



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.02.18.16-TDI

IMPACTO DOS AEROSSÓIS NA REANÁLISE MERRA-Z

Brunna Romero Penna

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Arlindo Moraes da Silva Junior, aprovada em 11 de maio de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R35M4H>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.02.18.16-TDI

IMPACTO DOS AEROSSÓIS NA REANÁLISE MERRA-Z

Brunna Romero Penna

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Arlindo Moraes da Silva Junior, aprovada em 11 de maio de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R35M4H>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Penna, Bruna Romero.

P381i Impacto dos aerossóis na reanálise Merra-Z / Bruna Romero
Penna. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxviii + 126 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.02.18.16-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de
Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Dirceu Luis Herdies, e Arlindo Moraes da
Silva Junior.

1. Aerossóis. 2. Modelagem de aerossóis. 3. Impactos na
superfície terrestre. 4. Assimilação dos aerossóis. 5. Impacto dos
aerossóis. I. Título.

CDU 551.588.7:504.5



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

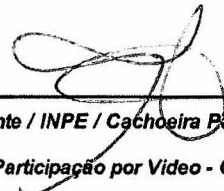
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Brunna Romero Penna**

Título: "IMPACTO DOS AEROSSÓIS NA REANÁLISE MERRA-2".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

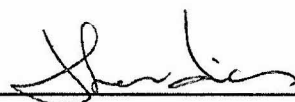
Dra. **Simone Marilene Sievert da Costa
Coelho**



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**


Dr. **Dirceu Luis Herdies**



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**

Dr. **Arlindo Moraes da Silva Jr**



Orientador(a) / NASA / Washington, D.C. - USA

Participação por Vídeo - Conferência

Dr. **Gilvan Sampaio de Oliveira**



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**

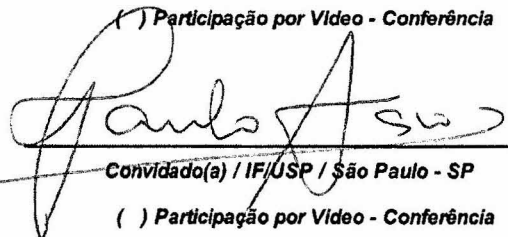
Dr. **Nilton Manuel Évora do Rosário**



Convidado(a) / UNIFESP / Diadema - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**

Dr. **Paulo Eduardo Artaxo Netto**



Convidado(a) / IF/USP / São Paulo - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**

Este trabalho foi aprovado por:

() **maioria simples**

unanimidade

São José dos Campos, 11 de maio de 2018

*A meu noivo **Leonardo** que, com muito carinho e apoio,
não mediu esforços para que eu chegasse até aqui.*

AGRADECIMENTOS

A Deus por me permitir vencer mais esta etapa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão das bolsas de estudo.

Ao Dr. Dirceu Luis Herdies, pela orientação, confiança, apoio e, sobretudo, pela amizade e respeito.

Ao Dr. Arlindo da Silva, pela orientação, boa vontade e entusiasmo com o trabalho.

A todo o corpo docente da Pós-Graduação em Meteorologia do INPE, em especial a Dr. Simone Sievert, por todos os esclarecimentos.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pela concessão de todo o aparato necessário para a realização desta pesquisa.

Ao grupo de assimilação e modelagem global da NASA, pelo suporte técnico, disponibilização de material e estrutura computacional, pelos ensinamentos e hospitalidade.

A todos os meus colegas da Pós-Graduação em Meteorologia do INPE. Sem vocês o caminho teria sido mais árduo, obrigado pelo apoio, pelas trocas de ideias e pelos momentos de descontração.

Ao pessoal da secretaria da Pós-Graduação do INPE e do grupo GMAO da NASA, pelo apoio e prontidão para ajudar.

Aos novos amigos conquistados nesta jornada, Francielle Cardoso e Gabriel Pereira, por estarem sempre dispostos a ajudar e também pelos momentos de diversão.

Enfim, a minha família, por todo apoio e carinho.

Muito obrigada!

RESUMO

Nas últimas décadas o desenvolvimento de pesquisas em modelagem do sistema terrestre têm sido considerável, devido principalmente à melhoria da capacidade computacional e ao desenvolvimento de novos modelos, cada vez mais complexos e representativos. Além disso, novos conjuntos de observações estão surgindo e possibilitando maior qualidade nas informações do estado da atmosfera atual. No contexto dessa sinergia entre modelagem numérica e novas observações foi produzido um novo conjunto de dados, a reanálise MERRA-2, que conta com assimilação da profundidade óptica dos aerossóis atmosféricos. Estes constituintes interagem com a radiação e alteram o balanço de energia global. Dessa forma, esta ferramenta apresenta potencial para estudos e compreensão da influência dos aerossóis em diversos aspectos do sistema climático. Assim, a presente pesquisa avaliou o impacto dos aerossóis em variáveis meteorológicas e de superfície terrestre a partir da execução de um experimento com as mesmas configurações da reanálise MERRA-2, exceto por desconsiderar o efeito dos aerossóis no sistema. Os resultados apontam que as variáveis de superfície, as quais são simulações do modelo e medidas indispensáveis de condição de contorno para modelos atmosféricos, são significativamente impactadas devido à presença dos aerossóis. Em geral, a diminuição da radiação de onda curta líquida em superfície, em decorrência da presença dos aerossóis, possui a capacidade de reduzir os fluxos de calor sensível e latente. O impacto é particionado de forma diferente para vegetações densas e menos vegetadas, e possui maior magnitude quando a espécie predominante é o carbono, exceto para o fluxo de radiação de onda longa líquida, que apresentou maior impacto em decorrência dos aerossóis de poeira. O efeito dos aerossóis na redução do fluxo de calor sensível é maior em superfícies menos vegetadas, bem como a variabilidade do impacto no ciclo diurno da temperatura da superfície terrestre. O conjunto de dados analisado permitiu capturar padrões encontrados por diferentes autores em trabalhos anteriores, identificar condições de anomalia na profundidade óptica dos aerossóis e apresentou melhores estimativas para os fluxos em superfície a partir da consideração do efeito dos aerossóis no sistema. Para as variáveis meteorológicas, as quais são assimiladas no sistema de reanálise MERRA-2, o impacto dos aerossóis é menor, uma vez que, as observações inseridas contém a informação da presença dos aerossóis na atmosfera.

Palavras-chave: Aerossóis. Modelagem de aerossóis. Impactos na Superfície Terrestre. Assimilação dos aerossóis. Impacto dos aerossóis.

IMPACT OF AEROSOLS ON THE MERRA-2 REANALYSIS

ABSTRACT

In the last decades the development of researches in modeling of the terrestrial system have been considerable, mainly due to the improvement of computational capacity and the development of new models, increasingly complex and representative. In addition, new sets of observations are emerging and enabling higher quality information in the state of the current atmosphere. In the context of this synergy between numerical modeling and new observations, a new data set was produced, the MERRA-2 reanalysis, which counts on the assimilation of the optical depth of the atmospheric aerosols. These constituents interact with radiation and alter the overall energy balance. In this way, this tool presents potential for studies and understanding of the influence of aerosols in several aspects of the climate system. Thus, the present study evaluated the impact of aerosols on meteorological and land surface variables by performing an experiment with the same MERRA-2 reanalysis configurations, except for disregarding the effect of aerosols on the system. The results indicate that surface variables, which are model simulations and indispensable contour condition measurements for atmospheric models, are significantly impacted due to the presence of aerosols in the atmosphere. In general, the decrease in the net shortwave flux at surface due to the presence of aerosols has the ability to reduce sensible and latent heat fluxes. The impact is partitioned differently for dense and less vegetated vegetation, and has a higher magnitude when the predominant species is carbon, except for the net longwave flux, which had the greatest impact due to dust aerosols. The effect of aerosols on the reduction of sensible heat flux is greater on less vegetated surfaces, as well as the variability of the impact on the diurnal cycle of the Earth's surface temperature. The analyzed data allowed us to capture patterns found by different authors in previous works, to identify anomaly conditions in the optical depth of the aerosols and to present better estimates for the surface fluxes from the consideration of the effect of the aerosols in the system. For the meteorological variables, which are assimilated in the MERRA-2 reanalysis system, the impact of the aerosols is smaller, since the inserted observations contain information on the presence of aerosols in the atmosphere.

Keywords: Aerosols. Aerosols Modeling. Land Surface Impacts. Aerosol Assimilation. Impacts of aerosols.

LISTA DE FIGURAS

| | <u>Pág.</u> |
|--|-------------|
| 1.1 Mapa global da profundidade óptica dos aerossóis em Setembro de 1997, durante um intenso El Niño que intensificou os incêndios florestais na Indonésia. A profundidade óptica dos aerossóis para diferentes espécies é representada pelas cores: laranja (poeira), verde (carbonáceos), branco (sulfato) e azul (sal). | 2 |
| 2.1 Desenho ilustrativo dos componentes do sistema climático, seus processos e interações. | 7 |
| 2.2 Balanço de energia médio global para 2000-2005 (Wm^{-2}). As setas largas indicam o fluxo de energia em proporção com sua importância. | 9 |
| 2.3 Representação esquemática do balanço de energia típico da superfície terrestre durante o dia em (a) e noite em (b). | 10 |
| 2.4 Perturbação induzida pelos aerossóis no fluxo de energia (N , linha sólida), fluxo de calor sensível (H , linha pontilhada) e fluxo de calor latente (LE , linha tracejada) para diferentes valores de albedo de espalhamento único (SSA) dos aerossóis: a) SSA=1.0, b) SSA=0.9, c) SSA=0.8. A profundidade óptica dos aerossóis considerada é 0.5 no visível. | 15 |
| 2.5 Efeito direto do aerossol em propriedades termodinâmicas e no balanço de energia simulado pelo sistema CATT-BRAMS para o sítio ABRACOS nos dias 20 a 22 de setembro de 2002. Cores azul representam os resultados da simulação considerando o aerossol no cálculo de transferência radiativa, em verde os aerossóis são ignorados. | 17 |
| 2.6 Anomalia padronizada de AOD, em 550 nm, número de fogo de queimadas e precipitação para o período de 2000 a 2015. | 18 |
| 2.7 Arco do desflorestamento: Área que compreende seis dos nove estados amazônicos e consiste em uma área de 3000 Km de extensão em uma faixa em forma de arco, que vai do Maranhão ao Acre. | 20 |
| 2.8 Modelo conceitual mostrando o transporte de poeira do norte da África para a América. | 22 |
| 3.1 Mosaico global do tipo de cobertura da superfície terrestre do MODIS com classificação do IGBP (<i>International Geosphere-Biosphere Program</i>). O tipo de vegetação correspondente a cada classe é encontrado na tabela A.2. | 29 |

| | | |
|-----|--|----|
| 3.2 | Série temporal das observações assimiladas na reanálise MERRA-2 para o período de 1 de Janeiro de 1980 até Dezembro de 2014. A unidade é milhões/6horas. | 30 |
| 3.3 | Média mensal global das observações provenientes do sensor MODIS, a bordo do satélite Terra, sobre a superfície (MODL) e sobre o oceano (MODY), do sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua, sobre a superfície (MYDL) e sobre o oceano (MYDO), MISR, AVHRR e AERONET(ANET). 33 | |
| 4.1 | Observações assimiladas na reanálise MERRA-2 incluindo suas datas e fontes de uso. | 41 |
| 5.1 | Média mensal e desvio padrão da AOD total, para o período de 2000 a 2015, na localidade de Alta Floresta a partir dos dados da rede AERONET (azul) e reanálise MERRA-2 (preto). | 46 |
| 5.2 | Série temporal da forçante radiativa direta dos aerossóis (ARF) para a localidade de Alta Floresta, estimada da reanálise MERRA-2 e método 1 em a) e método 2 em b). A ARF é estimada na superfície (SUR), atmosfera (ATM) e topo da atmosfera (TOA). | 49 |
| 5.3 | Correlação entre a profundidade óptica dos aerossóis da reanálise MERRA-2 e a forçante radiativa direta para céu claro, na região de Alta Floresta, na superfície em (a), e topo da atmosfera em (b). | 51 |
| 5.4 | Distribuição espacial da forçante radiativa direta dos aerossóis para céu claro na superfície, em Wm^{-2} , obtida pelo método 2 e reanálise MERRA-2, na região da América do Sul para os trimestres JFM em (a), AMJ em (b), JAS em (c) e OND em (d). | 53 |
| 5.5 | Distribuição climatológica (2000-2015) das espécies de aerossóis, sobre a região da Amazônia, a partir dos dados da reanálise MERRA-2. | 53 |
| 5.6 | Distribuição espacial da forçante radiativa direta dos aerossóis para céu claro na superfície, em Wm^{-2} , obtida pelo método 2 e reanálise MERRA-2, para o mês de setembro em (a) Climatologia, (b) 2007 e (c) 2009. | 54 |
| 5.7 | Anomalia da forçante radiativa direta dos aerossóis em superfície, em Wm^{-2} , para o ano de 2007 em (a) e 2009 em (b). | 54 |
| 5.8 | Correlação entre a profundidade óptica dos aerossóis e a forçante radiativa direta dos aerossóis em superfície para os diferentes tipos de vegetação encontrados na América do Sul. Em (a) Classes com altos valores de AOD, em (b) Classes com AOD médio e (c) Classes com baixa profundidade óptica dos aerossóis. | 57 |
| 5.9 | Variabilidade interanual do albedo em superfície para diferentes classes de vegetação encontradas na América do Sul. | 58 |

| | | |
|------|---|----|
| 6.1 | Proporção de cada espécie de aerossol por região (pizzas). A média da AOD por espécies é proveniente da reanálise MERRA-2 para o período de 2013 a 2015. Os valores impressos representam a média da AOD total para cada região. | 62 |
| 6.2 | Distribuição sazonal da profundidade óptica dos aerossóis (AOD), em 550 nm, proveniente da reanálise MERRA-2 no período de 2000-2015. . . | 63 |
| 6.3 | Anomalia da profundidade óptica total dos aerossóis (AAOD) para o ano de 2014. | 65 |
| 6.4 | Distribuição espacial da anomalia da AOD total (550nm), no trimestre de JAS de 2013, sobre a América do Sul, em a) e no trimestre de OND de 2015, sobre a Indonésia em b). | 65 |
| 6.5 | Distribuição espacial da anomalia de radiação líquida em superfície, no trimestre de JAS de 2013, sobre a América do Sul, em a) e no trimestre de OND de 2015, sobre a Indonésia em b). | 66 |
| 6.6 | Média Mensal AOD total e por espécies, durante o período de 2013 a 2015, na Africa em (a), América do Norte em (b), Leste da Rússia em (c), América Central em (d), Indonésia em (e) e América do Sul em (f). As siglas OC+BC, DUST, SS e SU representam os aerossóis carbonáceos, de poeira, sal do mar e aerossóis de sulfato, respectivamente. | 71 |
| 6.7 | Média Mensal da Anomalia da AOD (AAOD) total e por espécies, durante o período de 2013 a 2015, na Africa em (a), América do Norte em (b), Leste da Rússia em (c), América Central em (d), Indonésia em (e) e América do Sul em (f). As siglas OC+BC, DUST, SS e SU representam os aerossóis carbonáceos, de poeira, sal do mar e aerossóis de sulfato, respectivamente. | 72 |
| 6.8 | Média para o trimestre JAS (2013-2015) do impacto dos aerossóis no campo de temperatura, em 850 hPa, em (a); e o campo de umidade específica, em 850 hPa, em (b). | 74 |
| 6.9 | Média mensal da forçante radiativa direta dos aerossóis, em Wm^{-2} , em superfície, atmosfera e topo da atmosfera, para condições de céu claro e nebulosidade, sobre a região oceânica do dipolo (20° S - 0; 20°S W - 10°S E) em (a), e região continental (20° S - 0; 10°S E - 40°S E em (b). . . | 76 |
| 6.10 | Variabilidade média mensal do impacto dos aerossóis na temperatura da superfície terrestre e demais camadas do solo, para a região da África em (a) e na altura da camada limite em (b). | 79 |

| | | |
|------|--|-----|
| 6.11 | Variabilidade média mensal das mudanças no fluxos de calor latente ($\Delta LHLAND$), evaporação ($\Delta EVPSOIL$) e transpiração ($\Delta EVPTRNS$) devido aos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO), para a América do Norte em (a), América Central em (b) e América do Sul em (c). | 81 |
| 6.12 | Variabilidade mensal média do impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) nos fluxos de superfície em (a), temperaturas da superfície e camadas do solo em (b) e altura da camada limite em (c), para a região da Indonésia às 12h. | 84 |
| 6.13 | Distribuição da densidade de kernel para o impacto dos aerossóis nos fluxos em superfície para regiões que apresentaram $\Delta \overline{SWLAND}$ para todo período, ao meio dia local, superior a $-10 Wm^{-2}$. Assim, temos em (a) África, (b) Ásia, (c) Indonésia e (d) América do Sul. | 86 |
| 6.14 | Distribuição de kernel para o impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) na radiação de onda curta líquida em superfície (Wm^{-2}) em eventos significativos de aerossóis de poeira em a), de sulfato em b) e de carbono em c). | 90 |
| 6.15 | Distribuição de kernel para o impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) no fluxo de calor sensível em superfície em eventos significativos de aerossóis de carbono para todos os continentes em a), e para a África e tipos de superfície em b). | 92 |
| 6.16 | Ciclo diurno das alterações causada pelos aerossóis atmosféricos, em eventos significativos de carbono, nos fluxos em superfície em a), no fluxo de calor latente, transpiração e evaporação em b) e na temperatura da superfície e solos em c). A coluna da esquerda representa eventos significativos sobre floresta tropical (CLASS3) e a da direita sobre savanas lenhosas (CLASS9). | 96 |
| 6.17 | Ciclo diurno das alterações causada pelos aerossóis atmosféricos, em eventos significativos de carbono, na altura da camada limite planetária. A linha azul representa alterações na floresta tropical (CLASS3) e a vermelha, alterações nas savanas lenhosas (CLASS9). | 97 |
| 6.18 | Ciclo diurno das alterações causada pelos aerossóis atmosféricos, em eventos significativos de carbono, no ciclo diurno dos fluxos em superfície na região da Indonésia. Em (a) todos os fluxos de superfície, e em (b) fluxo de calor latente. | 97 |
| 6.19 | Distribuição sazonal do viés da reanálise MERRA-2 em (a), e a diferença entre o viés da reanálise MERRA-2 e o viés do experimento M2NOAERO em relação aos dados de fluxo de calor latente do GLEAM. Estatísticas médias de 2013 a 2015. Os valores são apresentados em Wm^{-2} | 100 |

| | | |
|-----|---|-----|
| A.1 | Artigo submetido para revista <i>Atmospheric Chemistry and Physics</i> , resultados referentes ao capítulo 5. | 125 |
| A.2 | Trabalho apresentado no <i>WMO Data Assimilation Symposium</i> , resultados referentes ao capítulo 6. | 126 |

LISTA DE TABELAS

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| 2.1 Estimativas da forçante radiativa direta dos aerossóis (ARF, do inglês Aerosol Direct Radiative Forcing), em $W m^{-2}$, sobre a região da Amazônia e América do Sul, encontrados na literatura. As abreviações SUR, ATM e TOA expressam a camada em que a ARF é obtida, tal como, superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente. | 13 |
| 2.2 Resumo das perturbações na camada limite planetária (CLP) causada por aerossóis absorvedores e espalhadores. | 16 |
| 2.3 Sistemas, fontes e sazonalidade dos aerossóis atmosféricos na América do Sul. | 19 |
| 3.1 Propriedade óptica dos aerossóis por espécies, em 550 nm, como uma função da umidade relativa (RH) ^a | 32 |
| 4.1 Coeficientes de Regressão para o cálculo da ARF em superfície e topo da atmosfera. | 36 |
| 4.2 Parametrizações Físicas do Modelo Atmosférico GEOS-5. | 39 |
| 5.1 AOD (550 nm) total média para a estação seca (Agosto a Outubro), na região da Amazônia, durante o período de 2000 a 2015. | 47 |
| 5.2 Forçante radiativa direta dos aerossóis, média para a estação seca e período de 2000 a 2015, na região da Amazônia em superfície (SUR), atmosfera (ATM) e topo da atmosfera (ATM). | 48 |
| 5.3 Ajuste linear entre a AOD total (550 nm) e a ARF em superfície (Wm^{-2}) para as diferentes classes de vegetação a partir dos dados da reanálise MERRA-2 para o período de 2000 a 2015. | 58 |
| 6.1 Estatísticas para o impacto dos aerossóis nas variáveis de superfície. kernel significa o valor do impacto onde estão concentrados o maior número de pontos de grade. | 87 |
| 6.2 Estatísticas (média e desvio padrão) para o impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) nos fluxos de superfície, em Wm^{-2} , em eventos significativos de carbonáceos para as regiões com maior influência no cenário global, ao meio dia local. | 91 |

| | | |
|-----|---|-----|
| 6.3 | Estatísticas (média e desvio padrão) para o impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) nos fluxos de superfície, em Wm^{-2} , em eventos significativos de carbonáceos para as classes de vegetação na região da África, ao medio dia local. | 93 |
| 6.4 | Valores referentes ao fluxo de calor latente global médio provenientes do GLEAM e vieses da reanálise MERRA-2 e experimento M2NOAERO em relação a estes dados, em Wm^{-2} , para o período de 2013 a 2015. | 98 |
| A.1 | Valores médios de referência para os fluxos e variáveis de superfície por região e período do experimento M2NOAERO. A unidade dos fluxos é Wm^{-2} | 123 |
| A.2 | Esquema global de classificação de vegetação IGBP. | 124 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|------------|---|
| AAAOD | – Anomalia da profundidade óptica dos aerossóis |
| ABI | – Advanced Himawari Imager |
| AERONET | – AErosol RObotic NETwork |
| AFR | – África |
| AHI | – Advanced Baseline Imager |
| AOD | – Aerosol Optical Depth |
| ARCTAS | – Artic Research of the Composition of the Troposphere from Aircraft and Satellites |
| ARF | – Forçante radiativa direta dos aerossóis |
| AS | – América do Sul |
| ASCAT | – Advanced Scatterometer |
| ATM | – Atmosfera |
| ATMS | – Advanced Technology Microwave Sounder |
| ATOVS | – Advanced TIROS Operational Vertical Sounder |
| AVHRR | – Advanced Very High Resolution Radiometer |
| BC | – Black Carbon |
| BOC | – Balanço de Radiação de Onda Longa |
| BOL | – Balanço de Radiação de Onda Curta |
| BUFR | – Binary Universal Form for the Representation |
| BVOCs | – Compostos biogênicos voláteis |
| CAMER | – América Central |
| CATT-BRAMS | – Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System |
| CFSR | – Climate Forecast System Reanalysis |
| CLP | – Camada Limite Planetária |
| COLA | – Center of Ocean Land Atmosphere |
| CrIS | – Crosstrack Infrared Sounder |
| CRTM | – Community Radiative Transfer Model |
| ECMWF | – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts |
| EOS | – Earth Observational System |
| ENSO | – El Niño Oscilação Sul |
| EURO | – Europa |
| EVPTRNS | – Fluxo de transpiração das plantas |
| EVPSOIL | – Fluxo evaporativo do solo |
| GAAS | – Goddard Aerosol Assimilation System |
| GFSC | – Goddard Space Flight Center |
| GHLAND | – Fluxo de calor para o solo |
| GLATOVS | – Goddard Laboratory for Atmospheres ATOVS |
| GLEAM | – Global Land surface Evaporation: the Amsterdam Methodology |
| GPS-RO | – Global Positioning System Radio Occultation |
| GEOS | – Goddard Earth Observing System |

| | | |
|-------------|---|---|
| GES-DISC | – | Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center |
| GOES | – | Geostationary Operational Environmental Satellite |
| GMAO | – | Global Modeling and Assimilation Office |
| GSI | – | Gridpoint Statistical Interpolation |
| GOCART | – | Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport |
| IAU | – | Incremental Analysis Update |
| IGBP | – | International Geosphere Biosphere Programme |
| INDOEX | – | Indian Ocean Experiment |
| IPCC | – | Intergovernmental Panel on Climate Change |
| LBA | – | Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia |
| LHLAND | – | Fluxo de calor latente na superfície terrestre |
| LWLAND | – | Fluxo de radiação de onda longa na superfície terrestre |
| LWGNTCLR | – | Fluxo de ondas longas ascendente em superfície, assumindo céu-claro |
| LWGNTCLRCLN | – | Fluxo de ondas longas ascendente em superfície, assumindo céu claro e sem aerossóis |
| LWTUPCLR | – | Fluxo de ondas longas ascendente no TOA, assumindo céu claro |
| LWTUPCLRCLN | – | Fluxo de ondas longas ascendente no TOA, assumindo céu claro e sem aerossóis |
| M1 | – | Método 1 |
| M2 | – | Método 2 |
| MERRA | – | Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications |
| MetOp | – | Meteorological OPERational |
| MISR | – | Multi-angle imaging spectroradiometer |
| MLS | – | Microwave Limb Sounder |
| MODIS | – | Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer |
| MSG | – | Meteosat Second Generation |
| M2NOAERO | – | Simulação da reanálise MERRA-2 sem aerossóis |
| NAMER | – | América do Norte |
| NASA | – | National Aeronautics and Space Administration |
| NCEP | – | National Centers for Environmental Prediction |
| NNR | – | Neural Net Retrieval |
| NOAA | – | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| OC | – | Organic Carbon |
| OI | – | Optimal Interpolation |
| OMI | – | Ozone Monitoring Instrument |
| OSTIA | – | Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis |
| PBLH | – | Altura da camada limite planetária |
| RN | – | Saldo de radiação líquida em superfície |
| RUSSE | – | Leste da Rússia |

| | |
|-------------|--|
| RUSSW | – Oeste da Rússia |
| SAFARI | – Southern African Regional Science Initiative |
| SEVERI | – Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager |
| SSI | – Spectral Statistical Interpolation |
| SMOCC | – Smoke, Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate |
| SNPP | – Suomi-National Polar-Orbiting Operational Environmental Satellite System Preparatory Project |
| SSMIS | – Special Sensor Microwave Imager/Sounder |
| SHLAND | – Fluxo de calor sensível na superfície terrestre |
| SWGNTCLR | – Fluxo de ondas curtas líquido em superfície, assumindo céu claro |
| SWGNTCLRCLN | – Fluxo de ondas curtas líquido em superfície, assumindo céu claro e sem aerossóis |
| SWLAND | – Fluxo líquido de radiação de onda curta na superfície |
| SWTNTCLR | – Fluxo de ondas curtas líquido para céu-claro no TOA |
| SWTNTCLRCLN | – Fluxo de ondas curtas líquido para céu-claro e sem aerossóis no TOA |
| SUR | – Superfície |
| TOA | – Topo da Atmosfera |
| TOMS | – Total Ozone Mapping Spectrometer |
| TSM | – Temperatura da Superfície do Mar |
| TSURF | – Temperatura da superfície terrestre |

