para o espaço, ocasionando resfriamento da atmosfera (Artaxo *et al.*, 2005; Freitas *et al.*, 2005).

1.2 A FORÇANTE RADIATIVA DOS AEROSSÓIS

A Forçante Radiativa (FR) tem sido utilizada por muitos anos nas avaliações do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) com o objetivo de avaliar e comparar os vários mecanismos que afetam o balanço radiativo terrestre que provocam as mudanças climáticas (IPCC, 2013). A determinação da FR, no que diz respeito aos aerossóis, depende de vários parâmetros. Além disso, essas partículas apresentam características não uniformes na sua distribuição espacial e temporal, gerando incertezas na determinação dessas forçantes, o que

por vezes, dificulta a representação do papel dos aerossóis nos modelos climáticos (Artaxo *et al.*, 2006; Irie *et al.*, 2008).

No estudo que envolve a determinação da forçante radiativa global dos aerossóis, o relatório AR5 (*Fifth Assessment Report*) do IPCC mostrou que houve redução na estimativa do valor da FR, tanto no efeito direto quanto no efeito indireto sobre o clima, se comparado com o relatório anterior (IPCC, 2013). Entretanto, os estudos mostraram que houve aumento no valor da FR para os gases de efeito estufa, ocasionado pelo aumento da concentração dos compostos ao longo dos anos (IPCC, 2013). Os valores são mostrados na tabela 1.1.1.

Tabela 1.1.1: Estimativas dos valores das forçantes radiativas globais do aerossol e dos gases de efeito estufa do AR5 em comparação ao relatório anterior AR4. (Fonte: IPCC, 2013).

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

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

1.3 AEROSSOL EMITIDO POR QUEIMA DE BIOMASSA NA AMÉRICA DO SUL

Com os avanços tecnológicos nos últimos anos, as técnicas de sensoriamento remoto têm auxiliado no monitoramento do aerossol ao redor do globo. A alta variabilidade do aerossol (espacial e temporal) faz com que as informações aferidas num determinado local e período podem não ser aplicáveis em outro cenário. Sendo assim a importância do uso de satélites e sensores instalados em superfície ao redor do mundo que são capazes de determinar seu impacto numa determinada região.

Durante a década de 1980, os satélites começaram a ser utilizados para o monitoramento de incêndios e transporte de aerossóis emitidos pela queima de biomassa. Em geral, as regiões tropicais e subtropicais do globo são os locais em que há a maior ocorrência de queimadas, em especial na África, sudeste da Ásia e na América do Sul (Prins *et al.*, 1998).

Particularmente na América do Sul, a maior fonte de aerossóis é proveniente da queima de biomassa de florestas e cerrados (Artaxo *et al.*, 2006), de forma que essas emissões de aerossóis ocorrem em diferentes regiões e intervalos de tempo de ocorrência. Na região Noroeste, o período de queima ocorre nos meses de janeiro a abril, na região Nordeste entre os

meses de outubro a janeiro e na região Centro-Oeste do Brasil e na borda sul da região Amazônica a maior ocorrência de focos acontece durante os meses de julho a outubro (Freitas *et al.*, 2005).

No Brasil, as queimadas são utilizadas principalmente para substituir florestas e cerrado em áreas de pastagem e plantio (Florenzano, 2011). A figura 1.3.1 mostra o total de focos de queimadas no período de 1998 a 2014 obtidos por vários satélites (NOAA, GOES, METEOSAT, Aqua, Terra) para diferentes ecossistemas. Pode-se observar que grande parte das queimadas no Brasil são provenientes da Amazônia, sendo o bioma de maior emissão de aerossol por queima de biomassa no território brasileiro.

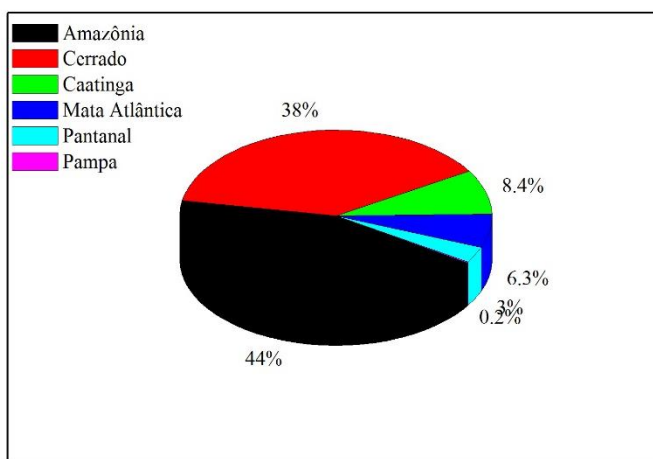


Figura 1.3.1: Porcentagem de focos de queimadas por bioma brasileiro entre 01/01/1998 a 31/12/2014. (Fonte: <http://www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas/>. Acesso: 10 de setembro de 2015).

No período de maior intensificação das queimadas, as regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil ficam cobertas de plumas de fumaça contendo aerossóis, que por processos convectivos e de circulação dos ventos, são transportadas para outras regiões, afetando regionalmente as propriedades físicas e químicas da atmosfera (Freitas *et al.*, 2005).

Um exemplo de circulação são os fortes fluxos de vento que são observados na baixa atmosfera a leste da Cordilheira dos Andes, denominados Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS). Tal circulação pode transportar umidade e aerossóis emitidos por queimadas da região amazônica para regiões subtropicais da América do Sul (Cavalcanti *et al.*, 2009).

As figuras 1.3.2 (a) e (b) mostram imagens do dia 18 de setembro de 2010 obtidas pelo sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua sobre parte da América do Sul, onde se pode

observar as plumas de fumaça da região norte sendo transportadas para regiões mais ao sul do continente. As plumas apresentam tons de cores mais acinzentados e forma mais difusa se comparadas com áreas cobertas de nuvens representadas pela coloração branca. É possível observar pela imagem do satélite Aqua, mostrada na figura 1.3.2 (b), um corredor de fumaça com orientação norte-sul que se acopla às nuvens.

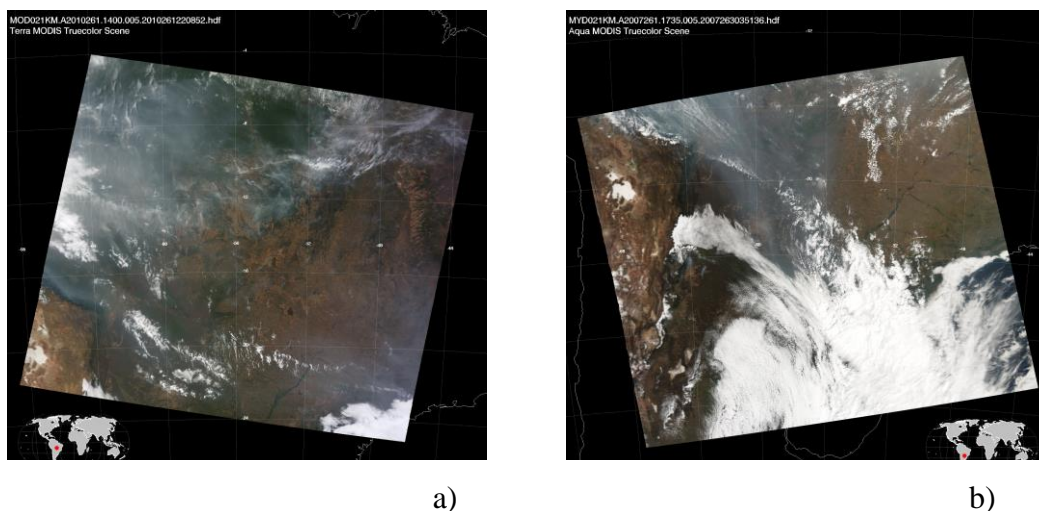


Figura 1.3.2: Imagens no visível referentes às passagens das a) 14:00 (UTC) do satélite Terra; e b) 17:35 (UTC) do satélite Aqua, do dia 261 de 2010 (18/09/2010). (Disponível em: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/IMAGES/index.html>. Acesso em: 01 de outubro de 2015).

1.4 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é analisar a variabilidade temporal e espacial da profundidade óptica do aerossol (AOD) na região de Campo Grande/MS obtida com a utilização de diferentes plataformas, um fotômetro da AERONET instalado na cidade e o sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua durante a estação seca entre os anos de 2006 a 2012. Pretende-se comparar estatisticamente os valores de profundidade óptica do aerossol estimados por essas plataformas.

Objetiva-se também analisar o perfil vertical do aerossol estimado utilizando de dados do sensor CALIOP a bordo do satélite CALIPSO, bem como comparar os valores de profundidade óptica do aerossol estimada com o uso do CALIOP com os valores derivados pelo sensor MODIS para a região.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 AEROSSOL TROPOSFÉRICO

Os aerossóis são definidos como partículas sólidas ou líquidas suspensas num gás, com tamanho que varia de alguns nanômetros a dezenas de micrômetros, entretanto em grande parte dos estudos envolvendo os aerossóis, apenas a componente do material particulado é considerada (Seinfeld e Pandis, 2006). São oriundos de fontes naturais (ex. poeira, partículas marinhas, vulcões) ou antrópicas (ex. queimadas, queima de combustíveis fósseis) e são classificados como aerossóis primários, quando emitidos diretamente pelas fontes, e secundários quando formados na atmosfera por processos de conversão gás-partícula. Essas partículas são removidas da atmosfera por dois mecanismos, a deposição seca e a deposição úmida, que afetam o tempo de residência desses aerossóis na troposfera, que pode variar de alguns dias a semanas (Seinfeld e Pandis, 2006).

Os aerossóis troposféricos possuem uma fração significativa de origem antrópica e podem conter em sua composição química elementos como amônia, sódio, sulfato, nitrato, cloreto, materiais carbonáceos e traços de metais. Uma classificação geral em relação ao tamanho dos aerossóis é a separação entre partículas finas e partículas grossas, sendo o limite entre as duas o diâmetro de $2,5\mu\text{m}$. Assim, a figura 2.1.1 mostra a distribuição de tamanho em eixos logarítmicos que classifica o aerossol em três modas diferentes segundo Seinfeld e Pandis (2006):

- moda de nucleação ou núcleos de Aitken: corresponde a um intervalo de diâmetro de $0,001$ a $0,1\mu\text{m}$, sendo as partículas formadas pela condensação de vapores supersaturados levando à coagulação de partículas (conversão gás-partícula).
- moda de acumulação: corresponde a um intervalo de diâmetro de $0,1$ a $2,5\mu\text{m}$, as partículas possuem maior tempo de residência na atmosfera se comparadas às outras modas, e são formadas por condensação e coagulação das partículas da moda de nucleação.
- moda grossa: corresponde a partículas que possuem diâmetro maior que $2,5\mu\text{m}$ que são produzidas por processos mecânicos.

Conforme discutido na Introdução deste trabalho, as partículas de aerossol interagem diretamente com a radiação. A Figura 2.1.2 mostra os diferentes processos de interação entre o aerossol e o campo de radiação. Note, na figura, que a radiação de comprimento de onda λ_0 que incide sobre uma partícula pode sofrer vários tipos de interação de forma simultânea. Para estudos atmosféricos, os fenômenos de espalhamento (reflexão, difração e refração) e absorção representam as interações mais importantes.

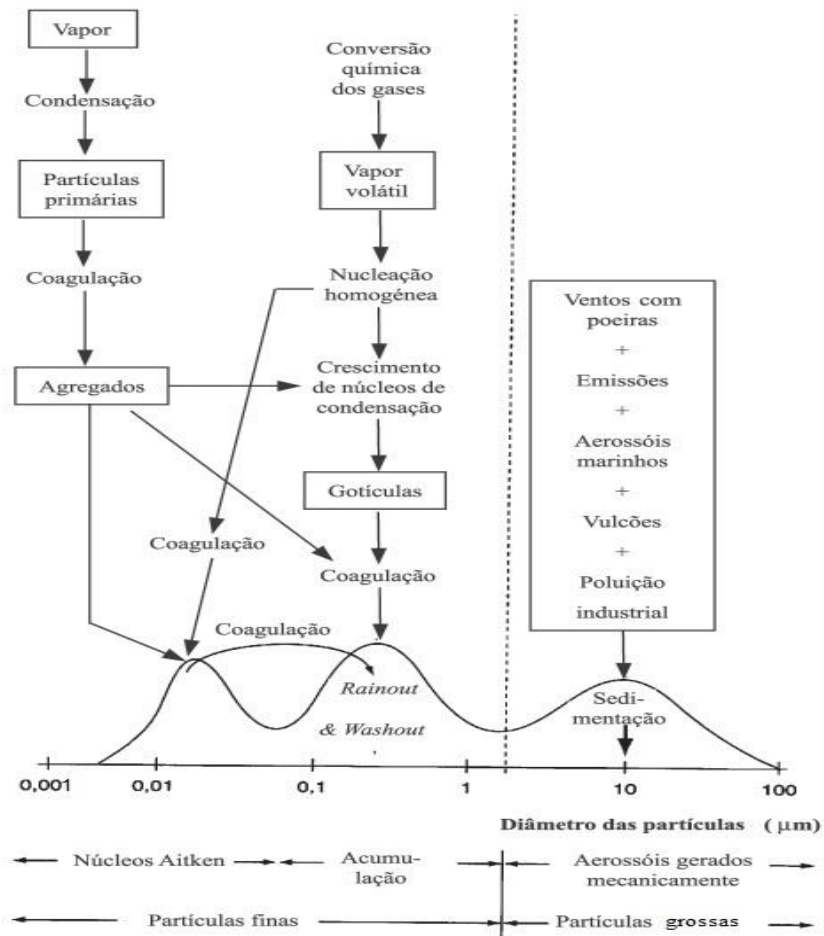


Figura 2.1.1: Esquema de distribuição do tamanho do aerossol atmosférico com seus processos de formação (Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006)

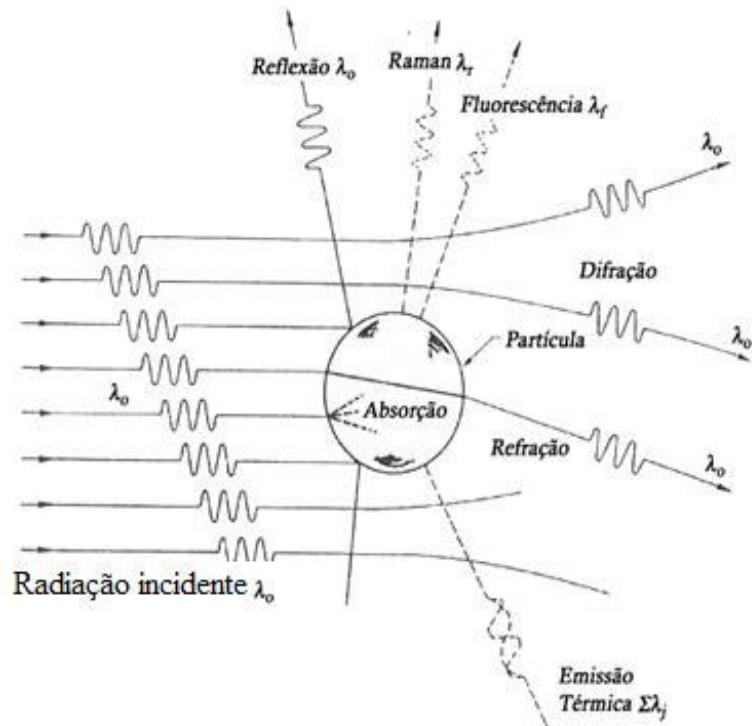


Figura 2.1.2: Fenômenos de interação da radiação com uma partícula suspensa na atmosfera (Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

2.2 ABSORÇÃO E ESPALHAMENTO DE RADIAÇÃO

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

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

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

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (1)$$

Se $x \ll 1$ (quando as partículas são muito menores que o comprimento de onda da radiação incidente), o espalhamento é chamado de Rayleigh ou molecular. Nesse caso, o espalhamento é simétrico, isto é, com igual probabilidade de ocorrência de espalhamento frontal e traseiro. Se $x \sim 1$ ou maior, o espalhamento é chamado de Lorenz-Mie ou simplesmente Mie, visto que a teoria que descreve tal fenômeno foi proposta por Mie em 1908. Conforme o aumento do tamanho das partículas em relação ao comprimento de onda da radiação incidente, a função de fase se torna mais complexa com intensificação do espalhamento frontal. A figura 2.2.1 ilustra a distribuição espacial, numa projeção bidimensional, da radiação espalhada nos regimes Rayleigh e Mie.



Figura 2.2.1: Representação esquemática da função de fase conforme o regime de espalhamento. (Fonte: Adaptado de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html#c3>. Acesso em: 29 de junho de 2015).

2.3 A EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

O coeficiente de extinção $\beta_{e\lambda}$ é uma grandeza que representa a atenuação da radiação, com comprimento de onda λ , ao atravessar um meio e pode ser escrito como (Liou, 2002):

$$\beta_{e\lambda} = k_{\lambda} \cdot \rho = (k_{\lambda_a} + k_{\lambda_s}) \cdot \rho \quad (2)$$

Sendo k_{λ} a seção de choque de extinção em massa (seção de choque de extinção por unidade de massa), a qual também pode ser escrita em termos dos processos de absorção

(subscrito “a” na equação 2) e espalhamento (subscrito “s” na equação 2, do inglês, *scattering*), e ρ é a densidade do agente atenuador.

A interação da radiância espectral incidente com um volume de matéria envolve diferentes processos tais como absorção, espalhamento, espalhamento múltiplo, emissão de radiação. Matematicamente, o termo que envolve atenuação da radiância espectral pelos fenômenos de absorção e espalhamento pode ser escrito como (Liou, 2002):

$$dI_\lambda = -\beta_{e_\lambda} \cdot I_\lambda \cdot ds = -k_\lambda \cdot \rho \cdot I_\lambda \cdot ds \quad (3)$$

onde I_λ é a radiância espectral e ds é um elemento diferencial do caminho óptico percorrido pela radiância ao atravessar o volume de matéria.

Além disso, processos de emissão e de espalhamento múltiplo podem aumentar a radiância espectral emergente de um volume de matéria. O termo que representa esse aumento é dado pela equação (4) na qual se define uma função fonte j_λ , na forma:

$$dI_\lambda = j_\lambda \cdot \rho \cdot ds \quad (4)$$

O coeficiente da função fonte tem o mesmo significado físico da seção de choque de extinção em massa. Por conveniência, a função fonte J_λ será escrita como a razão do coeficiente da função fonte j_λ pela seção de choque de extinção em massa κ_λ , sendo:

$$J_\lambda \equiv \frac{j_\lambda}{\kappa_\lambda} \quad (5)$$

Assim, sem que haja imposição de sistema de coordenadas e substituindo a equação (5) em (4), obtém-se a equação geral que leva em consideração todos os processos radiativos, chamada de Equação de Transferência Radiativa (ETR) (Liou, 2002):

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \cdot \rho \cdot ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (6)$$

Para estudos que envolvem a transferência radiativa na região do espectro solar, o termo da ETR que diz respeito à emissão de radiação é desprezível, uma vez que a radiação emitida pelo sistema Terra-atmosfera é desprezível se comparada com a emissão proveniente do Sol

(Liou, 2002). Assim, a forma particular da ETR que considera os processos de espalhamento e absorção é descrita na equação (7) e a função fonte para esse caso particular é mostrada na equação (8):

$$\frac{dI_\lambda}{k_{\lambda s} \cdot \rho \cdot ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (7)$$

$$J_\lambda = \frac{\omega_0}{4\pi} \int_{4\pi} I_\lambda \cdot p \cdot d\Omega \quad (8)$$

Sendo o parâmetro “p” denominado função de fase e descreve a distribuição angular de radiância espalhada pelas partículas, o termo “ I_λ ” descrito na função fonte é a representação da radiância disponível para espalhamento oriundo de outras direções Ω e ω_0 é denominado albedo simples e é definido como a razão entre o coeficiente de espalhamento e o coeficiente de extinção do aerossol (Liou, 2002).

2.4 A LEI DE BEER-LAMBERT-BOUGUER

Considerando a radiância espectral solar direta, o termo de emissão pela atmosfera terrestre e, na ausência de nuvens, o termo de radiação difusa produzida por espalhamento múltiplo podem ser considerados desprezíveis. Dessa forma, a equação geral da ETR mostrada na equação (6) resulta em:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \cdot \rho \cdot ds} = -I_\lambda \quad (9)$$

E integrando entre $s=0$ e $s=s_1$ (caminho óptico total) dos dois lados:

$$\int_0^{s_1} \frac{dI_\lambda}{I_\lambda} = - \int_0^{s_1} k_\lambda \cdot \rho \cdot ds \quad (10)$$

Assumindo que o meio é homogêneo e que a seção de choque de extinção em massa (k_λ) não dependa do caminho óptico, o comprimento de caminho u é dado por:

$$u = \int_0^{s_1} \rho \cdot ds \quad (11)$$

Assim, a radiância espectral emergente é dada por:

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) \cdot \exp(-k_\lambda \cdot u) \quad (12)$$

Onde $I_\lambda(0)$ é a radiância espectral incidente em $s = 0$. A equação (12) é chamada de Lei de Beer-Lambert-Bouguer que descreve a atenuação da radiância espectral ao longo de um caminho óptico. Considerando a aproximação plano-paralela, a qual considera a atmosfera composta de camadas verticalmente estruturadas e horizontalmente homogêneas, obtém-se a relação (13), entre o caminho óptico e a vertical local, onde θ é o ângulo formado entre o Sol e a vertical local (ângulo solar zenital):

$$\cos(\theta) = \frac{dz'}{ds} \quad (13)$$

Pode-se reescrever a equação (12), utilizando a relação dada em (13) para obter a transmitância espectral direta:

$$t_\lambda = \frac{I_\lambda}{I_\lambda(0)} = \exp\left(-\frac{1}{\cos(\theta)} \int_z^0 k_\lambda \cdot \rho \cdot dz'\right) \quad (14)$$

Assim, como mostrado em (14), a equação (15) define a profundidade óptica de extinção, que representa o quanto da radiância espectral incidente, com determinado comprimento de onda, é atenuada ao atravessar a atmosfera:

$$\tau_\lambda = \int_z^0 k_\lambda \cdot \rho \cdot dz' = \int_z^0 \beta_{e_\lambda} dz' \quad (15)$$

A equação (14) é apenas uma aproximação da atmosfera real, tendo em vista que a atmosfera terrestre não é homogênea e é composta de gases e partículas. Utilizando a lei de Beer-Lambert-Bouguer e fazendo as considerações para uma atmosfera real, pode-se reescrever (14) como (Liou, 2002):

$$t_\lambda = \frac{I_\lambda}{I_\lambda(0)} = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 \cdot \exp(-\tau(\lambda) \cdot m(\theta)) \quad (16)$$

Em que $(\frac{r_0}{r})^2$ é a correção para a distância entre o Sol e a Terra considerando as variações durante o ano, I_λ é a radiância espectral solar incidente em superfície, medida por um fotômetro solar por exemplo, $I_\lambda(0)$ denota a radiância espectral solar incidente no topo da atmosfera, à distância média Terra-Sol (igual a uma unidade astronômica), $m(\theta)$ é chamado de fator de massa de ar e que pode ser aproximado como $m(\theta) = 1/\cos(\theta)$, numa atmosfera plano-paralela, onde θ é o ângulo solar zenital. Este é o princípio de funcionamento do fotômetro solar para a estimativa da profundidade óptica do aerossol.

2.5 PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL E O COEFICIENTE DE ÅNGSTRÖM

Na ausência de nuvens, a profundidade óptica total da atmosfera é dada pela soma individual das contribuições de atenuação devido aos aerossóis (A), espalhamento Rayleigh (Ra) e absorção gasosa (G), tal que:

$$\tau(\lambda) = \tau_\lambda(A) + \tau_\lambda(Ra) + \tau_\lambda(G) \quad (17)$$

Particularmente, a profundidade óptica do aerossol é um indicador da carga de aerossóis na coluna vertical da atmosfera. Assim, considerando-se conhecidas as contribuições para o espalhamento molecular e absorção gasosa, é possível estimar a profundidade óptica do aerossol. Na prática, adotam-se regiões espectrais estreitas nas quais a absorção gasosa é pouco significativa.

Conhecendo-se a profundidade óptica do aerossol em pelo menos dois comprimentos de onda distintos, pode-se estimar o Coeficiente de Ångström (α):

$$\alpha = - \frac{\ln(\frac{\tau_{\lambda_1}}{\tau_{\lambda_2}})}{\ln(\frac{\lambda_1}{\lambda_2})} \quad (18)$$

Que é utilizado para avaliar o tamanho predominante das partículas de aerossol presentes na atmosfera. Altos valores de α indicam maior presença de partículas da moda fina e valores de α próximos a zero indicam predomínio de partículas da moda grossa.

2.6 PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL OBTIDA POR SATÉLITE

Uma das grandes dificuldades da inferência de aerossóis a partir do sensoriamento remoto via satélite é isolar a fração que foi refletida pela atmosfera da radiância espectral total medida pelo sensor (Ichoku *et al.*, 2004). A radiação solar que emerge no topo da atmosfera sofre interação com as camadas de aerossóis e gases seja por absorção, retroespalhamento, além de reflexão pela superfície.