LISTA DE SÍMBOLOS

| | | |
|------------------|---|--|
| B | – | Matriz de covariância dos erros do modelo |
| Δ | – | Impacto dos aerossóis |
| f | – | Função de probabilidade desconhecida |
| $h(x)$ | – | Operador |
| J | – | Função Custo |
| N | – | Realizações Independentes |
| R | – | Matriz de covariância do erro das observações |
| RN_{aero} | – | Saldo de radiação considerando o efeito dos aerossóis |
| RN_{noaero} | – | Saldo de radiação desconsiderando o efeito dos aerossóis |
| $ROC \downarrow$ | – | Radiação de onda curta descendente |
| ROC | – | Radiação de onda curta ascendente |
| $ROL \downarrow$ | – | Radiação de onda longa descendente |
| ROL | – | Radiação de onda longa ascendente |
| S | – | Espécie de aerossol |
| t | – | Parâmetro de suavização |
| x_a | – | Vetor estado da análise |
| x_b | – | Vetor de estado do modelo |
| y | – | Observações |
| ϕ | – | Função de probabilidade Gaussiana |

SUMÁRIO

| | <u>Pág.</u> |
|--|-------------|
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 Justificativa | 4 |
| 1.2 Objetivos | 5 |
| 1.3 Estrutura do documento | 5 |
| 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 7 |
| 2.1 Sistema climático | 7 |
| 2.2 Aerossóis atmosféricos e seu papel no sistema climático | 11 |
| 2.3 Sistema de aerossóis na América do Sul | 18 |
| 2.4 Reanálises Meteorológicas | 22 |
| 3 DADOS | 27 |
| 3.1 Rede AERONET | 27 |
| 3.2 Sensor MODIS | 27 |
| 3.2.1 Profundidade Óptica dos Aerossóis | 27 |
| 3.2.2 Mapa de Vegetação - MCD12Q1 | 28 |
| 3.3 Reanálise MERRA-2 | 29 |
| 3.3.1 Visão geral dos aerossóis na reanálise MERRA-2 | 31 |
| 3.4 GLEAM | 34 |
| 4 METODOLOGIA | 35 |
| 4.1 Cálculo para obtenção da Forçante Radiativa Direta dos Aerossóis | 35 |
| 4.1.1 Método 1: Uma função da Profundidade Óptica dos Aerossóis | 35 |
| 4.1.2 Método 2: Balanço de radiação | 36 |
| 4.2 Descrição do Sistema MERRA-2 | 38 |
| 4.2.1 Modelo Atmosférico | 38 |
| 4.2.2 Sistema de Assimilação | 39 |
| 4.2.3 Dados assimilados | 40 |
| 4.3 Configuração do Experimento | 42 |
| 4.4 Métricas para Avaliação dos Resultados | 42 |
| 4.4.1 Impacto dos Aerossóis | 42 |
| 4.4.2 Estimativa de Densidade de Kernel | 43 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 5 | Estimativa da Forçante Radiativa Direta dos Aerossóis | 45 |
| 5.1 | Avaliação da profundidade óptica dos aerossóis sobre a região da Amazônia | 45 |
| 5.2 | Forçante Radiativa Direta dos Aerossóis na região da Amazônia | 47 |
| 5.3 | Distribuição espacial da forçante radiativa direta na região da América do Sul | 51 |
| 5.4 | Forçante radiativa direta dos aerossóis por tipo de vegetação na região da América do Sul | 55 |
| 6 | Impacto da assimilação da profundidade óptica dos aerossóis atmosféricos no sistema de reanálise MERRA-2 | 61 |
| 6.1 | Distribuição da AOD total e por espécies sobre a superfície terrestre (2013-2015) | 61 |
| 6.1.1 | Anomalias climatológicas da AOD total | 62 |
| 6.1.2 | Variabilidade mensal do comportamento e anomalias da profundidade óptica dos aerossóis por espécie | 67 |
| 6.2 | Avaliação do Impacto dos aerossóis em variáveis meteorológicas | 73 |
| 6.2.1 | Temperatura e Umidade | 73 |
| 6.2.2 | Vento zonal e meridional | 76 |
| 6.3 | Avaliação do Impacto dos aerossóis nas variáveis da superfície terrestre | 77 |
| 6.3.1 | Análise ao meio dia local | 77 |
| 6.3.1.1 | Eventos Significativos | 87 |
| 6.3.2 | Ciclo Diurno | 93 |
| 6.4 | Avaliação do fluxo de calor latente estimado da reanálise MERRA-2 e experimento M2NOAERO | 98 |
| 7 | CONCLUSÕES | 101 |
| | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 107 |
| | APÊNDICE A - TABELAS AUXILIARES | 123 |
| | ANEXO A - TRABALHOS SUBMETIDOS E APRESENTADOS. | 125 |

1 INTRODUÇÃO

A ação antropogênica vem alterando o clima do planeta ao longo das últimas décadas devido à adição de grandes quantidades de poluentes na atmosfera como os gases de efeito estufa e aerossóis - partículas em suspensão na atmosfera - da queima de combustíveis fósseis, os quais alteram a quantidade de energia que chega do sol na forma de onda curta e que sai do planeta na forma de energia infravermelha (onda longa) (QIN et al., 2013).

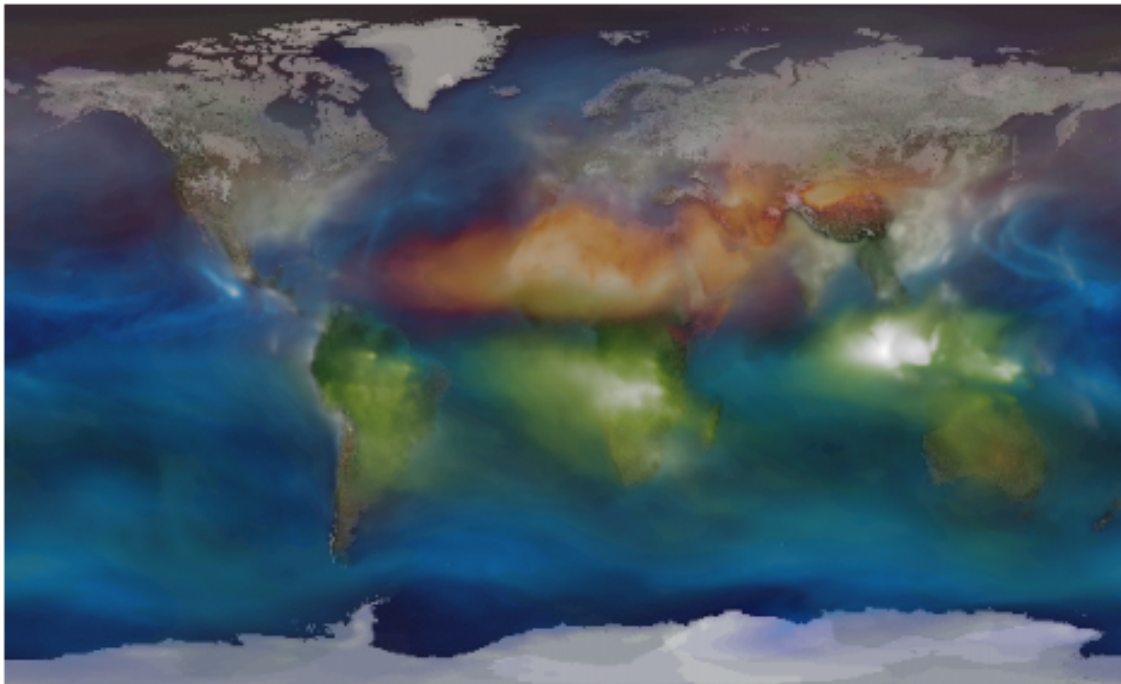
Os aerossóis também ocorrem de forma natural, originados pela vegetação, da pulverização da água, dos vulcões, das tempestades de areia e de incêndios florestais. Algumas atividades humanas, como o uso de combustíveis fósseis e alteração da superfície terrestre também geram aerossóis. Distribuídos pelo planeta, os aerossóis antropogênicos contribuem quase que da mesma forma que os aerossóis de fontes naturais (RAMANATHAN et al., 2001). Uma importante fonte de aerossóis é a queima de biomassa. A queima de matéria orgânica produz primariamente água e dióxido de carbono além de carbono grafítico (BC, do inglês *Black Carbon*) e carbono orgânico (OC) devido ao processo de queima incompleta (FREITAS et al., 2005a), e podem ser de origem natural ou antropogênica, dependendo da sua ignição. Um exemplo de incêndios naturais são os causados por descargas elétricas, enquanto que as queimadas antropogênicas englobam a queima de combustíveis fósseis, queima de biomassa (quando associada ao desflorestamento) e atividades industriais (FREITAS et al., 2005b).

Segundo estimativas recentes (WERF et al., 2010), durante o período de 1997 a 2009, as emissões globais de queimadas foram da ordem de 2.0×10^{15} g/ano, sendo a África responsável por mais da metade das emissões globais (52%), em seguida a América do Sul (AS) responsável por 15% do total. A figura 1.1 mostra a profundidade óptica dos aerossóis proveniente da reanálise MERRA-2, para o mês de setembro do ano de 1997, durante um intenso El Niño que intensificou os casos de incêndio na região da Indonésia. É possível observar uma grande quantidade de aerossóis de carbono também sobre as regiões da África e AS. Observa-se ainda na figura 1.1, que os aerossóis de carbono estão presentes em praticamente toda a extensão da AS. Outras fontes de aerossóis também são importantes sobre a superfície terrestre, como os aerossóis de poeira ao norte do continente Africano.

Os aerossóis, em geral, alteram a quantidade de radiação solar incidente na superfície através dos processos de espalhamento e absorção, reduzindo os fluxos de energia que chegam à superfície da Terra e causando seu resfriamento, que é chamado de efeito

radiativo direto (RAMANATHAN et al., 2001). Estas mudanças nos fluxos radiativos podem modificar a temperatura da superfície e, portanto, os fluxos de calor sensível e latente nas camadas mais baixas da atmosfera (YU et al., 2003). Isto ainda altera o perfil vertical da temperatura, afetando a estabilidade atmosférica, altura da camada limite, padrões de circulação local, taxa de evapotranspiração, formação de nuvem e precipitação (PROCOPIO et al., 2004; LONGO et al., 2007).

Figura 1.1 - Mapa global da profundidade óptica dos aerossóis em Setembro de 1997, durante um intenso El Niño que intensificou os incêndios florestais na Indonésia. A profundidade óptica dos aerossóis para diferentes espécies é representada pelas cores: laranja (poeira), verde (carbonáceos), branco (sulfato) e azul (sal).



Fonte: Randles et al. (2015)

Com o objetivo de quantificar os aerossóis presentes na atmosfera, diversos sistemas de medição têm sido desenvolvidos. A *Aerosol Robotic Network* (AERONET) é um projeto global com o objetivo de criar uma rede unificada de medição e monitoramento das características dos aerossóis, água precipitável, fluxo solar entre outros. As medições são feitas através de fotômetros solares, os quais medem a radiação solar direta incidente e estimam o quanto de radiação é extinta na atmosfera (HOLBEN

et al., 1998).

Os satélites também têm-se mostrado capacitados a realizar medições globais de aerossóis, através de sensores como o *Advanced Himawari Imager* (AHI) a bordo do satélite geostacionário Himawari-8 (DAISAKU, 2016), o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) (KAUFMAN et al., 1997) a bordo dos satélites de órbita polar Terra e Aqua, o *Advanced Baseline Imager* (ABI) a bordo do satélite GOES-R (KALLURI et al., 2009), entre outros que já foram utilizados e alguns ainda que estão sendo testados e validados.

Há também projetos específicos, que realizam medições intensivas em uma determinada região, como por exemplo, o *Smoke, Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate* (SMOCC), realizado em 2001 na região da floresta amazônica, Brasil (DECESARI et al., 2006), o *Indian Ocean Experiment* (INDOEX), realizado em 1999 na região do Oceano Índico (COLLINS et al., 2001). Além dos sistemas de medições, pesquisas sobre o efeito dos aerossóis de queima de biomassa têm avançado consideravelmente, sendo elas concentradas em dados observados em experimentos de campo como LBA, SAFARI, ARCTAS (ARTAXO et al., 2006; HAYWOOD et al., 2003; JACOB et al., 2010), dados de satélites (BELLOUIN et al., 2005) ou em modelagem numérica usando modelos como CATT-BRAMS, WRF-CHEM, RegCM3 (FREITAS et al., 2009; GRELL et al., 2011; ZHANG et al., 2008). Infelizmente as medições e os estudos no tema são feitos por um período de tempo curto.

Representações globais precisas das espécies de aerossóis são essenciais para reduzir as incertezas na forçante climática e quantificar seus efeitos radiativos nos processos termodinâmicos descrito pelos modelos numéricos, e levar em conta as taxas de reação fotoquímica devido à presença dos aerossóis (WEAVER et al., 2002). Neste sentido, as forçantes radiativas diretas e indiretas têm sido estimadas usando modelagem numérica de aerossóis ou recuperações de dados de satélites. Todavia, os modelos climáticos que constituem o estado da arte atual, no mundo todo, simulam a distribuição dos aerossóis fazendo uso de inúmeras aproximações. Isto por que a escala de resolução das propriedades dos aerossóis atmosféricos são significativamente menores do que as escalas dos processos que são resolvidos pelos modelos climáticos, o que torna a representação dos aerossóis fraca nestes modelos, dando baixa confiabilidade dos seus possíveis efeitos sobre o tempo e clima. Para superar esse desafio é necessária uma sinergia entre monitoramento global de longo prazo, campanhas experimentais e modelagem numérica, uma das ferramentas mais importantes para estudos de clima são as reanálises pois levam em conta dados observacionais e

modelagem numérica.

Apesar da importância dos aerossóis atmosféricos para as mudanças climáticas ser amplamente reconhecida, relativamente pouco esforço têm sido dedicado a investigar potenciais impactos dos aerossóis sobre os processos de superfície. Estas forçantes (fluxos de calor sensível, latente e momento) são indiscutivelmente medidas úteis de resposta ao clima (particularmente para o ciclo da água), até mais que a forçante radiativa (RAMANATHAN et al., 2001), uma vez que, são mais representativas da perturbação no balanço de energia do sistema superfície-atmosfera. Assim, as variáveis de superfície são apresentadas como uma ferramenta de diagnóstico importante e útil ajudando na compreensão dos *feedbacks* envolvendo o clima.

1.1 Justificativa

Nos últimos anos, para melhor entender o papel dos aerossóis no sistema climático e seus impactos na qualidade do ar, significativos esforços têm sido feitos para aumentar a quantidade e qualidade das observações de solo e remota dos aerossóis. Simultaneamente, modelos de aerossóis globais têm se tornado mais rígidos na representação de muitas propriedades dos aerossóis observados (KINNE et al., 2005). Da sinergia destes aspectos, que foi produzida a reanálise MERRA-2 (GELARO et al., 2017; RANGLES et al., 2017). Esta ferramenta inédita conta com a assimilação dos aerossóis atmosféricos por um longo período de tempo. A combinação de campos de modelo com observações, distribuídos homogeneamente no espaço e no tempo e um conjunto completo de dados meteorológicos e de superfície, que se comunicam e consideram os efeitos radiativos destes constituintes, revela uma ótima oportunidade para investigações científicas sobre o efeito direto dos aerossóis em diversos aspectos. Além disso, o último relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) cientificou que os aerossóis atmosféricos são um dos agentes climáticos que continuam contribuindo com grandes incertezas nos processos de estimar e interpretar as mudanças climáticas e a magnitude da incerteza encontrada é maior que no relatório anterior. Estas incertezas estão associadas aos efeitos diretos, semi-diretos e indiretos dos aerossóis no clima. Este fato é preocupante, pois espera-se que no decorrer dos anos, mais estudos quantitativos sobre esse agente climático sejam realizados, aumentando então, a compreensão dos seus processos e potencialidade dos seus efeitos no clima. Ao fazer uso da reanálise MERRA-2, um estudo aprimorado pode ser feito no sentido de melhorar o entendimento dos efeitos diretos dos aerossóis, uma vez que, os aerossóis interagem radiativamente no sistema. Já os efeitos indiretos não são avaliados nesta pesquisa, pois este impacto não está incluído de

forma direta no sistema de reanálise MERRA-2, devido a não interação dos aerossóis com a microfísica das nuvens. Nestas circunstâncias, é que foi levantado o objetivo principal desta pesquisa e elaboradas as questões científicas.

1.2 Objetivos

O objetivo principal desta pesquisa é estudar os efeitos dos aerossóis atmosféricos nos processos de superfície e nos parâmetros meteorológicos, sujeitos à perturbações decorrentes destes, a partir da análise da variabilidade da alteração destes parâmetros em diferentes escalas de tempo. Este estudo terá abrangência global e utilizará como ferramenta inédita, os dados da reanálise MERRA-2, que incluem o processo de assimilação de profundidade óptica dos aerossóis. Dentro deste contexto, o presente estudo visa responder os seguintes questionamentos:

- ★ De que modo a assimilação de aerossóis atmosféricos e dados meteorológicos, simultaneamente em um sistema, influencia no diagnóstico das variáveis meteorológicas (variáveis que descrevem a atmosfera, tal como temperatura, umidade e vento), dentro do contexto de uma reanálise?
- ★ Como que a interação entre os aerossóis e os campos radiativos, em uma reanálise, influenciam o ciclo diurno dos fluxos em superfície, altura da camada limite e temperatura próxima a superfície terrestre?
- ★ É possível melhorar a representação de fluxos em superfície, na reanálise MERRA-2, considerando a assimilação dos aerossóis atmosféricos?
- ★ Como os aerossóis impactam a quantidade de energia que atinge a região da América do Sul e nos diferentes tipos de cobertura terrestre desta região? Quais coberturas apresentam maiores cargas de aerossóis e quais espécies predominam?

1.3 Estrutura do documento

No capítulo 2 é apresentada a revisão bibliográfica, descrevendo elementos de relevância dentro do escopo desta pesquisa, tais como os aerossóis atmosféricos e suas principais interações dentro do sistema climático, a variabilidade e tipos de aerossóis na América do Sul e um breve histórico das reanálises. No capítulo 3 são apresentados os conjuntos de dados utilizados. No capítulo 4 é apresentada a metodologia utilizada para atingir os objetivos. No capítulo 5 é apresentado os resultados referente a estimativa da forçante radiativa dos aerossóis sobre a América do Sul, com ênfase na região da Amazônia. No capítulo 6 é apresentando o impacto dos aerossóis

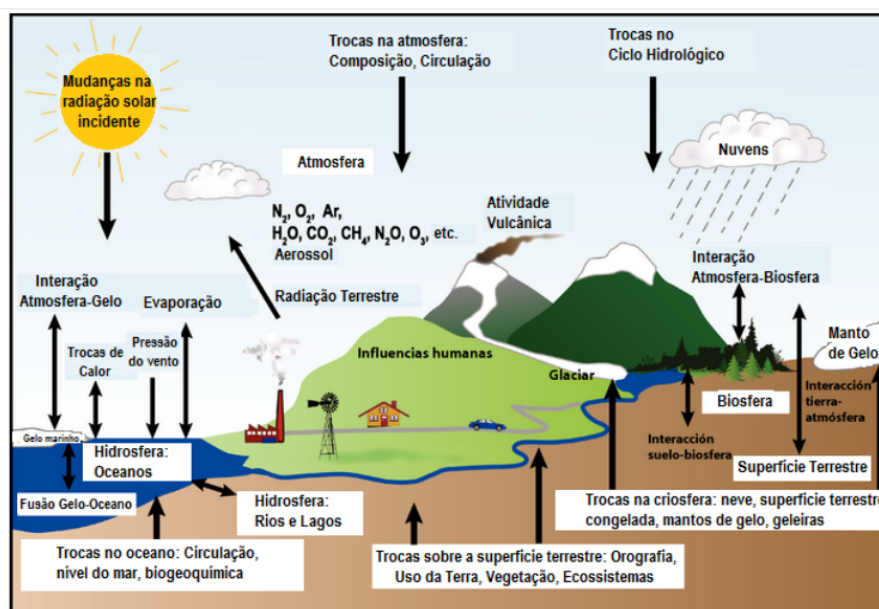
nas variáveis de estado e de superfície em contexto global. Finalmente, no capítulo 7 é apresentado a conclusão e sugestões para trabalhos futuros.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Sistema climático

Em termos gerais, o estado do sistema climático é denominado clima, que consiste da descrição estatística a partir da média e da variabilidade das variáveis do sistema para período da ordem de décadas. O clima é controlado por diversos fatores, chamados agentes climáticos, que podem ser naturais ou originados de atividades humanas (antrópicos) (CORREIA et al., 2014). Certos agentes climáticos podem contribuir para aquecer o planeta, como por exemplo, os gases do efeito estufa antrópicos, enquanto outros agentes podem ocasionar um resfriamento, como as nuvens. Em suma, as alterações no sistema climático podem ser causadas por quatro fatores principais. Três deles dizem respeito ao nível de concentração, na atmosfera, de elementos muito importantes: os gases do efeito estufa, os aerossóis e a radiação solar. O quarto fator diz respeito a transformações nas características da superfície terrestre. Ao tomador de decisões seria conveniente conhecer qual a influência quantitativa de cada agente climático, ou seja, conhecer qual a contribuição de cada agente para as variações de temperatura na superfície do planeta, ou mesmo em uma região específica.

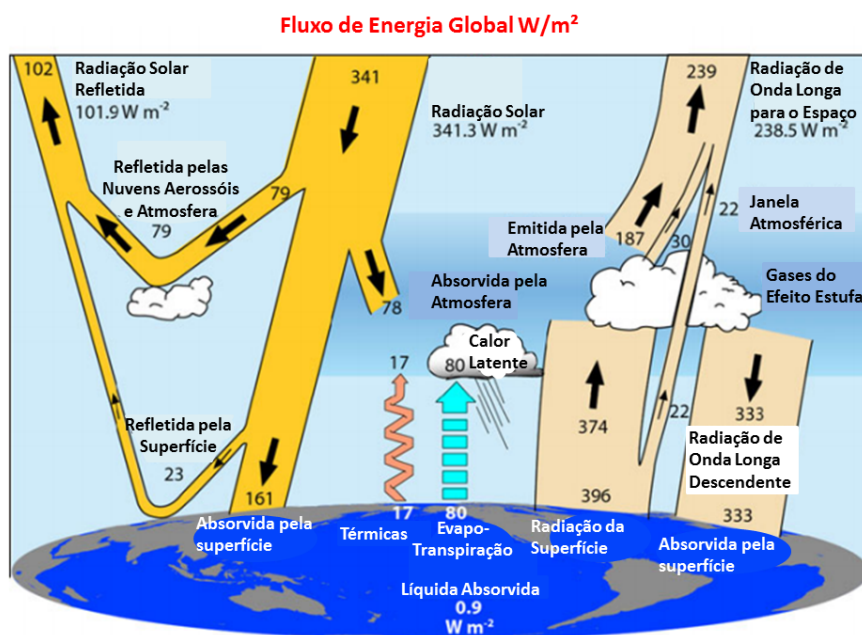
Figura 2.1 - Desenho ilustrativo dos componentes do sistema climático, seus processos e interações.



Fonte: Adaptado de Baede et al. (2001)

A composição química da atmosfera possui papel vital no balanço radiativo que, em última análise, é o balanço primário do sistema climático. A alteração da composição química da atmosfera é uma das vias mais eficazes para perturbar o balanço radiativo e, conseqüentemente, outros processos climáticos, entre eles o balanço hidrológico e ciclos biogeoquímicos (RAMANATHAN et al., 2001). O balanço radiativo implica que a quantidade de energia absorvida pelo sistema climático, basicamente proveniente do sol, é similar a que o sistema emite de volta para o espaço. A partir da Figura 2.2, pode-se observar que o topo da atmosfera recebe aproximadamente 341 Wm^{-2} de energia proveniente do sol, dos quais aproximadamente 102 Wm^{-2} são refletidos de volta para o espaço e 239 Wm^{-2} são absorvidos pelo sistema. Os elementos da atmosfera, tais como, nuvens, aerossóis e gases são responsáveis por 79 Wm^{-2} da energia refletida de volta para o espaço e a superfície, pelos 23 Wm^{-2} restantes. A energia absorvida pela superfície é convertida em fluxos de calor (sensível e latente) para a atmosfera e dentro do solo (Equação 2.1). O equilíbrio radiativo é estabelecido a partir das emissões da radiação no espectro de onda longa. Como mostrado na figura 2.2, o sistema climático emite para o espaço uma quantidade de energia similar aquela que absorve proveniente do sol (239 Wm^{-2}), estabelecendo, então, o balanço radiativo. Entretanto, como inferido anteriormente este balanço está susceptível a perturbações induzidas por agentes externos. Uma vez perturbado, o sistema tende a se arranjar de forma a reestabelecer o equilíbrio radiativo.

Figura 2.2 - Balanço de energia médio global para 2000-2005 (Wm^{-2}). As setas largas indicam o fluxo de energia em proporção com sua importância.



Fonte: Trenberth e Fasullo (2012)

Pelo princípio de conservação de energia na superfície, uma equação simplificada para o balanço de energia na superfície terrestre pode ser representada como:

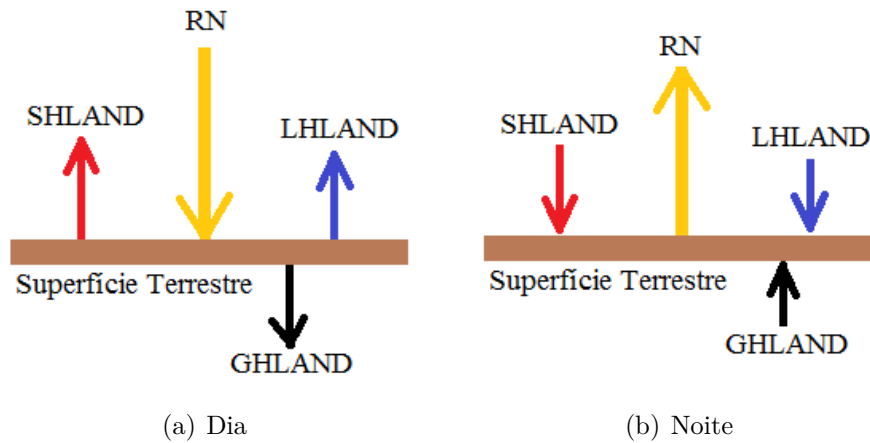
$$RN = SHLAND + LHLAND + GHLAND \quad (2.1)$$

onde, RN é a radiação líquida na superfície, ou seja, a energia absorvida pela superfície, SHLAND é o fluxo de calor sensível, LHLAND é o fluxo de calor latente e GHLAND é o fluxo de calor no solo.

A Equação 2.1 descreve como a radiação líquida na superfície terrestre deve ser equilibrada por uma combinação dos fluxos de calor sensível, latente e o fluxo de calor no solo. Durante o dia, a superfície recebe energia radiativa ($RN > 0$), que é dividida em fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente para a atmosfera e fluxo de calor para o solo (Figura 2.3a). Durante a noite, a superfície perde energia, especialmente em condições de céu claro (Figura 2.3b). Esta perda é compensada por

ganhos de calor do ar e do solo e, as vezes, do calor latente de condensação liberada durante o processo de formação de orvalho. Convencionalmente, todos os termos da Equação 2.1 são positivos durante o dia e negativos à noite. As magnitudes do fluxo de calor para o solo não diferem muito entre dia e noite, embora a direção e sinal obviamente invertam durante os períodos de transição entre manhã e noite, quando os fluxos de calor sensível e latente também mudam de sinal. A Figura 2.3 mostra uma representação esquemática dessa mudança (ARYA, 2001).

Figura 2.3 - Representação esquemática do balanço de energia típico da superfície terrestre durante o dia em (a) e noite em (b).



Fonte: Arya (2001)

A partir da equação do ciclo diurno do estoque de energia da superfície, descrita acima, fica evidente que os fluxos de calor sensível e latente, saindo ou entrando na superfície, são regidos pelo ciclo diurno da radiação líquida. A radiação líquida (RN) pode ser interpretada como uma forçante externa, enquanto que os fluxos de calor sensível, latente e no solo são efeitos dessa forçante radiativa. Assim, uma mudança no balanço de radiação à superfície provocada, por exemplo, por um aumento na carga de aerossóis atmosféricos, pode perturbar a temperatura da superfície e modificar os fluxos de calor sensível, latente e do solo na superfície terrestre, modificando conseqüentemente a temperatura da atmosfera, umidade e dinâmica. Isto pode modificar a propriedade das nuvens e novamente modificar os fluxos radiativos.

2.2 Aerossóis atmosféricos e seu papel no sistema climático

Os aerossóis atmosféricos correspondem a um conjunto de partículas sólidas e líquidas suspensas em um gás (ar) com grande mobilidade intercontinental. O termo refere-se tanto as partículas como ao gás na qual as partículas, que variam de $0.02 \mu m$ a $100 \mu m$, estão suspensas. Outro aspecto fundamental dos aerossóis é a sua composição química. Esses elementos tem origem diversa, combustão de carvão, queima de biomassa, mineradoras, poeira, erupções vulcânicas, spray marinho, etc. Nos modelos numéricos, a prescrição da composição química é geralmente feita dividindo os aerossóis em cinco categorias principais (PENNER et al., 2001; KINNE et al., 2005): aerossol de sulfato, material particulado orgânico, carbono elementar (BC, do inglês *black carbon*), poeira do deserto e sal proveniente dos oceanos.

A principal interação entre os aerossóis naturais e antropogênicos e o sistema climático são através do espalhamento e absorção da radiação solar, chamado efeito direto. Os aerossóis também afetam o balanço radiativo terrestre de maneira indireta: modificando as propriedades microfísicas das nuvens, impactando no albedo, na evolução e então na eficiência da precipitação. Os aerossóis antropogênicos são considerados agentes externos do sistema climático e suas contribuições marginais no efeito direto e indireto são quantificados por meio da estimativa das forçantes (FORSTER et al., 2007). A forçante radiativa dos aerossóis é uma média absoluta dos efeitos radiativos de todas as respostas desencadeadas por este agente climático e que são independentes de uma mudança na temperatura da superfície. Esta medida do forçamento radiativo inclui ajustes rápidos (alterações secundárias devido à presença dos aerossóis, tal como, evaporação das nuvens devido à absorção e aquecimento pelos aerossóis na camada de nuvem) e a consideração instantânea, destes ajustes e da forçante radiativa, é denominada forçante radiativa efetiva (BOUCHER et al., 2013). Estas contribuições podem modificar a temperatura da superfície e então os fluxos de calor sensível e latente dentro das camadas mais baixas na atmosfera (ICHOKU et al., 2003; YU et al., 2003). As alterações causadas no perfil vertical de temperatura da atmosfera afetam a estabilidade atmosférica, a altura da camada limite, a circulação atmosférica regional, a taxa de evaporação, a formação de nuvens e a precipitação.

O efeito líquido dos aerossóis no clima é o resfriamento da superfície, mas dependendo das suas propriedades e do albedo da superfície (sob a qual se encontram os aerossóis), os aerossóis também podem aquecer a atmosfera enquanto resfriam a superfície terrestre (RAMANATHAN et al., 2001). As propriedades de absorção da radiação solar pelos aerossóis dependem principalmente da sua concentração de car-

bono elementar, e da forma a qual está misturada internamente e externamente com materiais absorvedores. Os aerossóis da queima de biomassa contém altas concentrações de carbono elementar, entretanto o espalhamento da luz é predominante para as partículas de fumaça, como pode ser visto a partir da magnitude da medida (DUBOVIK et al., 2002) e do cálculo (PROCOPIO et al., 2003) do albedo de espalhamento simples da fumaça. O albedo crítico em superfície também apresenta relevância para o balanço radiativo no topo da atmosfera, pois define o albedo na superfície em que uma alteração na propriedade óptica dos aerossóis quase não tem influência sobre a refletância no topo da atmosfera. Por exemplo, um aumento da AOD sobre superfícies brilhantes geralmente diminui o albedo da superfície quando vista do topo da atmosfera, enquanto que um aumento da AOD sobre superfícies escuras, aumenta o albedo da superfície. Assim, a diminuição do albedo leva a um aquecimento, enquanto que o aumento no albedo leva a um resfriamento (SEIDEL; POPP, 2012).

Uma maneira de definir uma escala padrão, que permite a possibilidade de estimar a intensidade da perturbação no clima, para algum local ou região do globo, devido a um agente climático, é o cálculo da forçante radiativa, que pode ser calculada para o topo da atmosfera (TOA), superfície (SUR) e atmosfera (ATM). A tabela 2.1 apresenta uma compilação dos resultados encontrados na literatura científica, sobre os efeitos radiativos direto dos aerossóis atmosféricos na região da América do Sul. Esta tabela será utilizada como referência no capítulo 5. Em geral, sobre a superfície e oceano, em condições de céu-claro, a forçante radiativa direta no topo da atmosfera, por exemplo, possui sinal negativo. Entretanto, existem estudos que apontam que dependendo do albedo da superfície abaixo da camada de aerossóis, por exemplo, quando na presença de nuvens estratiformes, o sinal da forçante radiativa no topo da atmosfera pode ser convertido a positivo (KEIL; HAYWOOD, 2003).

Tabela 2.1 - Estimativas da forçante radiativa direta dos aerossóis (ARF, do inglês Aerosol Direct Radiative Forcing), em $W m^{-2}$, sobre a região da Amazônia e América do Sul, encontrados na literatura. As abreviações SUR, ATM e TOA expressam a camada em que a ARF é obtida, tal como, superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente.

| Região | Período | Data | AOD | ARF_{SUR} | ARF_{ATM} | ARF_{TOA} | Referência (Condição) |
|----------------|------------------------|---------------------------|-----------------|----------------|--------------|----------------|--|
| Alta Floresta | DS (1993-2002) | AERONET | 0.55 to 1.29 | -22.9 to -54.3 | 17.3 to 43.7 | -5.6 to -10.6 | (PROCOPIO et al., 2004) (24h ⁱ) |
| Abracos Hill | DS (1994-2002) | | 0.52 to 1.83 | -21.5 to -73.6 | 16.2 to 61.7 | -5.3 to -12 | |
| AM | Jul-Dez (2002) | MODIS | 0.29 to 0.59 | -10.6 to -24.8 | - | -2.7 to -6 | |
| AM | Ago-Dez (2000-2005) | MISR | 0.24 ± 0.8 | - | - | -7.6 ± 1.9 | (PATADIA et al., 2008) (24h) |
| AM | Ago-Set (2000-2009) | CERES | 0.25 ± 0.11 | - | - | -5.6 ± 1.7 | (SENA et al., 2013) (24h) |
| América do Sul | Ago-Set (2002) | MODIS Modelo Climático | - | - | - | -8 to -1 | (ZHANG et al., 2008) (24h) |
| América do Sul | 2000-2005 | CERES MODIS | - | - | - | -1 to -0.2 | (QUAAS et al., 2008) (Annually) |

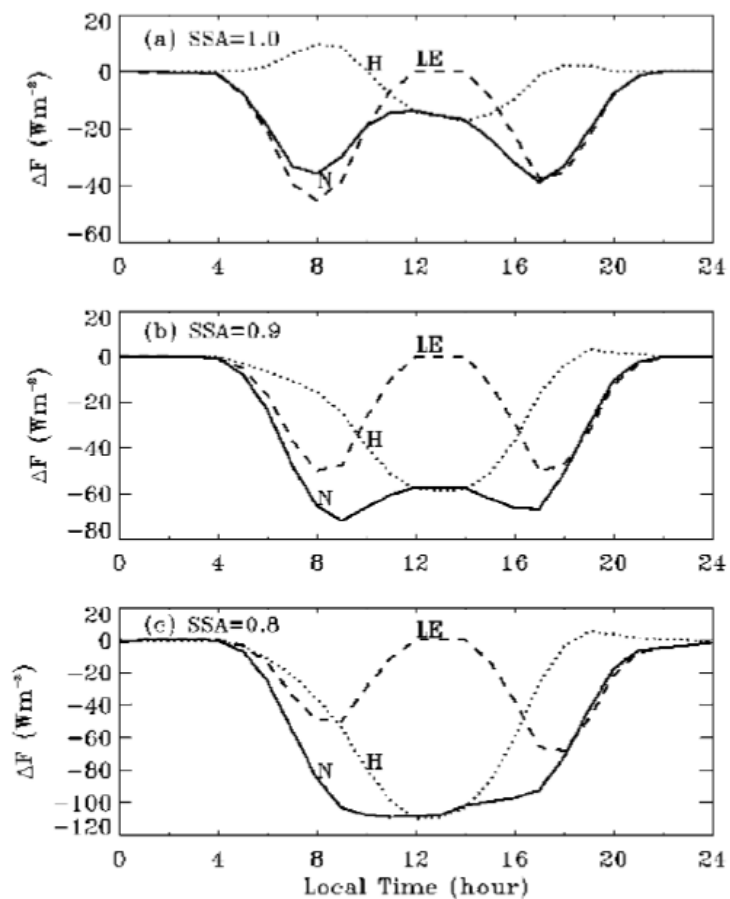
*24h refere-se a média diária.

*i Refere-se a uma atmosfera de referência com AOD=0.11

Além dos trabalhos citados na tabela 2.1, diversos estudos foram realizados no intuito de quantificar o efeito dos aerossóis atmosféricos no sistema climático, por exemplo, [Jr e Murray \(1971\)](#) que estimaram o impacto dos aerossóis na temperatura próxima a superfície. Eles atribuíram o aquecimento ou resfriamento uma razão entre a absorção e espalhamento dos aerossóis e encontraram que, quando esta razão na troposfera é da ordem de 1, então os aerossóis são responsáveis por um aquecimento na temperatura próxima à superfície, exceto sobre desertos e áreas urbanas, onde o efeito entre resfriamento e aquecimento é marginal. [Procopio et al. \(2004\)](#) apresentaram estimativas da forçante radiativa direta dos aerossóis, para um período de 7 anos, sobre dois locais na Amazônia fortemente impactados pela queima de biomassa. Os valores médios mensais da forçante radiativa direta, na estação seca na região da Amazônia, deduzida a partir de medições da rede AERONET, variaram entre -5 e -12 Wm^{-2} no topo da atmosfera e de -21 a -74 Wm^{-2} na superfície, com a diferença associada com a absorção da luz solar pela camada de aerossóis de fumaça. Foi identificado também que a distribuição espacial da forçante afeta uma área sobre a Amazônia de 1,2 - 2,6 milhões de Km^2 . [Gettelman et al. \(2015\)](#) avaliaram o impacto radiativo dos aerossóis entre 2000 a 2010, também na temperatura da superfície, a partir de um modelo acoplado (modelo de circulação atmosférica e modelo de transporte e química de aerossóis), considerando e desconsiderando mudanças devido aos aerossóis de sulfato. Encontraram padrões de correlação significativos entre a temperatura da superfície decadal observada e a simulada com inclusão de perturbações pelos aerossóis.

[Yu et al. \(2002\)](#) investigaram o impacto dos aerossóis na camada limite planetária em regiões com subsidência de ar seco utilizando simulações offline em modelos de camada limite planetária de alta resolução. Assim, encontraram que aerossóis absorvedores e aerossóis puramente espalhadores interagem diferentemente com a radiação solar produzindo mudanças nas variáveis e fluxos, que caracterizam a camada limite planetária (CLP), dependendo do tipo de aerossol. Os autores apontaram também que a redução do fluxo de radiação solar em superfície aumenta com a diminuição do albedo de espalhamento simples (ω_0), ou seja, quanto mais absorvedor for o aerossol. Ao contrário dos aerossóis puramente espalhadores, a perturbação no fluxo de radiação solar em superfície, devido aos aerossóis absorvedores, depende do ângulo solar zenital, ou seja, a radiação solar absorvida pelos aerossóis diminui com o aumento do ângulo solar zenital. Alguns resultados encontrados são resumidos na tabela 2.2 e figura 2.4.

Figura 2.4 - Perturbação induzida pelos aerossóis no fluxo de energia (**N**, linha sólida), fluxo de calor sensível (**H**, linha pontilhada) e fluxo de calor latente (**LE**, linha tracejada) para diferentes valores de albedo de espalhamento único (SSA) dos aerossóis: a) SSA=1.0, b) SSA=0.9, c) SSA=0.8. A profundidade óptica dos aerossóis considerada é 0.5 no visível.



Fonte: Yu et al. (2002)

Tabela 2.2 - Resumo das perturbações na camada limite planetária (CLP) causada por aerossóis absorvedores e espalhadores.

| Parâmetros | Aerossóis espalhadores ^a | Aerossóis absorvedores ^b |
|--------------------|---|---|
| SWLAND | Redução | Grande redução |
| Aquecimento na CLP | Mudança negligenciável | Grande aumento |
| SHLAND | Redução | Grande redução |
| Evaporação | Diminuição | Diminuição |
| $T_s - T_{2m}$ | Pequena diminuição | Grande diminuição |
| Temperatura na CLP | Diminuição | Aumento |
| Umidade na CLP | Pequeno aumento ^c Diminuição ^d | Diminuição |
| Altura da CLP | Diminuição | Grande aumento ^c Pequeno aumento ^d |

^a Albedo de espalhamento simples $\omega_0 = 1$;

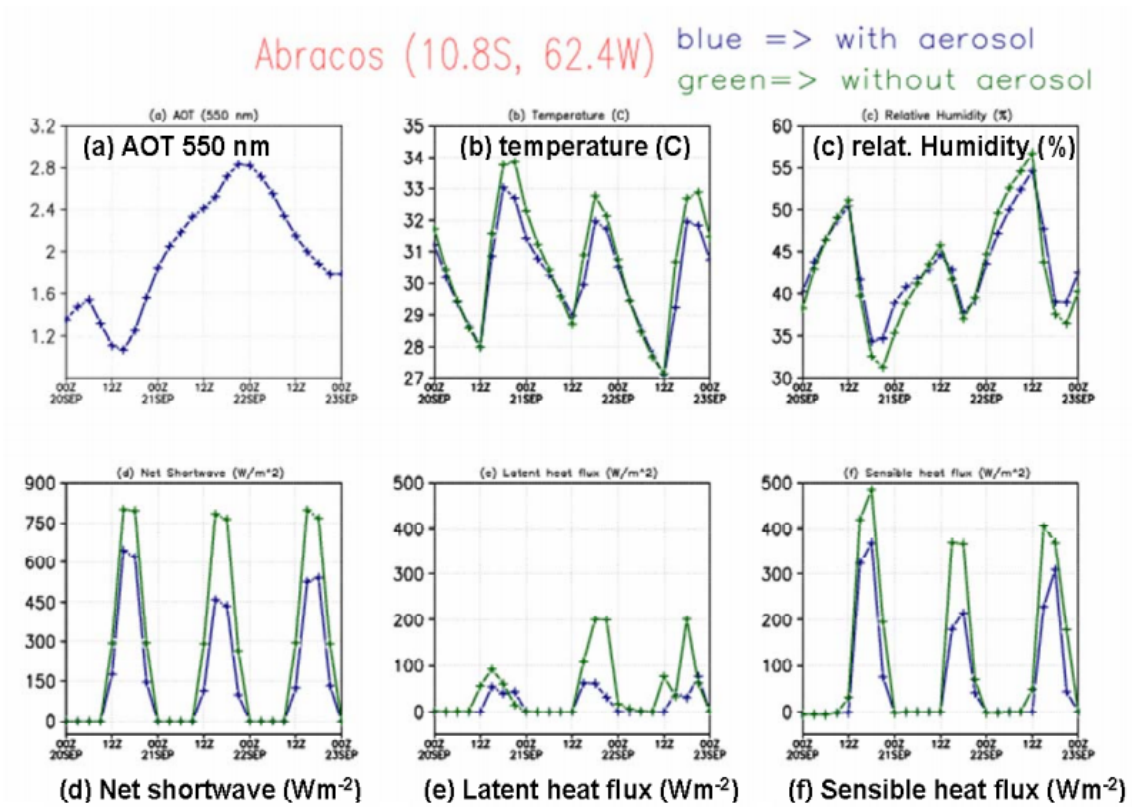
^b Albedo de espalhamento simples $\omega_0 = 0.8$;

^c Solo seco;

^d Solo úmido.

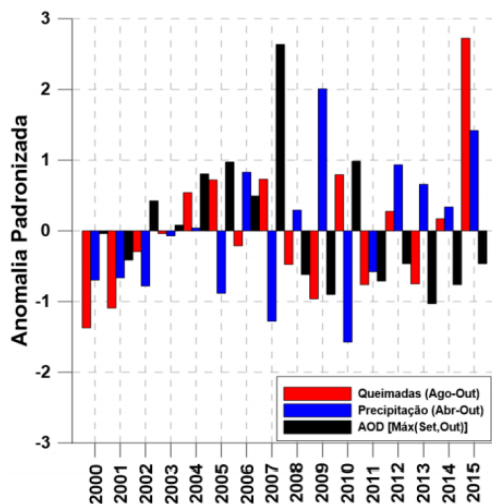
Não muito diferente, [Longo et al. \(2004\)](#) avaliaram o efeito direto dos aerossóis da queima de biomassa usando o modelo CATT-BRAMS na estrutura termodinâmica da atmosfera, no balanço de energia em superfície e precipitação. Encontraram que a temperatura da superfície é $1\text{ }^\circ\text{C}$ mais elevada quando os aerossóis atmosféricos são desconsiderados, já a umidade ligeiramente mais elevada e a precipitação reduzida quando os aerossóis são considerados. Outro resultado, é que há uma redução de 40% na radiação de onda curta incidente na superfície, no período de máxima profundidade óptica dos aerossóis, impactando diretamente nos fluxos de calor sensível e latente (Figura 2.5). Um estudo recente realizado por [PRADO, 2017](#) explorou a relação entre a carga de aerossóis, número de focos de incêndio e a precipitação, sobre a região da Amazônia, durante o período de 2000 a 2015 (Figura 2.6) e um dos resultados encontrados foi que, a profundidade óptica dos aerossóis aumenta monotonicamente com a diminuição da anomalia padronizada de precipitação. Estes trabalhos citados sumarizam o efeito dos aerossóis no sistema climático.