Considerando uma atmosfera plano-paralela e refletância de superfície isotrópica, a radiância espectral medida no topo da atmosfera ρ^* (dada em unidades de refletância aparente) é definida a partir da radiância espectral que emerge no topo da atmosfera I dividida pela irradiância solar espectral F_0 incidente sobre uma superfície perpendicular corrigida por μ_0 , o cosseno do ângulo solar zenital ($\cos\theta_0$), conforme a equação (19) (Kaufman *et al.*, 1997):

$$\rho_{\lambda}^* = \frac{\pi \cdot I_{\lambda}}{F_{0,\lambda} \cdot \mu_0} \quad (19)$$

Assim, a refletância no topo da atmosfera ρ^* é a soma do componente devido apenas à contribuição da atmosfera, $\rho_a(\theta, \theta_0, \varphi)$, e do termo que envolve transmissão pela atmosfera, do topo à superfície, reflexão pela superfície e transmissão novamente pela atmosfera, da superfície até o topo, como mostra a equação (20) (Kaufman *et al.*, 1997):

$$\rho^*(\theta, \theta_0, \varphi) = \rho_a(\theta, \theta_0, \varphi) + \frac{F_d(\theta_0) \cdot T(\theta) \cdot \rho(\theta, \theta_0, \varphi)}{1 - s \cdot \rho'} \quad (20)$$

onde θ é o ângulo zenital de observação, θ_0 é o ângulo solar zenital e φ é o azimute relativo da radiação solar espalhada em relação ao sol. $F_d(\theta_0)$ é a transmitância total descendente da atmosfera, $T(\theta)$ é a transmitância total ascendente que seguirá em direção ao campo de visão do satélite, s é a razão de retroespalhamento da atmosfera e por fim ρ' é a refletância média da superfície nos ângulos de observação e de incidência.

A refletância da atmosfera, representada por $\rho_a(\theta, \theta_0, \varphi)$, é a soma da refletância devido às moléculas, $\rho_m(\theta, \theta_0, \varphi)$, e a refletância devido à camada de aerossóis. Na aproximação de espalhamento simples, a refletância da atmosfera é proporcional à profundidade óptica do aerossol τ_a como mostra a equação (21) (Kaufman *et al.*, 1997):

$$\rho_a(\theta, \theta_0, \varphi) = \rho_m(\theta, \theta_0, \varphi) + \frac{w_0 \cdot \tau_a \cdot \rho_a(\theta, \theta_0, \varphi)}{4\mu \cdot \mu_0} \quad (21)$$

Onde ω_0 é denominado albedo simples. Esse parâmetro quantifica a fração da radiância espectral que foi atenuada pela camada de aerossol por eventos de espalhamento. O parâmetro $P_a(\theta, \theta_0, \varphi)$ é denominado função de fase e os cossenos dos ângulos de observação e iluminação são representados por μ e μ_0 , respectivamente. Portanto, para definir a profundidade óptica do aerossol τ_a a partir das radiâncias espectrais medidas no topo da atmosfera é necessária a adoção de um modelo óptico de aerossol que forneça informações de albedo simples e função de fase para a área de interesse (Kaufman *et al.*, 1997).

2.7 EQUAÇÃO LIDAR DE RETROESPALHAMENTO ELÁSTICO

A técnica LIDAR utiliza como fonte de radiação pulsos de laser para obter informações de objetos de interesse. Para estudos da atmosfera, o feixe emitido interage com os constituintes atmosféricos mediante espalhamento em todas as direções, parte da radiação volta ao equipamento sendo coletada por um telescópio direcionando-a para fotodetectores capazes de medir a quantidade de radiação retroespalhada (Kovalev & Eichinger, 2004).

O fluxo radiante total detectado $F(\lambda, z)$, a uma certa distância z e com comprimento de onda λ , é descrito pela Equação Lidar de Retroespalhamento Simples (Kovalev & Eichinger, 2004):

$$F(\lambda, z) = C_1 \cdot \frac{c \cdot t}{2} \cdot F_0 \cdot \frac{\gamma_m(\lambda, z) + \gamma_p(\lambda, z)}{z^2} \cdot \exp\{-2 \int_0^z \beta_{e\lambda} dz'\} \quad (22)$$

Sendo C_1 a constante do sistema que depende das coleções de abertura óptica dos sistemas receptores e transmissor como o diâmetro do feixe de luz emitido e o diâmetro de receptor óptico, c a velocidade da luz, t é o tempo de duração do pulso emitido pelo laser, F_0 é o fluxo radiante do feixe emitido, constante no tempo. Os coeficientes de retroespalhamento das moléculas e partículas são representados por $\gamma_m(\lambda, z)$ e $\gamma_p(\lambda, z)$, respectivamente, e o termo dentro da exponencial é igual a duas vezes a profundidade óptica de extinção dada pela equação (15).

As medidas de retroespalhamento LIDAR assumem uma razão entre os coeficientes de extinção e de retroespalhamento inicial, denominada Razão Lidar (RL) a qual é dada por (Klett, 1985):

$$RL(\lambda, z) = \frac{\beta(\lambda, z)}{\gamma(\lambda, z)} \rightarrow \beta(\lambda, z) = RL(\lambda, z) \cdot \gamma(\lambda, z) \quad (23)$$

A RL inicial permite o cálculo do coeficiente de extinção para auxiliar na recuperação de informações da profundidade óptica de aerossóis e nuvens na atmosfera.

3. METODOLOGIA

3.1 ÁREA DE ESTUDO

3.1.1 Aspectos gerais

O estado de Mato Grosso do Sul localiza-se na porção sul da região Centro-Oeste do Brasil, tem uma área de 357.146 km², possui no total 2.449.024 habitantes apresentando densidade demográfica de 6,86 hab/km² (IBGE, 2015) e tendo como principais atividades econômicas a agropecuária, indústria e serviços. Limita-se com cinco estados brasileiros (Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná) e com dois países sul-americanos (Bolívia e Paraguai).

A capital do estado é Campo Grande (latitude: -20° 26' 34''; longitude: -54° 38' 47'') e está localizada geograficamente na porção central do estado de Mato Grosso do Sul, como mostra a figura 3.1.1, com aproximadamente 786.797 habitantes tendo densidade demográfica de 97,22 hab/km² (IBGE, 2015). Encontra-se a uma altitude de 532 m, com área total de 8.118, 4 km², porém a área urbana é de 154,45 km² (Miranda *et al.*, 2005).

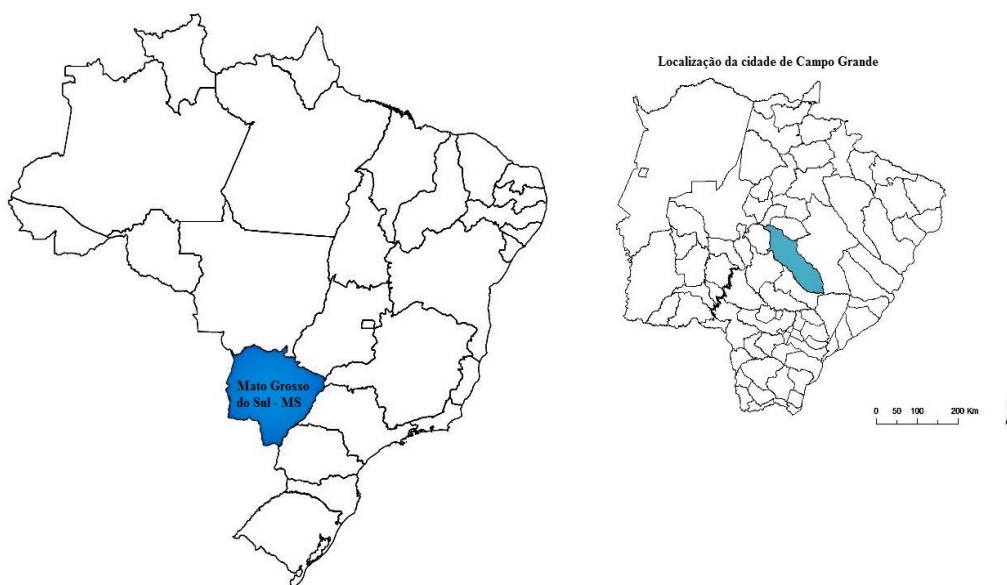


Figura 3.1.1: Localizações do estado de Mato Grosso do Sul e capital Campo Grande (Disponível em: <http://www.cidades.ibge.gov.br/>. Acesso em: 15 de setembro de 2015).

3.1.2 Vegetação

O estado é composto por três tipos de ecossistemas o Pantanal, o Cerrado e a Mata Atlântica como é ilustrado na figura 3.1.2.

O Pantanal está presente nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, porém a maior área desse bioma se encontra em território sul-mato-grossense com abrangência de 25% da área total do estado. É considerado a maior área alagada do mundo e tem uma grande biodiversidade (Cavalcanti *et al.*, 2009).

O termo Cerrado é utilizado para denominar um conjunto de ecossistemas, tais como savanas, campos e matas, que se localizam na região central do Brasil sendo este o segundo maior bioma brasileiro sendo superado apenas pela Amazônia. O Cerrado é considerado a savana tropical mais diversificada do mundo, entretanto cerca da metade dos 2 milhões de km² foi transformada em pastagens, áreas de agricultura e construção de áreas urbanas e apenas 2,2% da área total se encontra legalmente protegida (Klink e Machado, 2005). No Mato Grosso do Sul, o Cerrado abrange 61% do território total sendo essa a vegetação predominante do município de Campo Grande.

Por fim, na parte sul do Estado, pode-se observar o domínio da Mata Atlântica ocupando 14% do território do Mato Grosso do Sul, entretanto a maior parte foi desmatada.

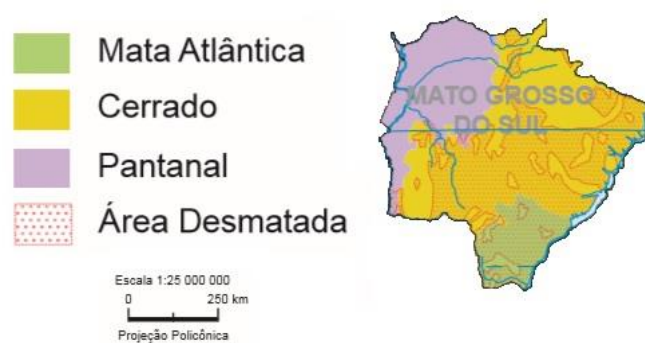


Figura 3.1.2: Biomas do estado de Mato Grosso do Sul. (Fonte: adaptado de IBGE, 2015)

3.1.3 Circulação atmosférica durante o inverno

Mato Grosso do Sul (MS) se encontra na confluência de alguns dos principais sistemas atmosféricos da América do Sul (Zavattini, 2009), i.e., sistemas frontais e JBNAS (Cavalcanti *et al.*, 2009) que atuam na região influenciando no transporte de aerossóis oriundos da queima de biomassa, em grande maioria da região amazônica.

De acordo com Recuero (2003), o padrão de circulação de grande escala que domina durante o inverno no Hemisfério Sul sobre a América do Sul influencia no transporte de plumas de fumaça produzidas por queima de biomassa para regiões distantes do local de emissão. Assim, os sistemas atuantes nesse período são: o sistema de larga escala permanente de alta pressão denominado Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), os sistemas frontais associados às frentes frias (Recuero, 2003) e o Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) (Cavalcanti *et al.*, 2009).

A atividade convectiva na Amazônia diminui durante o inverno devido a migração da ZCIT para regiões ao norte da linha do equador (em torno de 14° N) (Cavalcanti *et al.*, 2009) com isso a região amazônica fica sob o domínio do ramo descendente da célula de Hadley favorecendo o período de seca na região (Fisch *et al.*, 1996).

Recuero (2003) realizou o estudo do transporte de aerossóis oriundos de queimadas sobre a América do Sul durante a estação seca do ano de 2002 utilizando as simulações numéricas obtidas pelo BBEM-RAMS (*Biomass Burning Emission Model*). Seus resultados mostraram que as massas oceânicas que penetravam no continente devido ao posicionamento da ASAS, que nesse período do ano está mais intensa e próxima do continente, atingiam a região de emissão de aerossóis de queimadas (região amazônica) transportando a pluma de fumaça para as regiões subtropicais da América do Sul. Essas simulações mostraram também que as frentes frias impediam o avanço das plumas de fumaça no sentido sul e, com isso, as plumas se acoplavam à frente fria, eram desviadas e escoadas em direção ao oceano Atlântico ocasionando a diminuição de material particulado sobre o continente.

Os JBNAS são intensos fluxos de vento observados na baixa atmosfera que sofrem mudança de direção devido ao bloqueio topográfico (Cordilheira dos Andes) provocando a canalização do vento na direção sul do continente sul-americano (Cavalcanti *et al.*, 2009). Durante o inverno, o JBNAS é intensificado devido ao fluxo noroeste da ASAS de forma a transportar umidade de origem oceânica e aerossóis de queimadas da Amazônia para o sul do continente (Cavalcanti *et al.*, 2009).

Os sistemas atmosféricos mencionados contribuem no entendimento do transporte de aerossóis oriundos de queimadas da região norte sobre o Estado de Mato Grosso do Sul.

3.1.4 Clima

Em geral, o clima do MS é caracterizado por verão quente e chuvoso enquanto que o inverno é seco com temperaturas amenas. Entretanto, em uma pequena área situada mais ao sul do estado, as chuvas acontecem também no inverno devido à influência dos JBNAS.

A tabela 3.1.1 mostra a porcentagem dos climas predominantes no estado segundo a classificação de Köppen, e a distribuição espacial do clima é mostrada na figura 3.1.3 (Alvares *et al.*, 2013).

Tabela 3.1.1: Tipos de clima de Mato Grosso do Sul (Alvares *et al.*, 2013)

Clima	Porcentagem	Clima
Af	6,6 %	Tropical úmido
Am	45,6 %	Tropical monçônico
Aw	36,6 %	Tropical com inverno seco
Cfa	11,2 %	Subtropical úmido com verão quente



Figura 3.1.3: Distribuição espacial do clima em Mato Grosso do Sul. (Fonte: adaptado de Alvares *et al.*, 2013).

Segundo os gráficos das normais climatológicas de precipitação e temperatura, para o município de Campo Grande, produzidos pelo INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), mostrados nas figuras 3.1.4 e 3.1.5, pode-se observar que há uma estação de seca no inverno com totais acumulados abaixo de 50 mm/mês. O verão é chuvoso com totais acumulados de aproximadamente 200 mm/mês. No verão as temperaturas são elevadas, apresentando valores máximos em torno de 30°C, enquanto que no inverno as temperaturas são amenas, com mínimas ao redor de 15°C, devido à entrada de massas de ar frio.

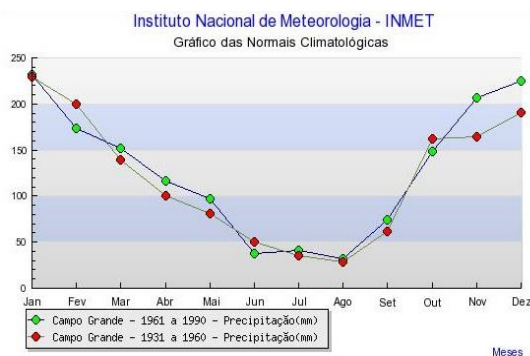


Figura 3.1.4: Climatologia de precipitação em Campo Grande/MS fornecida pelo INMET. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/graficosClimaticos>. Acesso em: 27 de abril de 2015.

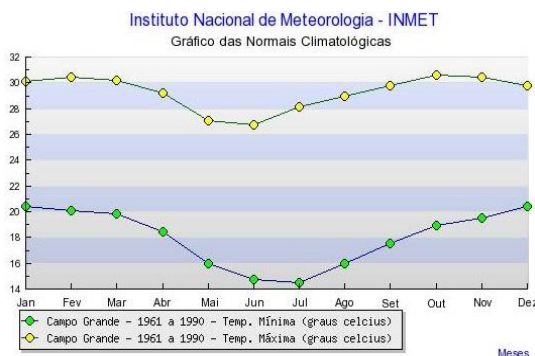


Figura 3.1.5: Climatologia de temperatura do ar em Campo Grande/MS fornecida pelo INMET. (Fonte: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/graficosClimaticos>. Acesso em: 28 de junho de 2015).

3.2 INSTRUMENTAÇÃO

3.2.1 Fotômetro da AERONET

A AERONET (*AErosol RObotic NETwork*) é uma rede mundial de monitoramento de aerossóis utilizando fotômetros solares multiespectrais em superfície (Holben *et al.*, 1998). Vários equipamentos da rede estão espalhados em diferentes locais do globo, os quais permitem a determinação das propriedades ópticas, radiativas e microfísicas do aerossol integradas na coluna atmosférica a partir de medições de radiâncias espectrais. Essas medições possibilitam a caracterização de aerossóis, permitindo aplicações em estudos do transporte de aerossóis e seu efeito sobre o balanço radiativo, modelagem da transferência radiativa e validação de produtos recuperados por satélite (Holben *et al.*, 1998).

O equipamento é composto de um radiômetro espectral CIMEL Eletronique 318A que possui dois detectores com 1,2° de campo de visão que realizam medidas da radiância espectral direta do sol e da radiância espectral difusa da auréola solar e do céu. Os colimadores de observação possuem comprimento de 33 cm, tendo um detector de UV enriquecido com silício que permite observações espectrais de 300 nm a 1020 nm. São protegidos por uma janela de quartzo e vedados contra umidade, evitando assim danos nos componentes elétricos e nos filtros de interferência (Holben *et al.*, 1998).

O instrumento se movimenta por meio de um motor de passo que é alimentado por radiação solar. Quando não está realizando a sequência de medidas, os colimadores ficam direcionados ao nadir evitando que as janelas ópticas sejam contaminadas por chuva ou partículas externas (Holben *et al.*, 1998). Além disso, o equipamento possui um sensor de umidade que bloqueia a sequência de medidas para proteger o sensor óptico em caso de precipitação. Todo o equipamento instalado em Campo Grande/MS é mostrado na figura 3.2.1.



Figura 3.2.1: Equipamento da AERONET instalado em Campo Grande/MS. (Fonte:http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Campo_Grande_SONDA.html. Acesso em: 30 de junho de 2015).

Segundo Holben *et al.* (1998), quando as medidas são iniciadas, a cabeça do sensor gira com o auxílio do motor de passo em dois sentidos, azimutal e zenital, com precisão de $0,05^\circ$. A posição do Sol é calculada por um microprocessador que utiliza informações do horário local, latitude e longitude direcionando a cabeça do sensor em aproximadamente 1° do Sol. Um detector localiza precisamente a trajetória solar para fazer as medidas programadas. Após o término, o sensor volta a sua posição inicial (nadir) esperando a próxima sequência de medidas.

Oito filtros de interferência (340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm) são utilizados para as medições diretas do Sol. Com exceção do canal de 940 nm que é utilizado para estimar o conteúdo integrado de vapor d'água, as medições efetuadas nos canais restantes são utilizadas para determinar a profundidade óptica do aerossol com base na lei de Beer-Lambert-Bouguer e o Coeficiente de Ångström (Holben *et al.*, 1998). O tempo de aquisição de medida é de 10 segundos para cada comprimento de onda com o ciclo de medições a cada 15 minutos.

As medidas de radiação difusa são feitas em quatro canais espectrais (440, 670, 870, 1020 nm) através de observações em diferentes geometrias denominadas almocântara e plano principal. Tais medições permitem extrair informações sobre as propriedades microfísicas do aerossol. Na configuração de almocântara, uma série de medidas é efetuada com um ângulo zenital de observação fixo, coincidente com o ângulo zenital do Sol e com variação do ângulo azimutal. O tempo de aquisição da medida é de 40 s para cada comprimento de onda com o ciclo de medições a cada hora entre as 9 h e 15 h do horário local. A medida do plano principal

é realizada a partir de um ângulo azimutal de observação fixo com variação do ângulo zenital e tem duração de 30 s para cada comprimento de onda (Holben *et al.*, 1998). O ciclo de medições é repetido a cada hora e a geometria das medições de radiação difusa são mostradas na figura 3.2.2.

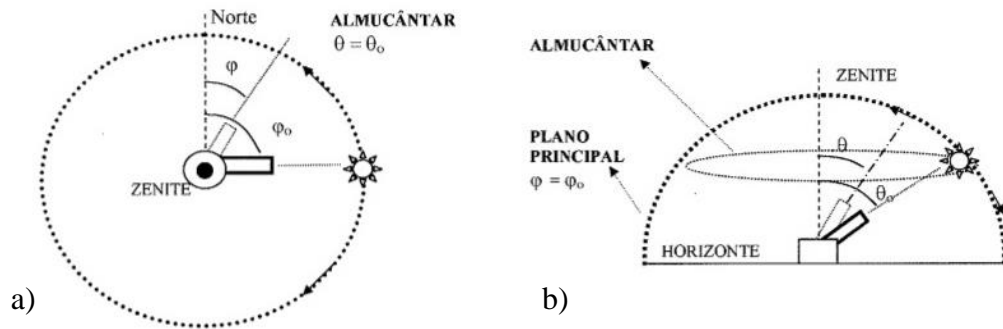


Figura 3.2.2: Geometria da realização das medidas de radiação difusa da AERONET. (a) Almocântara; (b) Plano Principal (Fonte: Castanho, 2005)

Os produtos da AERONET são fornecidos em três níveis de qualidade: o nível 1.0 inclui todos os dados gerados, podendo estar contaminados pela presença de nuvens, nível 1.5 no qual uma análise automática prévia remove os dados contaminados por nuvens e o nível 2.0 que são dados com qualidade e precisão a partir de uma aferição da calibração dos instrumentos feita pela NASA. Neste trabalho, foram utilizados os dados de nível 2.0.

3.2.2 Sensor MODIS

O sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) é um radiômetro espectral passivo a bordo dos satélites Terra e Aqua, lançados pela NASA em 18 de dezembro de 1999 e 4 de maio de 2002, respectivamente, sendo uma alternativa para fazer o monitoramento da distribuição regional e global dos aerossóis. Ambos os satélites possuem órbita polar em sincronia com o Sol. O satélite Terra realiza trajetória descendente em relação ao Equador com horário de passagem às 10:30 (hora local) e o Aqua, com trajetória ascendente, cruza o Equador às 13:30 (hora local) (Levy *et al.*, 2009). Estão a uma altitude de 705 km da superfície e, durante uma varredura, seus sensores cobrem uma área de observação de 2330 x 1350 km² possibilitando a cobertura global no período de 1 a 2 dias.

O sensor possui 36 diferentes bandas espectrais que variam de 0,4 a 14,4 μm , em três resoluções espaciais sendo 2 bandas espectrais com 250 m, 5 bandas espectrais com 500 m e 29 bandas espectrais com 1 km. O MODIS é um sensor eletro-óptico de varredura que utiliza o movimento do satélite para fornecer imagens da superfície terrestre em direção à faixa de varredura, como mostra a figura 3.2.3.

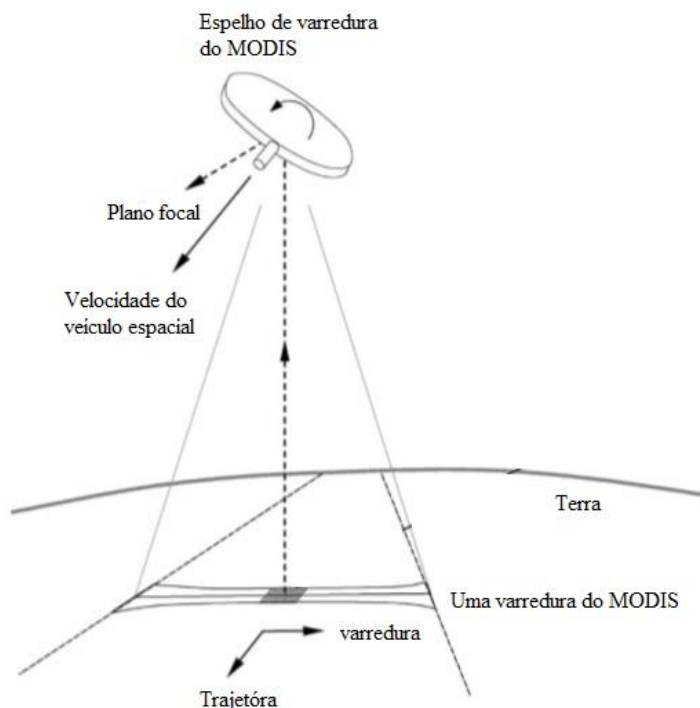


Figura 3.2.3: Geometria de recuperação de imagens do sensor MODIS. (Fonte: adaptado de Wolfe *et al.*, 2002).

A radiação eletromagnética que chega ao espelho de dupla face é refletida para um telescópio que envia o sinal para os diferentes detectores ou bandas espectrais que são agrupados em 4 planos focais: Infravermelho Termal – (Long Wave Infrared LWIR); Infravermelho Médio (Short/Medium Wave Infrared- SWIR/MWIR), Infravermelho Próximo (Near Infrared - NIR) e visível (Visible VIS) cobrindo o intervalo espectral total de medidas do equipamento (Wolfe *et al.*, 2002).

As recuperações da profundidade óptica do aerossol no continente e oceano são obtidas utilizando dois algoritmos distintos e independentes que resultam nos produtos de AOD com resolução espacial de $10 \times 10 \text{ km}^2$.