Figura 2.5 - Efeito direto do aerossol em propriedades termodinâmicas e no balanço de energia simulado pelo sistema CATT-BRAMS para o sítio ABRACOS nos dias 20 a 22 de setembro de 2002. Cores azul representam os resultados da simulação considerando o aerossol no cálculo de transferência radiativa, em verde os aerossóis são ignorados.



Fonte: Longo et al. (2004)

Figura 2.6 - Anomalia padronizada de AOD, em 550 nm, número de foco de queimadas e precipitação para o período de 2000 a 2015.



Fonte: Prado (2017)

2.3 Sistema de aerossóis na América do Sul

O sistema de aerossóis na América do Sul é caracterizado por significativa variabilidade espacial e temporal. Esta heterogeneidade é essencialmente controlada pela proximidade, intensidade e sazonalidade da fonte. Além dos fatores intrínsecos as fontes, os padrões meteorológicos associados à circulação, estabilidade e umidade desempenham importante papel no depósito e na distribuição espacial e temporal destas partículas na atmosfera. Segundo um estudo realizado por Rosario (2011), em termos de magnitude da profundidade óptica e da extensão espacial dos aerossóis, o cenário da AS é dominado pela presença de uma pluma de aerossóis de queimadas na região central do subcontinente durante os meses de agosto, setembro e outubro. Ademais, outros 5 sistemas são encontrados na AS (Tabela 2.3).

O sistema 6 é o mais importante no cenário regional devido a sua carga de partículas e abrangência espacial. Em seguida, o sistema 5 também apresenta relevância, uma vez que, engloba diferentes ecossistemas, dentre os quais se destacam a região de floresta primária na bacia Amazônica e o cerrado. Em condições de circulação atmosférica favorável estas plumas podem alcançar áreas remotas ao sul do subcontinente, como por exemplo, São Paulo e Buenos Aires (FREITAS et al., 2005b).

Além destes sistemas descritos, sabe-se que áreas metropolitanas emitem considerável quantidade de material particulado na atmosfera e sua influência no balanço radiativo local é considerável.

Tabela 2.3 - Sistemas, fontes e sazonalidade dos aerossóis atmosféricos na América do Sul.

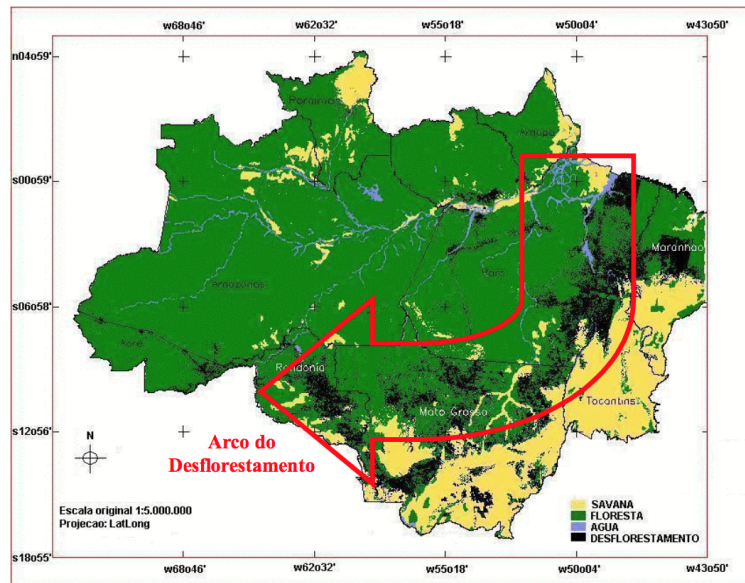
| Sistema | Fonte | Espécie | Região | Sazonalidade |
|---------|---|---------|---|--------------|
| 1 | - Biogênicas - Extração mineral - Vulcânica | SU | Estende-se meridionalmente do N do Peru ao Centro do Chile | Ago-Abr |
| 2 | - Suspensão de poeira do solo | Poeira | Patagônia Argentina | Ago-Abr |
| 3 | - Advecção de poeira do deserto | Poeira | N/NE da AS | Jan-Mai |
| 4 | - Queima de biomassa | Carbono | Venezuela, Colômbia, Equador e Peru | Fev-Abr |
| 5 | - Queima de biomassa | Carbono | NE da Amazônia | Out-Dez |
| 6 | - Queima de biomassa | Carbono | Centro da AS | Ago-Out |

Fonte: Rosario (2011)

Entre os anos de 1997 e 2000, de todos os registros de queimadas de biomassa no globo, 16 a 27% ocorreram na América do Sul (SCHULTZ, 2002). Ao sul do Equador, o Brasil é o país que mais contabiliza queimadas (DWYER et al., 2000). Isso porque a maioria das queimadas sobre o continente está distribuída ao longo do cerrado e regiões de fronteira da floresta primária, área denominada ‘arco do desflorestamento’ (Figura 2.7), assim é chamada devido ao desmatamento em grande escala da floresta Amazônica que está diretamente ligado ao desenvolvimento e processo de ocupação do interior do Brasil. A quase totalidade das queimadas nesta região ocorre durante a estação seca. A espessura óptica dos aerossóis em 500 nm medido pelos fotômetros da rede AERONET alcançam valores tão alto quanto 4 durante este período. Nesta mesma região, para a estação úmida, o valor climatológico médio é em torno de 0.1. Estas queimadas geram aumento da concentração de partículas na atmosfera sob a floresta provocando mudanças dramáticas na radiação solar líquida que atinge a superfície, nas propriedades das nuvens sobre a Amazônia, afetando o clima regional, ciclo da água, ciclo do carbono, atividades humanas, entre outros. Dada a magnitude

da atividade de queima na Amazônia, estas perturbações podem afetar o sistema climático até mesmo em escala global (LONGO et al., 2007).

Figura 2.7 - Arco do desflorestamento: Área que compreende seis dos nove estados amazônicos e consiste em uma área de 3000 Km de extensão em uma faixa em forma de arco, que vai do Maranhão ao Acre.

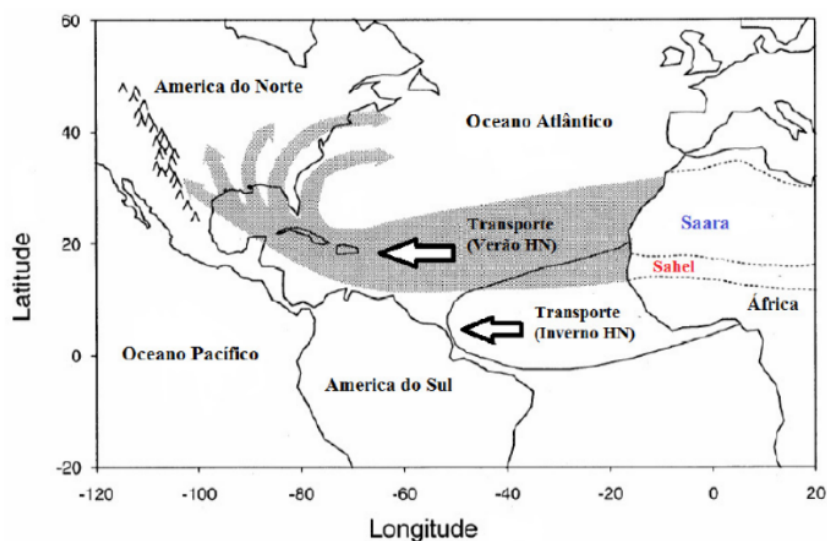


Fonte: Recuero (2003)

Como resultado da química da fumaça, a floresta Amazônica é sujeita a deposição substancial de nutrientes e compostos tóxicos para as plantas, especialmente o O_3 . Um dos efeitos do ozônio sobre a floresta é reduzir a produtividade primária. Por outro lado, a deposição de nitrogênio pode ter efeito fertilizante para a floresta remanescente. As elevadas concentrações resultam em um aumento acentuado da dispersão e absorção da luz solar, essa perturbação no fluxo de radiação solar pelos aerossóis pirogênicos afeta o balanço de energia da superfície e da troposfera e também a formação de espécies químicas pela fotólise do NO_2 e O_3 principalmente (DICKERSON et al., 1997). Além das queimadas na bacia Amazônica, há também poluição das áreas urbanas tal como Manaus e São Paulo, que quando favorecido pela circulação atmosférica, podem adentrar na bacia. Outra fonte antropogênica de partículas na floresta é aquela proveniente da queima de biomassa, na região central da África.

As fontes de aerossóis para a floresta Amazônica não são somente antropogênicas, existem também fontes naturais. A própria Amazônia é uma das principais fontes diretas de aerossóis orgânicos para a atmosfera, emitindo partículas primárias (principalmente biogênicas) e secundárias, formadas da oxidação de compostos orgânicos biogênicos voláteis emitidos pela vegetação (BVOC's) (GUENTHER et al., 1995). Como exemplo de partículas biogênicas primárias tem-se a suspensão de pólen, detritos de plantas, esporos de algas, fungos, dentre outros (PÖSCHL, 2005). Essas partículas compõem, em maioria, a moda grossa e durante o período de ausência de fontes externas, fungos, esporos, e outras partículas biogênicas primárias são responsáveis por até 80% das partículas da moda grossa na bacia. As partículas biogênicas secundárias são formadas através da reação dos BVOC's com o O_3 e OH , para produzir produtos biológicos oxidados, uma fração dos quais tem baixa volatilidade suficiente para condensar e servir como material particulado. A emissão dos BVOC's normalmente aumenta com a temperatura, dobrando a cada 5-15K dependendo do composto. Também existem fontes naturais de aerossóis provenientes de fora da bacia Amazônica, que é o caso da poeira africana e emissões marinhas. A poeira Saariana é uma partícula destaque na bacia Amazônica. A importância do transporte de poeira foi reconhecida por Prospero et al. (1981) e foi observada em várias campanhas de medições subsequentes (ARTAXO et al., 1988; SWAP et al., 1992). A poeira importada ocorre em suas maiores concentrações nas partes norte da Zona de Convergência Intertropical (Figura 2.8). As concentrações máximas da poeira em superfície ocorrem em torno de março a abril, coincidindo com a temporada úmida da parte central da bacia. Talbot et al. (1990) sugeriram que a deficiência de nutrientes no solo da bacia pode ser reabastecido pela deposição de poeira Saariana. Ademais, emissões marinhas cruzam a costa da bacia Amazônica com o fluxo do vento e adentram profundamente na floresta, sendo removidos por deposição seca e úmida (ANDREAE et al., 1988). Estas partículas são compostas principalmente por sais inorgânicos da moda grossa. Partículas marinhas têm substancial contribuição para processos secundários, tais como, o sulfato produzido pela oxidação do dimetilsulfato.

Figura 2.8 - Modelo conceitual mostrando o transporte de poeira do norte da África para a América.



Fonte: Adaptado de Perry et al. (1997).

2.4 Reanálises Meteorológicas

A reanálise meteorológica é um método desenvolvido para a obtenção de um quadro abrangente da situação do sistema terrestre, dando uma descrição numérica do clima recente produzida pela combinação de modelos numéricos do sistema terrestre e observações. As reanálises contêm estimativas de parâmetros atmosféricos, tais como temperatura do ar, pressão, vento em diferentes altitudes e parâmetros de superfície como a umidade do solo e temperatura da superfície do mar. As estimativas são produzidas para todos os locais do globo, e abrangem um longo período de tempo, que se estende do passado, em décadas ou mais, para o presente. As reanálises geram grandes conjuntos de dados que podem ocupar muitos terabytes de espaço.

A primeira reanálise, de longo prazo, foi produzida na década de 1990 no *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e teve por objetivo produzir 40 anos (1957-1997) de análises globais dos campos atmosféricos em apoio às necessidades dos pesquisadores e monitoramento climático (KALNAY et al., 1996). Esta reanálise ficou conhecida como R1 e acabou por cobrir vários anos, de 1948 até o presente (KISTLER et al., 2001). Ao mesmo tempo, outras reanálises estavam sendo produzi-

das, tal como a reanálise ERA-15, no centro de previsão europeu (ECMWF), que apresentou um período de tempo limitado (1979 até 1993) (GIBSON et al., 1997), o *Center for Ocean - Land - Atmosphere* (COLA) produziram uma reanálise para um período curto (Mai/1982 até Nov/1983) (PAOLINO et al., 1995) e a agência espacial americana (NASA) produziram uma reanálise que cobriu de 1980 até 1994, conhecida como *version 1 of the Goddard Earth Observing System* - GEOS1 (SCHUBERT et al., 1997).

As primeiras reanálises comportam o grande esforço de juntar e converter o conjunto de dados observacionais antigos em formatos modernos (*Binary Universal Form for the Representation* - BUFR), para que assim pudessem ser ingeridos em um sistema de assimilação de dados atual. A preparação destes dados é um legado duradouro, que foram trocados entre parceiros nacionais e internacionais, e utilizado em várias outras reanálises futuras. Cada novo benefício introduzido nas reanálises anteriores e prováveis erros descobertos e corrigidos são informações valiosas para a construção das próximas reanálises e para os usuários. Isso tem sido uma atividade contínua na área internacional.

Kanamitsu et al. (2002) executaram uma versão corrigida da reanálise R1, chamada R2, cobrindo apenas a era do satélite de 1979 até o presente. Apesar de corrigir muitos erros e atualizar alguns componentes do sistema, sutis diferenças são encontradas entre R1 e R2 nas variáveis de análise primária, como a altura geopotencial atmosférica livre e os ventos nos extratropicos do Hemisfério Norte. Tanto R1 quanto R2 estão sendo continuadas no NCEP, uma atividade às vezes referida como o CDAS, que, respectivamente, é notado como CDAS1 para R1 e CDAS2 para R2. O método de assimilação de dados utilizado por ambas reanálises do NCEP foi o *Spectral Statistical Interpolation* - SSI. A diferença entre essas reanálises fornece uma medida de incerteza para análises atuais. Posteriormente o NCEP contou com modelos numéricos e método de assimilação de dados mais sofisticados o que levou a produzir uma nova reanálise, conhecida como CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*), a qual apresentou muitas novidades em relação às anteriores: i) acoplamento com modelo oceânico, permitindo assimilação da temperatura da superfície do mar (TSM); ii) modelo interativo de gelo do mar; iii) assimilação de dados de radiância para todo o período, devido principalmente ao novo método de assimilação de dados, o *Gridpoint Statistical Interpolation* - GSI, que ingere este tipo de dado; iv) maior resolução vertical e horizontal; v) utilização da concentração de dióxido de carbono (CO_2) prescrito; e vi) prognóstico de ozônio.

Em função de todas as melhorias citadas e outras contidas na reanálise CFSR, essa fornece uma base para a maioria dos produtos climáticos operacionais, incluindo mudanças no sistema climático devido a esses fatores. CFSR não possui as inconsistências das anteriores no contexto climático, como exemplo, a utilização do CO_2 constante em 330 ppmv em todo o período da CDAS1 levanta preocupações em sua utilização para estudos do clima. NA CFSR o dióxido de carbono tem aumentado, influenciando na temperatura média global e isso permite avaliações climáticas no contexto antropogênico.

Outro centro que também contou com duas reanálises subsequentes foi o europeu, que após a reanálise ERA-15 produziram a reanálise ERA-40 (1957-2002) (UPPALA et al., 2005) que contou com um novo sistema de assimilação de dados, do *Optimal Interpolation* - OI para o variacional tridimensional - 3DVar, maior resolução vertical e horizontal, prognóstico do ozônio, dentre outras modificações. ERA-40 mostrou uma melhoria acentuada na quantidade de dados assimilados para o Hemisfério Sul nessa década e melhores produtos que ERA-15. Entretanto, apesar das relevantes alterações, ERA-40 continuou com algumas deficiências, tais como, a não consideração de tendências e variação temporal para os aerossóis atmosféricos, não interação do ozônio com a radiação e desbalanço hidrológico. Esses problemas levaram as reanálises não se estenderem até o presente, e assim o centro europeu produziu uma nova reanálise que segue até os dias atuais, conhecida como ERA-Interim (DEE et al., 2011). Esta última contempla um atual modelo numérico e sistema de assimilação de dados (4DVar), inclusão de novas observações, com exemplo o *Global Positioning System Radio Occultation* - GPS-RO. Os ajustes realizados na reanálise ERA-Interim levam a uma representação mais precisa que ERA-15 e ERA-40, entretanto, algumas melhorias ainda precisam ser feitas, um exemplo é a superestimativa na diminuição da chuva na região central da África. Esse erro está supostamente relacionado com a presença de um viés quente no modelo devido a subestimativa dos aerossóis na região.

No *Goddard Space Flight Center* - GFSC, após a reanálise GEOS1 foram produzidas as reanálises *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications* - MERRA (RIENECKER et al., 2011) e MERRA-2 (versão 2 da reanálise MERRA) (GELARO et al., 2017). MERRA foi produzida no objetivo de melhorar o balanço hidrológico global contando com o modelo atmosférico *Goddard Earth Observing System version 5.2.0* - GEOS-5, faz uso do sistema GSI para assimilação de dados e do procedimento para atualização incremental da análise (IAU - *Incremental Analysis Update*). MERRA utiliza o ozônio analisado pelo sistema de assimilação de

dados, sua TSM é atualizada semanalmente seguindo [Reynolds et al. \(2002\)](#), possui 72 níveis verticais (da superfície até 0.01 hPa) e utiliza uma distribuição climatológica dos aerossóis gerada do modelo de transporte químico GOCART. A montagem observacional da reanálise MERRA foi benefício trazido das reanálises do NCEP (CFSR) e do centro europeu (ERA-Interim) com pequenas diferenças. Já a reanálise subsequente, MERRA-2, foi construída motivada pelas atualizações no modelo atmosférico GEOS-5, no sistema de assimilação de dados e no conjunto de dados observacionais (mais detalhes na seção 4.2.3). MERRA-2 é a primeira reanálise com assimilação da profundidade óptica dos aerossóis atmosféricos por um longo período de tempo (de 1979 até o presente), permitindo o estudo do impacto dos aerossóis no sistema climático.

As reanálises possuem várias aplicações em tempo e clima e são de valor inestimável, pois essa série de retratos da atmosfera faz com que seja possível obter as características climáticas reais de um grande número de variáveis. Por exemplo, [Quadro et al. \(2012\)](#) estudaram as principais características do ciclo hidrológico sobre a região sul americana, documentando a partir de 3 conjuntos de reanálises (MERRA, NCEP-2, CFSR) e produtos de precipitação para o período de 1979 a 2007. [Schubert et al. \(2011\)](#) destacaram a utilidade da reanálise MERRA para caracterizar a natureza e as forçantes climáticas extremas de curto prazo, tal como ondas de calor e eventos de inundação. [Bellouin et al. \(2013\)](#) utilizaram dados da reanálise com assimilação da profundidade óptica dos aerossóis produzida pelo ECMWF, projeto MACC ([BENEDETTI et al., 2009](#); [MORCRETTE et al., 2009](#)), para estimar a forçante radiativa dos aerossóis para o período de 2003 a 2010. [Campos \(2014\)](#) avaliou a influência dos padrões de baixa frequência na precipitação e na radiação de onda longa no topo da atmosfera na região da Amazônia a partir das reanálises CDAS1 e CFSR. [Nascimento et al. \(2009\)](#) estudaram o comportamento da precipitação na América do Sul, para o período de 1999 a 2008, a partir dos dados da reanálise MERRA e CFSR, dentre outros inúmeros trabalhos.

Neste sentido, que o presente trabalho visa utilizar dados da mais recente reanálise produzida, que inclui assimilação de dados de aerossóis, para estudar o impacto destes em diversos aspectos do próprio sistema de reanálise.

3 DADOS

3.1 Rede AERONET

A *Aerosol Robotic Network* é uma rede de estações de solo com fotômetros solares e estes instrumentos fornecem uma estimativa global da profundidade óptica dos aerossóis em 7 comprimentos de onda (HOLBEN et al., 1998). A incerteza na estimativa da AOD da rede AERONET é aproximadamente ± 0.015 (HOLBEN et al., 2001). A estação utilizada é a localizada em Alta Floresta e dados no nível 2, versão 2, nos comprimentos de onda de 440, 500 e 670 nm. Esses dados foram utilizados para obter a média mensal para AOD em 550 nm (mesmo da reanálise MERRA-2). A equação matemática para conversão da AOD para 550 nm é a seguinte:

$$\frac{AOD_{\lambda}}{AOD_{\lambda_0}} = \left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-\alpha} \quad (3.1)$$

Onde, λ_0 é o comprimento de onda desejado (550 nm), λ é o comprimento de onda em 500 nm (próximo ao desejado) e α é o coeficiente de Angström, dado por:

$$\alpha = \frac{\log \frac{AOD_{\lambda_1}}{AOD_{\lambda_2}}}{\log \frac{\lambda_1}{\lambda_2}} \quad (3.2)$$

Onde, λ_1 e λ_2 são os comprimentos de onda em 670 e 440 nm, respectivamente.

3.2 Sensor MODIS

O *MODerate resolution Imaging Spectroradiometer* observa a Terra desde 2000 com o satélite Terra e a partir de 2002 com o satélite Aqua. Dentre os muitos produtos que são derivados das radiâncias espectrais do sensor MODIS estão os produtos de aerossóis e o mapeamento do tipo de cobertura da superfície terrestre.

3.2.1 Profundidade Óptica dos Aerossóis

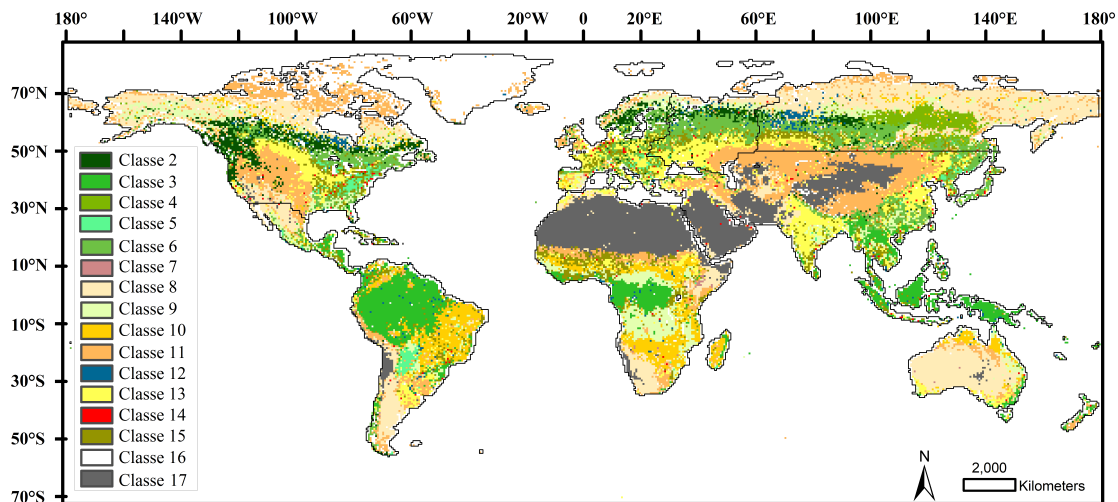
Os dados da profundidade óptica dos aerossóis utilizados fazem parte da coleção 6 e possui resolução de 3 Km, sendo classificados com controle de qualidade de nível 2, em seus próprios arquivos: MOD04_3K para o satélite Terra e MYD04_3K para o satélite Aqua. O algoritmo de recuperação para AOD das radiâncias do MODIS é o *Dark Target* (REMER et al., 2005) e a estimativa da incerteza sobre a superfície terrestre, com base em 6 meses de dados da rede AERONET, sugere que 66% das

recuperações devem estar dentro da faixa: $\Delta AOD_{3Km} = \pm 0.5 \pm 0.20 AOD$, o que significa que a maioria das recuperações possuem um viés positivo (REMER et al., 2013). Foram calculadas as médias mensais da AOD provenientes do sensor MODIS sobre a região da Amazônia para obtenção da forçante radiativa direta dos aerossóis utilizando o método desenvolvido por Procopio et al. (2004) (descrito abaixo). O dados utilizados foram do satélite Terra de Janeiro de 2000 até Junho de 2002 e a partir de Julho de 2002 até Dezembro de 2015 os dados do sensor MODIS foram provenientes do satélite Aqua.