O algoritmo de recuperação do aerossol sobre o continente utiliza 3 bandas espectrais simultaneamente, duas na região do visível (0,47 e 0,66 μm) e uma na região do infravermelho próximo (2,1 μm). Este último contém as informações diretas da superfície devido aos efeitos

do aerossol serem menores neste canal se comparado com a região do visível (Levy *et al.*, 2009), sendo, portanto, utilizado para determinar a refletância de superfície. Conforme Levy *et al.* (2009), as refletâncias de superfície variam com base no tipo de superfície, local e estação do ano e são derivadas de acordo com as relações mostradas nas equações (24) e (25):

$$\rho_{s_{0,47\mu\text{m}}} = g \cdot \rho_{s_{0,66\mu\text{m}}} \quad (24)$$

$$\rho_{s_{0,66\mu\text{m}}} = f \cdot \rho_{s_{2,1\mu\text{m}}} \quad (25)$$

A maior correlação entre as relações mostradas em (24) e (25) é encontrada quando o ângulo de espalhamento Θ é definido pela equação (26), onde θ_0 , θ e ϕ são o ângulo zenital solar, zênite de vista do sensor e o ângulo azimutal relativo, respectivamente. (Levy *et al.*, 2009):

$$\Theta = \cos^{-1}(\cos\theta_0 \cdot \cos\theta + \sin\theta_0 \cdot \sin\theta \cdot \cos\phi) \quad (26)$$

As medidas de refletância obtidas pelo MODIS são comparadas com as *lookup tables* (LUT) - arquivos com valores de refletância espectral no topo da atmosfera gerados a partir de um conjunto de parâmetros de aerossol e de refletância de superfície, através da resolução da equação de transferência radiativa - de forma a encontrar o melhor ajuste (Levy *et al.*, 2009). Após a comparação das refletâncias de superfície observadas com as LUT, o tipo de aerossol é escolhido para a área observada utilizando informações de distribuição global de aerossóis e a razão entre as refletâncias de superfície dos canais 0,47 e 0,66 μm (Kaufman *et al.*, 1997).

O próximo passo é a escolha apropriada do modelo dinâmico de aerossol que descreve os parâmetros microfísicos do aerossol previamente derivados a partir de medidas de sensoriamento remoto em superfície (Kaufman *et al.*, 1997). O algoritmo do MODIS considera um modelo de moda grossa (partículas não esféricas) e três modelos de moda fina (partículas esféricas) que são caracterizados de acordo com os valores de albedo simples (ω_0) recuperados no comprimento de onda de 0,67 μm , sendo: absorvedor ($\omega_0 \sim 0,85$) para modelo de queima de biomassa; moderadamente absorvedor ($\omega_0 \sim 0,90$) para modelo neutro; e não absorvedor ($\omega_0 \sim 0,95$) para modelo urbano/industrial (Levy *et al.*, 2009) como mostra a figura 3.2.4:

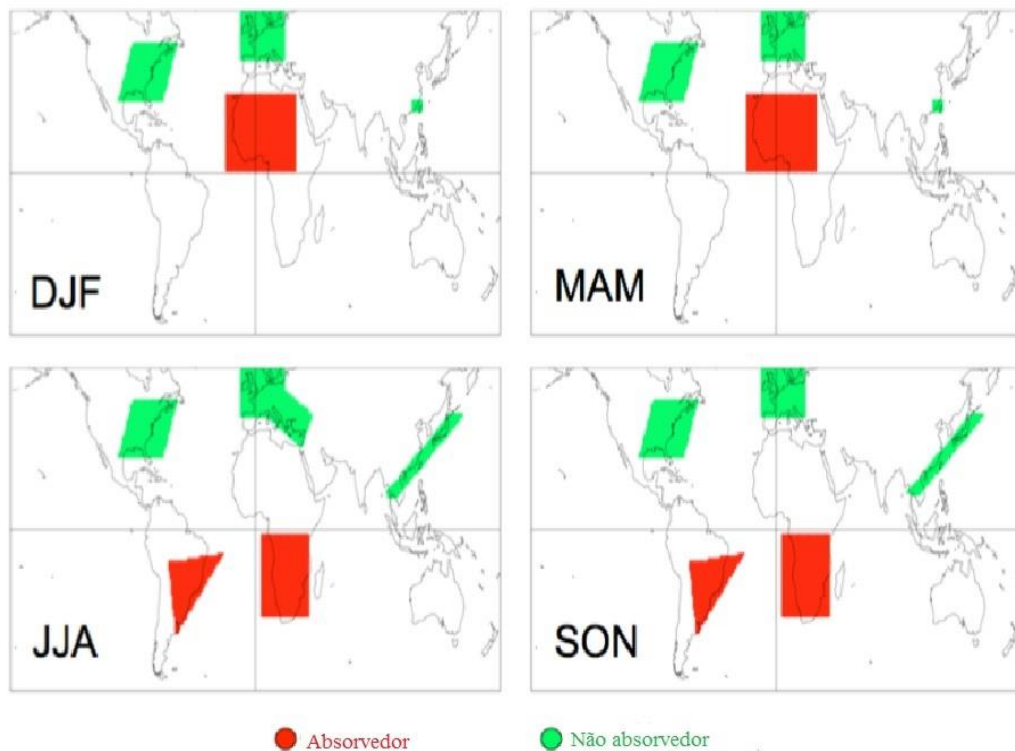


Figura 3.2.4: Modelos para as propriedades ópticas do aerossol de moda fina em diferentes localidades utilizados pelo algoritmo do MODIS para a recuperação da profundidade óptica do aerossol de acordo com as estações do ano. A coloração em vermelho e verde correspondem aos modelos absorvedor ($\omega_0 \sim 0,85$) e não absorvedor ($\omega_0 \sim 0,95$), respectivamente, e o restante do mapa corresponde ao modelo moderadamente absorvedor ($\omega_0 \sim 0,90$) (Fonte: Adaptado de Levy *et al.*, 2009).

Finaliza-se com a inversão das radiâncias medidas pelo sensor para vários produtos incluindo a AOD nos comprimentos de onda de $0,47 \mu\text{m}$ e $0,66 \mu\text{m}$ de acordo com os modelos de aerossol disponíveis no algoritmo. Logo, a estimativa da AOD em $0,55 \mu\text{m}$ é obtida através do Coeficiente de Ångström, (equação 18) utilizando os resultados recuperados nos comprimentos de onda já mencionados.

Além desses produtos, o algoritmo MODIS informa ao usuário uma série de produtos diagnósticos, entre eles o *Quality Assurance* (QA) que é uma bandeira de confiança que representa o conjunto de todas as bandeiras individuais de QA atribuídas após a recuperação de AOD sobre o continente ou oceano e que varia de 0 (baixa confiança) a 3 (alta confiança) (Levy *et al.*, 2010).

As bandeiras que apresentam qualidade alta indicam regiões de condições sem nuvens, e as bandeiras de baixa qualidade podem indicar, por exemplo, casos em que a recuperação do

aerossol não condiz com a realidade física, cobertura de nuvens sobre a área de observação, problemas na calibração do instrumento ou recuperações da refletância de superfície foram inadequadas para realizar a recuperação das informações do aerossol, entre outros (Levy *et al.*, 2009; Levy *et al.*, 2010). Assim, as bandeiras de QA são classificadas de acordo com a tabela 3.2.1 abaixo:

Tabela 3.2.1: Classificação dos dados através da bandeira do *Quality Assurance* (Levy *et al.*, 2010).

Ruim	Marginal	Bom	Muito bom
0	1	2	3

Kaufman *et al.* (1997) sugeriram uma estimativa do erro esperado para o produto de AOD recuperado pelo MODIS sobre o continente dado pela soma das incertezas absolutas e relativas das medidas de refletância de superfície e modelo do aerossol apresentada na equação (27). Assim, Chu *et al.* (2002) e Ichoku *et al.* (2004) fizeram uma comparação global da AOD obtida pelo MODIS com a AOD obtida pela AERONET sobre o continente mostrando que a maior parte dos dados estão dentro da incerteza esperada sugerida por Kaufman *et al.* (1997).

$$\Delta\tau_a = \pm 0,05 \pm 0,2 \cdot \tau_a \quad (27)$$

O trabalho de Levy *et al.* (2010) comparou os dados de AOD recuperados de 300 locais da AERONET com os dados recuperados do MODIS sobre o continente e mostrou que 66% ou mais dos dados recuperados estão dentro da incerteza esperada da equação (27) apresentando alta correlação ($R=0,9$). Os autores fizeram a mesma comparação considerando apenas os dados de QA=3 e perceberam que cerca de 70% dos dados se encontram dentro da incerteza esperada, mostrando que a comparação entre as informações recuperadas pelos sensores é fortemente dependente de QA.

Os produtos do MODIS são fornecidos em três níveis: o nível 1 contém as informações das radiâncias calibradas e georreferenciadas que serão utilizadas nos outros níveis, nível 2 possui os parâmetros geofísicos e o nível 3 são informações distribuídas de forma espacial e temporal no globo obtidas a partir dos dados de nível 2 (Ichoku *et al.*, 2005). Neste trabalho, foram utilizados os dados de nível 2.

3.2.3 Sensor CALIOP

O sensor CALIOP (*Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*) é um equipamento de sensoriamento remoto ativo que se encontra a bordo do satélite CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*), lançado em 28 de abril de 2006, desenvolvido pela NASA com a colaboração da CNES (Winker *et al.*, 2007).

Seu objetivo é obter informações sobre a distribuição global dos perfis verticais dos aerossóis e nuvens com a utilização de lasers. As medições ocorrem nos períodos diurno e noturno com horários de passagem em relação ao Equador às 13:30 e 01:30 (hora local) respectivamente, em geometria de observação próximo ao nadir (Winker *et al.*, 2004; Ma *et al.*, 2013). O satélite possui órbita polar em sincronia com o Sol a uma distância de 705 km da superfície permitindo a cobertura global no período de 16 dias (Winker *et al.*, 2007).

Além dos lasers, o CALIPSO carrega dois instrumentos passivos acoplados: um radiômetro de imageamento na região do infravermelho (IIR) e uma câmera de ampla visão (WFC) na região do visível. Tanto o Aqua quanto o CALIPSO fazem parte da constelação de satélites denominada A-TRAIN (*Afternoon Constellation*), possui defasagem temporal de 73 segundos entre eles e com a ordem de formação conforme mostra a figura 3.2.5.

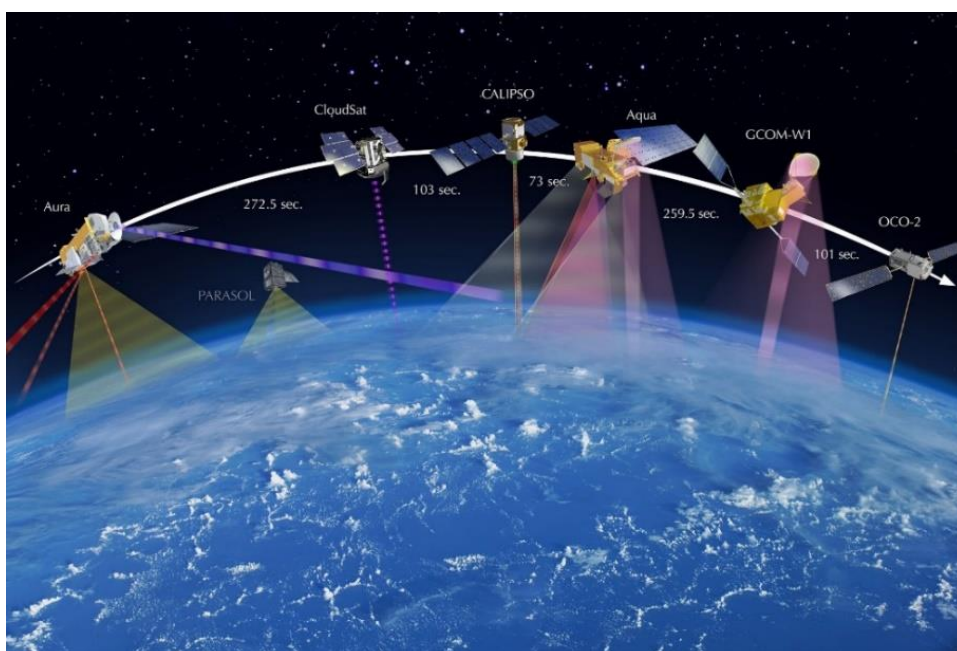


Figura 3.2.5: Constelação de satélites A-Train do programa EOS composta pelos satélites OCO-2, GCOM-W1, Aqua, CALIPSO, CloudSat, PARASOL e AURA. (Disponível em: http://atrain.nasa.gov/images/A-Train_w-Time2013_Web.jpeg. Acesso em: 20 de setembro de 2015).

Segundo Winker *et al.* (2004), o CALIOP foi construído para fornecer informações sobre perfis verticais de retroespalhamento elástico nos comprimentos de onda de 532 nm e 1064 nm com o auxílio de dois subsistemas: o transmissor e o receptor. O subsistema transmissor consiste em dois lasers de Nd:YAG (*Neodymium-Doped Yttrium Aluminium Garnet; Nd:Y₃Al₅O₁₂*) bombeados opticamente por diodo que funcionam alternadamente, produzindo pulsos nos comprimentos de onda citados com duração de 20 ns, taxa de repetição de 20,16 Hz e energia de 110 mJ. Colimadores são usados para reduzir a divergência angular do feixe gerado pelo laser quando este é enviado a Terra, de forma que o feixe incidente chega em superfície com diâmetro de 70 m (Winker *et al.*, 2006).

Os sinais retroespalhados são coletados no subsistema receptor composto por um telescópio de 1 m de diâmetro que, utilizando de um conjunto de instrumentos ópticos, direciona os feixes de 532 nm e 1064 nm para filtros que reduzem a interferência do ruído solar nos sinais coletados como mostra o diagrama esquemático da figura 3.2.6.

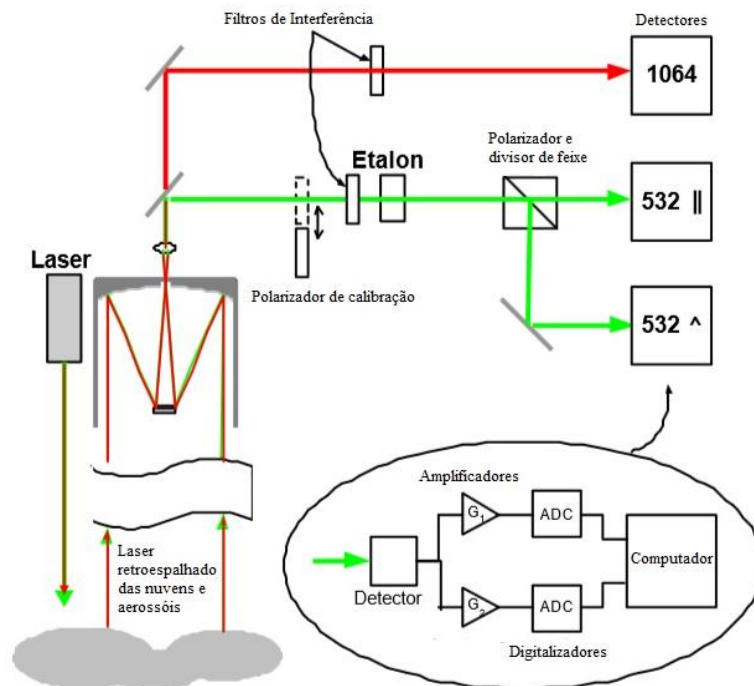


Figura 3.2.6: Diagrama de aquisição dos sinais de retroespalhamento do sensor CALIOP (Fonte: Adaptado de Winker *et al.*, 2004).

O sinal de 1064 nm é transmitido diretamente ao detector, entretanto o sinal de 532 nm é separado com polarização perpendicular e paralela seguindo para o detector. Os sinais

detectados são convertidos em sinais elétricos, digitalizados e enviados para um computador a bordo do satélite. A resolução fundamental do CALIOP é de 30 m na vertical até 8 km, a partir daí a resolução vertical passa a ser 60 m e 333 m na horizontal (Winker *et al.*, 2006)

Os produtos recuperados pelo CALIOP são fornecidos no nível 1, nível 2 e nível 3. O nível 1 utiliza parâmetros de geolocalização e constantes instrumentais de calibração para efetuar os perfis do retroespalhamento (Winker *et al.*, 2006). Os produtos finais são apresentados de três formas: perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm, que é utilizado para identificar aerossóis e nuvens na região de estudo; perfil de retroespalhamento total atenuado com polarização perpendicular em 532 nm, usado para diferenciar partículas esféricas e não esféricas; e o perfil de retroespalhamento em 1064 nm que auxilia na descrição qualitativa do tamanho das partículas.

A partir dos dados dos perfis de retroespalhamento atenuado total, as informações das propriedades ópticas do aerossol e nuvens são recuperadas a partir de algoritmos de inversão (Redemann *et al.*, 2012). Segundo Winker *et al.* (2006) o algoritmo de recuperação dos dados obtidos pelo CALIOP é composto de três módulos. Primeiramente, o algoritmo denominado Selective Iterated Boundary Locator (SIBYL) identifica as camadas de nuvens e aerossóis utilizando a razão entre o sinal de retroespalhamento total atenuado em 532 nm e o sinal de retroespalhamento molecular calculado pelo método GMAO (Global Modeling and Assimilation Office) da NASA, como mostra a equação (28).

$$R'(r) = \frac{[\beta_{\parallel}(r) + \beta_{\perp}(r)] \cdot T_{532}^2(r)}{\beta'_{m}(r)} = 1 + \left[\frac{\beta_{523,p}(r)}{\beta_{532,m}(r)} \right] \cdot T_{532}^2(r) \quad (28)$$

Em seguida o Scene Classification Algorithm (SCA) é o algoritmo que classifica as camadas de nuvens e aerossóis o que requer um valor de Razão Lidar como mostra a tabela 3.2.2. O Scene Classification Algorithm (SCA) utiliza os valores médios de retroespalhamento em 532 m em cada camada, assim como os valores de razão de cor (ou razão de retroespalhamento), que é a razão entre os coeficientes de retroespalhamento em 1064 nm e 532 nm e a altura média da camada. É utilizada uma função densidade de probabilidade multiespectral, descrita na equação (29) para nuvens e aerossol. Assim, para nuvens o CAD (Cloud Aerosol Discrimination) varia entre 0 a 100, para aerossóis varia entre 0 a - 100.

$$f(\beta'_{532}, \chi', r) = \frac{p_{nuvem}(\beta'_{532}, \chi', r) - p_{aerossol}(\beta'_{532}, \chi', r)}{p_{nuvem}(\beta'_{532}, \chi', r) + p_{aerossol}(\beta'_{532}, \chi', r)} \quad (29)$$

Após a definição de probabilidade de ser aerossol ou nuvem, são calculados os valores médios do coeficiente de retroespalhamento atenuado e integrado, e da razão de depolarização para cada camada encontrada dados pelas equações (30) e (31).

$$\gamma'_{est} = \int_{base}^{topo} [\beta_p(r) + \beta_m(r)]. T^2_\lambda \quad (30)$$

$$\delta'_v = \frac{\sum_{r_{base}}^{r_{topo}} \beta_\perp(r)}{\sum_{r_{base}}^{r_{topo}} \beta_\parallel(r)} = \frac{\sum_{r_{base}}^{r_{topo}} [\beta'_{\perp,m}(r) + \beta'_{\perp,p}(r)]}{[\beta'_{\parallel,m}(r) + \beta'_{\parallel,p}(r)]} \quad (31)$$

Esses dois valores, juntamente com a altitude de cada camada e o tipo de solo da região medida, definem o tipo de aerossol provável utilizado no algoritmo SCA mostrada na tabela abaixo.

Tabela 3.2.2: Tipos de aerossóis com suas respectivas Razão Lidar em 532 nm e 1064 nm (Omar *et al.*, 2009).

Tipos de aerossol	RL_{532nm} (sr)	RL_{1064nm} (sr)
Poeira	40	55
Continental Poluído	70	30
Poeira Poluída	65	30
Fumaça	70	40
Continental Limpo	35	30
Marinho Limpo	20	45

Segundo Omar *et al.* (2009), os modelos de aerossol que são utilizados nas recuperações do CALIOP são derivados a partir das medidas realizadas pela rede AERONET. E por fim, o algoritmo Hybrid Extinction Retrieval Algorithm (HERA) recupera os perfis de retroespalhamento das nuvens e o perfil de extinção dos aerossóis (Winker *et al.*, 2006).

Os três algoritmos (SIBYL – SCA – HERA) fornece os dados de nível 2 que estão disponíveis de três formas: os Produtos de Camada que contêm as informações das propriedades ópticas dos aerossóis e nuvens integradas na coluna vertical; os Produtos de Perfis que fornecem os perfis verticais de retroespalhamento e extinção; e o Produto de Máscara de Característica Vertical (VFM - Vertical Feature Mask) que mostra a localização e os tipos de aerossóis e de nuvens nas camadas detectadas durante a passagem do satélite. Por fim os dados de nível 3

fornece perfis médios mensais das propriedades ópticas do aerossol no globo através dos dados obtidos no nível 2 (Ma *et al.*, 2013). Neste trabalho, foram utilizados os dados de nível 1 e 2. As informações do aerossol recuperadas nos Produtos de Camada possuem resolução horizontal de 5 km enquanto que as informações recuperadas nos Produtos de Perfil têm resolução horizontal de 40 km (Redemann *et al.*, 2012). Esses produtos são arquivados e distribuídos pela Atmospheric Science Data Center (ASDC).

3.3 MÉTODOS

3.3.1 A base de dados da rede AERONET

Para estudar a variabilidade temporal do aerossol, foram utilizados os dados diários de profundidade óptica do aerossol (AOD) e de Coeficiente de Ångström da estação AERONET instalada em Campo Grande/MS (latitude: $-20^{\circ} 26' 34''$; longitude: $-54^{\circ} 38' 47''$) entre os anos de 2007 a 2012 (não há dados de qualidade 2.0 para o ano de 2006). Os dados estão disponíveis na internet em <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

Foram calculadas as médias mensais da AOD juntamente com o respectivo desvio padrão da AOD, e procurou-se relacionar os resultados da variabilidade mensal de AOD com a variabilidade mensal do total de focos de queimadas no Brasil entre os anos de 2007 a 2012, obtidos pela base de dados de queimadas do CPTEC/INPE, disponível na internet no endereço <http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/estatisticas.php>.

Nos meses em que o equipamento da AERONET registrou a maior e menor quantidade de AOD durante o período de queimadas, procurou-se fazer uma análise qualitativa da variabilidade espacial mensal da AOD obtida pelo sensor MODIS-Aqua com a variabilidade espacial mensal dos focos de queimadas com o objetivo de identificar os locais das fontes de aerossol, em nível nacional, que interferem na região de estudo.

Com os dados diários do Coeficiente de Ångström estimadas pelo fotômetro, foi realizada uma análise qualitativa do tamanho das partículas durante a estação seca com o objetivo de identificar as possíveis fontes de aerossóis presentes na região. Segundo Holben *et al.* (1998) os procedimentos de calibração e correções atmosféricas realizados para obtenção da AOD apresentam erros da ordem ou menores que 1%.

3.3.2 A base de dados do sensor MODIS

No desenvolvimento deste estudo, foi utilizado o conjunto de dados da versão 5.1 “*MODIS-Collection5, Atmos-Land nível 2*” com resolução espacial de $10 \times 10 \text{ km}^2$ (no nadir) a bordo dos satélites Terra e Aqua, disponíveis em <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>.

A estimativa da profundidade óptica do aerossol, a partir de medidas de radiâncias espectrais, requer um rigoroso método para avaliar a qualidade do dado recuperado. Assim, foi realizado um levantamento estatístico sobre a qualidade dos dados na área estudada, utilizando o parâmetro “*Quality Assurance Land*” em quadrados de $20 \times 20 \text{ km}^2$, $60 \times 60 \text{ km}^2$ e $100 \times 100 \text{ km}^2$, tendo como ponto central as coordenadas geográficas do fotômetro da AERONET em Campo Grande/MS nos meses de agosto a outubro de 2006 a 2012, período este que tem maiores quantidades de aerossol detectadas na região.

Para toda metodologia subsequente, foram apenas dados de qualidade “muito bom” (QA=3). Para analisar a variabilidade espacial do aerossol em Campo Grande/MS, foram calculados os valores médios da AOD com seus respectivos desvios padrão (DP) para diferentes áreas ($20 \times 20 \text{ km}^2$, $60 \times 60 \text{ km}^2$ e $100 \times 100 \text{ km}^2$). Essa análise tem como intuito avaliar a heterogeneidade espacial da camada de aerossol conforme o aumento de área (Vergara, 2010; Rocha e Yamasoe, 2013).

Assim, foi realizada uma comparação entre as médias com seus respectivos desvios padrão (DP) com o valor médio de AOD para a área de referência, correspondente a $20 \times 20 \text{ km}^2$. Os dados que correspondem a área de $20 \times 20 \text{ km}^2$ não foram utilizados no cálculo das médias dos raios maiores com o objetivo de evitar uma correlação artificial entre as áreas.

3.3.3 Comparação de diferentes plataformas: AERONET e MODIS

Os produtos de AOD do MODIS possuem resolução espacial de $10 \times 10 \text{ km}^2$ com passagens pela região estudada duas vezes ao dia enquanto que as medidas do fotômetro da AERONET recuperam as informações no período diurno com o ciclo de medições a cada 15 minutos. Essa configuração de medidas é incoerente para uma comparação direta entre os dois sensores devido, por exemplo, à contaminação de nuvens sobre a área de estudo, a recuperação observada pelo satélite pode não ser a mesma observada pelo fotômetro em superfície, um único

pixel obtido pelo sensor a bordo do satélite sobre a região não é representativo estatisticamente das medições em superfície (Ichoku *et al.*, 2002).

O trabalho de Ichoku *et al.* (2002) sugeriu uma metodologia para comparar as duas plataformas considerando uma área de 50 x 50 km² do MODIS centralizada no local em que se encontra o equipamento da AERONET. A média espacial da AOD do MODIS é comparada com a média temporal de AOD da AERONET no período de 1 hora em relação ao momento de passagem do satélite. Segundo os autores, a escolha da área de 50 x 50 km² se baseia na velocidade média do deslocamento da pluma de aerossol de 50 km/h que foi estimada a partir de sequências de imagens diárias obtidas por satélite, correspondendo com a medição de 1 hora da AERONET.