3.2.2 Mapa de Vegetação - MCD12Q1

Este conjunto de dados pertence a coleção 5.1, e fornece informação anual do tipo de vegetação com uma resolução de aproximadamente 500 m. Os dados de entrada no algoritmo para obtenção do tipo de cobertura terrestre incluem informações espectrais e temporais nos canais de 1 a 7, bem como as estimativas do índice de vegetação também do MODIS e a temperatura da superfície terrestre. A distribuição do tipo de superfície obtido do MODIS é apresentado na figura 3.1. Estes dados foram utilizados para identificar os tipos de superfície para o cálculo da forçante radiativa direta e para avaliar o impacto dos aerossóis em MERRA-2, no período de 2013 a 2015, por tipo de vegetação. Como estes dados possuem uma resolução maior que a reanálise MERRA-2, considerou-se que a vegetação na grade do MERRA-2 é a vegetação predominantemente encontrada. Mais detalhes sobre este produto e algoritmo de recuperação do MODIS são encontrados (FRIEDL et al., 2010) e https://lpdaac.usgs.gov/dataset_discovery/modis/modis_products_table/mcd12q1.

Figura 3.1 - Mosaico global do tipo de cobertura da superfície terrestre do MODIS com classificação do IGBP (*International Geosphere-Biosphere Program*). O tipo de vegetação correspondente a cada classe é encontrado na tabela A.2.



Fonte: Produção própria.

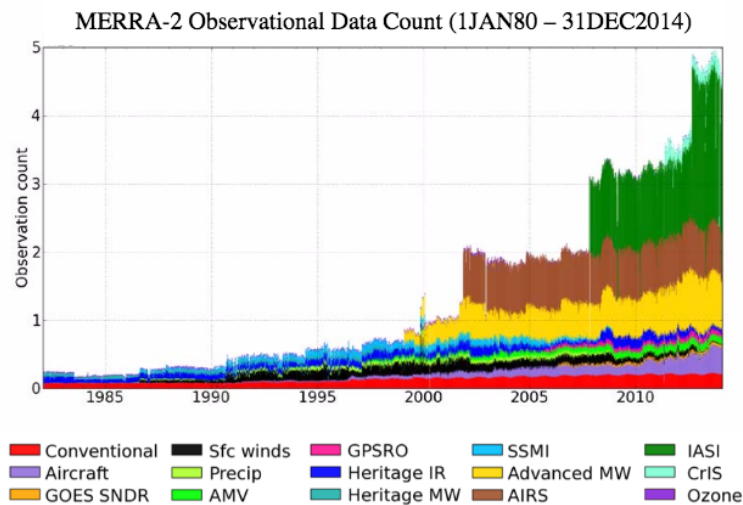
3.3 Reanálise MERRA-2

A *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2* (MERRA-2) é uma reanálise atmosférica da era moderna de satélites (1980 até o presente), produzida pelo grupo de modelagem numérica e de assimilação de dados da NASA e segue o projeto original, a reanálise MERRA (RIENECKER et al., 2011). Os principais motivos que levaram o grupo a produzir uma nova reanálise foram os inúmeros avanços no sistema de assimilação de dados e indisponibilidade de introduzir novas observações no sistema da reanálise MERRA.

Dentre as principais melhorias contidas na reanálise MERRA-2, quando comparada com a reanálise MERRA, podem-se citar: i) atualizações no sistema de assimilação de dados (modelo numérico e esquema de análise) (MOLOD et al., 2015); ii) atualização do sistema de observação incluindo novos dados (KOSTER et al., 2016) (Figura 3.2); iii) modificações no modelo atmosférico e no procedimento de análise, para conservar a massa atmosférica de ar seco e garantir que a fonte líquida de água da precipitação e evaporação superficial seja igual à mudança na água atmosférica total (TAKACS et al., 2016); iv) a inclusão da assimilação de aerossóis interativos no

sistema (uma característica do sistema terrestre ausente das reanálises anteriores) (RANDLES et al., 2017) e; v) esforço para melhorar a hidrologia da superfície terrestre (utilizando uma precipitação corrigida, ao invés da precipitação gerada pelo modelo) (REICHLE; LIU, 2014).

Figura 3.2 - Série temporal das observações assimiladas na reanálise MERRA-2 para o período de 1 de Janeiro de 1980 até Dezembro de 2014. A unidade é milhões/6horas.



Fonte: Bosilovich et al. (2015)

A reanálise MERRA-2 foi produzida com a versão 5.12.4 do sistema de assimilação de dados atmosféricos *Goddard Earth Observing System* (GEOS-5.12.4). Os componentes chaves do sistema são o modelo atmosférico GEOS-5 (RIENECKER et al., 2008) e o sistema de análise *Gridpoint Statistical Interpolation* (GSI) (WU et al., 2002). O GSI utiliza de um procedimento de atualização incremental da análise a cada ciclo de 6 horas (BLOOM et al., 1996). A resolução da reanálise é $0.5^\circ \times 0.625^\circ$ em latitude e longitude, respectivamente, e 72 níveis verticais da superfície até 0.01 hPa. Os produtos fornecidos pela reanálise MERRA-2, assim como em outras reanálises, são parâmetros meteorológicos (vento, temperatura, umidade, etc.) e diversos outros diagnósticos, como fluxos de superfície e topo da atmosfera, termos diabáticos, etc. Além disso, a reanálise MERRA-2 é o único conjunto de dados deste tipo que fornece, em tempo integral, campos tridimensionais para a razão de mistura dos aerossóis nos 72 níveis verticais, diagnóstico bidimensional da coluna de aerossóis integrada em

superfície, como exemplo, taxa de deposição úmida, concentração e outras propriedades (tal como, profundidade óptica dos aerossóis) para cinco espécies de aerossóis (carbono elementar, carbono orgânico, poeira, sal marinho e sulfato).

Os dados da reanálise MERRA-2 estão disponíveis online no portal do *Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center* (GES DISC; <https://disc.sci.gsfc.nasa.gov/mdisc/>).

3.3.1 Visão geral dos aerossóis na reanálise MERRA-2

Os aerossóis na reanálise MERRA-2 são simulados com uma versão radiativamente acoplada do modelo de transporte químico GOCART. O GOCART trata das fontes, sumidouros e química da poeira, sulfato, sal do mar, carbono elementar e carbono orgânico. A poeira e o sal do mar possuem função de emissão que depende da velocidade do vento. Primariamente, os aerossóis de sulfato e espécies de carbonáceos tem emissões principalmente da queima de combustíveis fósseis, queima de biomassa e consumo de biocombustíveis, com fontes biogênicas adicionais de carbono orgânico. Secundariamente, as fontes de sulfato incluem oxidação química do dióxido de enxofre e sulfato de dimetilo e também um conjunto de dados de emissão vulcânica com alturas de injeção. Uma detalhada descrição para a emissão dos diferentes tipo de aerossol utilizado pelo GOCART é dada em (RANGLES et al., 2017). Os processos de remoção dos aerossóis incluem deposição seca, remoção úmida, limpeza convectiva e sedimentação. O produto corrigido de precipitação (REICHLE et al., 2017), que melhor representa as mudanças na precipitação diurna quando comparada com as observações, é utilizada para induzir a deposição úmida dos aerossóis. O crescimento higroscópico dos aerossóis depende da umidade relativa simulada e é considerada no cálculo da velocidade de queda das partículas, velocidade de deposição, e parâmetros ópticos. As propriedades ópticas dos aerossóis são baseadas no conjunto de dados OPAC (do inglês, Optical Properties of Aerosols and Clouds (HESS et al., 1998)) com atualizações que incorporam a não esfericidade dos aerossóis (COLARCO et al., 2014). A tabela 3.1 fornece um resumo das propriedades ópticas dos aerossóis por espécie, em 550 nm, como uma função da umidade relativa (RH) e assumindo tamanhos diferentes para as espécies de aerossóis.

Tabela 3.1 - Propriedade óptica dos aerossóis por espécies, em 550 nm, como uma função da umidade relativa (RH)^a.

| Espécies | β_{ext}^e | | | ω_0^f | | | g^g | | |
|-----------------------------|-----------------|--------|--------|--------------|--------|--------|-------|--------|--------|
| | RH=0% | RH=80% | RH=95% | RH=0% | RH=80% | RH=95% | RH=0% | RH=80% | RH=95% |
| Poeira Caixa 1 ^b | 2.02 | 2.02 | 2.02 | 0.96 | 0.96 | 0.96 | 0.71 | 0.71 | 0.71 |
| Poeira Caixa 2 ^b | 0.64 | 0.64 | 0.64 | 0.92 | 0.92 | 0.92 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| Poeira Caixa 3 ^b | 0.33 | 0.33 | 0.33 | 0.89 | 0.89 | 0.89 | 0.80 | 0.80 | 0.80 |
| Poeira Caixa 4 ^b | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.83 | 0.83 | 0.83 | 0.84 | 0.84 | 0.84 |
| Poeira Caixa 5 ^b | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.77 | 0.77 | 0.77 | 0.87 | 0.87 | 0.87 |
| SS Caixa 1 ^c | 0.73 | 4.54 | 25.98 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 0.20 | 0.50 | 0.69 |
| SS Caixa 2 ^c | 3.48 | 10.01 | 24.02 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 0.70 | 0.78 | 0.79 |
| SS Caixa 3 ^c | 0.74 | 2.04 | 4.85 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 0.71 | 0.78 | 0.83 |
| SS Caixa 4 ^c | 0.30 | 0.86 | 2.02 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 0.77 | 0.83 | 0.85 |
| SS Caixa 5 ^c | 0.10 | 0.30 | 0.72 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 0.81 | 0.86 | 0.87 |
| BC Hidrofóbico ^d | 9.28 | 9.28 | 9.28 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.33 | 0.33 | 0.33 |
| BC Hidrofílico ^d | 9.28 | 11.27 | 15.77 | 0.21 | 0.25 | 0.38 | 0.33 | 0.40 | 0.50 |
| OC Hidrofóbico ^d | 2.67 | 2.67 | 2.67 | 0.96 | 0.96 | 0.96 | 0.58 | 0.58 | 0.58 |
| OC Hidrofílico ^d | 2.67 | 7.01 | 16.04 | 0.96 | 0.98 | 0.99 | 0.58 | 0.68 | 0.74 |
| Sulfato ^d | 3.15 | 14.29 | 22.53 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 0.67 | 0.78 | 0.80 |

^a As propriedades ópticas são dadas para RH como 0%, 80% e 95% para espécies hidrofílicas, hidrofóbicas e para propriedades que não variam com RH.

^b Para RH=0%, o raio efetivo para as 5 caixas de tamanho da poeira são 0.64, 1.34, 2.32, 4.20 e 7.75 μm , respectivamente.

^c Para RH=0%, o raio efetivo para as 5 caixas de tamanho do SS são 0.08, 0.27, 1.05, 2.50 e 7.48 μm , respectivamente.

^d Para RH=0%, o raio efetivo para espécies de sulfato, carbono orgânico e elementar são 0.16, 0.09, 0.04 μm , respectivamente.

^e O coeficiente de extinção de massa (β_{ext}) é a soma dos coeficientes de espalhamento e absorção ($\beta_{ext} = \beta_{sca} + \beta_{abs}$).

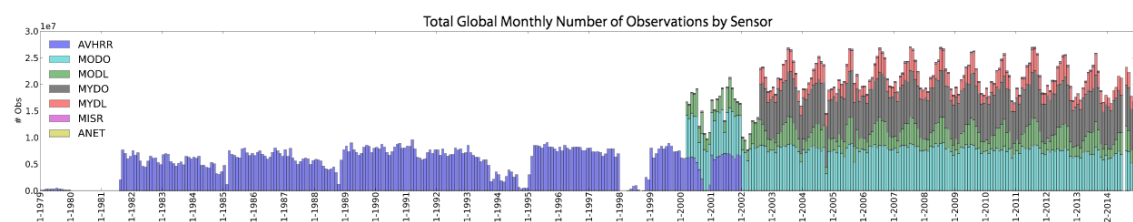
^f O albedo de espalhamento simples $\omega_0 = \beta_{sca}/\beta_{abs}$; variando de 0 (puramente absorvedor) a 1 (puramente espalhador).

^g O parâmetro de assimetria (g) varia de -1 (espalha para trás) a 1 (espalha para frente). Quando $g=0$, espalhamento é isotrópico.

Fonte: Randles et al. (2017)

A assimilação da AOD no GEOS-5 envolve identificação cautelosa de nuvens e homogeneização do sistema de observações por meio de um esquema de redes neural que permite a identificação e remoção do viés da observação de AOD do MODIS (coleção 5) antes de ser assimilados no sistema (o viés é obtido com base na AOD da rede AERONET). O mesmo acontece com a AOD do sensor AVHRR, porém a identificação do viés é feita com base nos dados de AOD já corrigido do sensor MODIS. O sistema assimila também a AOD do MISR (550 nm), sobre superfícies brilhosas (albedo >0.15), e a AOD dos dados de solo da rede AERONET, em 550 nm (interpoladas para 550 nm usando a relação de Angström e os comprimentos de onda em 500 nm e 675 nm). A média mensal da quantidade de observações de profundidade óptica dos aerossóis assimilada no sistema pode ser vista na figura 3.3. É importante ressaltar que a AOD significa a extinção na coluna atmosférica devido a todas as espécies de aerossóis. Quando em 2D não contém informações sobre a distribuição vertical ou contribuição de cada espécie para a extinção em um dado nível da atmosfera. O sistema considera observações de AOD a cada 3h em sua assimilação. Uma descrição mais detalhada do sistema de assimilação dos aerossóis na reanálise MERRA-2 (GAAS, do inglês Goddard Aerosol Assimilation System) é dada em Randles et al. (2017).

Figura 3.3 - Média mensal global das observações provenientes do sensor MODIS, a bordo do satélite Terra, sobre a superfície (MODL) e sobre o oceano (MODY), do sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua, sobre a superfície (MYDL) e sobre o oceano (MYDO), MISR, AVHRR e AERONET (ANET).



Fonte: Randles et al. (2017)

A assimilação dos aerossóis influencia a meteorologia da MERRA-2 através do acoplamento radiativo direto com o modelo dinâmico GEOS-5. Esta nova configuração do sistema permite estudar detalhadamente o impacto dos aerossóis no sistema climático através do diagnóstico da distribuição espacial e temporal dos aerossóis com

um conjunto de dados completo e distribuídos uniformemente em pontos de grade. Os produtos de aerossóis fornecidos por esta reanálise foram grande incentivadores desta pesquisa de tese, uma vez que este conjunto de dados representa uma sinergia entre dados observados e modelo do sistema terrestre considerados estado da arte, sendo extremamente útil para estudos de tempo e clima.

3.4 GLEAM

Para avaliar o fluxo de calor latente diagnosticado pelo sistema de reanálise MERRA-2 e M2NOAERO é escolhido o conjunto de dados GLEAM. Para isto é considerado as médias mensais da variável e domínio global. Este conjunto de dados foi escolhido por algumas razões: i) Eles estão entre os conjuntos de dados “estado da arte”, ii) são disponíveis globalmente, iii) são independentes e iv) foi utilizado em outros trabalhos para avaliar MERRA-2 (DRAPER et al., 2018). O formato e resolução destes dados é netcdf e 0.25° , respectivamente.

O *Global Land surface Evaporation: the Amsterdam Methodology* (GLEAM; versão 3.1a) fornece estimativas diárias da evapotranspiração, estimado a partir de satélite e reanálises utilizando um modelo baseado na equação de Priestley e Taylor (MIRALLES et al., 2011). A precipitação é proveniente do *Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation*, que é uma fusão de vários modelos com dados de precipitação estabelecidos, incluindo o conjunto de dados do *Climate Prediction Center Unified*. A temperatura em dois metros e a radiação líquida em superfície são provenientes do ERA-Interim. O conjunto de dados do GLEAM possui um viés de $20Wm^{-2}$ quando comparado com valores independentes (MARTENS et al., 2017).

4 METODOLOGIA

4.1 Cálculo para obtenção da Forçante Radiativa Direta dos Aerossóis

A forçante radiativa é uma das métricas mais utilizadas pela comunidade científica para avaliar o impacto de um agente climático sobre o clima. Essa métrica é definida como uma perturbação no balanço energético do sistema terrestre e é usualmente expressa em $W m^{-2}$, sobre uma região e período de tempo específico (MYHRE et al., 2013). Quando positivo, indica que o agente climático tende a aquecer o planeta e quando negativo, tende a esfriar.

Nesta pesquisa de tese o impacto dos aerossóis, na região da Amazônia, foi avaliado utilizando-se de dois diferentes métodos para calcular a perturbação no balanço energético, ou seja, a forçante radiativa direta dos aerossóis (ARF), que está relacionado aos efeitos diretos dos aerossóis no clima. O primeiro método utilizado foi uma parametrização desenvolvida por Procopio et al. (2004), que é uma função somente da propriedade óptica dos aerossóis. Este método, aqui chamado de método 1, pode ser utilizado apenas em superfícies vegetada, para demais superfícies outros coeficientes são requeridos. O segundo método, mais comumente utilizado pela comunidade científica, é definido como a diferença do balanço energético em condições com e sem aerossóis, para uma certa profundidade óptica dos aerossóis e na camada que deseja-se estimar o efeito dos aerossóis. Este método é aqui chamado método 2. Os dois métodos apresentados estimam a ARF para condições de céu claro.

4.1.1 Método 1: Uma função da Profundidade Óptica dos Aerossóis

O primeiro método (M1), desenvolvido por Procopio et al. (2004), teve por objetivo mensurar o impacto dos aerossóis na superfície terrestre (SUP), topo da atmosfera (TOA) e atmosfera (ATM), sobre a região da Amazônia (0° - 20° S; 45° W- 65° W), e pode ser matematicamente expresso como:

$$ARF_{M1} = a(AOD)^3 + b(AOD)^2 + c(AOD) + d \quad (4.1)$$

onde AOD é a propriedade óptica dos aerossóis média diária e a , b e c são coeficientes de regressão, que diferem os valores da ARF em superfície e topo da atmosfera (ver Tabela 4.1). Este método considera a diferença entre um ambiente com aerossóis atmosféricos e um ambiente padrão, onde $AOD = 0.11$. A forçante radiativa dos aerossóis na atmosfera é estimada pela diferença dos valores em superfície e topo da

atmosfera.

Tabela 4.1 - Coeficientes de Regressão para o cálculo da ARF em superfície e topo da atmosfera.

| | a | b | c | d | R ² |
|-----|-------|------|-------|------|----------------|
| SUP | 0 | 5.04 | -51.6 | 3.92 | 0.999 |
| TOA | -0.95 | 6.71 | -16.5 | 1.57 | 0.994 |

Fonte: Procopio et al. (2004)

Este método possui a vantagem por ser função apenas de um parâmetro. Os valores de AOD utilizados foram médias mensais, em 550 nm, obtido pelo conjunto de dados da reanálise MERRA-2 e sensor MODIS para a região Amazônica. Para a localidade de Alta Floresta foram considerados os dados da reanálise MERRA-2 e estação AERONET.

4.1.2 Método 2: Balanço de radiação

No método 2 (M2), o balanço de radiação líquido (RN) é expresso como:

$$RN = BOC + BOL \quad (4.2)$$

Onde,

$$BOC = ROC \downarrow - ROC \uparrow$$

$$BOL = ROL \downarrow - ROL \uparrow$$

e, $ROC \downarrow$ e $ROC \uparrow$ referem-se a radiação de ondas curtas incidente e refletida e $ROL \downarrow$ e $ROL \uparrow$ referem-se a radiação de ondas longa incidente e emitida, respectivamente. Assim, a forçante radiativa direta dos aerossóis, no método 2, é dada pela diferença entre os fluxos ascendentes e descendentes em uma dada superfície ou camada atmosférica calculada com e sem a presença de aerossóis na atmosfera:

$$ARF_{M2} = RN_{aero} - RN_{noaero} \quad (4.3)$$

A média mensal dos componentes do balanço de radiação foram obtidos pelo conjunto de dados da reanálise MERRA-2. O arquivo utilizado foi o **tavgM_2d_rad_Nx** e as variáveis para o cálculo da ARF em superfície foram SWGNTCLR (fluxo de ondas curtas líquido para céu-claro em superfície), SWGNTCLRCLN (fluxo de ondas curtas líquido em superfície para céu-claro e sem aerossóis), LWGNTCLR (fluxo de ondas longas líquido para céu-claro em superfície), e LWGNTCLRCLN (fluxo de ondas longas líquido em superfície para céu-claro e sem aerossóis). Já para o cálculo da ARF no topo da atmosfera as variáveis consideradas foram a SWTNTCLR (fluxo líquido de ondas curtas para céu-claro no topo da atmosfera), SWTNTCLRCLN (fluxo líquido de ondas curtas para céu-claro no topo da atmosfera na ausência dos aerossóis), LWTUPCLR (fluxo de ondas longas ascendente no topo da atmosfera, assumindo céu-claro) e LWTUPCLRCLN (fluxo de ondas longas ascendente no topo da atmosfera, assumindo céu-claro e ausência de aerossóis). Importante salientar que estas variáveis de fluxo, da reanálise MERRA-2, provém de um modelo de transferência radiativa que leva em conta parâmetros como a extinção, albedo de espalhamento e outras informações sobre os aerossóis. Assim, reescrevendo a equação 4.3, com as variáveis da reanálise MERRA-2 tem-se:

$$ARF_{SUP} = (SWGNTCLR + LWGNTCLR) - (SWGNTCLRCLN + LWGNTCLRCLN) \quad (4.4)$$

$$ARF_{TOA} = (SWTNTCLR + LWTUPCLR) - (SWTNTCLRCLN + LWTUPCLRCLN) \quad (4.5)$$

Assim como no método 1, a ARF na atmosfera é obtida da subtração da ARF no topo da atmosfera (Equação 4.5) e ARF na superfície (Equação 4.4). A ARF_{M2} foi obtida para a localidade de Alta Floresta e região Amazônica.

4.2 Descrição do Sistema MERRA-2

O experimento realizado nesta pesquisa de tese (descrito abaixo) teve a mesma configuração do sistema de reanálise MERRA-2, exceto pelo modelo de transporte químico GOCART, e foi produzido com a versão 5.12.4 do *Goddard Earth Observing System* (GEOS-5.12.4). Os principais componentes do sistema são o modelo atmosférico GEOS-5 (RIENECKER et al., 2008; MOLOD et al., 2015) e o esquema de análise com interpolação estatística em ponto de grade (GSI, do inglês *Gridpoint Statistical Interpolation*) (WU et al., 2002; KLEIST et al., 2009). A reanálise MERRA-2 possui modelo e método de assimilação de dados atualizados em relação à sua versão anterior, MERRA, e as modificações são bem documentadas em Gelaro et al. (2017).

4.2.1 Modelo Atmosférico

O GEOS-5 é um modelo atmosférico com aplicação em tempo e clima que utiliza o núcleo dinâmico de volume finito de Lin (2004), considerando uma grade com geometria esfera-cúbica (PUTMAN; LIN, 2007), a uma resolução horizontal de $0.5^\circ \times 0.625^\circ$ em latitude e longitude, respectivamente, e 72 níveis híbrido-eta da superfície até 0.01 hPa. As parametrizações físicas incluem quatro grandes grupos de processos: úmidos, radiação, mistura turbulenta e processos de superfície. Cada um deles por sua vez é subdividido em vários componentes. O módulo de radiação inclui submódulos para ondas longas e ondas curtas. A mistura turbulenta consiste na difusão vertical, na parametrização da camada limite planetária e ondas de gravidade. Os processos de superfície fornecem fluxos de superfície obtidos a partir de modelos para superfície terrestre, oceano e gelo marinho. As referências das parametrizações físicas são encontradas na tabela 4.2.

Os aerossóis utilizados no GEOS-5 são divididos em cinco espécies principais: de poeira, carbono, sulfato e sal marinho. Os aerossóis afetam diretamente a radiação em MERRA-2, uma vez que, as propriedades ópticas dos aerossóis, como a profundidade óptica, o albedo de espalhamento único e o fator de assimetria são considerados dados de entrada para as parametrizações físicas de onda curta e longa. Para o ozônio, é considerado um modelo para prognosticá-lo e para outras espécies químicas é considerada a climatologia.

As condições de contorno (temperatura da superfície do mar e concentração de gelo marinho) são provenientes de três fontes: i) Até 1981: Dados mensais com 1° de resolução espacial, como em Taylor et al. (2000); ii) De 1982 até Março de 2006:

Dados diários com $1/4^\circ$ de resolução, como em Reynolds et al. (2007); e iii) A partir de Abril de 2006: Dados diários com $1/20^\circ$ de resolução, proveniente do OSTIA (do inglês, *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis*) como em Donlon et al. (2012).

Tabela 4.2 - Parametrizações Físicas do Modelo Atmosférico GEOS-5.

| Parametrizações Física | | Referência |
|------------------------|----------------------------------|---|
| Radiação | Onda Curta | Chou e Suarez (1999) |
| | Onda Longa | Chou et al. (2001) |
| Proc. Úmidos | Convecção | RAS: (MOORTHI; SUAREZ, 1992) |
| Turbulência | Difusão Vertical | Número de Richardson |
| | CLP | Estável: (LOUIS et al., 1982) |
| | | Instável: (LOCK et al., 2000) |
| | Ondas de Gravidade | Orográfica: (MCFARLANE, 1987) Não-orográfica: (GARCIA; BOVILLE, 1994) |
| Camada Superficial | Transporte Rugosidade do oceano | Monin Obukov: (HELFAND; SCHUBERT, 1995) Vento forte: (MOLOD et al., 2013) Vento médio: (GARFINKEL et al., 2011) |
| Superfície Terrestre | CATCHMENT: (KOSTER et al., 2000) | |

4.2.2 Sistema de Assimilação

Na reanálise MERRA-2, a análise é calculada com a mesma resolução espacial que o modelo atmosférico usando um algoritmo variacional tridimensional, o GSI, com um ciclo de atualização de 6 horas. A análise é obtida através da minimização de uma operação chamada função custo que mede a distância ponderada da análise a partir das observações e da estimativa inicial. Os respectivos pesos dado a cada termo são funções do que se sabe sobre as características dos erros da observação e da estimativa inicial. Matematicamente, pode-se expressar a função custo como:

$$J = (x_a - x_b)^T B^{-1} (x_a - x_b) + [y - h(x)]^T [R]^{-1} [y - h(x)] + J_c \quad (4.6)$$

Onde x_a representa o vetor de estado da análise, x_b representa a estimativa inicial do modelo, B é a covariância de erro do modelo. O vetor y contém as observações disponíveis, o operador (também chamado de modelo direto) $h(x)$ simula essas observações e R contém as covariâncias de erro das observações, incluindo erros de

instrumento e representatividade. J_c representa restrições adicionais que podem ser impostas, como balanço de massa-vento e restrições de umidade. A análise é aplicada como uma correção para o modelo (*background*) usando um procedimento de atualização gradativa da análise (IAU; do inglês *Incremental Analysis Update*) (BLOOM et al., 1996).

Dentre as diferenças do sistema GSI na reanálise MERRA e MERRA-2 citam-se a mudança no modelo de transferência radiativa para assimilação de radiâncias, do *Goddard Laboratory for Atmospheres TOVS* - GLATOVs (SUSSKIND et al., 1983) para o *Community Radiative Transfer Model* - CRTM (CHEN et al., 2008), e a implementação de uma nova variável controle para a umidade, Dee e Silva (2003) em MERRA e agora Hólm (2002) em MERRA-2.

4.2.3 Dados assimilados

MERRA-2 inclui um número maior de observações que a reanálise anterior MERRA. O conjunto de todos os dados assimilados pode ser visto na figura 4.1 e mais informações em (KOSTER et al., 2016). As observações adicionadas em MERRA-2 quando comparado com MERRA foram:

- Vetores do movimento atmosférico do AVHRR;
- Velocidade do vento em superfície do SSMIS;
- Vetores do vento em superfície do MetOp-A, ASCAT e WindSat;
- Perfis de temperatura e de ozônio do EOS *Aura* MLS;
- Coluna total do ozônio do EOS *Aura* OMI;
- Ângulo de curvatura proveniente do GPS-RO;
- Radiâncias no infravermelho e micro-ondas do ATOVS a bordo dos satélites NOAA-19, MetOp-A e MetOp-B;
- Radiância de micro-ondas do ATMS a bordo do SNPP;
- Radiação infravermelha hiper-espectral do IASI a bordo do MetOp-A e MetOp-B e do CrIS a bordo do SNPP; e
- Radiâncias geostacionárias do MSG SEVIRI, GOES-11, GOES-13 e GOES-15.

Figura 4.1 - Observações assimiladas na reanálise MERRA-2 incluindo suas datas e fontes de uso.

| Data type | MERRA-2 dates | Source |
|--|--------------------------------|---|
| | Conventional | |
| Raob, pibal, and dropsonde | 1 Jan 1980–present | See Rienecker et al. (2011) |
| AIREP, PIREP, ASDAR, and MDCRS aircraft | 1 Jan 1980–present | NCEP, ECMWF, and JMA |
| PAOB | 1 Jan 1980–17 Aug 2010 | BoM |
| Surface land | 1 Jan 1980–present | NCEP |
| Surface ship and buoy | 1 Jan 1980–present | ICOADS |
| | Ground-based remotely sensed | |
| Wind profiler | 14 May 1992–present | UCAR and NCEP |
| NEXRAD VAD wind | 16 Jun 1997–present | NCEP |
| | Satellite-derived wind | |
| GMS, MTSAT, and Himawari atmospheric motion vector | 1 Jan 1980–present | NCEP and JMA |
| Meteosat atmospheric motion vector | 1 Jan 1980–present | NCEP and EUMETSAT |
| GOES atmospheric motion vector | 1 Jan 1980–present | NCEP |
| AVHRR atmospheric motion vector | 1 Oct 1982–present | CIMSS |
| SSM/I surface wind speed | 9 Jul 1987–4 Nov 2009 | RSS |
| ERS-1 surface wind vector | 5 Aug 1991–21 May 1996 | ESA |
| ERS-2 surface wind vector | 19 Mar 1996–29 Mar 2011 | ESA |
| QuikSCAT surface wind vector | 19 Jul 1999–22 Nov 2009 | JPL |
| MODIS atmospheric motion vector | 2 Jul 2002–present | CIMSS and NCEP |
| SSMIS surface wind speed | 23 Oct 2003–29 Oct 2013 | RSS |
| WindSat surface wind vector | 13 Aug 2007–4 Aug 2012 | NCEP |
| ASCAT surface wind vector | 15 Sep 2008–present | NCEP |
| | Satellite retrieved | |
| SBUV and SBUV/2 ozone | 1 Jan 1980–31 Sep 2004 | NASA GES DISC |
| SSM/I rain rate | 9 Jul 1987–16 Sep 2009 | NASA GES DISC |
| TMI rain rate | 1 Jan 1998–8 Apr 2015 | NASA GES DISC |
| MLS temperature | 13 Aug 2004–present | NASA GES DISC |
| MLS ozone | 1 Oct 2004–present | NASA GES DISC |
| OMI total column ozone | 1 Oct 2004–present | NASA GES DISC |
| | Radio occultation | |
| GPSRO bending angle | 14 July 2004–present | NCAR and NCEP |
| | Satellite radiance | |
| TOVS | 1 Jan 1980–10 Oct 2006 | NCAR and NESDIS |
| SSM/I | 9 Jul 1987–4 Nov 2009 | RSS |
| ATOVS (<i>NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17,</i> <i>and NOAA-18</i>) | 21 Jul 1998–present | NESDIS |
| GOES sounder (<i>GOES-8, GOES-10, GOES-11,</i> <i>and GOES-12</i> low resolution) | 24 Apr 2001–31 Mar 2007 | NCEP and NESDIS |
| AMSU-A (<i>Aqua</i>) | 1 Sep 2002–present | NASA GES DISC |
| AIRS | 1 Sep 2002–present | NASA GES DISC |
| GOES sounder (<i>GOES-11, GOES-12, GOES-13,</i> <i>and GOES-15</i> full resolution) | 1 Apr 2007–present | NESDIS |
| ATOVS (<i>NOAA-19, MetOp-A, and MetOp-B</i>) | 21 May 2007–present | NESDIS |
| IASI | 17 Sep 2008–present | NESDIS |
| ATMS | 16 Nov 2011–present | NESDIS |
| SEVIRI | 15 Feb 2012–present | NESDIS |
| CrIS | 7 Apr 2012–present | NESDIS |

Fonte: Gelaro et al. (2017)

4.3 Configuração do Experimento

O objetivo central desta pesquisa de tese foi respondida através da simulação numérica da reanálise MERRA-2 sem considerar os efeitos dos aerossóis atmosféricos. Esta simulação foi denominado M2NOAERO e teve como característica principal o desabilitamento do componente GOCART para prescrever e possibilitar a assimilação dos aerossóis atmosféricos no sistema da reanálise MERRA-2. Neste experimento os campos radiativos do modelo não tiveram interferência da assimilação dos aerossóis atmosféricos e conseqüentemente as variáveis meteorológicas e de superfície também não foram impactados pela assimilação da profundidade óptica dos aerossóis.

O período do experimento foi de aproximadamente 3 anos, começando em 21Z do dia 16 de dezembro de 2012, tendo como condição inicial a reanálise MERRA-2, até o dia 31 de dezembro de 2015, reproduzindo todos os aspectos da reanálise MERRA-2. Este período foi escolhido por conter um ano neutro e um ano com influência do El Niño Oscilação Sul (ENSO). O tempo de execução deste experimento para 1 mês variou de 5 a 7 dias e aproximadamente 1h e 45 minutos para 1 dia, dependendo da disponibilidade do sistema. Em seguida, o pós-processamento para médias mensais levou cerca de 1 dia para 25 fluxos de dados. A configuração do experimento foi a mesma da reanálise MERRA-2, exceto pelo componente GOCART que foi desativado. Uma breve descrição do sistema é dada acima.

4.4 Métricas para Avaliação dos Resultados

4.4.1 Impacto dos Aerossóis

O impacto dos aerossóis nas variáveis meteorológicas (vento, umidade, temperatura) e de superfície é estimado como a diferença entre a reanálise MERRA-2 e o experimento que desconsiderou o efeito dos aerossóis ($\Delta \equiv MERRA2 - M2NOAERO$). Os aerossóis na reanálise MERRA-2 alteram diretamente os campos radiativos e conseqüentemente afetam os fluxos e variáveis de superfície. Δ foi obtido espacialmente e temporalmente.

O impacto dos aerossóis é também separadamente avaliado para períodos e locais com grandes cargas de aerossóis e foram denominados neste trabalho como “**eventos significativos**”. Estes eventos são considerados por espécie de aerossol, ou seja, tem-se eventos significativos de aerossóis de carbono, sulfato e poeira. O sal marinho não foi incluso na análise pois sua maior concentração é sobre a superfície oceânica, a qual não faz parte do foco desta pesquisa, visto que as maiores concentrações de aerossóis

se dão sobre a superfície continental e também por ser na superfície terrestre onde há uma menor quantidade de dados assimilados devido à sua complexidade. Os eventos significativos consideram apenas o impacto dos aerossóis nos pontos de grade onde a AOD total é maior que 0.3, assim como em [Zhang et al. \(2008\)](#) e a razão da AOD de uma determinada espécie (S) e AOD total é maior que 0.5 (>50%) e então garantindo a predominância de determinada espécie. Matematicamente, os eventos significativos obedecem as seguintes expressões:

$$AOD_{Total} > 0.3 \tag{4.7}$$

$$\frac{AOD_S}{AOD_{Total}} > 0.5 \tag{4.8}$$

4.4.2 Estimativa de Densidade de Kernel

Em estatística, estimativa de densidade Kernel é uma forma não-paramétrica para estimar a função de densidade de probabilidade de uma variável aleatória. A estimativa da densidade Kernel é um problema fundamental de suavização de dados onde são feitas inferências sobre a população, com base numa amostra de dados finita ([BOTEV et al., 2010](#)). Dado N realizações independentes ($X_N \equiv X_1, \dots, X_N$) de uma função de probabilidade desconhecida (f) em X , a estimativa de densidade de Kernel Gaussiana é definida como:

$$\hat{f}(x; t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \phi(x, X_i; t) \tag{4.9}$$

onde

$$\phi(x, X_i; t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi t}} \exp^{-(x-X_i)^2/(2t)} \tag{4.10}$$

é a função de probabilidade Gaussiana (Kernel) com localização X_i e escala \sqrt{t} . A escala é usualmente referenciada como largura da banda (parâmetro de suavização). No python a biblioteca e função de análise estatística utilizadas para obter a estimativa de densidade de kernel foram a *scipy* e *gaussian_kde*, respectivamente. Esta função determina automaticamente a largura da banda através da regra de

Scott's (SCOTT, 2015).

5 Estimativa da Forçante Radiativa Direta dos Aerossóis

Neste capítulo de resultados, a forçante radiativa direta dos aerossóis para céu claro é estimada sobre a América do Sul, com ênfase na região da Amazônia, que é acometida todos os anos, durante a estação seca, por aerossóis proveniente da queima de biomassa. O impacto dos aerossóis sobre diferentes tipos de superfície terrestre também são investigados.

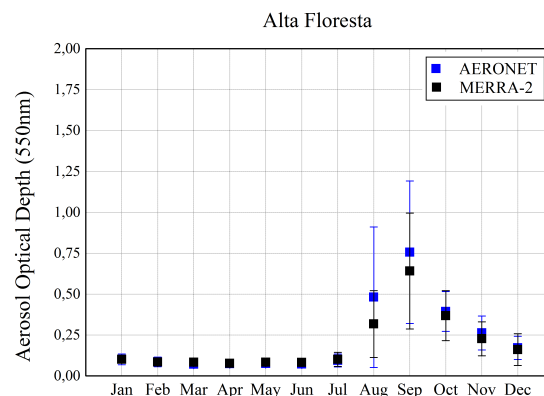
5.1 Avaliação da profundidade óptica dos aerossóis sobre a região da Amazônia

Para a estimar a forçante radiativa direta dos aerossóis a partir do método 1, a AOD total das observações da rede AERONET, sensor MODIS e reanálise MERRA-2 são consideradas. A figura 5.1 mostra a média da AOD total para o período de 2000 a 2015 na localidade de Alta Floresta a partir dos dados da rede AERONET e reanálise MERRA-2. Os valores da AOD total para os dois conjuntos de dados apresentam ótima concordância, apresentando maiores diferenças somente nos meses em que a AOD total foi maior que 0.25, isto é, durante a estação seca na região da Amazônia. Neste mesmo período os valores para o desvio padrão são de grande magnitude, indicando grande variabilidade do valor mensal da AOD total nos meses de agosto a outubro durante os anos em análise. Em geral, os dados da reanálise MERRA-2 subestimam os valores observados pela rede AERONET durante o período de queima de biomassa na região da Amazônia. O mesmo acontece quando compara-se os dados da reanálise MERRA-2 com os dados observados do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA. Ainda na figura 5.1 observa-se que os meses de Fevereiro a Junho apresentam os valores mais baixos da AOD, enquanto que o mês de Setembro corresponde ao pico no valor da AOD na região. A média mensal para Setembro encontrada foi de 0.76 ± 0.44 e 0.64 ± 0.35 para os dados da rede AERONET e MERRA-2, respectivamente. Estes resultados expressam a intensa queima de biomassa e grande inserção de aerossóis na atmosfera Amazônica.

As médias da AOD obtido da reanálise MERRA-2, sensor MODIS e rede AERONET para a estação seca de 2000 a 2015 são encontradas na tabela 5.1. Para a reanálise MERRA-2 os valores da AOD são obtidos para a localidade de Alta Floresta e média na região da Amazônia. O valor climatológico da AOD estimado para a localidade de Alta Floresta pela reanálise MERRA-2 foi de 0.44 ± 0.17 , já pela rede AERONET foi 0.54 ± 0.29 . Na região da Amazônia a AOD climatológica encontrada a partir da reanálise MERRA-2 foi 0.29 ± 0.08 e a partir do sensor MODIS foi 0.39 ± 0.15 . A reanálise MERRA-2 mostrou melhor concordância com os dados do sensor MODIS

($R^2=0.919$) que com os dados da rede AERONET ($R^2=0.888$), isto é esperado, uma vez que, os dados de AOD do sensor MODIS são assimilados em maior número pela reanálise MERRA-2. Os três conjuntos de dados apontaram os anos de 2002, 2005, 2007 e 2010 como os anos com maiores cargas de aerossóis durante a estação seca na Amazônia, enquanto que os anos de 2009 e 2013 apresentaram os menores valores. Considerando apenas o mês de Setembro, sobre a região da Amazônia, o ano de 2002 apresentou AOD total equivalente a 0.64 (MODIS) e 0.44 (MERRA-2), para 2005 os valores foram 0.73 (MODIS) e 0.51 (MERRA-2), no ano de 2007 os valores foram 0.95 (MODIS) e 0.72 (MERRA-2) e finalmente no ano de 2010 foram encontrados valores para a AOD total de 0.80 (MODIS) e 0.59 (MERRA-2). Nos últimos três anos citados, ocorreu um aumento no número de focos de incêndio e também ocorreu anomalia negativa de precipitação, que chegou a valores como -15.72 mm (Agosto/2005), -34.72 mm (Agosto/2007) e -29.72 mm (Agosto/2010) na região da Amazônia (PRADO; COELHO, 2013), correspondendo a anomalias acima de 1σ (onde σ representa o desvio padrão da média climatológica) em uma área de 12500 Km² (PRADO, 2017). O contrário ocorreu em 2009 e 2013, ou seja, estes anos apresentaram anomalias positivas de precipitação e poucos focos de incêndio. A anomalia padronizada de precipitação para o ano de 2009, por exemplo, foi aproximadamente 2.3σ . Os anos de 2005, 2007, 2009, 2010 e 2013 são bons exemplos que ilustram o papel da variabilidade da precipitação na caracterização da carga de aerossóis na atmosfera.

Figura 5.1 - Média mensal e desvio padrão da AOD total, para o período de 2000 a 2015, na localidade de Alta Floresta a partir dos dados da rede AERONET (azul) e reanálise MERRA-2 (preto).



Fonte: Própria do autor.

Tabela 5.1 - AOD (550 nm) total média para a estação seca (Agosto a Outubro), na região da Amazônia, durante o período de 2000 a 2015.

| Ano | Alta Floresta | | Amazônia | |
|--------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| | MERRA-2 | AERONET | MERRA-2 | MODIS |
| 2000 | 0.34±0.07 | 0.40±0.06 | 0.22±0.04 | 0.35±0.07 |
| 2001 | 0.42±0.14 | 0.45±0.15 | 0.27±0.06 | 0.37±0.10 |
| 2002 | 0.66±0.23 | 0.94±0.40 | 0.35±0.07 | 0.53±0.08 |
| 2003 | 0.40±0.20 | 0.50±0.18 | 0.26±0.06 | 0.38±0.09 |
| 2004 | 0.55±0.18 | 0.64±0.09 | 0.32±0.09 | 0.54±0.15 |
| 2005 | 0.65±0.20 | 1.02±0.34 | 0.42±0.07 | 0.58±0.11 |
| 2006 | 0.47±0.20 | 0.59±0.32 | 0.28±0.07 | 0.40±0.15 |
| 2007 | 0.96±0.41 | 0.92±0.55 | 0.52±0.17 | 0.69±0.24 |
| 2008 | 0.35±0.13 | 0.37±0.10 | 0.26±0.06 | 0.31±0.05 |
| 2009 | 0.19±0.06 | 0.20±0.06 | 0.18±0.06 | 0.18±0.06 |
| 2010 | 0.74±0.30 | 0.99±0.37 | 0.43±0.11 | 0.58±0.16 |
| 2011 | 0.25±0.11 | 0.28±0.13 | 0.21±0.07 | 0.23±0.08 |
| 2012 | 0.31±0.15 | 0.38±0.17 | 0.27±0.09 | 0.31±0.10 |
| 2013 | 0.19±0.06 | 0.19±0.06 | 0.17±0.05 | 0.20±0.06 |
| 2014 | 0.25±0.07 | 0.28±0.08 | 0.22±0.05 | 0.28±0.05 |
| 2015 | 0.36±0.17 | - | 0.30±0.11 | 0.34±0.11 |
| Média | 0.44±0.14 | 0.54±0.21 | 0.29±0.07 | 0.39±0.11 |

- Representa que não houveram dados da AERONET para a estação seca no ano de 2015.

5.2 Forçante Radiativa Direta dos Aerossóis na região da Amazônia

Para obter uma longa série temporal da forçante radiativa direta dos aerossóis (ARF) na região da Amazônia, os dados da reanálise MERRA-2 foram utilizados. A ARF também foi estimada utilizando-se os dados da rede AERONET e sensor MODIS, entretanto o único método utilizado para estes dois conjuntos foi o método 1 (PROCOPIO et al., 2004). A figura 5.2a mostra a variabilidade interanual da forçante radiativa direta dos aerossóis para a localidade de Alta Floresta a partir dos dados da reanálise MERRA-2 e método 1, pode-se notar que os anos de 2007 e 2010 apresentaram as maiores magnitudes para a ARF em superfície, atmosfera e topo da atmosfera. No mês de pico da AOD total, os valores da ARF em superfície atingiram aproximadamente -63 Wm^{-2} e -49 Wm^{-2} para 2007 e 2010, respectivamente. Estes altos valores já eram esperados, uma vez que, altos valores da AOD total foram identificados nestes anos. Por outro lado, o ano com menor efeito dos aerossóis teve como magnitude da ARF em superfície, no mês de Setembro, -7 Wm^{-2} (2009). O sinal negativo indica uma diminuição no saldo de radiação em superfície devido à absorção

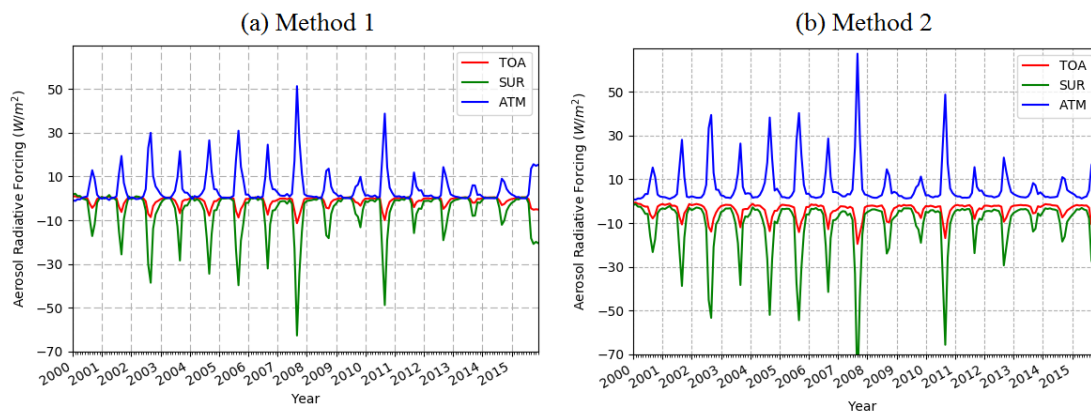
e espalhamento da radiação solar pelos aerossóis. No topo da atmosfera estes valores variaram de aproximadamente -11 Wm^{-2} a -7 Wm^{-2} , o sinal negativo indica uma perda de radiação maior para o espaço, já que a camada de aerossóis possui albedo maior que a superfície terrestre e reflete mais radiação de volta para o espaço. A diferença entre os valores do topo e superfície estão associados à absorção da radiação solar pelos aerossóis e variaram de 5 Wm^{-2} a 51 Wm^{-2} durante o período de estudo e utilizando-se do método 1. A figura 5.2b também mostra a variabilidade interanual da forçante radiativa direta dos aerossóis estimada da reanálise MERRA-2, porém o método utilizado é do balanço de energia (seção: 4.1.2). A partir deste método, a ARF em superfície, para o mês de Setembro, variou de aproximadamente -87 Wm^{-2} (2007) a -11 Wm^{-2} (2009) e de -19 Wm^{-2} (2007) a -5 Wm^{-2} (2009) no topo da atmosfera. As estimativas médias da ARF para a estação seca na Amazônia provenientes da reanálise MERRA-2 (método 1 e 2) e proveniente das observações (AERONET e MODIS) são apresentadas na tabela 5.2.

Na localidade de Alta Floresta, a estimativa da ARF obtida da reanálise MERRA-2 e método 1 (M2M1) tiveram melhor concordância com a ARF estimada dos dados da rede AERONET. Já para a região da Amazônia, a estimativa da ARF em superfície e atmosfera obtida da reanálise MERRA-2 e método 2 (M2M2) concordaram melhor com a estimativa da ARF dos dados do sensor MODIS. No topo da atmosfera, a estimativa que melhor concordou com a do sensor MODIS foi proveniente da reanálise e método 1. Tanto para a localidade de Alta Floresta, como para a região da Amazônia, os valores no topo da atmosfera foram os que apresentaram maiores diferenças entre os métodos.