Neste trabalho uma metodologia semelhante foi realizada, porém foram utilizadas diferentes áreas 20x20 km², 60x60 km² e 100x100 km² com o intuito de verificar o desempenho do algoritmo de recuperação da profundidade óptica do aerossol para diferentes áreas e para determinar a melhor combinação de comparação espacial e temporal sobre Campo Grande/MS. Foram calculados valores médios e desvios padrão de AOD estimada pela AERONET em um intervalo de 30 minutos antes e depois da passagem do satélite sobre a região para todas as áreas e estes valores foram comparados com os valores médios e desvios padrão de AOD estimada pelo MODIS.

3.3.4 A base de dados do sensor CALIOP

Devido a baixa quantidade de dados da AERONET no momento de passagem do CALIPSO, não foi possível uma comparação entre essas duas plataformas. Assim, somente as passagens do CALIPSO a uma distância de até 50km em relação ao fotômetro da AERONET no período diurno foram selecionadas utilizando os dados de Nível 1. Nesta etapa, foram analisados os mapas de distribuição espacial em relação a altitude das informações de retroespalhamento atenuado total em 532nm com o intuito de verificar os dias em que houve algum sinal detectado pelo sensor e avaliar a altitude desse sinal, permitindo obter informações da interferência de aerossóis.

3.3.5 Comparação de diferentes plataformas: CALIOP e MODIS

A partir dos dados de Nível 2 do Produto de Camadas de Aerossol, foi realizado um levantamento estatístico dos modelos de aerossol recuperados pelo CALIOP durante cada dia de passagem do satélite sobre a região. Para cada dia de medidas analisadas, foram utilizados dados equivalentes a 100 km de resolução espacial horizontal, o que equivale a 20 arquivos com resolução espacial de 5 km cada.

Os arquivos selecionados do CALIOP passaram por filtragem para identificar nuvens e aerossóis mediante uma pontuação que varia numa escala -100 a 100, denominada CAD (*Cloud and Aerosol Discrimination*) score. Se CAD score estiver entre 0 a 100 existe a probabilidade de os valores recuperados representarem nuvens, então a camada é classificada como nuvem. Se CAD score estiver entre 0 a -100 existe a probabilidade de os valores recuperados representarem aerossol, então a camada é classificada como aerossol.

Assim, os arquivos escolhidos do CALIOP para comparação com MODIS-Aqua foram aqueles que estiveram entre CAD score -100 a -50. Os pixels utilizados do MODIS-Aqua são aqueles que apresentaram bandeira de QA=3 “muito bom”.

A comparação das recuperações da AOD do MODIS-Aqua com os dados de AOD recuperados pelo CALIOP tem por intuito avaliar a qualidade dos dados do CALIOP e identificar as características gerais do conjunto de dados, uma vez que os dois possuem o mesmo horário de passagem sobre a região, e, como comentado anteriormente, a passagem deste é distante do sítio da AERONET.

Foram utilizados os dados de Nível 2 do Produto de Camadas de Aerossol - “*Aerosol Layer*” - com resolução horizontal de 5 km do período diurno disponibilizados em <https://www-calipso.larc.nasa.gov/search/login.php>. Os parâmetros de análise foram os dados de profundidade óptica do aerossol e respectiva incerteza.

Como os dados do CALIOP possuem resolução horizontal de 5 km, então foi calculada uma média de dois pixels dos dados de AOD recuperados para comparar com os pixels de AOD do MODIS-Aqua, que possui resolução espacial de 10 km e com incerteza estimada conforme a equação (27). Por fim, foi realizada uma análise da variabilidade temporal da coluna vertical de AOD obtida pelo CALIOP.

3.3.6 Estudo de caso

Um estudo de caso foi realizado para um período de 3 dias (20 a 22 de setembro de 2011) para uma análise preliminar do transporte de fumaça em relação aos sistemas atmosféricos atuantes oriundos da queima de biomassa do norte do Brasil até Campo Grande, aumentando significativamente a AOD.

Para isso foram analisados mapas de distribuição espacial da profundidade óptica do aerossol sobre a região obtida pelo sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua e imagens do satélite geostacionário METEOSAT-9 - disponíveis na internet no endereço <http://satelite.cptec.inpe.br/> - para descrever os sistemas atuantes durante a passagem da pluma. Quando necessário, cartas sinóticas com dados de vento e pressão nos níveis de 1000hPa e 700hPa foram analisadas, cujos dados foram obtidos do NCEP/NCAR.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 VARIABILIDADE TEMPORAL DO AEROSSOL

A figura 4.1.1 mostra a variabilidade mensal média da profundidade óptica do aerossol (AOD) no canal de 500 nm obtida a partir do fotômetro da AERONET instalado em Campo Grande/MS para seis anos de estudo (2007-2012). De modo geral, os valores de AOD aumentam entre os meses de agosto a outubro, com maior destaque para o mês de setembro. Nos meses de novembro a julho o valor médio da AOD ficou em torno de 0,1. Observou-se maiores concentrações de aerossol no mês de setembro dos anos de 2007 e 2010 (valores médios mensais de AOD em torno 0,76 e 0,75, respectivamente), ao passo que o ano de 2009 apresentou a menor concentração média da série no mesmo mês (valor médio em torno de 0,25).

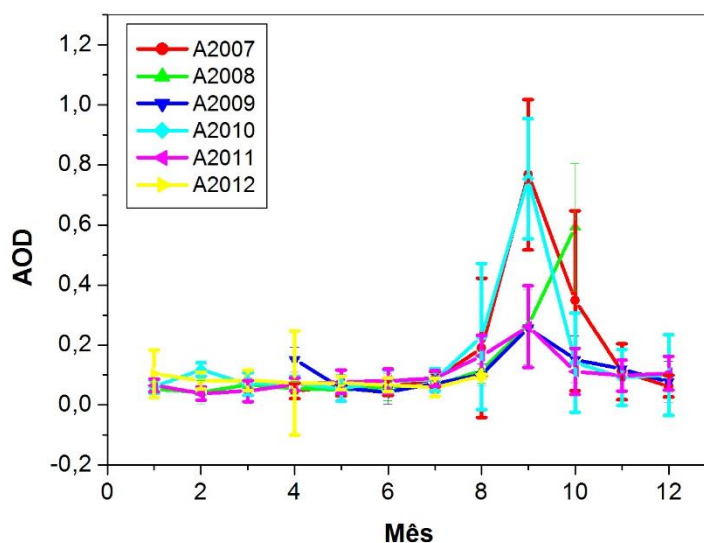


Figura 4.1.1: Médias mensais de AOD obtidas pelo fotômetro da AERONET instalado na cidade de Campo Grande/MS no canal de 500 nm entre os anos de 2007 a 2012. (Acesso em: 01 de novembro de 2015).

A variabilidade mensal do total de focos de queimadas no Brasil é mostrada na figura 4.1.2. Notou-se que os maiores números de focos ocorreram nos anos de 2007 e 2010 e o menor número de queimadas no ano de 2009 (123.211 focos em 2009; 123.249 focos em 2008). Assim,

os anos de maior ocorrência de queimadas em território brasileiro coincidiram com os de maior concentração de aerossóis na região de Campo Grande/MS, de acordo com a análise da AOD.

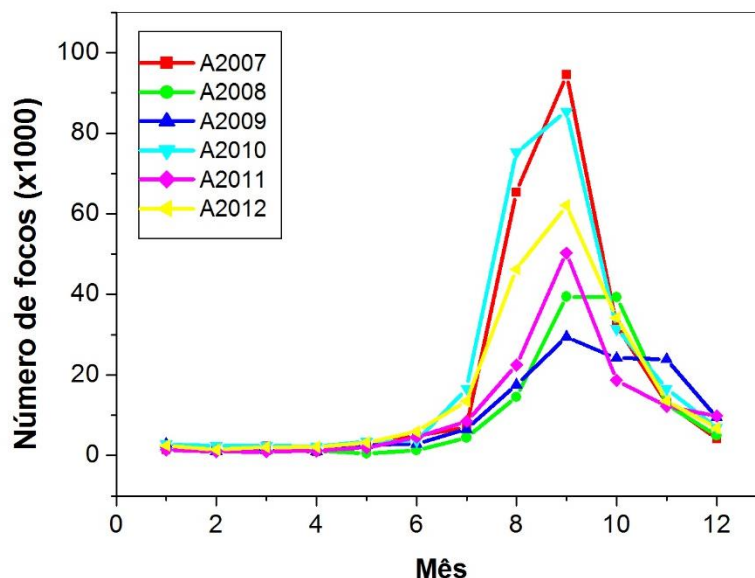


Figura 4.1.2: Variabilidade mensal do total de focos de queimada no Brasil detectados por satélite entre 2007 e 2012. (Fonte: <http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/estatisticas.php>. Acesso em: 05 de outubro de 2015).

As figuras 4.1.3 (a), (c) e (e) correspondem aos mapas de distribuição espacial média mensal dos valores de AOD do mês de setembro nos anos de 2007, 2009 e 2010 no canal de 550 nm e as figuras 4.1.3 (b), (d) e (f) indicam a distribuição espacial dos focos de queimadas para o mesmo período, ambas as informações obtidas pelo sensor MODIS a bordo do satélite Aqua. Nas figuras 4.1.3 (a-f) observou-se que mesmo que o número de focos de queimadas em uma determinada região tenha sido grande como, por exemplo, os focos detectados nos estados de Maranhão, Piauí e Tocantins, não necessariamente a quantidade de aerossol seja maior nesses locais. Nota-se que a concentração de aerossóis foi deslocada espacialmente das fontes emissoras, apresentando os maiores valores de AOD, em geral, sobre as regiões norte e centro-oeste do Brasil. Mesmo sendo observado o maior número de focos de queimada na porção leste do Brasil, não implica necessariamente em maior produção de aerossóis.

Com o auxílio das circulações atmosféricas o material particulado consegue atingir alturas entre 3 a 10 km (baixa e média troposfera) permitindo que seja transportado para outras regiões distantes dos locais de emissão (Freitas *et al.*, 2005) como é observado nas figuras 4.1.3 (a), (c) e (e).

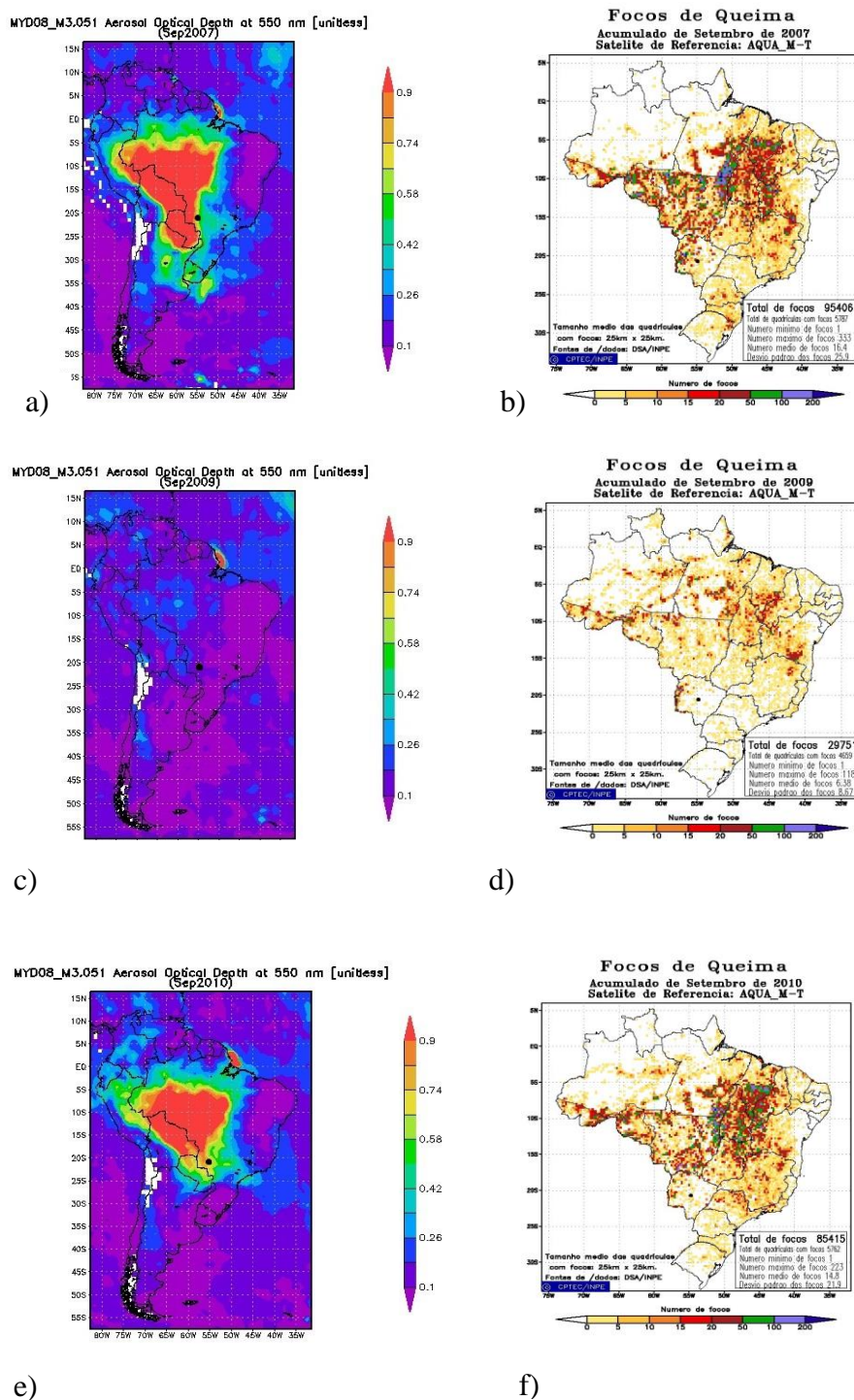


Figura 4.1.3: Comparação da variabilidade espacial média da profundidade óptica do aerossol em 550nm obtida pelo sensor MODIS-Aqua em setembro dos anos de: (a) 2007; (c) 2009; (e) 2010. Variabilidade espacial do número total de focos de queimadas detectados no mês de setembro, nos anos de: (b) 2007; (d) 2009; (e) 2010. (Fonte: http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/anima_filmes.php. Acesso em: 05 de outubro de 2015).

Nas figuras 4.1.3 (b), (d) e (f) é possível verificar que o maior número de focos de queimadas ocorreu na área denominada “Arco do Desflorestamento”. Essa região se estende de Rondônia ao Maranhão, abrangendo grande parte da Amazônia, e apresenta intensa atividade de queimadas e desmatamento durante a estação seca (Araujo *et al.*, 2007). Dessa forma, as queimadas provenientes da região do Arco do Desflorestamento aumentam nos meses entre agosto e novembro (Ichoku *et al.*, 2004) afetando a concentração de aerossóis em outras regiões. Assim, o fotômetro da AERONET instalado em Campo Grande/MS, representado por um ponto preto nas proximidades de 20°S e 55°W, detectou os aerossóis transportados dessa região e são oriundos de queimadas no período em questão. O trabalho de Paixão (2011) mostrou que o aumento da AOD no período de queimadas no Arco de Desflorestamento afeta diretamente locais que possuem o cerrado como vegetação característica (Campo Grande/MS e Cuiabá/MT).

As figuras 4.1.3 (a), (c) e (d) mostram que os valores de AOD foram menores em 2009 se comparados com os outros anos devido, principalmente, ao baixo número de focos observados em 2009. A diminuição observada foi ocasionada pela presença de sistemas frontais que atingiram o sul da região amazônica naquele ano, assim tais sistemas favoreceram as anomalias positivas de precipitação na região (SIPAM, 2009) inibindo as queimadas e, conseqüentemente, afetando os valores de AOD.

A justificativa para o aumento da AOD observado no ano de 2007 foi a presença de uma circulação anticiclônica na baixa troposfera em grande parte do território brasileiro que dificultou a formação de nuvens, causando diminuição de chuvas na maior parte do Brasil (CPTEC/INPE, 2007) e conseqüentemente favorecendo o aumento no número de focos de queimadas. No ano de 2010, mesmo na presença de sistemas frontais, houve intensificação do anticiclone no Brasil Central que inibiu a formação de chuvas (SIPAM, 2010), situação que também favoreceu o aumento de queimadas e, conseqüentemente, dos valores de AOD.

Portanto, as informações de AOD e os focos de queimadas apresentaram relação entre si sendo as queimadas da região amazônica a principal fonte emissora de aerossol no território brasileiro. A região do cerrado, onde se localiza a cidade de Campo Grande/MS, recebe a influência de massas de ar que transportam aerossóis provenientes de queimadas da região amazônica, alterando os valores de AOD detectados pelo fotômetro.

4.2 COEFICIENTE DE ÅNGSTRÖM

As figuras 4.2.1 (a-b) mostram a relação entre o Coeficiente de Ångström (440-870 nm) e a profundidade óptica do aerossol (AOD) em 500 nm para a cidade de Campo Grande/MS entre os anos de 2007 a 2012 durante a estação seca. Esse coeficiente é um indicador qualitativo do tamanho predominante das partículas, permitindo avaliar as contribuições dos aerossóis de moda fina e grossa em relação ao total, no local de estudo, além de permitir a verificação de contaminação por nuvens, por estas possuírem tamanho maior se comparadas com as partículas de aerossol (Pires *et al.*, 2006).

Durante o inverno, nota-se a presença da moda grossa presente nas medições do fotômetro, o que poderia estar relacionado com a contribuição mais significativa de poeira do solo, uma vez que o fotômetro está localizado no campus Anhanguera-UNIDERP, em uma área rural perto dos limites da cidade. A vegetação nesse local é menos densa, composta de vegetação do cerrado e gramínea com presença de sítios e chácaras nas áreas circundantes do campus. Com o solo mais seco, a turbulência gerada pelo próprio vento e o trânsito de veículos nas proximidades podem provocar ressuspensão de poeira do solo. Além disso, observa-se o impacto gradual da moda fina no mês de agosto, época em que começa o período de queimadas, conforme discutido na seção 1.3 deste trabalho.

Segundo Cavalcanti *et al.* (2009), a estação seca no Centro-Oeste encontra-se no intervalo entre maio a setembro. Particularmente em Campo Grande, as precipitações mínimas ocorrem entre os meses de junho a agosto, conforme a climatologia de precipitação mostrada na figura 3.1.4. Com a falta de chuvas nessa época do ano e baixa umidade relativa do ar há acúmulo de partículas de aerossol, com o consequente aumento da sua profundidade óptica. Nas figuras 4.2.1 (a) e (b) observa-se que quanto maiores os valores de AOD menor é a variabilidade de α , ao redor de 1,5 a 2,0, indicando o aumento gradativo de partículas da moda fina no final do inverno e atingindo valores máximos na primavera, com destaque ao mês de setembro. A redução do impacto dessas partículas ocorre em novembro, quando começa a estação chuvosa.

O mesmo comportamento foi encontrado no trabalho de Leiva (2010) que fez um estudo sobre o Coeficiente de Ångström em Campo Grande/MS no período de 2003 a 2008 utilizando dados do fotômetro da AERONET. O autor observou que a cidade foi impactada por aerossóis de moda fina (com altos valores de AOD e α) nas estações de inverno e primavera oriundos da

queima de biomassa. Esse padrão segue nos anos de 2007 a 2012 de forma que os aerossóis da moda fina são, em grande maioria, oriundos das regiões mais ao Norte e Centro-Oeste do Brasil.

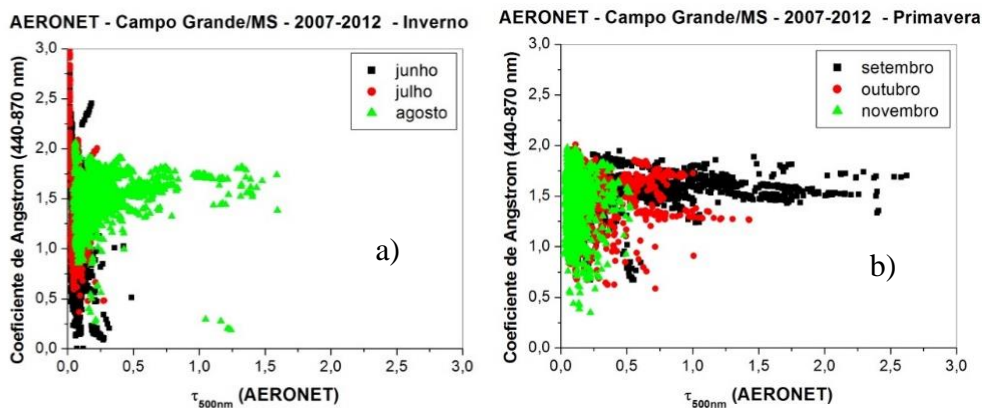


Figura 4.2.1: Relação entre o Coeficiente de Ångström (α) (calculado entre 440 e 870nm) e a profundidade óptica do aerossol em 500 nm obtidos pela base de dados da AERONET para Campo Grande/MS a partir de todas as medidas diárias. (a) Inverno. (b) Primavera.

A tabela 4.2.1 mostra os valores máximos e mínimos de AOD observados em cada estação do ano a partir das médias diárias, pode-se notar que durante a estação da primavera a região é fortemente impactada por aerossóis, em concordância com análises anteriores.

Tabela 4.2.1: Valores de máximo e mínimo de AOD em 500 nm a partir de médias diárias observados por estação do ano.

Estação	Máximo	Mínimo
Verão	0,4	0,02
Outono	0,2	0,02
Inverno	1,4	0,02
Primavera	2,1	0,04

4.3 GARANTIA DE QUALIDADE DOS DADOS MODIS

Nesta seção, é discutida a análise referente ao levantamento estatístico da qualidade das informações obtidas pelo sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua nos meses de agosto a outubro de 2006 a 2012. A figura 4.3.1 (a-c) ilustra o resultado para diferentes áreas de cobertura.

Os dados de qualidade “muito bom” representam a maioria e indicam casos livres da interferência de nuvens e recuperação total de informações referentes ao aerossol. Note-se que os dados de qualidade inferior, de uma forma geral, tenderam a diminuir conforme o tamanho da área de cobertura, principalmente nos dados recuperados pela manhã do Terra/MODIS.

A classificação do produto em níveis inferiores de qualidade pode ser devida à existência de pixels contaminados por nuvens em grande parte da área de análise, à falta de validade física, problemas nas informações de entrada para a realização da recuperação dos dados de aerossol, entre outras fontes de erros. Os dados de qualidade inferior a QA=3 não serão utilizados no decorrer das próximas análises.

Para uma análise do ciclo diurno, observou-se que a porcentagem dos dados de qualidade “muito bom” (QA=3) do Terra/MODIS é de 15 a 20% maior em comparação com a porcentagem dos dados do Aqua/MODIS. A hipótese mais geral que explicaria a redução dos dados de QA=3 e aumento dos dados de QA=0 no período da tarde é o aumento da instabilidade atmosférica com conseqüente aumento de nebulosidade neste período.

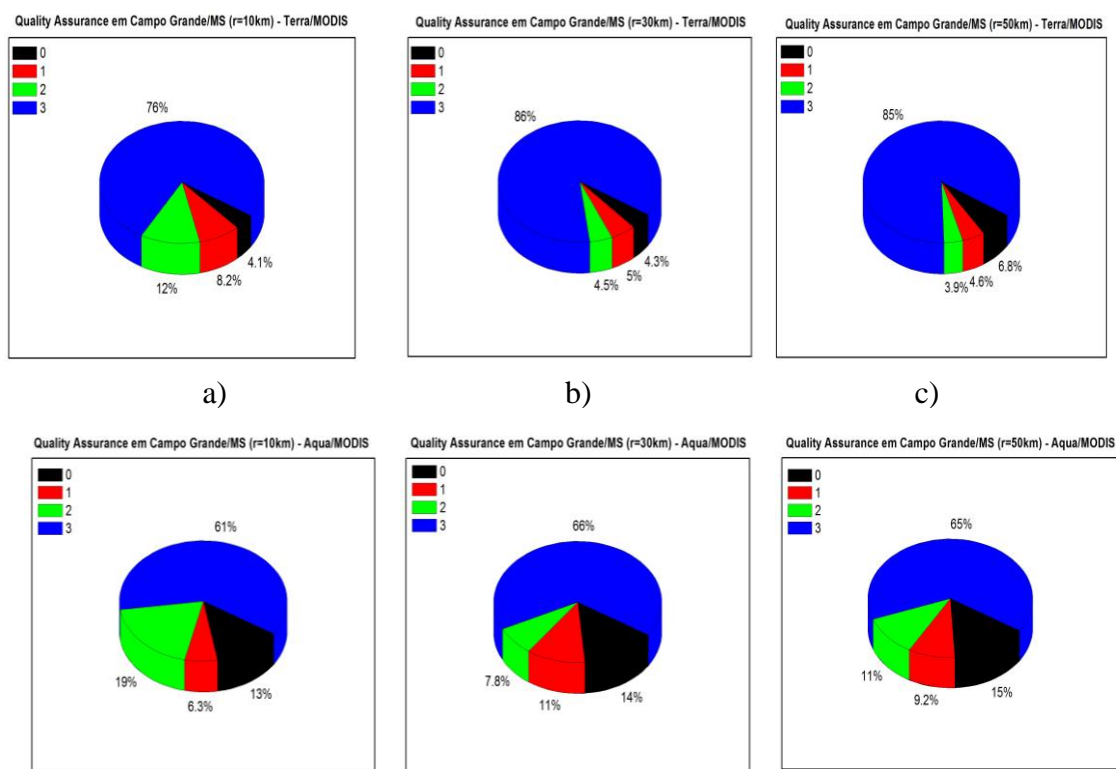


Figura 4.3.1: Distribuição estatística da qualidade dos dados de AOD do MODIS na região de Campo Grande/MS a partir das passagens do satélite Terra (superior) e Aqua (inferior) no período de agosto a outubro entre os anos de 2006 a 2012 para as seguintes áreas: (a) Resolução 20x20 km². (b) Resolução 60x60 km². (c) Resolução 100x100 km².

4.4 VARIABILIDADE ESPACIAL DO AEROSSOL

Para o estudo da variabilidade espacial do aerossol sobre Campo Grande, as médias de AOD da área menor foram comparadas com as médias de AOD das áreas maiores, com a finalidade de avaliar a heterogeneidade espacial da camada de aerossol. Nas figuras 4.4.1 (a-d), são apresentados os gráficos entre a AOD estimada em área maior (60x60 km² ou 100x100 km²) e a AOD estimada na área de 20x20 km², com seus respectivos desvios padrão, representados pelas barras verticais e horizontais, respectivamente. A linha vermelha representa o resultado do ajuste linear obtido pelo método dos mínimos quadrados e as linhas tracejadas em azul correspondem às incertezas estimadas do produto do aerossol do MODIS sobre continentes e a linha azul central cheia é uma referência para caso a AOD média se manter constante conforme o aumento de área.

As figuras 4.4.1 (a-d) mostram que as comparações espaciais dos dados do Terra/MODIS apresentaram melhores correlações se comparadas com as dos dados do Aqua/MODIS. Não há diferença estatística entres os dados recuperados pelo MODIS-Terra e MODIS-Aqua, no nível de significância de 95% conforme mostrou a Análise de Variância mostrada na tabela A.1 do Apêndice A. Os resultados das correlações mostraram que a maior parte das médias calculadas para áreas maiores apresentam o mesmo valor para as áreas menores para ambos os sensores, mostrando que mesmo num período de forte impacto de aerossóis, a região de Campo Grande apresenta homogeneidade espacial dos dados.

Foi observado nas figuras 4.4.1 (a-d) que, em geral, a região apresentou baixos valores médios de AOD distribuídos de forma homogênea numa área de até 100x100 km². Em princípio, a direção predominante dos ventos sobre o continente, de leste, transporta a pluma de fumaça para localidades mais a oeste, porém a barreira, provocada pelos Andes, desloca a pluma para o sul.

O corredor principal de transporte de fumaça em direção ao sul, onde os maiores valores de profundidade óptica do aerossol são observados, ocorre a oeste (numa distância superior a 50km) da localização do fotômetro, mais precisamente na região do Pantanal Sul-mato-grossense. Por estar localizada na borda do corredor principal de transporte de fumaça para o sul, a atmosfera de Campo Grande se encontra com baixos valores de profundidade óptica para a maioria do conjunto de dados do período de análise, como mostra a figura 4.4.2 (a-b).

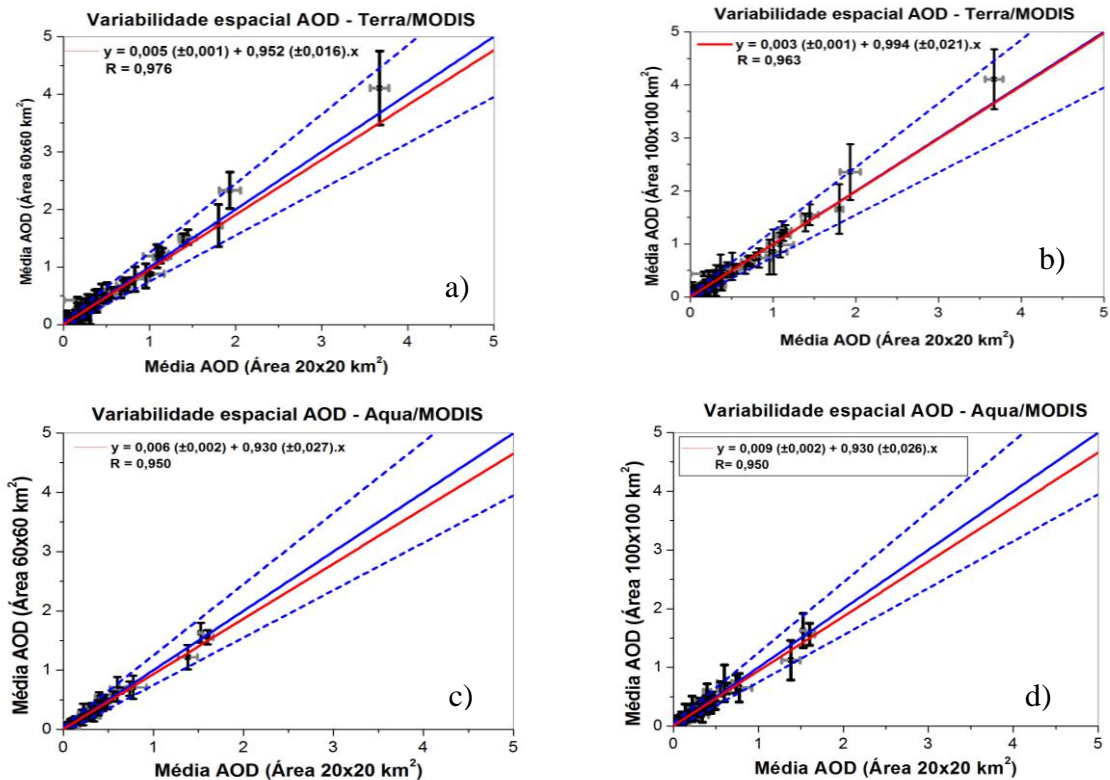


Figura 4.4.1: Relação entre a AOD média de referência de área de 20x20 km² para diferentes áreas no período de agosto a outubro entre 2006 a 2012 em Campo Grande/MS. (a) Área de 60x60 km² a partir de dados do satélite Terra. (b) Área de 100x100 km² a partir de dados do satélite Terra. (c) Área de 60x60 km² a partir de dados do satélite Aqua. (d) Área de 100x100 km² a partir de dados do satélite Aqua.

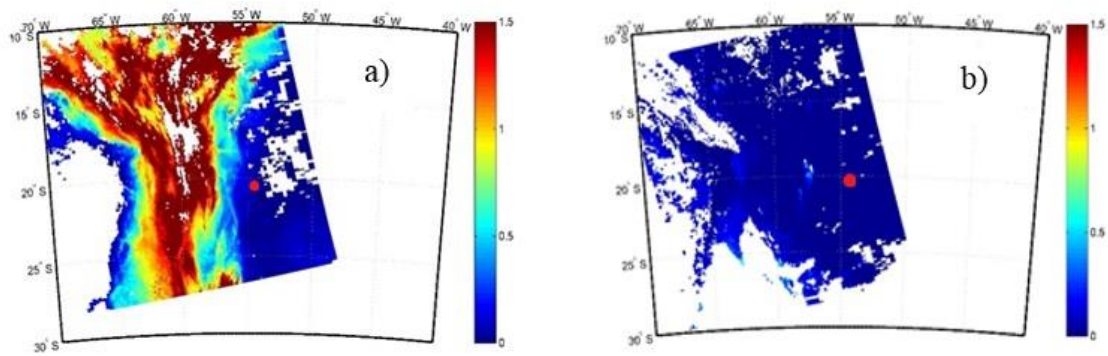


Figura 4.4.2: (a) Exemplo de uma configuração de distribuição espacial da AOD estimada pelo sensor MODIS-Aqua no dia 23 de agosto de 2010 em que a pluma de aerossóis encontra-se na porção oeste da região de estudo. (b) Exemplo de uma configuração de distribuição espacial da AOD estimada pelo sensor MODIS-Aqua no dia 03 de agosto de 2012 em que a atmosfera da região de estudo encontrou-se limpa do impacto de aerossóis. A localização geográfica de Campo Grande/MS é indicada por um ponto vermelho nas proximidades de 20°S e 55°W.

4.5 COMPARAÇÃO DOS DADOS DE AOD: AERONET E MODIS

As figuras 4.5.1 (a-c) mostram a comparação da AOD obtida a partir dos sensores MODIS-Terra e MODIS-Aqua em relação à AOD obtida a partir das medidas do fotômetro da AERONET para diferentes áreas de cobertura (20x20 km²; 60x60 km²; 100x100 km²) sobre Campo Grande.

Para a comparação dos dados de AOD estimada pelos sensores, os coeficientes angulares, lineares e os de correlação das regressões lineares serviram de parâmetros estatísticos que permitiram analisar o desempenho do algoritmo do MODIS sobre a região. Em geral, as comparações mostraram alta correlação com valores acima de 0,9 nas três diferentes resoluções espaciais e nos dois turnos de passagem do satélite indicando boa concordância. Entretanto, as comparações do Terra/MODIS e AERONET mostraram melhores correlações se comparadas com as obtidas do Aqua/MODIS, resultado que pode estar associado à quantidade de dados “muito bom” ser maior no período da manhã ou diferenças de calibração instrumental. Pode-se observar que, com o aumento da área de cobertura, as correlações diminuíram de forma não significativa (diminuição de até 2%) a um nível de 95% de confiança, conforme mostrou a Análise de Variância mostrada na tabela A.2 do Apêndice A - indicando a homogeneidade espacial dos dados da AOD recuperada pelo MODIS, em concordância com a análise da variabilidade espacial.

Em Campo Grande, o algoritmo do MODIS subestima a AOD para atmosferas limpas, isto é, com baixos valores de AOD, e superestima para altos valores de AOD quando comparados com os dados obtidos pela AERONET para ambos os períodos (manhã e tarde), segundo os coeficientes angulares e lineares das retas de regressão. Segundo Zhao *et al.* (2002), os coeficientes angulares diferentes de 1 (um) indicam que as propriedades ópticas e microfísicas do aerossol utilizadas no algoritmo podem ser diferentes das propriedades dos aerossóis presentes na atmosfera real e que os coeficientes lineares que apresentam um valor diferente de zero podem estar associados a erros de calibração do sensor ou correções inadequadas para a refletância de superfície.

Nas comparações das figuras 4.5.1 (a-c) notou-se, em geral, baixa carga de aerossóis, estando a maioria dos dados de AOD abaixo de aproximadamente 0,4. Os coeficientes lineares das retas de regressão apontaram valores abaixo de zero mostrando que os dados do MODIS subestimam os dados da AERONET para baixos valores de AOD.

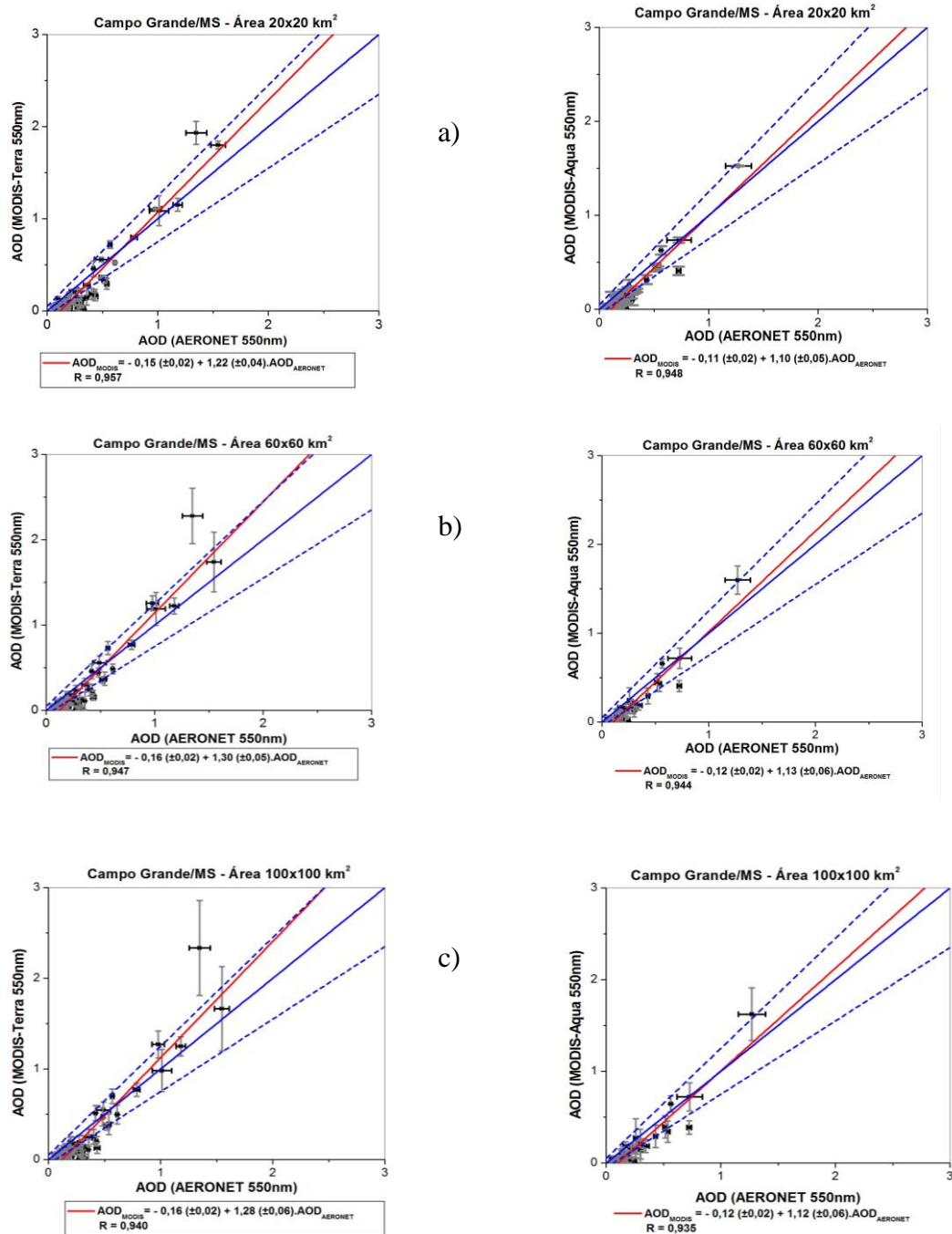


Figura 4.5.1: Comparação de AOD obtida a partir do Terra/MODIS e Aqua/MODIS no canal de 550 nm em relação a AOD obtida a partir das medidas do fotômetro da AERONET no canal de 550 nm interpolada a partir da equação (16) em Campo Grande/MS. (a) AOD na resolução 20 x 20 km². (b) AOD na resolução 60 x 60 km². (c) AOD na resolução 100 x 100 km².

De acordo com a figura 3.2.4, que mostra os modelos ópticos de moda fina utilizados pelo algoritmo do MODIS discutida na seção 3.2.2, nos meses de agosto, setembro e outubro o algoritmo considera o modelo absorvedor ($\omega_0 \sim 0,85$) para as recuperações de AOD em Campo Grande no comprimento de onda de 0,67 μm . Analisando de uma forma preliminar as informações de albedo simples (SSA) obtida por meio da base de dados da AERONET, o valor encontrado de SSA tem maior frequência relativa em torno de 0,90 (modelo moderadamente absorvedor) durante o período mencionado, nos comprimentos de onda de 440 nm, 670 nm e 870 nm, como mostra os histogramas de frequência de SSA da figura 4.5.2.

Assim, a diferença do valor de SSA medido em superfície e do valor utilizado no algoritmo para a escolha do modelo de aerossol sobre o sítio experimental pode explicar parcialmente os coeficientes angulares diferentes de 1 (um) indicando, portanto, que o modelo de recuperação do aerossol utilizado pelo MODIS não é apropriado para a região.

Mesmo com as suposições inadequadas, tanto para o modelo de aerossol quanto para a refletância de superfície, a grande maioria das medidas estão dentro da incerteza esperada para os dois períodos (manhã e tarde), particularmente devido à baixa carga de aerossóis sobre a região.

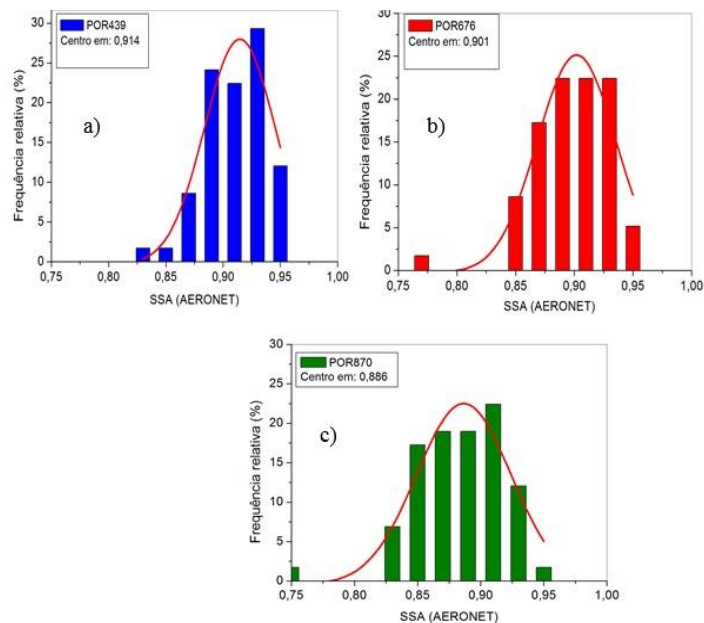


Figura 4.5.2: Histogramas de frequência das médias diárias de albedo simples (SSA) obtidas pelo fotômetro da AERONET entre os meses de agosto a outubro de 2007 a 2012 em diferentes comprimentos de onda. (a) 440 nm. (b) 670 nm. (c) 870 nm.

4.6 ANÁLISE DO PERFIL VERTICAL DA AOD

Baseado na homogeneidade dos dados das análises anteriores para uma área de até 100x100 km² foi realizada uma análise da profundidade óptica do aerossol recuperada pelo sensor CALIOP a bordo do satélite CALIPSO. Inicialmente foram obtidos os dias em que houve passagem do CALIPSO sobre Campo Grande em um raio de até 50 km em relação ao fotômetro da AERONET utilizando os dados de nível 1. Foram identificadas 38 passagens com as distâncias variando entre 12 a 27 km, com todas as passagens a leste em relação ao fotômetro, como mostra o exemplo da figura 4.6.1 do dia 19/09/2011. Os dias de passagem com suas respectivas distâncias estão listados na tabela B.1 do Apêndice B.



Figura 4.6.1: Exemplo da trajetória do satélite CALIPSO nas proximidades de Campo Grande/MS.

As imagens dos mapas de distribuição espacial de retroespalhamento atenuado total em 532 nm para os dias selecionados são mostrados nas figuras 4.6.3 a 4.6.8, sendo a linha vermelha nas imagens representa a máxima aproximação do CALIOP com relação ao fotômetro da AERONET. Em geral a camada de aerossol é detectada a uma altitude que varia de 1 a 3 km e a camada de nuvem varia entre 3 a 6 km, sendo o produto de nível 1 um bom indicador para verificação inicial de nuvem e aerossol sobre a região de estudo. Considerando apenas as imagens que contêm informações de aerossol, de um total de 38 dias, 24 dias foram selecionados para a comparação de AOD (CALIOP e MODIS-Aqua), entretanto 2 dias não

cumpriram os requisitos de CAD score entre -50 a -100. A comparação é mostrada na figura 4.6.2.

Apesar da baixíssima correlação entre os dados recuperados pelos sensores, a figura 4.6.2 mostra a baixa carga de aerossóis mesmo no período de alto impacto das queimadas sobre a região, uma vez que a maior parte dos dados em ambos os sensores estão abaixo de 0,25.

Para o caso particular da região de Campo Grande, não foi possível observar as diferenças das recuperações da AOD dos sensores CALIOP e MODIS-Aqua devido à baixa amostra estatística ocasionada pela quantidade de dias de passagem do CALIPSO sobre a região em até 50 km de distância, algumas das recuperações dos dados do CALIOP apresentaram baixo grau de confiabilidade e os pixels do MODIS-Aqua estarem contaminados por nuvens, tendo um dia (13/09/2008) que não houve informação de AOD durante a passagem do MODIS-Aqua, como mostra os mapas de distribuição espacial do MODIS nas figuras 4.6.3 a 4.6.8. Para realizar uma comparação entre MODIS-CALIOP, seja preciso utilizar uma metodologia diferente que permita ter um maior número de dados de análises, mantendo um critério rigoroso de seleção. O ponto vermelho nas imagens do MODIS-Aqua localizado nas proximidades 20,4°S e 54,5°W é a localização geográfica do fotômetro da AERONET em Campo Grande/MS e a linha vermelha corresponde a trajetória realizada pelo CALIPSO em até 50 km de distância do fotômetro.

Em relação aos modelos determinados pela Razão Lidar encontrados durante a passagem do satélite CALIPSO na região, as informações de AOD recuperadas pelo CALIOP mostraram que Campo Grande é impactada por aerossóis de poeira poluída, fumaça, poeira e continental limpo, como mostra a figura 4.6.9, e com valores maiores de AOD no mês de setembro, como mostra a figura 4.6.10.

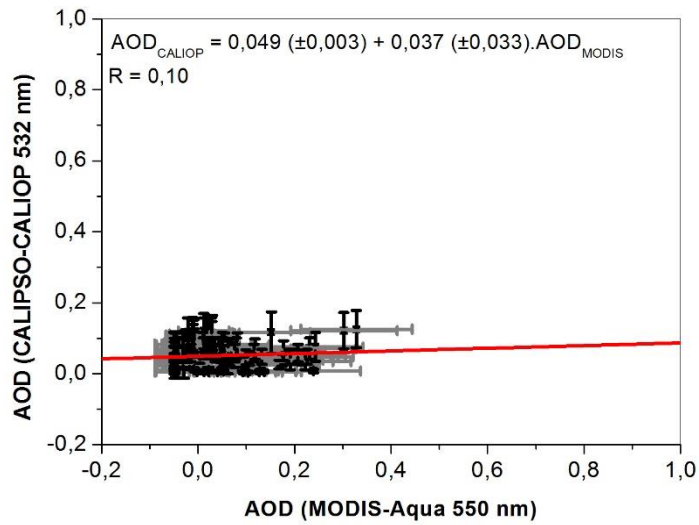
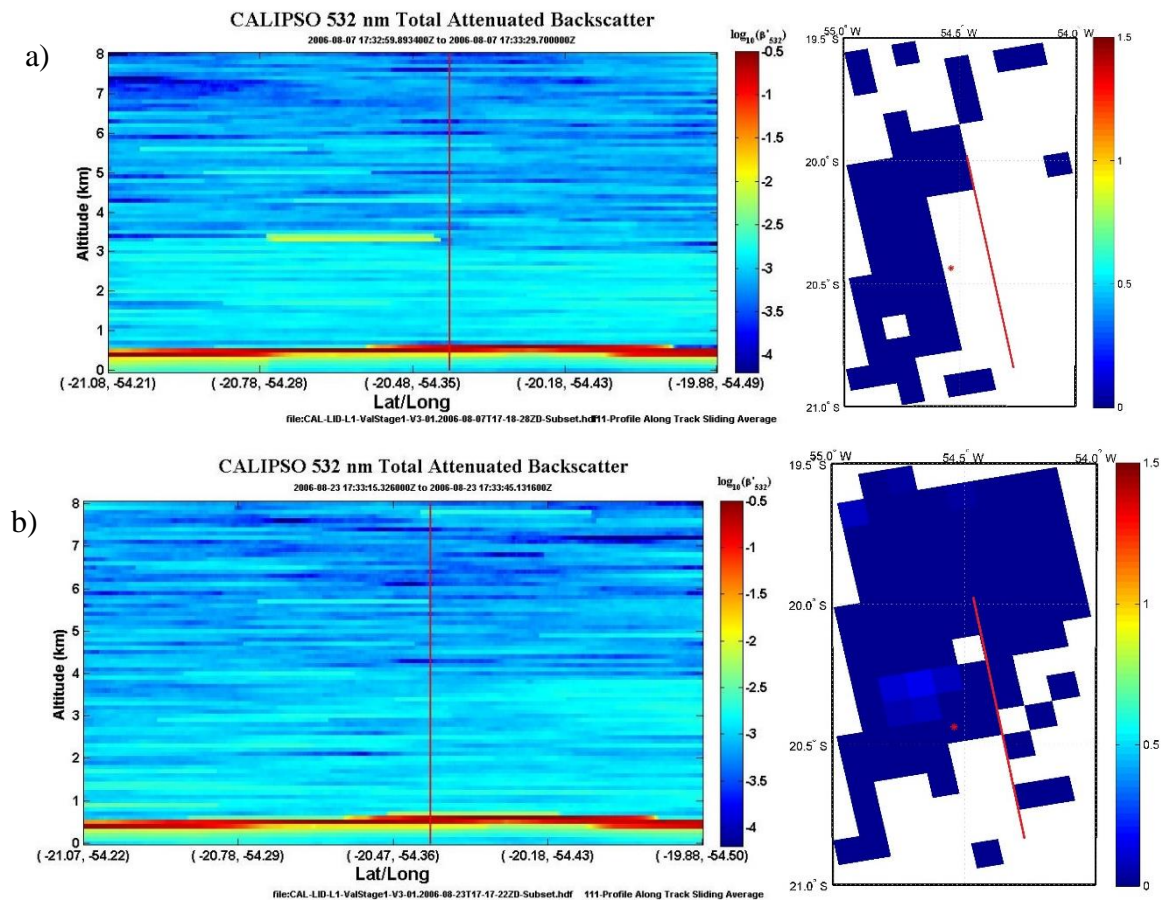


Figura 4.6.2: Comparação de AOD obtida a partir do sensor CALIOP/CALIPSO no canal de 532 nm em relação a AOD obtida pelo Aqua/MODIS no canal de 550 nm para a região de Campo Grande/MS