Tabela 5.2 - Forçante radiativa direta dos aerossóis, média para a estação seca e período de 2000 a 2015, na região da Amazônia em superfície (SUR), atmosfera (ATM) e topo da atmosfera (ATM).

| Data | Método | AOD | ARF _{SUR} | ARF _{ATM} | ARF _{TOA} |
|----------------------|--------|-----------|--------------------|--------------------|--------------------|
| Alta Floresta | | | | | |
| AERONET | 1 | 0.54±0.21 | -21.90±8.31 | 17.01±6.74 | -4.89±1.59 |
| MERRA-2 | 1 | 0.44±0.17 | -17.51±7.89 | 13.41±6.24 | -4.09±1.66 |
| MERRA-2 | 2 | 0.44±0.17 | -25.97±10.01 | 17.83±7.56 | -8.14±2.59 |
| Amazônia | | | | | |
| MODIS | 1 | 0.39±0.11 | -15.40±5.02 | 11.65±3.84 | -3.75±1.12 |
| MERRA-2 | 1 | 0.29±0.08 | -10.66±4.09 | 8.05±3.03 | -2.62±1.06 |
| MERRA-2 | 2 | 0.29±0.08 | -16.49±4.66 | 10.31±3.38 | -6.18±1.48 |

Figura 5.2 - Série temporal da forçante radiativa direta dos aerossóis (ARF) para a localidade de Alta Floresta, estimada da reanálise MERRA-2 e método 1 em a) e método 2 em b). A ARF é estimada na superfície (SUR), atmosfera (ATM) e topo da atmosfera (TOA).



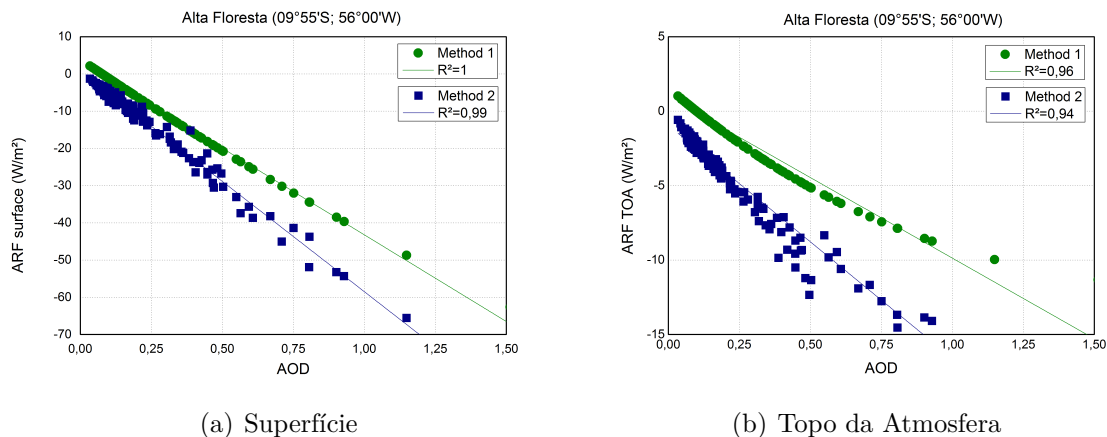
Fonte: Própria do autor.

Pode-se notar que a figura 5.2a possui uma proximidade maior entre as curvas que representa a ARF em superfície e atmosfera que a figura 5.2b. Isto é explicado pelo fato de que o método 1 considera que a atmosfera sem aerossol é uma atmosfera em condições naturais, ou seja, a profundidade óptica dos aerossóis é igual a 0.11 (Amazônia), ou seja, a forçante radiativa para esta AOD é ajustada para ser muito próxima de zero. No método 2, uma atmosfera sem aerossóis, significa uma profundidade óptica dos aerossóis igual a zero. Assim, enquanto que no método 1 uma carga de aerossóis de 0.11 representa, a partir do ajuste linear (método 1), uma ARF de aproximadamente $-1.7 Wm^{-2}$ na superfície e de $-0.23 Wm^{-2}$ no topo da atmosfera, ou seja, muito próximo de zero (considerando a magnitude da ARF regional), no método 2 representa uma ARF de $-5.74 Wm^{-2}$ na superfície e $-2.67 Wm^{-2}$ no topo da atmosfera. A correlação entre a profundidade óptica dos aerossóis da reanálise MERRA-2 e a ARF estimada pelos dois métodos pode ser vista na Figura 5.3. Pode-se perceber que a correlação entre os valores de AOD e ARF obtida pelo método 1 são melhores que quando comparamos a AOD com a ARF obtida pelo método 2. A boa correlação entre a AOD e a ARF não diz a respeito de qual método é o melhor. Cada um dos métodos apresenta seus lados positivos e negativos. Por exemplo, o método 1 apresenta a característica de estimar a forçante radiativa direta dos aerossóis para localidades onde só a profundidade óptica dos aerossóis

é disponível, entretanto ao desconsiderar certos aspectos (i.e., este método foi obtido com base apenas nos dados da AERONET e sobre a região da Amazônia), o método se torna um tanto simplório e limita sua área de uso. Já o método 2, considera diversos parâmetros e variáveis que estão inseridas dentro do sistema de reanálise MERRA-2 e afetam os campos radiativos, entretanto a ARF estimada por este método não separa a ARF natural da ARF antropogênica, pois estima a ARF em condições com e totalmente sem aerossóis ($AOD=0$). Também observa-se que a correlação entre a AOD e a ARF para ambos os métodos é melhor na superfície. Segundo Sena et al. (2013) a linearidade entre a ARF no topo da atmosfera e a AOD não é esperada para valores altos de AOD. As diferenças entre o método 1 e 2 também estão relacionadas às propriedades intrínsecas dos aerossóis que diferenciam-se entre os métodos, tal como o albedo de espalhamento simples dos aerossóis (ω_0). No sistema de reanálise MERRA-2, ω_0 varia de 0.96 (aerossóis de carbono hidrofóbico) a 0.99 (aerossóis de carbono hidrofílico em condições de 95% de umidade relativa) (Tabela 3.1). Já no método 1, ω_0 varia de 0.86 a 0.94 para aerossóis provenientes da queima de biomassa. Outra importante diferença é o fato de o método 1 calcular a ARF somente no espectro visível, enquanto que o método 2 considera ondas longas e ondas curtas.

A média mensal da forçante radiativa direta dos aerossóis, durante o período de 2000 a 2015, também foi calculada para a região da Amazônia. Os resultados encontrados sobre a região da Amazônia são mais tênues que em um ponto específico da Amazônia, tal como a localidade de Alta Floresta. Isto ocorre porque ao fazer a média de todos os pontos de grade localizados dentro desta grande região são englobadas localidades em que a ARF é muito pequena. Os cálculos para a ARF sobre a região da Amazônia foram realizados através dos dois métodos descritos acima e a partir dos dados da reanálise MERRA-2 e do sensor MODIS, a bordo dos satélites Aqua e Terra. Os valores médios para a estação seca encontram-se na Tabela 5.2. Os resultados apresentados neste trabalho por ambos os métodos concordam com estudos anteriores de Procopio et al. (2003) que encontraram valores entre $-74 Wm^{-2}$ a $21 Wm^{-2}$ para a ARF em superfície e $-12 Wm^{-2}$ a $-5 Wm^{-2}$ no TOPO, na localidade de Alta Floresta, e Zhang et al. (2008) que encontraram valores como $-35 Wm^{-2}$ a $-10 Wm^{-2}$ em superfície e $-8 Wm^{-2}$ a $-1 Wm^{-2}$ no topo da atmosfera sobre a América do Sul (Tabela 2.1).

Figura 5.3 - Correlação entre a profundidade óptica dos aerossóis da reanálise MERRA-2 e a forçante radiativa direta para céu claro, na região de Alta Floresta, na superfície em (a), e topo da atmosfera em (b).



Fonte: Própria do autor.

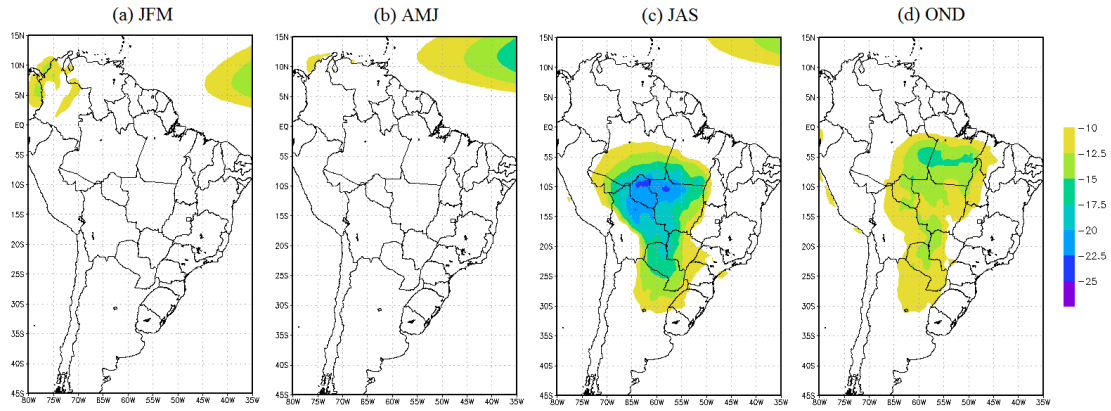
5.3 Distribuição espacial da forçante radiativa direta na região da América do Sul

A figura 5.4 mostra a distribuição espacial da climatologia sazonal da forçante radiativa direta dos aerossóis para céu claro, em superfície, sobre a região da América do Sul, obtida com a reanálise MERRA-2 e método 2, no período de 2000 a 2015. Em termos de magnitude da forçante radiativa direta dos aerossóis em superfície, o cenário é dominado pelos aerossóis de queimadas na região central do continente no trimestre de Julho-Agosto-Setembro (JAS $\sim 13 Wm^{-2}$), seguido do trimestre Outubro-Novembro-Dezembro (OND $\sim 11 Wm^{-2}$), onde a maior magnitude da ARF em superfície é identificada na porção nordeste da bacia Amazônica, também proveniente dos aerossóis de queimadas. O trimestre de OND apresenta menor intensidade, pois a área de queimadas é menor e também melhor ventilada, favorecendo a dispersão dos aerossóis nessa região. Estes dois trimestres englobam a estação seca na região da Amazônia e apresentam grandes áreas territoriais dominadas por um valor de ARF em superfície menor que $-20 Wm^{-2}$ e $-15 Wm^{-2}$ para JAS e OND, respectivamente. O trimestre de Janeiro-Fevereiro-Março (JFM) apresenta uma pequena área com valores de ARF entre -10 e $-13 Wm^{-2}$ em superfície, na região que inclui a Venezuela, Colômbia, Equador e norte do Peru, e também estão relacionados aos aerossóis de queimadas. O trimestre de JFM, bem como o

trimestre de Abril-Maio-Junho (AMJ) apresentam na porção norte e nordeste da América do Sul, sobre a região costeira oceânica, valores de ARF em superfície em torno de -13 Wm^{-2} . Segundo Rosario (2011), esta região é dominada pela pluma de aerossóis proveniente do deserto do Saara e contribui para estes valores de ARF encontrados. A figura 5.5 mostra a distribuição climatológica das espécies de aerossóis sobre a região da , e a partir desta análise é possível observar o grande aumento dos aerossóis de carbono no período da estação seca, tanto do carbono elementar como do carbono orgânico. Os aerossóis de sulfato também apresentam um pico, com máxima no mês de setembro. Já a poeira apresenta maiores valores em março e setembro (período seco, onde também ocorrem grandes suspensões de poeira do solo, em regiões menos florestadas). O sal marinho apresenta máximo em novembro, período que há uma circulação atmosférica favorável para transportar o sal marinho para dentro do continente.

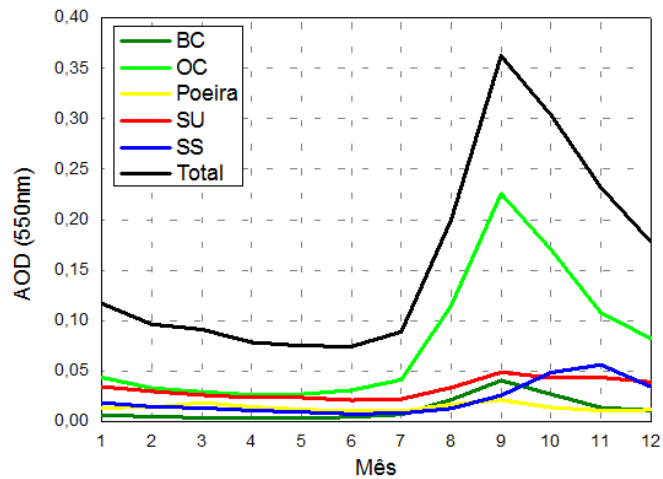
Durante o período de estudo, os anos de 2005, 2007 e 2010 apresentaram, durante a estação seca, as maiores áreas com magnitude de ARF em superfície inferior a -40 Wm^{-2} e no topo da atmosfera inferior a -10 Wm^{-2} . A figura 5.6a mostra a distribuição climatológica da ARF em superfície para o mês de setembro e pode-se notar que no ano de 2007 (figura 5.6b) os valores para a ARF em superfície foram muito abaixo da climatologia em grande parte da região. A anomalia da ARF em superfície para o ano de 2007 tem magnitudes que variam de -40 Wm^{-2} a -10 Wm^{-2} (figura 5.7a). Esta anomalia apresentada é tão expressiva que a sua magnitude é comparável a magnitude da ARF em superfície. Já o ano com menor influência dos aerossóis na região Amazônica foi o ano de 2009 (figura 5.6c), seguido do ano 2013. Em 2009 houve uma anomalia de precipitação de grande escala na Amazônia Brasileira (PRADO, 2017; COELHO et al., 2012) e os valores para a ARF em superfície e topo da atmosfera não foram inferiores a -20 Wm^{-2} e -10 Wm^{-2} , respectivamente. A anomalia da ARF em superfície para o ano de 2009 é apresentada na figura 5.7b.

Figura 5.4 - Distribuição espacial da forçante radiativa direta dos aerossóis para céu claro na superfície, em Wm^{-2} , obtida pelo método 2 e reanálise MERRA-2, na região da América do Sul para os trimestres JFM em (a), AMJ em (b), JAS em (c) e OND em (d).



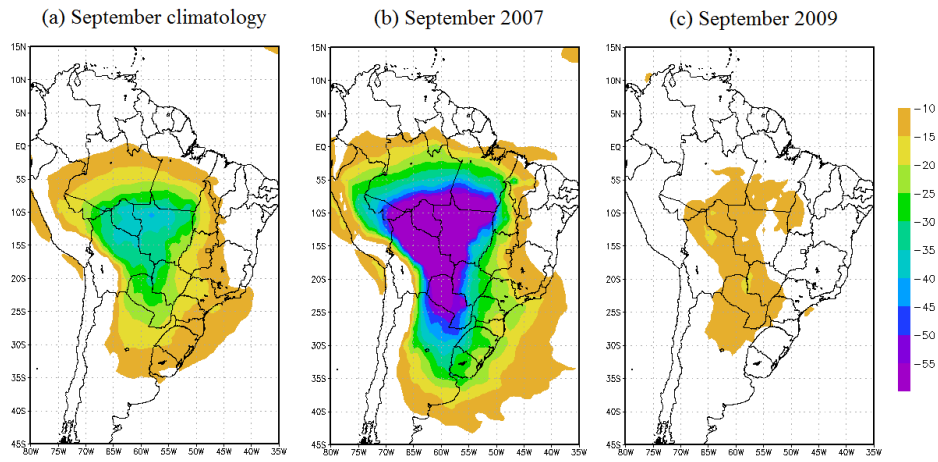
Fonte: Própria do autor.

Figura 5.5 - Distribuição climatológica (2000-2015) das espécies de aerossóis, sobre a região da Amazônia, a partir dos dados da reanálise MERRA-2.



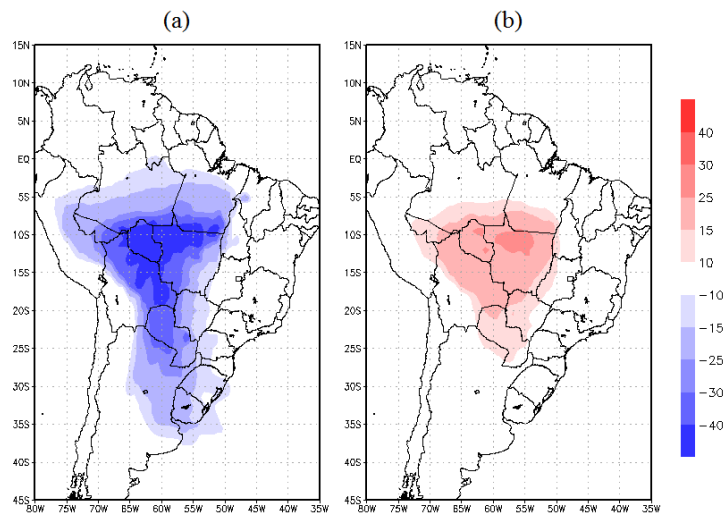
Fonte: Própria do autor.

Figura 5.6 - Distribuição espacial da forçante radiativa direta dos aerossóis para céu claro na superfície, em Wm^{-2} , obtida pelo método 2 e reanálise MERRA-2, para o mês de setembro em (a) Climatologia, (b) 2007 e (c) 2009.



Fonte: Própria do autor.

Figura 5.7 - Anomalia da forçante radiativa direta dos aerossóis em superfície, em Wm^{-2} , para o ano de 2007 em (a) e 2009 em (b).



Fonte: Própria do autor.

5.4 Forçante radiativa direta dos aerossóis por tipo de vegetação na região da América do Sul

A região da América do Sul, como visto acima, é quase em sua totalidade acometida pela influência dos aerossóis de queima de biomassa que dominam o cenário regional, todo ano, durante a estação seca. Esta e outras espécies de aerossóis modificam a quantidade de energia que atinge a superfície heterogênea da região. A América do Sul, com base no mapa de vegetação do MODIS (seção 3.2.2), contempla 9 classes de vegetação (ver tabela A.2 e figura 3.1) e essas são influenciadas pelos aerossóis em maior ou menor grau. Assim, o objetivo aqui é encontrar a espécie de aerossol predominante para cada classe e por meio dos valores da ARF obtidos da reanálise MERRA-2, estimar quais são mais impactadas pelos aerossóis. Importante salientar que os aerossóis são transportados horizontalmente, assim não necessariamente em uma região de floresta, por exemplo, será encontrado apenas carbonáceos orgânicos biogênicos provenientes da mesma, bem como em uma região de solo nu será encontrado apenas poeira. Regiões próximas a estas classes vegetadas influenciam também no tipo de aerossol encontrado em cada classe.

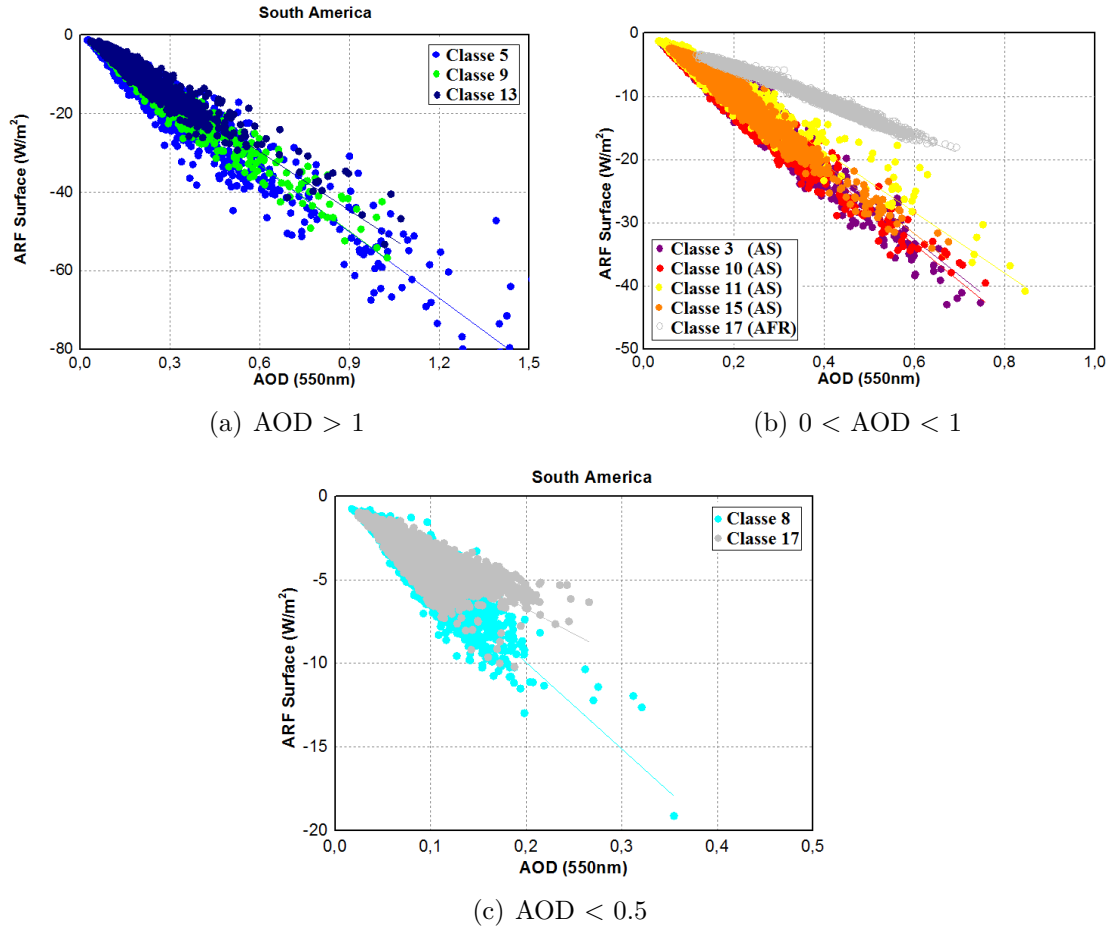
As classes floresta de folha larga decídua (classe 5), savanas lenhosas (classe 9) e terras agrícolas (classe 13) apresentaram, durante o período (2000-2015), altos valores de AOD total médio sobre a área vegetada, atingindo valores maiores que 1 e com picos em setembro que estão relacionados principalmente aos aerossóis de carbono. Os aerossóis de sulfato também estiveram presente nas camadas atmosféricas acima destas classes vegetais e pouco encontrou-se poeira e sal marinho. Assim como nestas classes, a floresta tropical (classe 3), savanas (classe 10), pastagem (classe 11), e mosaico de terras agrícolas e vegetação natural (classe 15) também são influenciados por aerossóis de carbono (com picos máximo no período de queimadas) e aerossóis de sulfato, entretanto a média da AOD total sobre essas superfícies não foi maior que 1. Sabe-se que a floresta tropical, a Amazônia, é fortemente influenciada pelos aerossóis de queimada e em algumas localidades a AOD total atinge valores muito acima de 1, porém sua extensão é muito grande e por isso em média não foram encontrados altos valores. Diferentemente, os arbustos abertos (classe 8 - próximo a Patagônia Argentina) e o solos nu (classe 17) são influenciados principalmente por aerossóis de sulfato e em alguns casos (tal como em 2007 que a área atingida pelas queimadas foi grande) pelos aerossóis de carbono e sua AOD total média durante o período é relativamente mais baixa que nas outras superfícies.

Na figura 5.8 observa-se a relação da profundidade óptica dos aerossóis e a forçante

radiativa direta para cada tipo de vegetação. Dentre as vegetações que apresentaram ser afetada por uma maior carga de aerossóis (Figura 5.8a), a classe 5 é a que apresenta maior valor da ARF em superfície, precedida da classe 9. Já as classes de vegetação pouco influenciada pelos aerossóis, possuem as menores forçantes radiativas direta em superfície, o que é esperado, visto que a carga de aerossóis é menor (Figura 5.8c). Agora observando-se as classes que apresentaram AOD total médio entre 0 e 1 (Figura 5.8b) percebe-se que a classe 10, precedida da classe 3 são as que possuem maiores valores para a ARF em superfície quando a AOD=1 (tabela 5.3) e as classes 11, 13 apresentaram os menores valores para a ARF em superfície. Em síntese, o impacto dos aerossóis dependem do albedo superficial, tipo e concentração dos aerossóis acima da superfície. Isto pode ser melhor entendido quando olhamos para a região de solos nu na África (Figura 5.8), que apesar de possuir valores de AOD considerável, não possui grandes valores para a ARF em superfície quando a AOD=1 (Tabela 5.3). O tipo de aerossol predominante na classe 17 na região da África é a poeira, que assim como o sulfato não são tão absorvedores como os aerossóis de carbono.