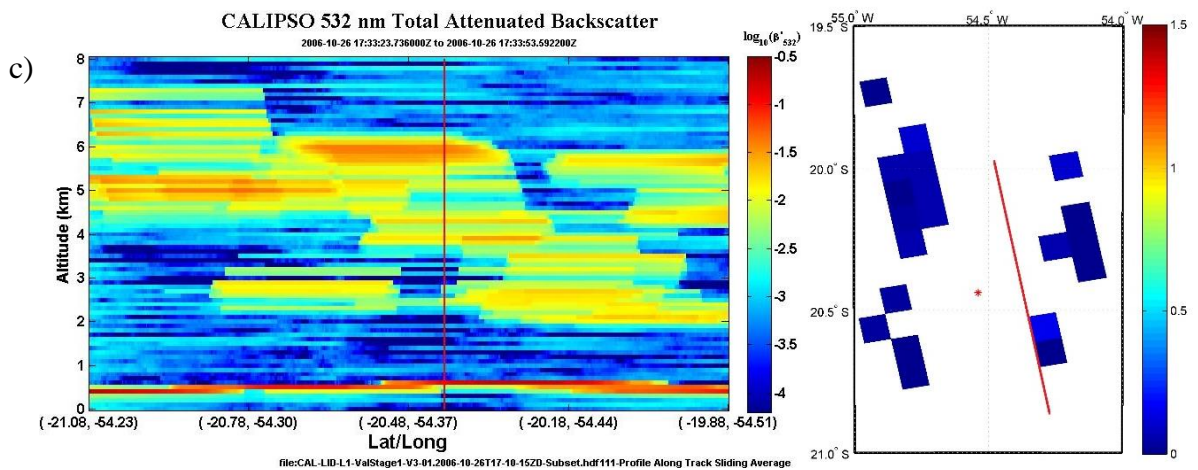
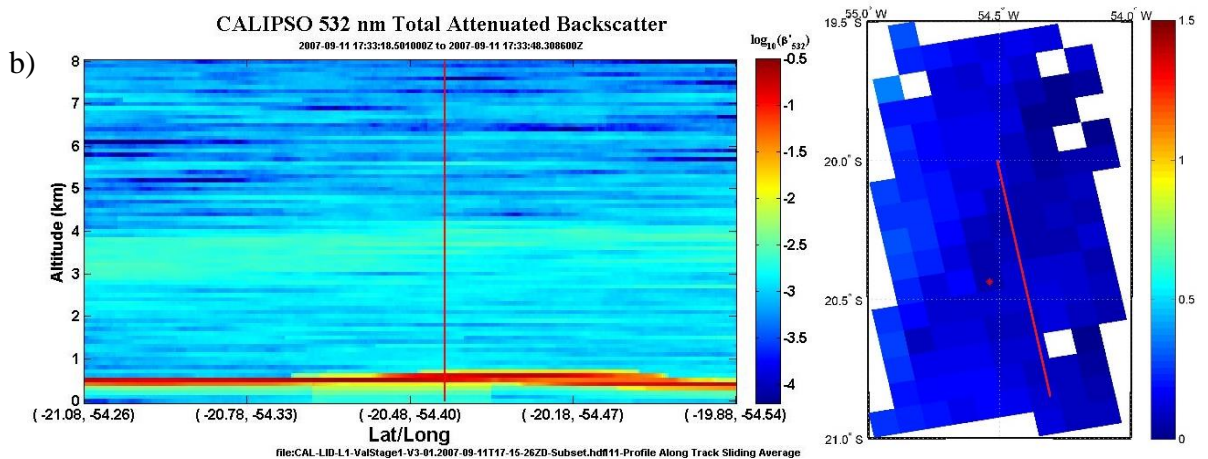
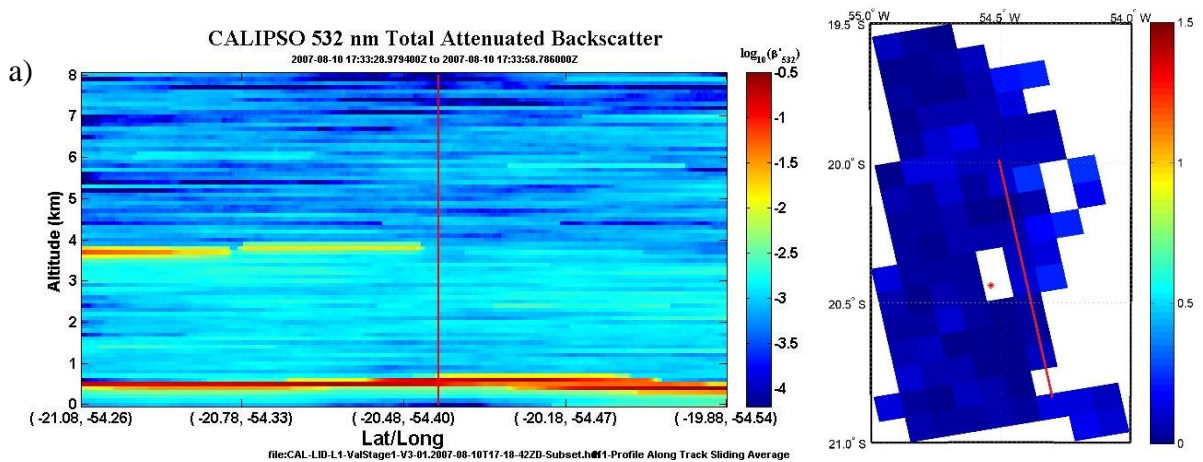


Figura 4.6.3: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 07/08/2006; (b) 23/08/2006; (c) 26/10/2006.



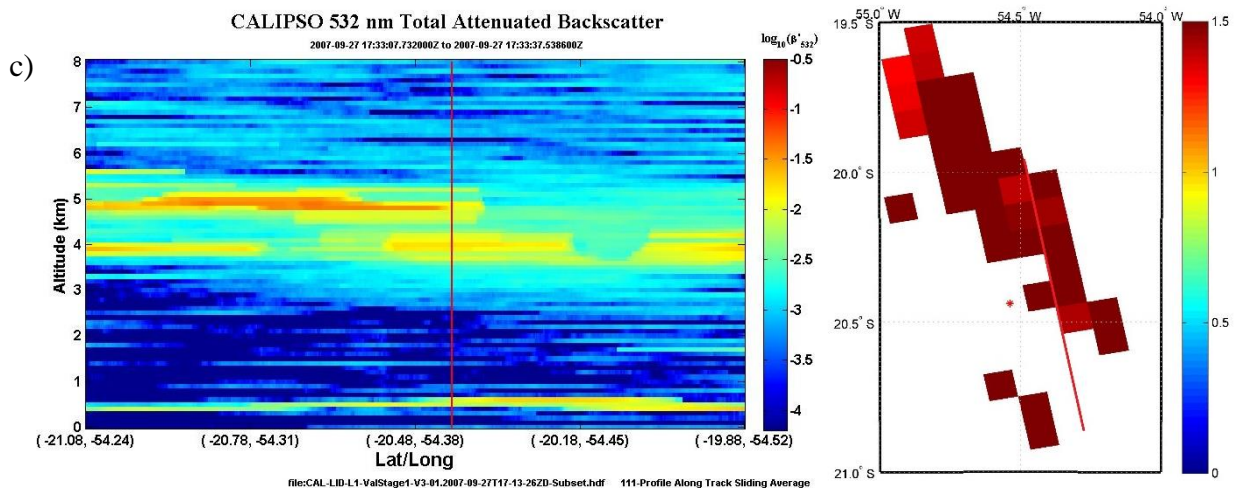
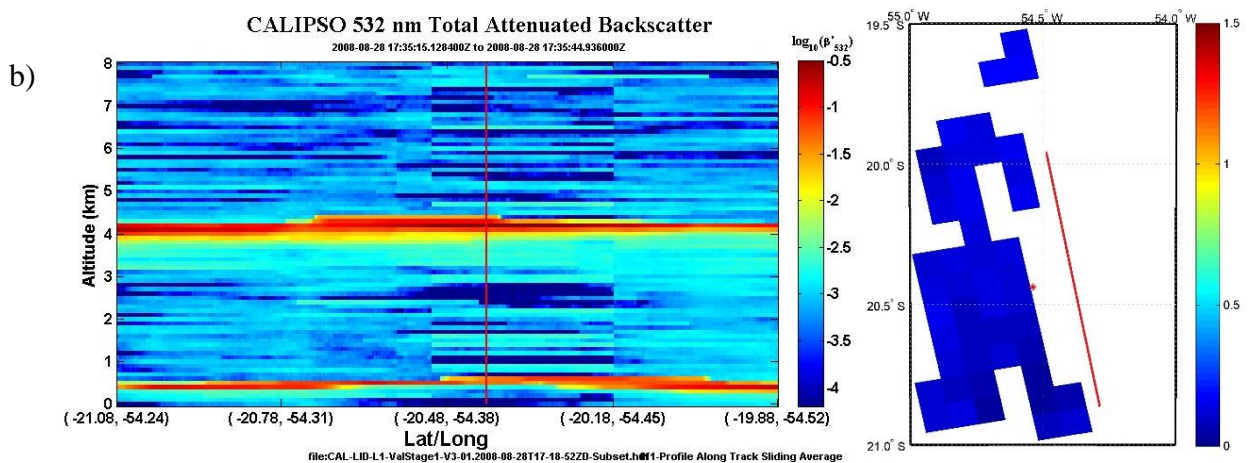
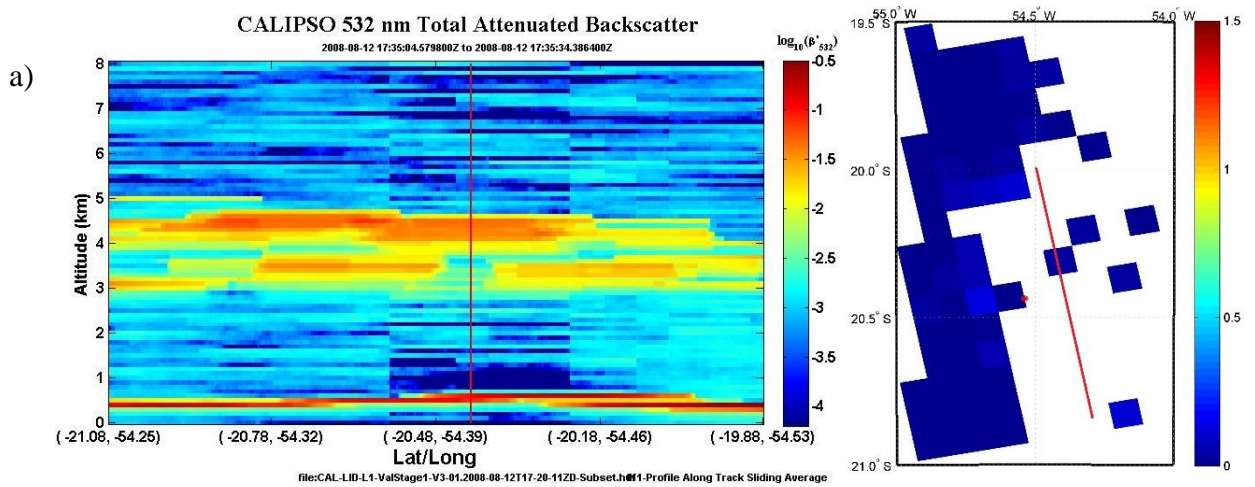


Figura 4.6.4: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 10/08/2007; (b) 11/09/2007; (c) 27/09/2007.



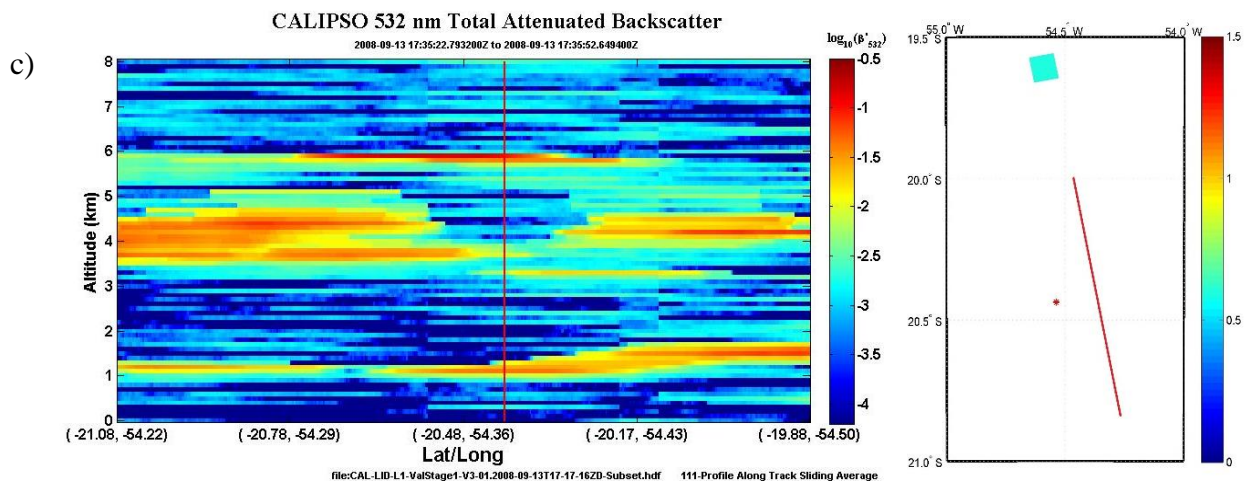
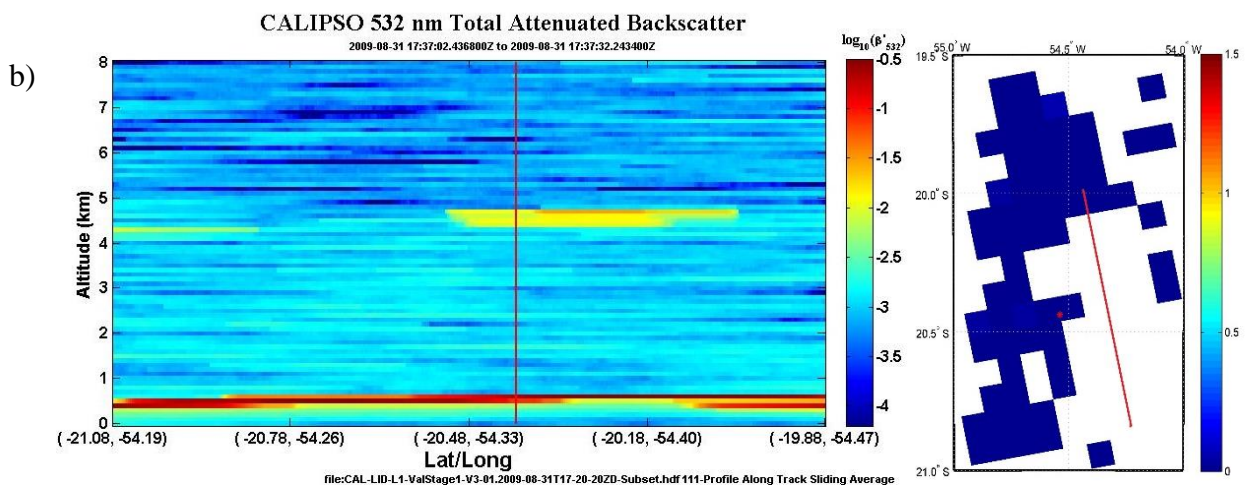
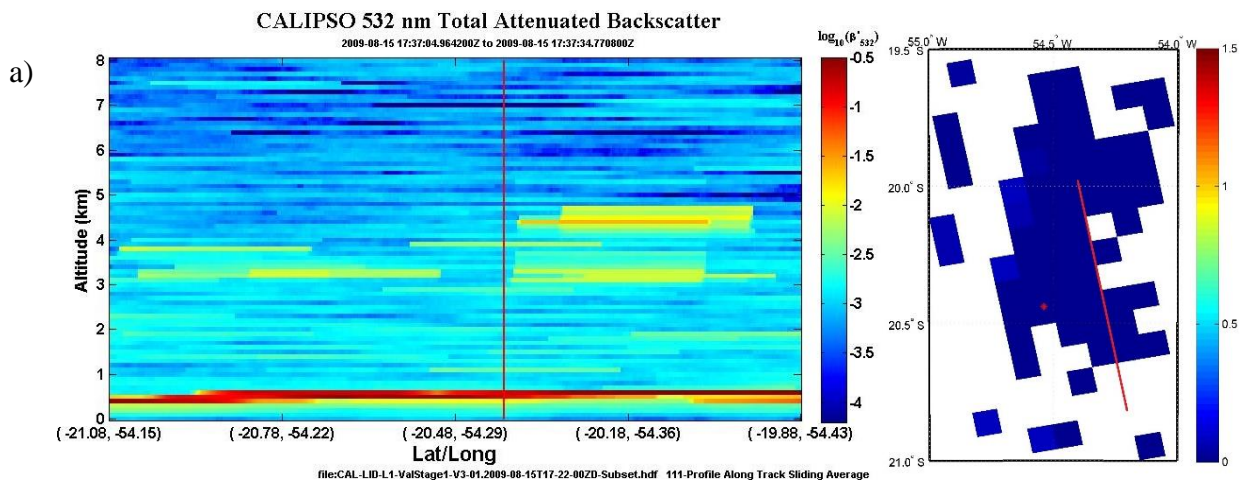


Figura 4.6.5: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 12/08/2008; (b) 28/08/2008; (c) 13/09/2008.



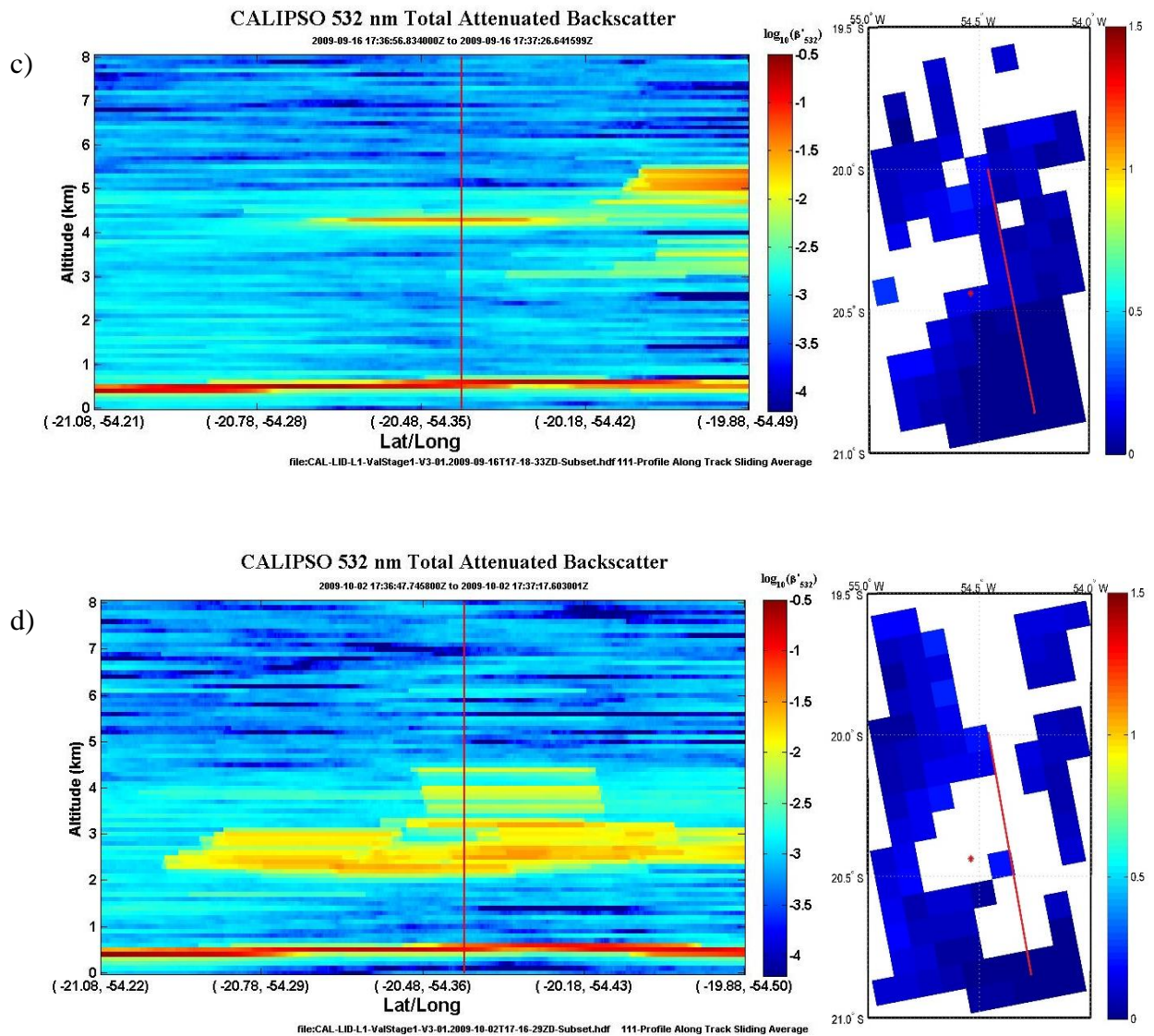
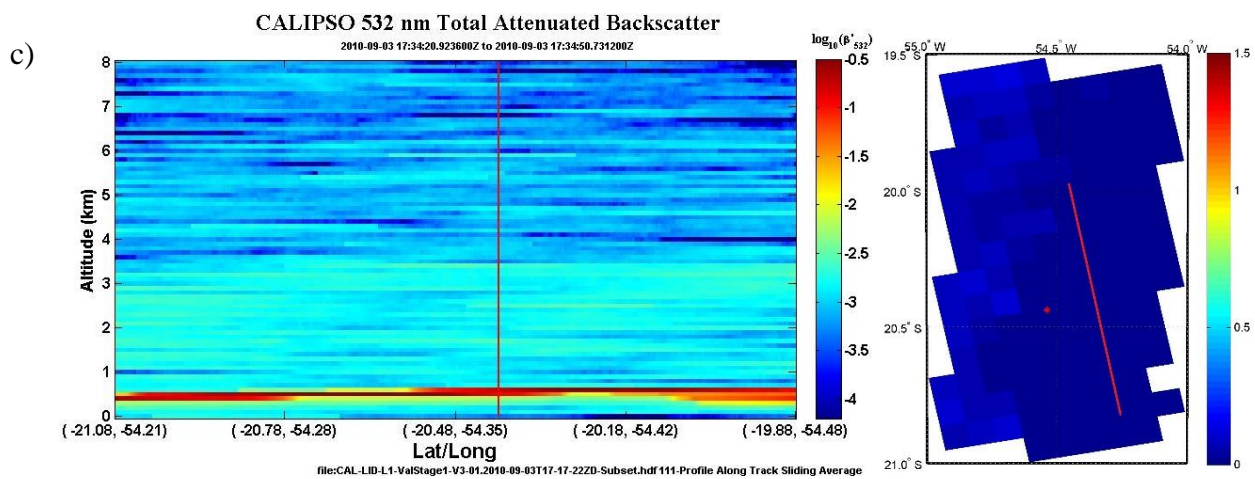
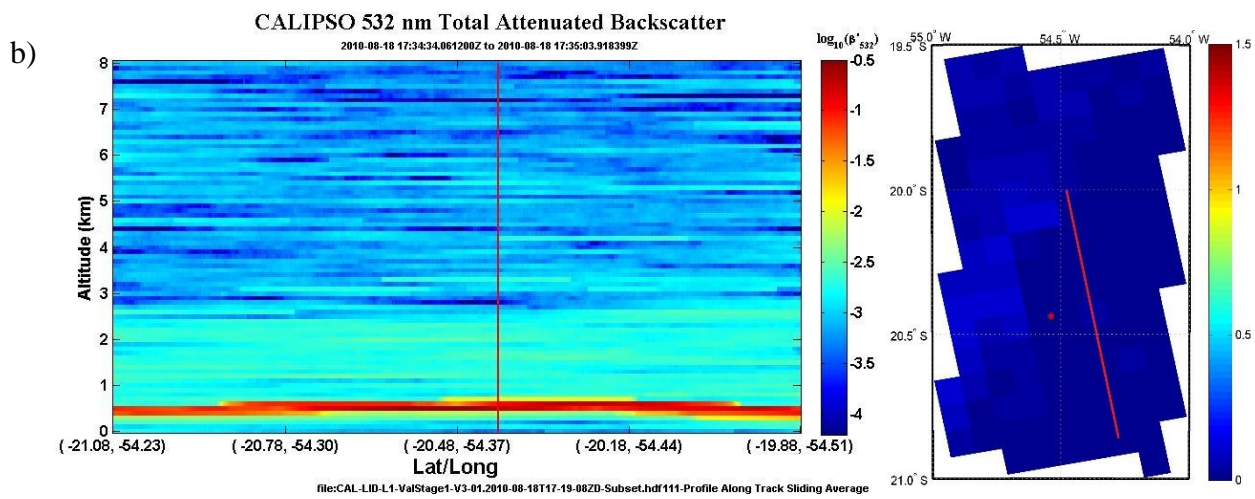
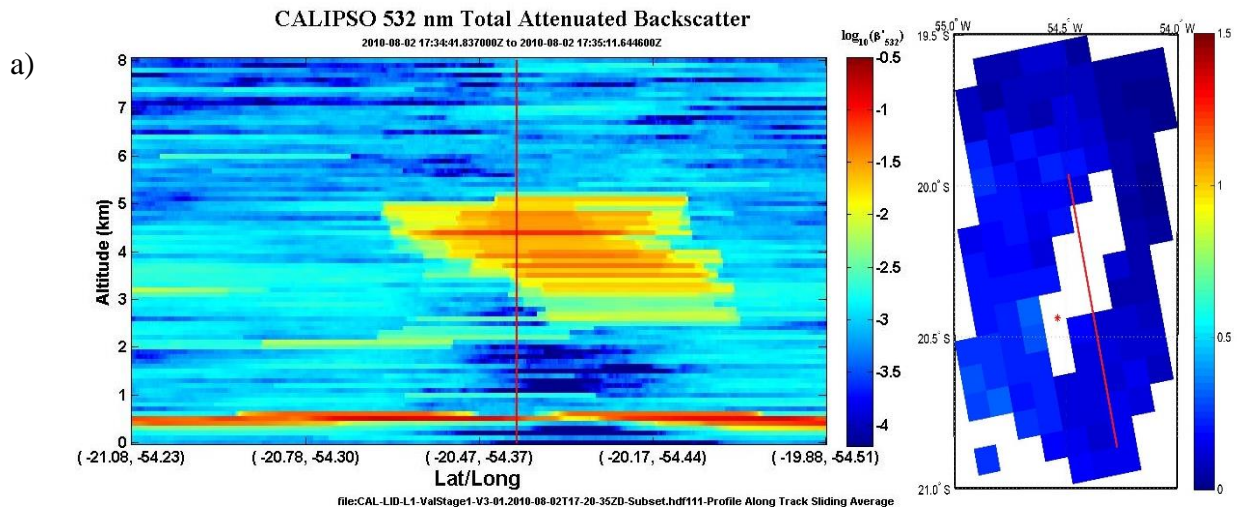


Figura 4.6.6: Perfil de retrospalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 15/08/2009; (b) 31/08/2009; (c) 16/09/2009; (d) 02/10/2009.



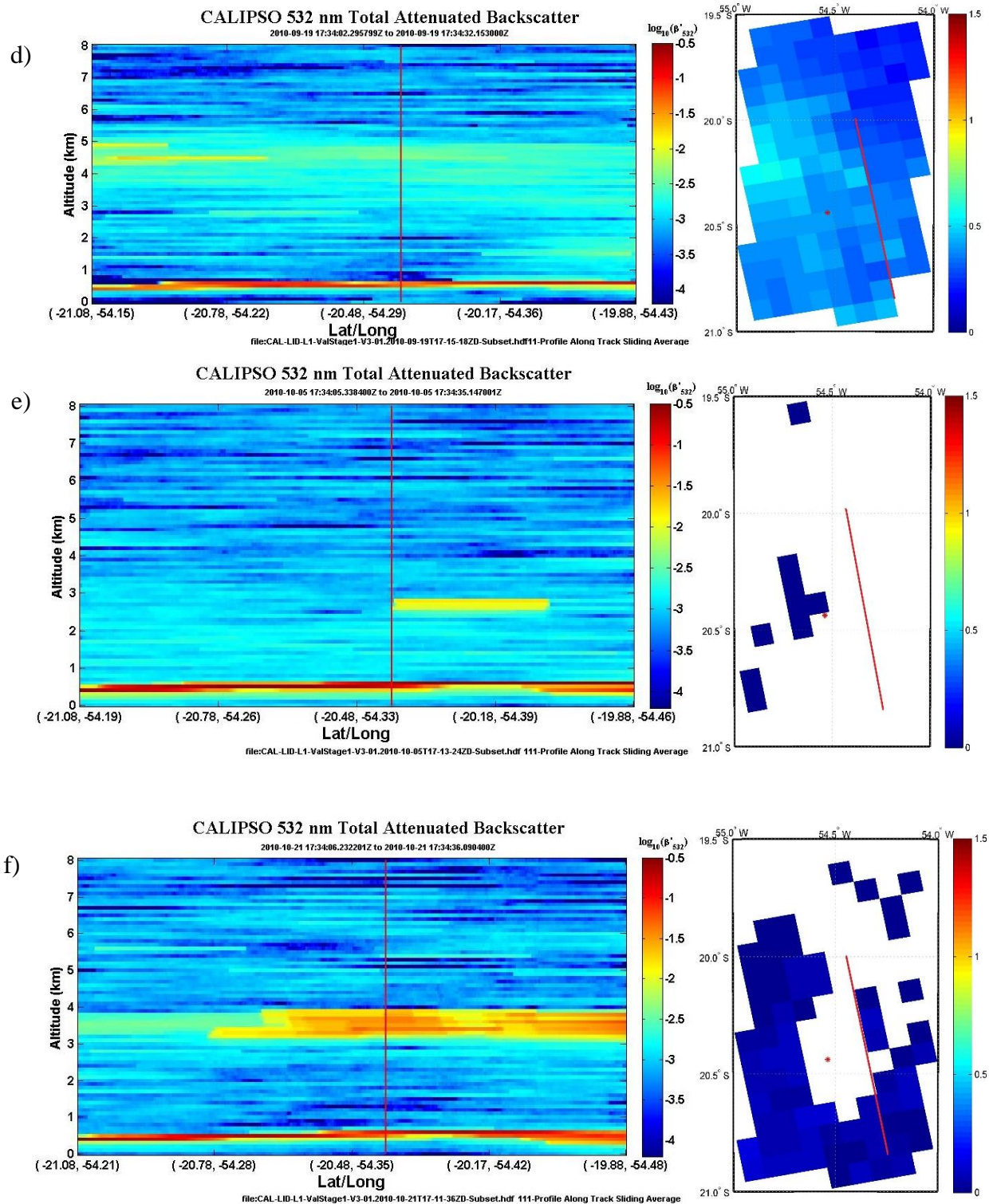


Figura 4.6.7: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 02/08/2010; (b) 18/08/2010; (c) 03/09/2010; (d) 19/09/2010; (e) 05/10/2010; (f) 21/10/2010.

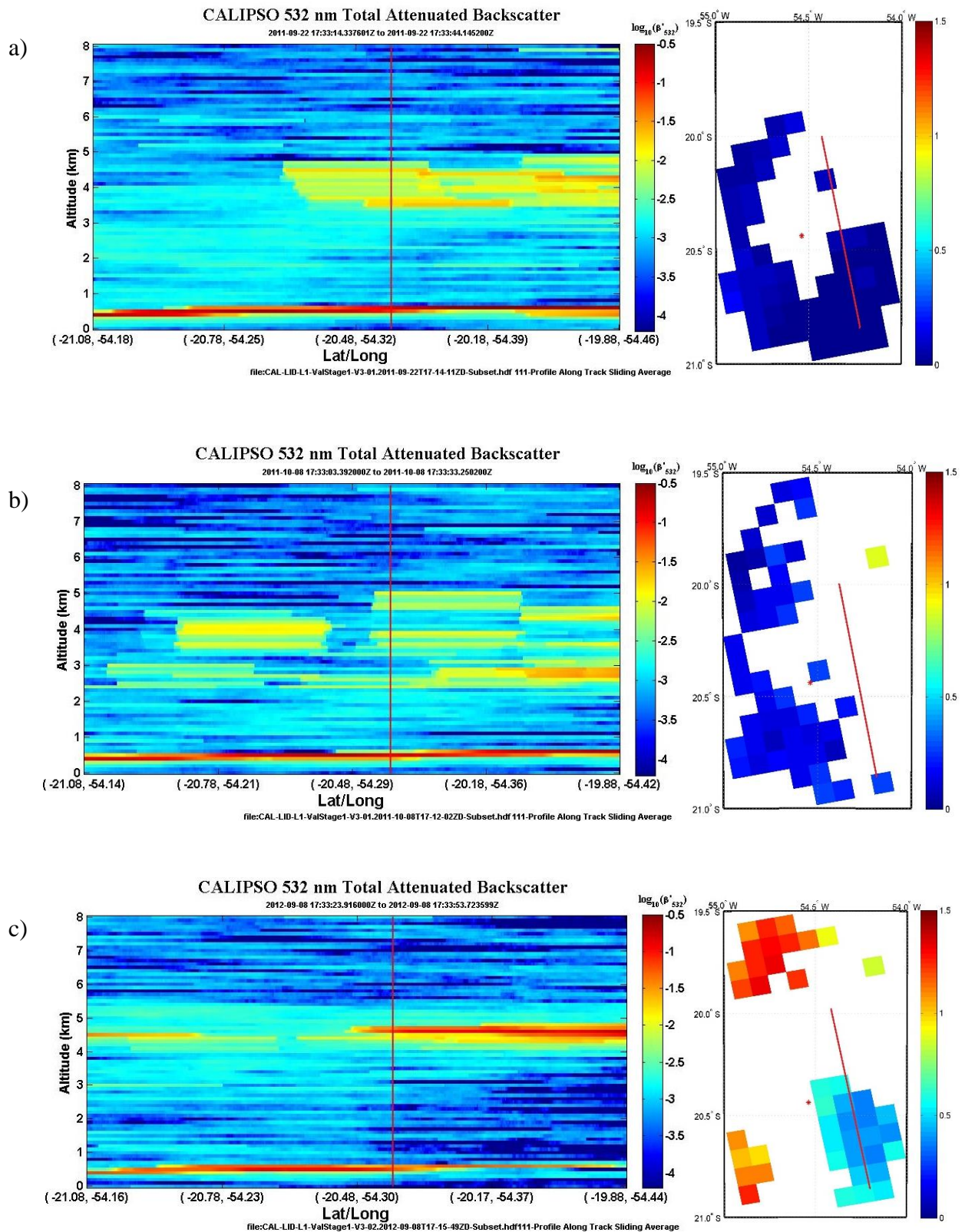


Figura 4.6.8: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude e longitude a partir do sensor CALIOP e a distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm a partir do sensor MODIS-Aqua. (a) 22/09/2011; (b) 08/10/2011; (c) 08/09/2012.

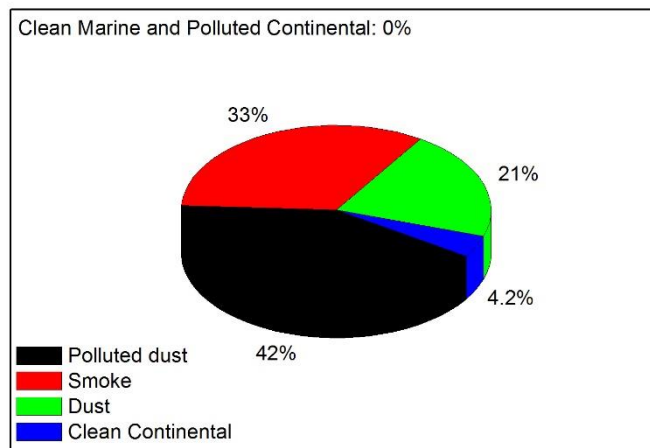


Figura 4.6.9: Porcentagem dos dados que se encaixam nos modelos de aerossol disponíveis no algoritmo de recuperação da AOD do sensor CALIOP a bordo do satélite CALIPSO.

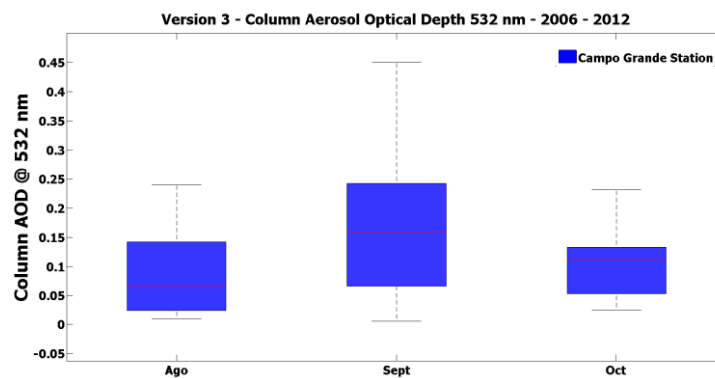


Figura 4.6.10: Coluna de profundidade óptica do aerossol em 532 nm obtida pelo CALIOP a bordo do satélite CALIPSO durante agosto a outubro de 2006 a 2012 na região de Campo Grande/MS.

4.7 ESTUDO DE CASO DA AOD E IMAGENS DE SATÉLITE

Conforme discutido anteriormente, o principal corredor de transporte de fumaça está localizado mais a oeste de Campo Grande. Com o intuito de compreender melhor como as condições meteorológicas favorecem o desvio da pluma em direção a Campo Grande, responsáveis pelo aumento significativo da AOD, um estudo de caso foi efetuado. As figuras 4.7.1 a 4.7.6 correspondem aos mapas de distribuição espacial dos dados de AOD obtidas pelo MODIS (Aqua e Terra) para o comprimento de onda de 550 nm e imagens de satélite geostacionário. Os dias escolhidos como exemplo visam analisar um dos eventos de transporte em que a AOD esteve alta em Campo Grande.

Pode-se observar que, durante o dia 20/09/2011, os valores altos de AOD concentraram-se na região Noroeste, conforme figura 4.7.1 (a-b), com predominância de nuvens tanto pela manhã quanto a tarde sobre Campo Grande como se observa nas imagens de satélite da figura 4.7.2 (a-b). Na figura 4.7.1 (b) os valores da AOD na região de estudo tiveram aumento em relação ao período da manhã. As nuvens observadas na imagem de satélite podem estar associadas a presença de um sistema frontal. Segundo Recuero (2003) tal sistema impede que a pluma de aerossóis provenientes da região norte seja transportada para regiões mais ao sul da América do Sul.

No dia 21/09/2011, na figura 4.7.3 (a), o transporte do aerossol oriundo da região norte resultou no aumento gradativo do valor da AOD atingindo valor máximo à tarde, como observado na figura 4.7.3 (b), com valor em torno de 0,6 em Campo Grande/MS. Esse aumento pode estar associado à circulação anticiclônica observada no nível de 700hPa que se encontra sobre o estado de Mato Grosso e transporta o aerossol para Campo Grande, conforme figura C.1 do Apêndice C. A nebulosidade que está sobre os estados de Mato Grosso do Sul, norte do Paraná e sul de São Paulo, vista nas imagens de satélite das figuras 4.7.4 (a) e (b), está associada a um sistema frontal com baixa posicionada no oceano Atlântico nas coordenadas 35°S e 45°W, como mostra a figura C.2 do Apêndice C.

A AOD diminuiu no dia 22/09/2011, com melhor visualização no período da tarde em Campo Grande, como mostra a figura 4.7.5 (b). Pode-se observar que a faixa de nuvem que se encontrava sobre Paraná e Santa Catarina deslocou-se em direção ao oceano, como mostra as figuras 4.7.6 (a) e (b). Segundo o trabalho de Recuero (2003) os valores da AOD diminuem devido ao escoamento das partículas para o oceano, isso ocorre através do acoplamento da pluma ao sistema frontal. Por conta desse comportamento e pela análise da distribuição espacial

da AOD, pode-se concluir que o aumento da AOD em Campo Grande foi causado pelo transporte de aerossóis oriundos da região norte para o período analisado.

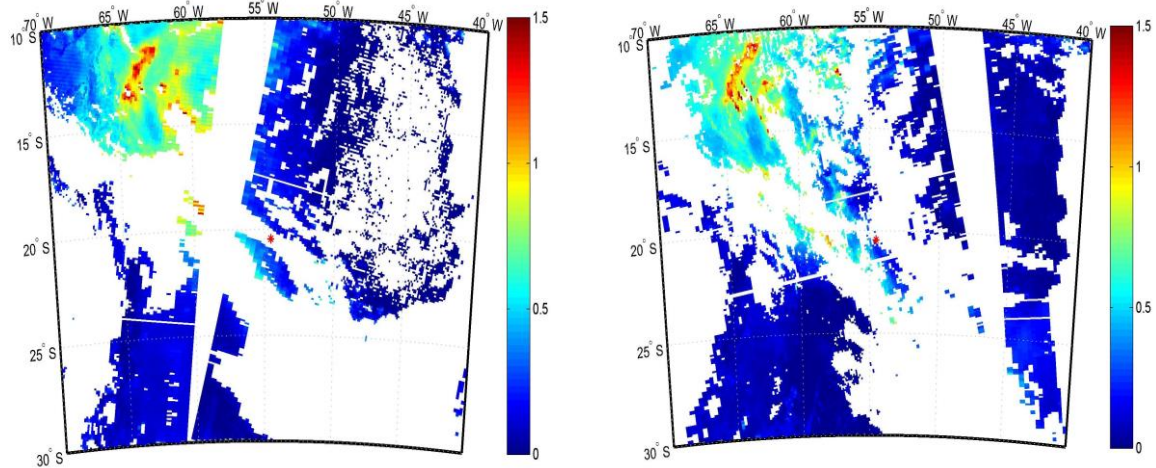


Figura 4.7.1: Distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm no dia 20/09/2011 a partir do sensor MODIS. O ponto vermelho localizado nas proximidades 20°S e 55°W é a localização geográfica de Campo Grande/MS. (a) A bordo do satélite Terra. (b) A bordo do satélite Aqua.

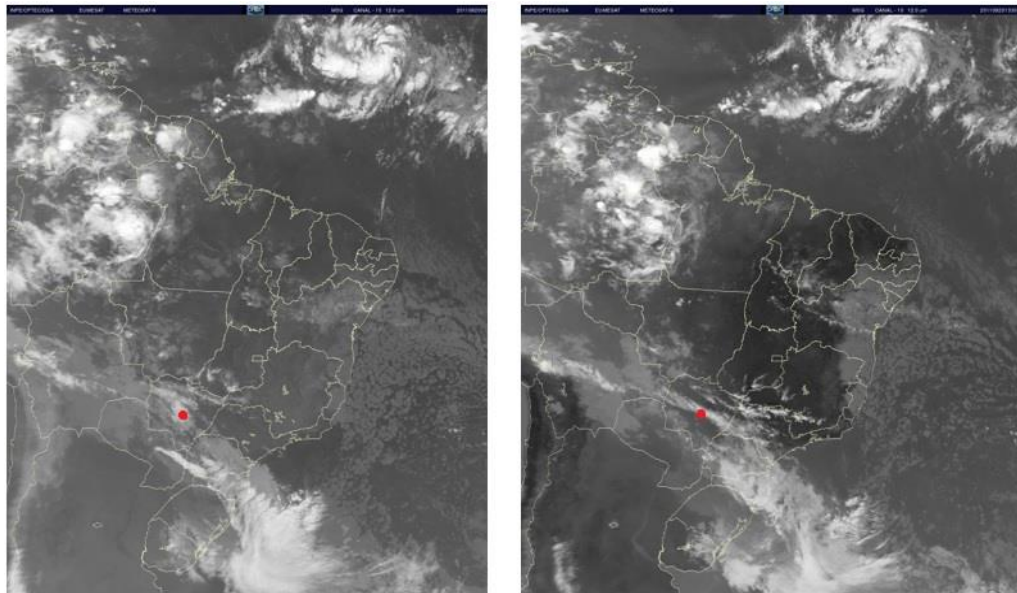


Figura 4.7.2: Imagens obtidas pelo banco de imagens da DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais) para o dia 20/09/2011. (a) Manhã - 9:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (b) Tarde - 13:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (Disponível em: <http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/meteosat.formulario.logic?i=br>. Acesso: 03 de novembro de 2014).

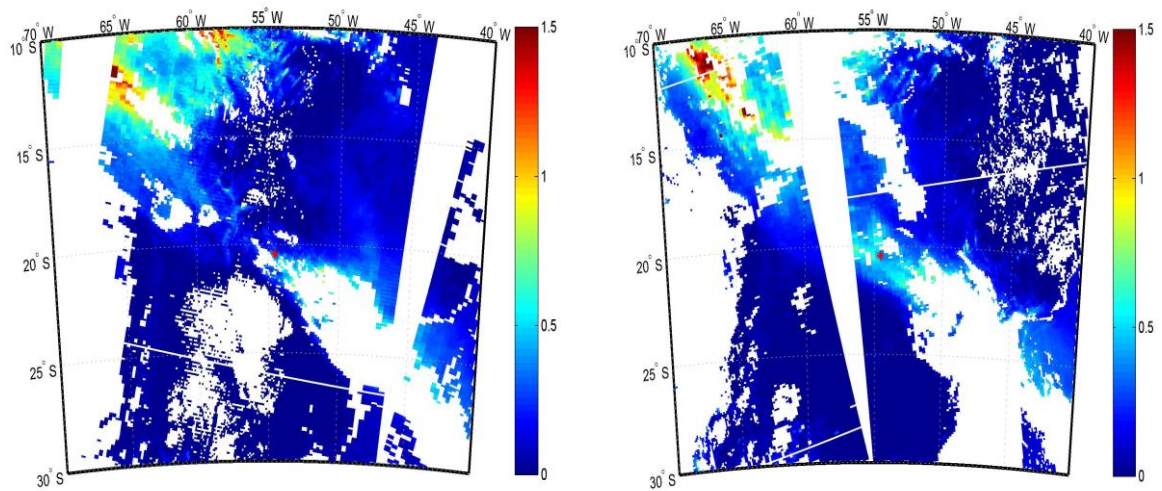


Figura 4.7.3: Distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm no dia 21/09/2011 a partir do sensor MODIS. O ponto vermelho localizado nas proximidades 20°S e 55°W é a localização geográfica de Campo Grande/MS. (a) A bordo do satélite Terra. (b) A bordo do satélite Aqua.

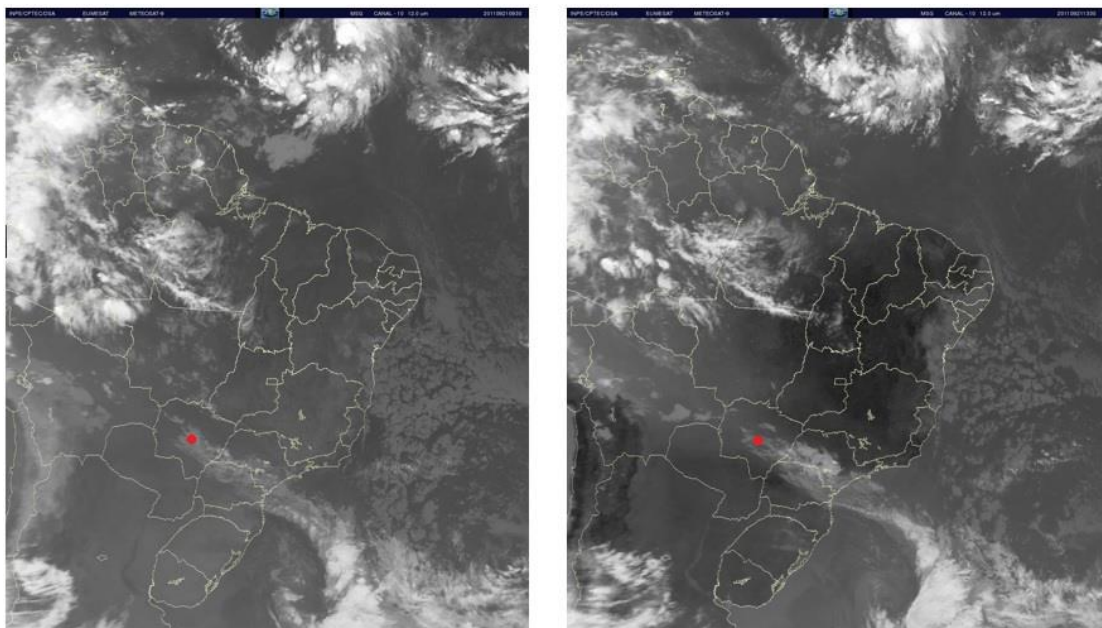


Figura 4.7.4: Imagens obtidas pelo banco de imagens da DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais) para o dia 21/09/2011. (a) Manhã - 9:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (b) Tarde - 13:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/meteosat.formulario.logic?i=br>. Acesso: 03 de novembro de 2014).

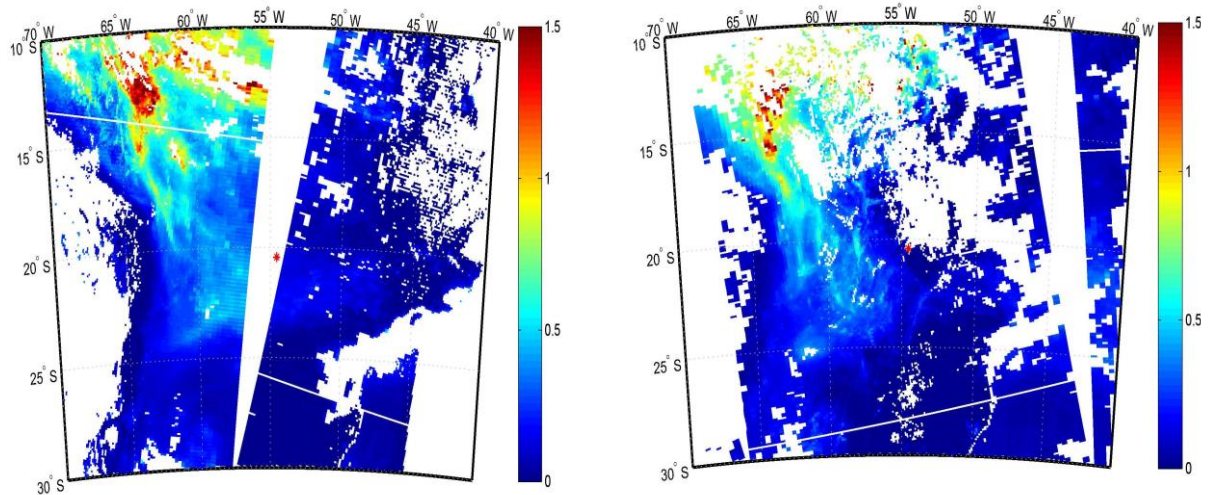


Figura 4.7.5: Distribuição espacial dos valores de AOD em 550 nm no dia 22/09/2011 a partir do sensor MODIS. O ponto vermelho localizado nas proximidades 20°S e 55°W é a localização geográfica de Campo Grande/MS. (a) A bordo do satélite Terra. (b) A bordo do satélite Aqua.

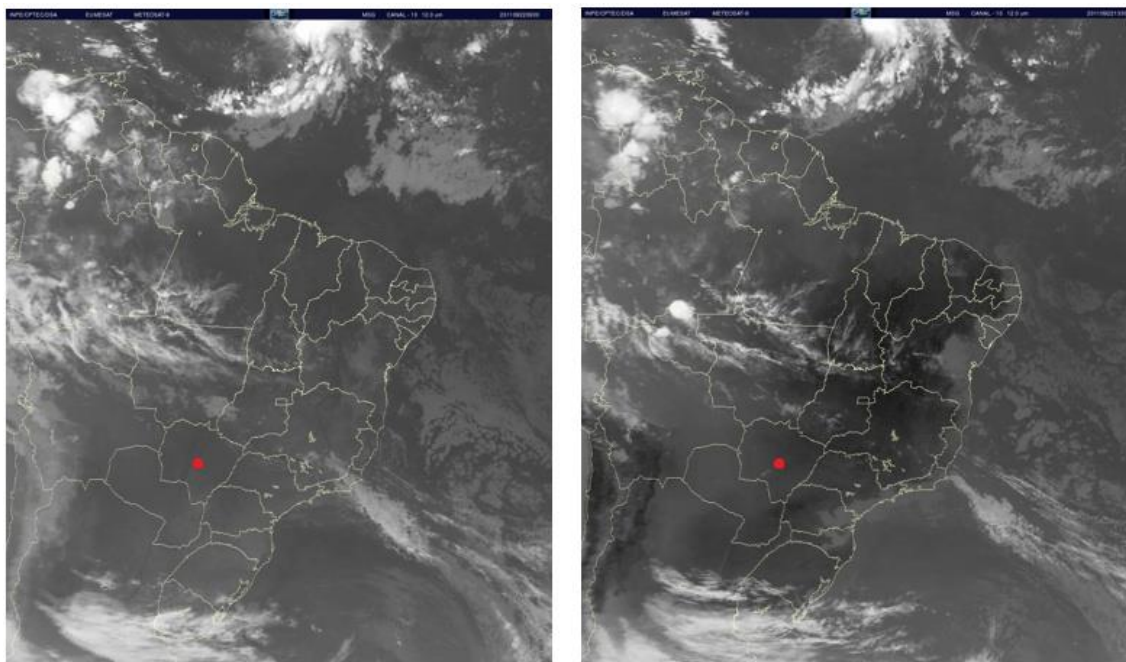


Figura 4.7.6: Imagens obtidas pelo banco de imagens da DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais) para o dia 22/09/2011. (a) Manhã - 9:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (b) Tarde - 13:30 (hora local) (copyright 2010-2014 EUMETSAT). (Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/meteosat.formulario.logic?i=br>. Acesso: 03 de novembro de 2014).

5. CONCLUSÕES

Nesse trabalho foram analisados os dados de profundidade óptica do aerossol (AOD) para a região de Campo Grande/MS a partir das recuperações de distintas plataformas no período de estação seca. Foram utilizadas as medidas a partir da superfície efetuadas com o fotômetro da rede AERONET, informações recuperadas pelo MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua e análise dos dados do perfil vertical de retroespalhamento do aerossol obtidos pelo CALIOP a bordo do satélite CALIPSO.

A análise da variabilidade temporal da AOD mostrou que Campo Grande possui um ciclo anual característico com aumento da AOD nos períodos de agosto a outubro, com máximos registrados no mês de setembro, coincidente com o período de aumento de queimadas do sul da Amazônia e nas áreas do cerrado do Centro-Oeste, enquanto que nos outros meses do ano a AOD possui baixos valores, em torno de 0,1. Foi observado que os anos que apresentaram maior carga de AOD na região foram aqueles nos quais ocorreram maior número de focos de queimada em território brasileiro. A circulação atmosférica e os sistemas frontais que atuam na América do Sul no período da estação seca interferem na quantidade de focos e, conseqüentemente, nos valores de AOD para várias regiões, inclusive em Campo Grande que é um dos locais afetados pelas massas de ar que transportam aerossóis provenientes de queimadas da região norte.

Sobre a análise qualitativa do tamanho médio das partículas dada pelo Coeficiente de Ångström, durante o inverno o equipamento detectou a presença de moda grossa na região que pode estar relacionado com ressuspensão de poeira do solo devido a turbulência gerada pela circulação de ventos próximo ao fotômetro, o qual se encontra atualmente instalado em uma área rural da cidade. Durante a estação de queimadas na região do arco do desflorestamento, houve o aumento da predominância de partículas da moda fina na região, atingindo valores máximos de AOD e α no mês de setembro. A redução do impacto das partículas finas ocorre em novembro, quando começa a estação chuvosa.

De acordo com a avaliação da qualidade dos dados de AOD recuperados pelo MODIS durante a estação seca em Campo Grande, foi observado que cerca de 80% e 60% dos dados recuperados pelo Terra/MODIS e Aqua/MODIS, respectivamente, foram classificados como de qualidade máxima em todas as resoluções analisadas. As informações recuperadas pelo sensor MODIS no período da tarde (Aqua/MODIS) apresentam quantidade menor de dados de

QA=3, o que pode estar relacionada com a presença de nuvens durante a passagem do satélite do período da tarde.

As análises de variabilidade espacial da AOD obtida pelo sensor MODIS mostraram que a região de Campo Grande apresenta uma atmosfera homogênea em relação aos aerossóis para uma área de até 100x100km². De acordo com a análise efetuada, os maiores valores de profundidade óptica ocorreram na região do Pantanal Sul-mato-grossense a uma distância de aproximadamente 250 km da capital. Portanto a região do Pantanal Sul-mato-grossense é uma região mais interessante para o estudo de aerossóis provenientes de queimadas devido à alta heterogeneidade espacial da AOD se comparada com a atmosfera de Campo Grande.

A comparação estatística entre os dados da AOD da AERONET e MODIS indicou boa concordância entre as informações recuperadas para ambos os sensores com correlação entre os dados acima de 0,9. Não há diferença estatística entre os dados recuperados pelo MODIS-Terra e MODIS-Aqua no nível de significância de 95% para Campo Grande/MS, conforme mostrou a Análise de Variância corroborando com a homogeneidade dos dados da AOD recuperada pelo MODIS.

Comparativamente aos valores de AOD da AERONET, o algoritmo do MODIS subestimou a AOD para baixos valores de AOD, e superestimou para altos valores, para os dois turnos de passagem do satélite sobre a região. Esse comportamento do algoritmo reflete erros na refletância de superfície e na escolha do modelo de aerossol para a região. Nos casos de baixos valores de AOD, melhores estimativas da refletância da superfície são necessárias, ao passo que a análise preliminar do albedo simples para a região mostrou que o modelo de aerossol adotado pelo MODIS se mostrou inadequado. A comparação mostrou que, mesmo com as fontes de erros, a maioria dos dados está dentro da incerteza esperada do produto do MODIS para ambos os turnos de passagem do satélite.

Os dados do CALIOP foram recuperados e analisados dentro de uma área de até 100x100 km² no período de agosto a outubro de 2006 a 2012. Foram identificadas 38 passagens com as distâncias variando entre 12 a 27 km, com todas as passagens a leste em relação ao fotômetro. Com os dados de nível 1 do CALIOP, foi observado nas imagens dos mapas de distribuição espacial de retroespalhamento atenuado total em 532nm, que a camada de aerossol foi detectada, em geral, a uma altitude que varia de 1 a 3 km e a camada de nuvem varia entre 3 a 6 km. Dos 38 do total, 24 dias foram utilizados para estudos de aerossol na região.

A comparação estatística de AOD entre CALIOP e MODIS apresentou baixa correlação entre os dados, possivelmente devido à baixa amostra estatística nas proximidades da região.

Esse resultado demonstra a necessidade de validar os dados do CALIOP-CALIPSO considerando outras regiões da América do Sul e inferir as principais diferenças dos algoritmos de recuperação de AOD, bem como escolher outra metodologia que permita ter maior número de dados mantendo um critério rigoroso de seleção. O CALIOP-CALIPSO mostrou que a região de Campo Grande/MS foi impactada por aerossóis de poeira poluída (42%), fumaça (33%), poeira (21%) e continental limpo (4,2%) e corroborou com análises anteriores de que o mês de setembro possui os maiores valores de AOD.

O estudo de caso mostrou que, de forma preliminar, a região foi impactada por altos valores de AOD devido a circulação anticiclônica que transporta aerossóis provenientes de queimada para a região que, aliada à presença de sistemas frontais, as plumas de aerossóis provenientes da região Norte, Noroeste e do Centro-Oeste são impedidas de serem transportadas para regiões mais ao sul da América do Sul. Nesta configuração, o estado de Mato Grosso do Sul se encontra na confluência desses sistemas. Durante o estudo de caso, observou-se o acoplamento da pluma de aerossol que estava sobre o estado ao sistema frontal.

O padrão de circulação mencionado foi capaz de influenciar nos valores de AOD sobre Campo Grande/MS, entretanto outros padrões de circulação devem ser analisados, pois certamente existem outros cenários associados a altos valores de AOD que influenciam sobre a região.

6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- Uma sequência desse estudo para novos trabalhos seria a investigação dos parâmetros ópticos e microfísicos para Campo Grande utilizando os dados da AERONET para a melhoria do modelo de aerossol escolhido pelo MODIS para a recuperação de AOD sobre a região.
- Um estudo detalhado da atmosfera e do impacto do aerossol oriundo de queimadas na região do Pantanal Sul-mato-grossense no período da estação seca, uma vez que os maiores valores de AOD e heterogeneidade de dados foi observada nessa região.
- No presente estudo foi feita uma validação dos dados obtidos pelo CALIPSO para a região de Campo Grande/MS, entretanto uma melhor validação ocorreria envolvendo outras localidades durante a passagem dos satélites para aumentar a análise estatística e verificar as diferenças encontradas nas recuperações do continente e oceano com diferentes equipamentos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P.C.; GONÇALVES, J. L de M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, vol. 22, n. 6, 711–728, 2013.

ARAUJO, L.M.A.; SILVA, T.M.V.; NASCIMENTO, E. R.P.; Análise dos focos de calor em áreas florestais ao longo do Arco do Desflorestamento. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 13. 2007, Florianópolis. **Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. São José dos Campos: INPE, 2007. Artigos, p. 4421-4423.

ARTAXO, P.; GATTI, L.V.; LEAL, A.M.C.; LONGO, K.M.; FREITAS, S.R.; LARA, L.L.; PAULIQUEVIS, T.M.; PROCÓPIO, A.S.; RIZZO, L.V. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazonica**, v.35, n.2, p.185-196, 2005.

ARTAXO, P.; OLIVEIRA, P. H.; LARA, L.L.; PAULIQUEVIS, T. M.; RIZZO, L.V.; JUNIOR, C. P.; PAIXÃO, M. A.; LONGO, K. M.; FREITAS, S de.; CORREIA, A. L. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3, 168-189, 2006.

CASTANHO, A.D.A. **Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para obtenção de espessura óptica via satélite sobre São Paulo**. 2005. 210f. Tese (Doutorado) – Instituto de Física da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M. G. A. J. da; DIAS, M. A. F. da S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463p.

CPTEC/INPE (2007); **Infoclima – Boletim de informações climáticas**. Disponível em: <<http://infoclima1.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 29 de janeiro de 2015.

CHU, D. A.; KAUFMAN, Y.J; ICHOKU, C.; REMER, L.A.; TANRÉ, D.; HOLBEN, B.N. Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. **Geophysical Research Letters**, vol. 29, no. 12, 10.1029/2001gl013206, 2002.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. **Clima da Amazônia. Climanálise Especial – Edição comemorativa de 10 anos**. MCT/INPE/CPTEC. Cap. 3, 1996. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/fish.html>>. Acesso em: 20 de setembro de 2015.

FLORENZANO, T. G. **Iniciação em Sensoriamento Remoto**. São Paulo: Oficina de Textos, 128p, 2011.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L. Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul. **Estudos Avançados**, vol.19, n.53, 167-185, 2005.

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

IBGE (2015). **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 30 de junho de 2015.

ICHOKU, C.; CHU, D. A.; MATTOO, S.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; TANRÉ, D.; SLUTSKER, I.; HOLBEN, B. N. A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products. **Geophysical Research Letters**, vol. 29, no. 12, 10.1029/2001gl013206, 2002.

ICHOKU, C.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; LEVY, R. C. Global aerosol remote sensing from MODIS. **Advances in Space Research**, vol. 34, 820-827, 2004.

ICHOKU, C.; REMER, L. A.; ECK, T. F. Quantitative evaluation and intercomparison of morning and afternoon Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) aerosol measurements from Terra and Aqua. **Journal of Geophysical Research**, vol. 110, D10S03, doi:10.1029/2004JD004987, 2005.

IRIE, H.; KANAYA, Y.; AKIMOTO, H.; IWABUCHI, H.; SHIMIZU, A.; AOKI, K. First retrieval of tropospheric aerosol profiles using MAX-DOAS and comparison with lidar and radiometer measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, n.8, p.341-350, 2008.

JACQUES, S. M. C. **Bioestatística: princípios e aplicações**. Porto Alegre:Artmed, 2003.

KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; REMER, L. A.; VERMOTE, E. F.; CHU, A.; HOLBEN, B. N. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. **Journal of Geophysical Research**, vol. 102, n.14, 17051-17067, 1997.

KITTAKA, C.; WINKER, D. M.; VAUGHAN, M. A.; OMAR, A.; REMER, L. A. Intercomparison of column aerosol optical depths from CALIPSO and MODIS-Aqua. **Atmospheric Measurement Techniques**, 4, 131–141, 2011.

KLETT, J. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. **Appl. Optics**, v. 24, p. 1638, 1985.

KLINK, C. A.; MACHADO, R. B. A conservação do Cerrado brasileiro. **Megadiversidade**, vol. 1, n.1, p. 147-155, 2005.

KOVALEV, V. A.; EICHINGER, W. E. **Elastic Lidar: Theory, Practice, and Analysis Methods**. New Jersey: Wiley-Interscience Publication, 2004.

LEIVA, E. A. **Climatologia de curto prazo dos aerossóis em Campo Grande/MS a partir de dados radiométricos**. 2010. 131f. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Física, Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, 2010.

LEVY, R. C.; REMER, L. A.; TANRÉ, D.; MATTOO, S.; KAUFMAN, Y. J. **Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol over dark targets from MODIS: collections 005 and 051: revision 2**; feb 2009. Disponível em: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/ATBD_MOD04_C005_rev2.pdf>. Acesso em: 25 de setembro de 2015.

LEVY, R. C.; REMER, L. A.; KLEIDMAN, R. G.; MATTOO, S.; ICHOKU, C.; KAHN, R.; ECK, T. F. Global evaluation of the Collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land. **Atmospheric Chemistry and Physics**, vol. 10, 10399–10420, 2010.

LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. San Diego: Academic Press, 2002.

MA, X.; BARTLETT, K.; HARMON, K.; YU, F. Comparison of AOD between CALIPSO and MODIS: significant differences over major dust and biomass burning regions. **Atmospheric Measurement Techniques**, vol. 6, 2391–2401, 2013.

MA, X.; BARTLETT, K.; HARMON, K.; YU, F. Comparison of AOD between CALIPSO and MODIS: significant differences over major dust and biomass burning regions. **Atmospheric Measurement Techniques**, vol. 6, 2391–2401, 2013.

MIRANDA, E. E. de; GOMES, E. G.; GUIMARÃES, M. Mapeamento e estimativa da área urbanizada do Brasil com base em imagens orbitais e modelos estatísticos. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 12. 2005, Goiânia. **Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. São José dos Campos: INPE, 2005. Artigos, p. 3813-3820.

MYHRE, G.; SHINDELL, D.; BRÉON, F. M.; COLLINS, W.; FUGLESTVDT, J.; HUANG, J.; KOCH, D.; LAMARQUE, J. F.; LEE, D.; MENDONZA, B.; NAKAJIMA, T.; ROBOCK, A.; STEPHENS, G.; TAKEMURA, T.; ZHANG, H., 2013: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: **Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung,

A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2013.

OMAR, A. H.; WINKER, D. M.; KITAKA, C.; VAUGHAN, M. A.; LIU, Z.; HU, Y.; TREPTE, C. R.; ROGERS, R. R.; FERRARE, R. A.; LEE, K.; KUEHN, R. E.; HOSTETLER, C. A. The CALIPSO automated aerosol classification and Lidar Ratio Selection Algorithm. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, vol. 26. 2009.

PAIXÃO, M. M. A. **Propriedades ópticas de aerossóis naturais e de queimadas da Amazônia**. 2011. 120f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Física, Universidade de São Paulo, 2011.

PIRES, C.; CORREIA, A.; PAIXAO, M. A.; ARTAXO, P. Estudo da climatologia regional de Coeficiente de Angstrom como extensão do procedimento de Cloud-Screening da AERONET. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET), 14. 2006, Florianópolis. **Anais XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Disponível em: <<http://mtc-m15.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m15@80/2006/10.20.14.16/doc/Correia.Estudo.pdf>>. Acesso em: 27 de abril de 2015.

PRINS, E. M.; FELTZ, J. M.; MENZEL, W. P.; WARD, D. E. An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America. **Journal of Geophysical Research**, vol. 103. n.8, 821-835, 1998.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P da.; AMBRIZZI, T. Regime de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25. n.2, 185-204, 2010.

RECUERO, F. **Estudo do Transporte das Partículas de Aerossol de Queimada via Sensoriamento Remoto**. 2003. 136f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas; Universidade de São Paulo, 2003.

REDEMANN, J.; VAUGHAN, M. A.; ZHANG, Q.; SHINOZUKA, Y.; RUSSELL, P. B.; LIVINGSTON J. M.; KACENELENOBOGEN, M.; REMER, L. A. The comparison of MODIS-Aqua (C5) and CALIOP (V2&V3) aerosol optical depth. **Atmospheric Chemistry and Physics**. 12, 3025–3043, 2012.

ROCHA, V. R da.; YAMASOE, M. A. Estudo da variabilidade espacial e temporal da profundidade óptica do aerossol obtida com o MODIS sobre a região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 28. n.2, 307 - 314, 2013.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N., **Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change**, 2^o Edition, Wiley, New Jersey, 2006.

SIPAM, CTO-MN, DMET: **Boletim Climatológico da Amazônia**. 2009 e 2010. Disponível em: <<http://www3.sipam.gov.br/boletim.html>> . Acesso em: 29 de janeiro de 2015.

VERGARA, P. D. C. C. **Análise das Propriedades ópticas do Aerossol ao Sul da América do Sul**. 2010. 108f. Dissertação (Mestre em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas; Universidade de São Paulo, 2010.

WINKER, D. M.; HUNT, W. H.; HOSTETLER, C. A. Status and performance of the CALIOP lidar. **Laser Radar Techniques for Atmospheric Sensing**, vol. 5575, n. 8; doi:10.1117/12.571955, 2004.

WINKER, D. M.; HOSTETLER, C.A.; VAUGHAN, M. A.; OMAR, A. H. **CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document Part 1: CALIOP Instrument, and Algorithms Overview** (2006). Disponível em: <http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/pdfs/PC-SCI-202.Part1_v2-Overview.pdf>. Acesso em: 07 de julho de 2015.)

WINKER, D. M.; HUNT, W. H.; MCGILL, M. J. Initial performance assessment of CALIOP. **Geophysical Research Letters**, vol. 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135, 2007.

WOLFE, R. E.; NISHIHAMA, M.; FLEIG, A. J.; KUYPER, J. A.; ROY, D. P.; STOREY, J. C; PATT, F. S. Achieving sub-pixel geolocation accuracy in support of MODIS land science. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p.31– 49, 2002.

ZAVATTINI, J. A. **As chuvas e as massas de ar no estado de Mato Grosso do Sul: estudos geográficos com vista à regionalização climática**. 1. ed. São Paulo: Editora Cultura Acadêmica, 2009. 214p.

ZHAO, T. X.-P.; STOWE, L. L.; SMIRNOV, A.; CORSBY, D.; SAPPER, J.; McCLAIN, C. R. Development of a global validation package for satellite oceanic aerosol optical thickness retrieval based on AERONET observations and its application to NOAA/NESDIS operational aerosol retrievals. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 59, 294–312, 2002.

APÊNDICE A

A Análise de Variância é uma técnica estatística desenvolvida por R.A Fisher e consiste em comparar todas as médias em um único teste, visando identificar a existência de ao menos uma diferença entre os grupos de estudo (Jacques, 2003). Assim a tabela A.1 mostra que a diferença observada entre os conjuntos de dados que compara os turnos de passagem do satélite, a diferença observada entre o conjunto de dados é considerada não significativa. ($F < F_c$ e valor- $P > 0,05$)

Tabela A.1: Análise de Variância realizada com os dados dos turnos de passagem do satélite.

Anova: fator único						
RESUMO						
<i>Grupo</i>	<i>Contagem</i>	<i>Soma</i>	<i>Média</i>	<i>Variância</i>		
TERRA	162	24,852	0,153	0,052		
AQUA	162	29,757	0,184	0,067		
ANOVA						
<i>Fonte da variação</i>	<i>SQ</i>	<i>gl</i>	<i>MQ</i>	<i>F</i>	<i>valor-P</i>	<i>F crítico</i>
Entre grupos	0,074	1	0,074	1,245	0,265	3,870
Dentro dos grupos	19,196	322	0,060			
Total	19,270	323				

As tabelas A.2 e A.3 mostram que as diferenças observadas entre os conjuntos de dados de AOD obtidas pelo MODIS e AERONET em relação as diferentes áreas, sendo as diferenças encontradas nos conjuntos de dados são consideradas não significativa. ($F < F_c$ e valor- $P > 0,05$)

Tabela A.2: Análise de Variância realizada com os dados de AOD obtida pelo MODIS/Terra em comparação com os dados da AERONET para diferentes áreas.

Anova: fator único						
RESUMO						
<i>Grupo</i>	<i>Contagem</i>	<i>Soma</i>	<i>Média</i>	<i>Variância</i>		
M_AERONET	74	21,632	0,292	0,087		
MM_20	74	15,615	0,211	0,141		
MM_60	74	16,410	0,222	0,165		
MM_100	74	16,152	0,218	0,162		
ANOVA						
<i>Fonte da variação</i>	<i>SQ</i>	<i>gl</i>	<i>MQ</i>	<i>F</i>	<i>valor-P</i>	<i>F crítico</i>
Entre grupos	0,319	3	0,106	0,768	0,513	2,636
Dentro dos grupos	40,445	292	0,139			
Total	40,764	295				

Tabela A.3: Análise de Variância realizada com os dados de AOD obtida pelo MODIS/Aqua em comparação com os dados da AERONET para diferentes áreas.

Anova: fator único						
RESUMO						
<i>Grupo</i>	<i>Contagem</i>	<i>Soma</i>	<i>Média</i>	<i>Variância</i>		
M_AERONET	47	11,633	0,248	0,050		
MA_20	47	7,600	0,162	0,068		
MA_60	47	7,704	0,164	0,072		
MA_100	47	7,577	0,161	0,072		
ANOVA						
<i>Fonte da variação</i>	<i>SQ</i>	<i>gl</i>	<i>MQ</i>	<i>F</i>	<i>valor-P</i>	<i>F crítico</i>
Entre grupos	0,256280532	3	0,085	1,302	0,275	2,654
Dentro dos grupos	12,07552311	184	0,066			
Total	12,33180364	187				

APÊNDICE B

Tabela B.1: Dias de passagem do satélite CALIPSO com as respectivas distâncias de passagem em relação às coordenadas geográficas do fotômetro da AERONET em Campo Grande/MS no período de estação seca. Todas as passagens ocorreram a leste em relação ao fotômetro da AERONET, como ilustra a figura 4.6.1.

Dia	Distância (km)	Dia	Distância (km)
07/08/2006	17,7	02/08/2010	15,9
23/08/2006	17,4	18/08/2010	16
08/09/2006	14,2	03/09/2010	18,7
24/09/2006	12,7	19/09/2010	24,1
26/10/2006	16,5	05/09/2010	20,8
		21/10/2010	18,7
10/08/2007	13,1		
26/08/2007	14,1	21/08/2011	24
11/09/2007	12,7	06/09/2011	19,7
27/09/2007	15,4	22/09/2011	20,8
13/10/2007	20,6	08/10/2011	24,9
29/10/2007	18,1	24/10/2011	21,7
12/08/2008	14,3	07/08/2012	19,9
28/08/2008	15	23/08/2012	17,8
13/09/2008	17,5	08/09/2012	23,1
15/10/2008	26,8	24/09/2012	19,3
31/10/2008	21,9	10/10/2012	12,7
		26/10/2012	13
15/08/2009	24,1		
31/08/2009	20,3		
16/09/2009	17,9		
02/10/2009	17,5		
18/10/2009	19,5		

APÊNDICE C

Figura C.1: Composição de dados do vetor vento (m/s) no nível de 700 hPa sobre a América do Sul para o dia 21/09/2011 às 12z.

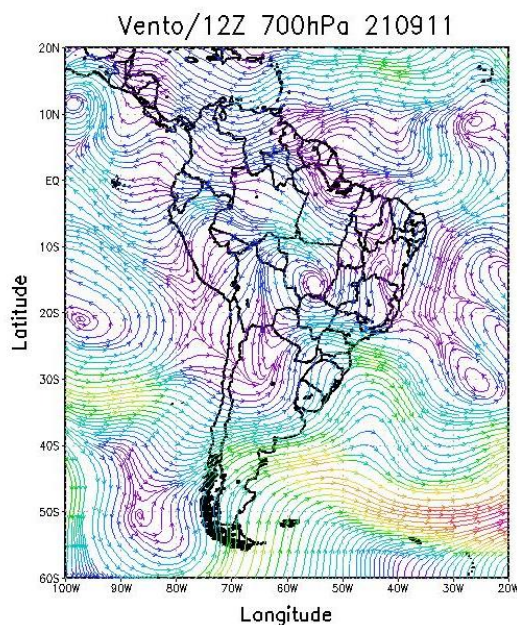


Figura C.2: Composição de dados do vetor vento (m/s) e pressão (hPa) no nível de 1000 hPa sobre a América do Sul para o dia 21/09/2011 às 12z.