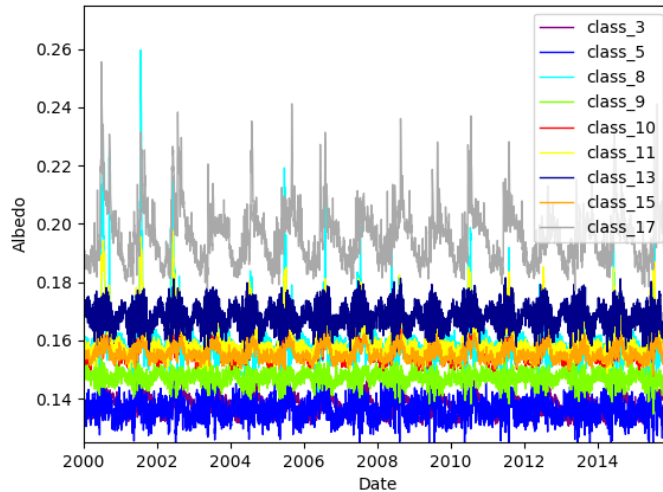
As forçante radiativa direta em superfície e a profundidade óptica dos aerossóis das diferentes classes vegetais estiveram bem correlacionadas, apresentando um alto valor de ajuste linear (Tabela 5.3). As classes que, sobre a América do Sul, apresentaram menor ajuste linear são as que possuem maior variabilidade do albedo em superfície, essas foram os solos nu e os arbustos abertos. A figura 5.9 apresenta o albedo das diferentes superfícies sobre a região da AS. Esta variabilidade no albedo, nestas regiões, está relacionada principalmente ao ângulo de incidência e comprimento de onda da radiação solar, embora sabe-se que o albedo superficial também dependa da textura, composição e estrutura da superfície.

Figura 5.8 - Correlação entre a profundidade óptica dos aerossóis e a forçante radiativa direta dos aerossóis em superfície para os diferentes tipos de vegetação encontrados na América do Sul. Em (a) Classes com altos valores de AOD, em (b) Classes com AOD médio e (c) Classes com baixa profundidade óptica dos aerossóis.



Fonte: Própria do autor.

Figura 5.9 - Variabilidade interanual do albedo em superfície para diferentes classes de vegetação encontradas na América do Sul.



Fonte: Própria do autor.

Tabela 5.3 - Ajuste linear entre a AOD total (550 nm) e a ARF em superfície (Wm^{-2}) para as diferentes classes de vegetação a partir dos dados da reanálise MERRA-2 para o período de 2000 a 2015.

| Classe | Ajuste Linear | R^2 | $\text{ARF}_{SUR} (\text{AOD}=1)$ |
|-------------|--|-------|-----------------------------------|
| 3 (AS) | $\text{ARF} = -56.67 \times \text{AOD} + 1.33$ | 0.94 | -55.34 |
| 5 (AS) | $\text{ARF} = -56.09 \times \text{AOD} + 0.36$ | 0.93 | -55.73 |
| 8 (AS) | $\text{ARF} = -51.65 \times \text{AOD} + 0.38$ | 0.87 | -51.27 |
| 9 (AS) | $\text{ARF} = -56.5 \times \text{AOD} + 0.93$ | 0.96 | -55.27 |
| 10 (AS) | $\text{ARF} = -58.18 \times \text{AOD} + 1.46$ | 0.95 | -56.72 |
| 11 (AS) | $\text{ARF} = 48.12 \times \text{AOD} + 0.54$ | 0.92 | -47.58 |
| 13 (AS) | $\text{ARF} = -49.87 \times \text{AOD} + 0.26$ | 0.91 | -49.61 |
| 15 (AS) | $\text{ARF} = -55.67 \times \text{AOD} + 1.68$ | 0.95 | -53.99 |
| 17 (AS) | $\text{ARF} = -29.94 \times \text{AOD} - 0.75$ | 0.68 | -30.69 |
| 17 (AFRICA) | $\text{ARF} = -27.51 \times \text{AOD} + 0.24$ | 0.99 | -27.27 |

Os resultados das seções 5.1, 5.2 e 5.3 foram apresentados no XV Encontro dos alunos de pós-graduação em Meteorologia do CPTEC/INPE que aconteceu no ano de

2016 e estão atualmente submetidos em formato de artigo para a revista *Atmospheric Chemistry and Physics* e apresenta o título: “*ESTIMATES OF DIRECT RADIATIVE FORCING DUE TO AEROSOLS FROM THE MERRA-2 REANALYSIS OVER AMAZON REGION*” (Anexo [A.1](#)).

6 Impacto da assimilação da profundidade óptica dos aerossóis atmosféricos no sistema de reanálise MERRA-2

Neste capítulo de resultados é avaliado o impacto dos aerossóis atmosféricos em vários aspectos da reanálise MERRA-2, seja nas variáveis meteorológicas (T, Q, U e V) em 250, 500 e 850 hPa, como nas variáveis de superfície, tais como temperatura e fluxos, e também altura da camada limite. Assim, este capítulo inicia com a avaliação da distribuição dos aerossóis espacialmente e temporalmente para o período do experimento M2NOAERO (2013-2015), visto que esta compreensão é fundamental para atingir o objetivo.

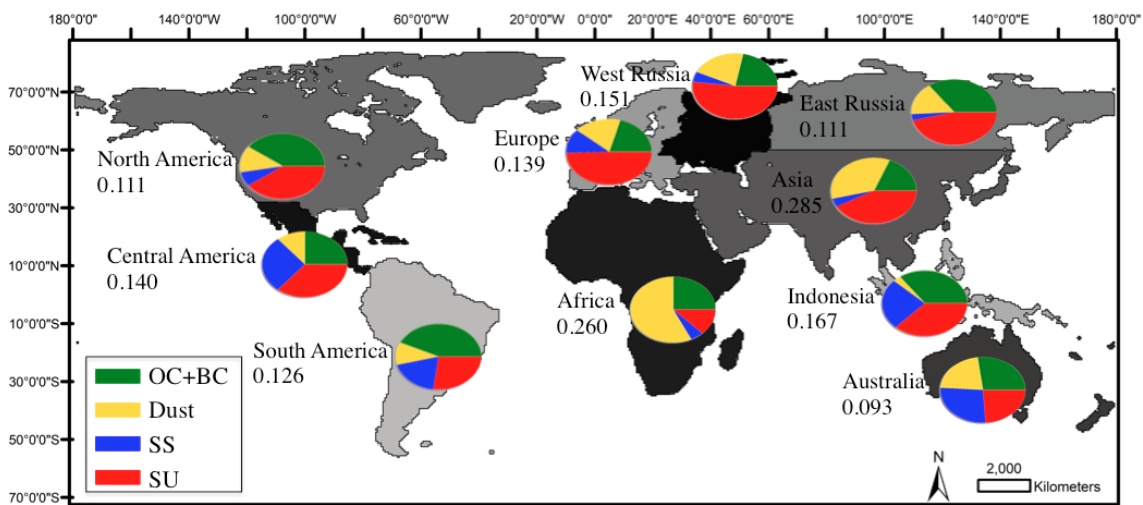
6.1 Distribuição da AOD total e por espécies sobre a superfície terrestre (2013-2015)

Esta análise foi realizada em duas etapas, primeiramente avaliou-se a distribuição sazonal da AOD total e foi identificado quais regiões apresentaram a média sazonal da AOD total divergente da média climatológica, durante o período de interesse (2013-2015). A média climatológica utilizada foi uma média sazonal, produzida utilizando dados de profundidade óptica dos aerossóis da reanálise MERRA-2, o período considerado foi de 2000 a 2015. Segundo, foi feita uma análise que dividiu a superfície terrestre em 10 regiões e utilizou-se dos dados horários de AOD total e por espécies da reanálise MERRA-2. O objetivo da primeira etapa foi identificar espacialmente regiões que apresentaram um valor para a AOD total discrepante da climatologia e então apontar o impacto destas diferenças nos campos radiativos (radiação líquida em superfície). Já pela segunda análise foi possível mostrar as espécies de aerossóis predominantes de cada região da superfície terrestre (Figura 6.1) e quais espécies sofreram anomalias quando comparado com a média climatológica. Isto é importante, uma vez que, cada espécie de aerossol interage de modo distinto com a radiação.

A AOD total média proveniente da reanálise MERRA-2, no período de 2000-2015, para os trimestres Janeiro-Fevereiro-Março (JFM), Abril-Maio-Junho (AMJ), Julho-Agosto-Setembro (JAS) e Outubro-Novembro-Dezembro (OND) são apresentadas na Figura 6.2. Observa-se que o trimestre de JFM é climatologicamente caracterizado por altas concentrações de aerossóis no noroeste da África e sul da Ásia, como Índia (DAVID *et al.*, 2018) e China, com valores para a AOD que excedem 1. A média global da AOD total para este trimestre encontrada foi 0.154. Nos anos de 2013 e 2014, os valores da AOD total apresentaram anomalias negativas, com magnitude de aproximadamente 0.25, sobre o noroeste da África. O ano de 2014 (Figura 6.3) apresentou, para os meses de JFM, anomalia positiva significativa da AOD total

(AAOD > 0.35) sobre a região da Indonésia. Já o ano de 2015, teve o primeiro trimestre dentro da normalidade, ou seja, com valores para a AOD total muito próximo da climatologia.

Figura 6.1 - Proporção de cada espécie de aerossol por região (pizzas). A média da AOD por espécies é proveniente da reanálise MERRA-2 para o período de 2013 a 2015. Os valores impressos representam a média da AOD total para cada região.

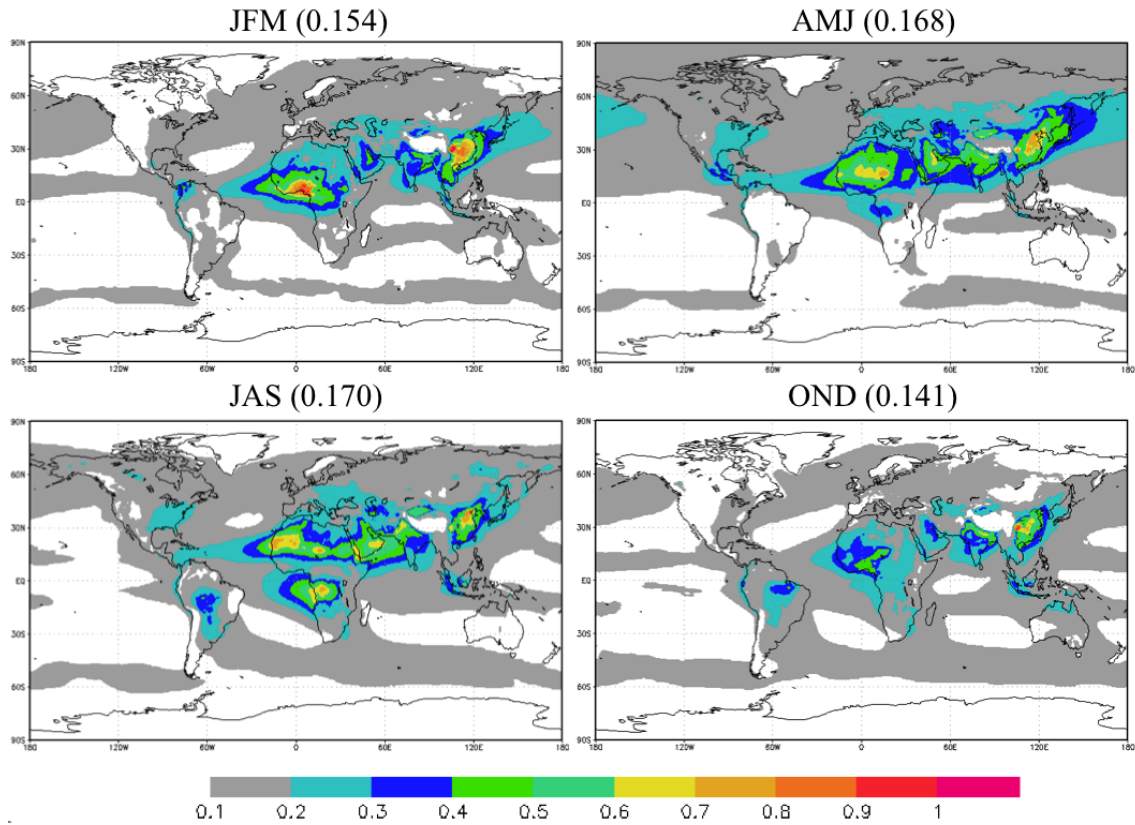


Fonte: Própria do autor.

6.1.1 Anomalias climatológicas da AOD total

O Segundo trimestre, climatologicamente, apresenta altos valores para a profundidade óptica dos aerossóis no sul da Ásia (AOD total ~ 0.8). Altos valores para a AOD também são verificadas no norte da África, atingindo o Oceano Atlântico Leste. Para este trimestre, nos anos de 2013, 2014 e 2015 o valor da AOD total permaneceu elevado e mantiveram-se muito próximo do valor climatológico. O valor médio global para o trimestre AMJ encontrado foi 0.168.

Figura 6.2 - Distribuição sazonal da profundidade óptica dos aerossóis (AOD), em 550 nm, proveniente da reanálise MERRA-2 no período de 2000-2015.



Fonte: Própria do autor.

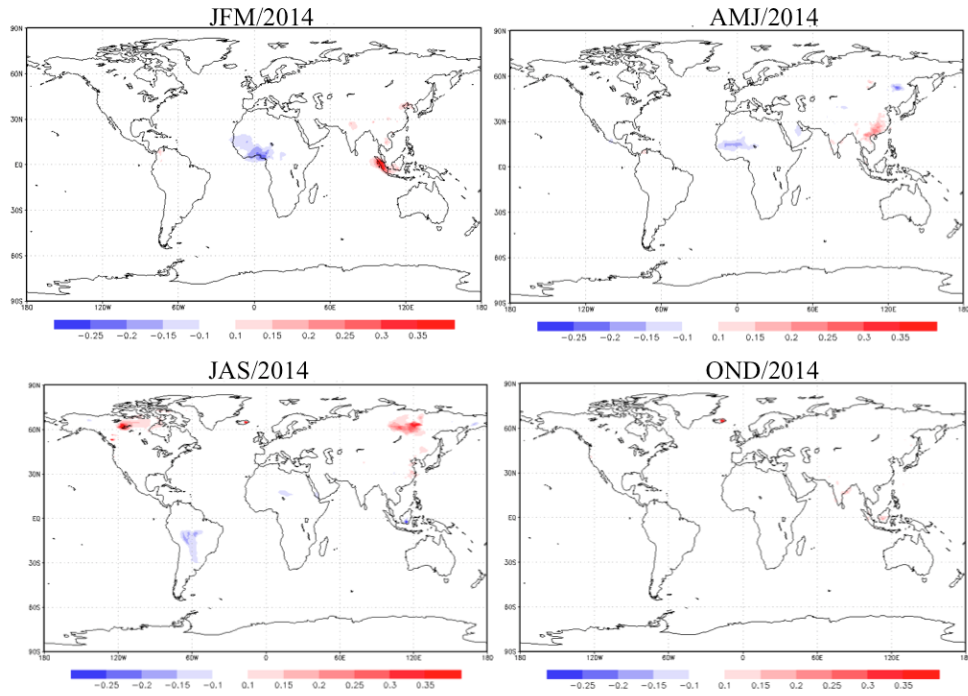
Nos meses de JAS altos valores para a AOD total são encontrados na região sul da Ásia, mais especificamente sobre a China (AOD total ~ 0.8), norte e centro da África (AOD total ~ 0.8). Neste mesmo período verifica-se também um aumento na AOD total sobre a América do Sul (AOD total ~ 0.4) e Indonésia (AOD total ~ 0.4). A média global climatológica para este trimestre foi 0.170, o maior valor quando comparado com os demais trimestres. Os anos de 2013 e 2014 apresentaram anomalias negativas sobre a América do Sul (Figura 6.4a para o ano de 2013 e Figura 6.3, para o ano de 2014) e Indonésia, ou seja, a carga de aerossóis, para estas regiões, foi menor que a climatologia. Esta anomalia negativa dos aerossóis, sobre a América do Sul, está relacionada com anomalias positivas na precipitação neste período (PRADO, 2017), e resultou no aumento na radiação líquida que atingiu a su-

perfcie terrestre de aproximadamente 15 W m^{-2} (Figura 6.5a). Este valor representa uma mudança de aproximadamente 15% na radiaao lquida nesta região (Figura 6.5a) devido aos aerossóis, por exemplo. Altos valores de anomalias positivas para a AOD (AAOD > 0.35) foram encontradas sobre a região leste da Rússia nos anos de 2013, 2014 (Figura 6.3) e 2015. Na região da Indonésia também foram encontradas anomalias positivas de AOD total, com magnitude de mesma ordem, porém no ano de 2015.

Assim como o trimestre JAS, os meses de OND, apresentam altos valores de AOD total na região sul da Ásia (AOD total ~ 1 (China)). No noroeste da África (AOD total ~ 0.5) e norte da América do Sul (AOD total ~ 0.4) também  possvel observar uma carga de aerossóis considerável, porém com magnitude da AOD menor que no trimestre anterior. O valor global climatológico para este período foi de 0.141. Os anos de 2013 e 2014 foram muito próximos da climatologia, ou seja, sem anomalias significativas. Já o ano de 2015 apresentou duas grandes anomalias positivas, uma na América do Sul e outra na Indonésia (Figura 6.4b), com um aumento de aproximadamente 0.30 no valor da AOD total. As anomalias positivas da AOD total, nestas regiões, representaram uma perturbaao negativa no campo de radiaao lquida maior que 20 W m^{-2} em alguns pontos, ou seja, houve uma diminuao de $\sim 15\%$ (Indonésia) na quantidade de energia lquida em superfície devido os aerossóis (Figura 6.5b). A diminuao na radiaao lquida está fortemente relacionada a diminuao do balanço de ondas curtas em superfície e em menor escala ao balanço de ondas longas. Na Figura 6.5 pode ser visto a anomalia na radiaao lquida, em %, causada pelo excesso dos aerossóis na região. Estas alteraoes no balanço de energia afetam diretamente os fluxos superficiais de calor sensvel e latente e serão melhor estudadas nas próximas seoes.

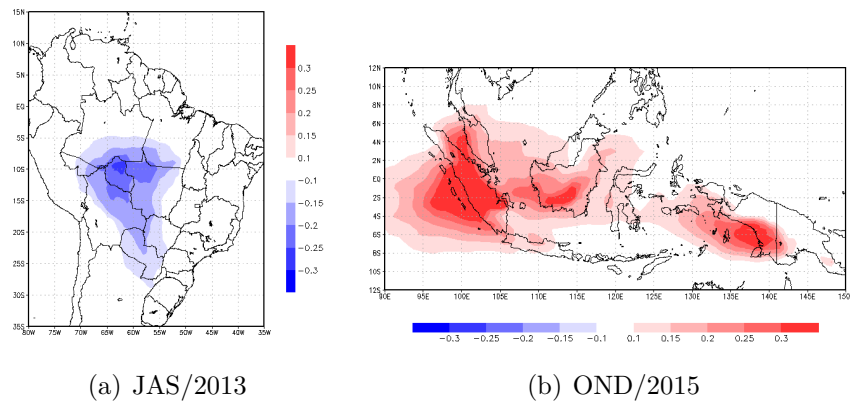
Estes resultados são importantes pois retratam a capacidade do sistema de reanálise MERRA-2 em identificar a variabilidade no campo dos aerossóis atmosféricos e conseqentemente as mudanças radiativas associadas. Isto não era possvel em nenhuma reanálise, visto que até então era utilizado apenas a climatologia dos aerossóis, assim como ainda acontece em diversos modelos numéricos para prognosticar e ou simular as condioes atmosféricas.

Figura 6.3 - Anomalia da profundidade óptica total dos aerossóis (AAOD) para o ano de 2014.



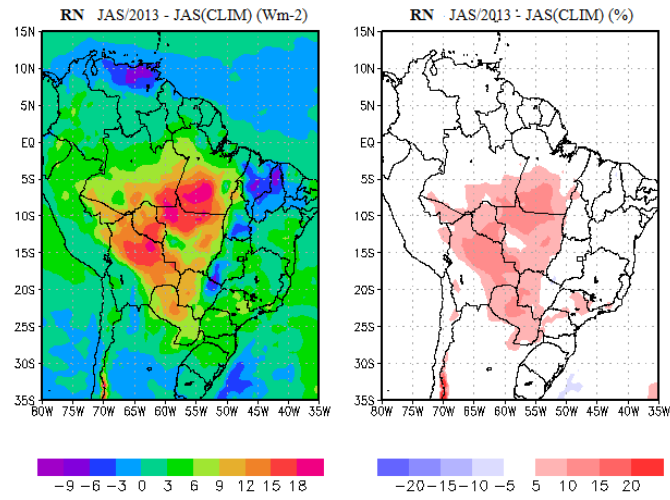
Fonte: Própria do autor.

Figura 6.4 - Distribuição espacial da anomalia da AOD total (550nm), no trimestre de JAS de 2013, sobre a América do Sul, em a) e no trimestre de OND de 2015, sobre a Indonésia em b).

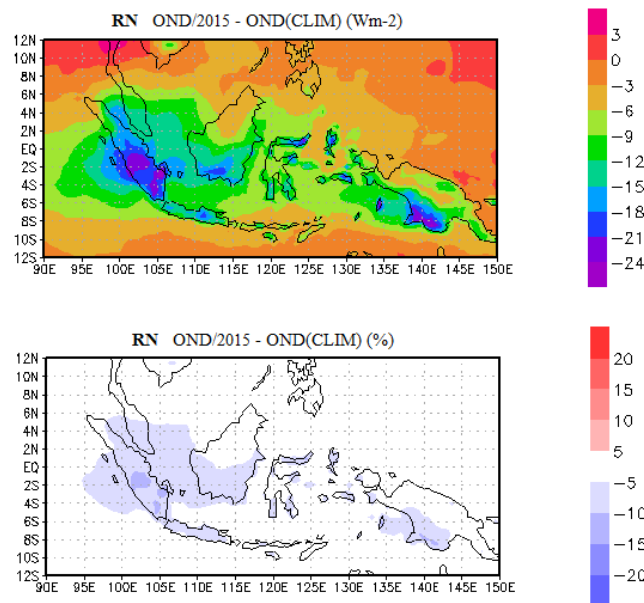


Fonte: Própria do autor.

Figura 6.5 - Distribuição espacial da anomalia de radiação líquida em superfície, no trimestre de JAS de 2013, sobre a América do Sul, em a) e no trimestre de OND de 2015, sobre a Indonésia em b).



(a) JAS/2013



(b) OND/2015

Fonte: Própria do autor.

6.1.2 Variabilidade mensal do comportamento e anomalias da profundidade óptica dos aerossóis por espécie

a) Ásia e África

Globalmente, os maiores valores para a AOD total são encontrados na Ásia e África, atingindo valores de 0.285 e 0.260 em média durante o período avaliado. Os altos valores de AOD total na Ásia são principalmente provenientes de fontes antropogênicas, sendo em sua maioria aerossóis de sulfato (SO_4), representando 42% da AOD total e em menor proporção, mas não desprezível, os aerossóis de poeira (35%). O pico na AOD total, nesta região, é no mês de Abril, onde têm-se simultaneamente um aumento nas concentrações de poeira do deserto e aerossóis carbonáceos provenientes da queima de biomassa. Diferentemente, na África, os altos valores de AOD total são principalmente provenientes de fontes naturais associada às plumas de poeira, que representam 57% da AOD total e suas maiores concentrações são nos meses de fevereiro a julho, assim como em (BROOKS; LEGRAND, 2000), que mostrou que elevados níveis de poeira são encontrados neste período proveniente do deserto do Saara e Sahel. Os aerossóis carbonáceos, proveniente da queima de biomassa também são importantes fontes na região africana, representando 25%. O aumento na concentração dos aerossóis de carbono ocorrem em duas fases, o primeiro e maior pico ocorre entre julho e outubro e está associado a queimadas que ocorrem no sul da África e o segundo pico entre dezembro e fevereiro que ocorrem no norte da África (Figura 6.6a). Estes picos se devem principalmente a sazonalidade das queimadas nesta região que é influenciada pela migração da estação seca no Hemisfério Norte para o Hemisfério Sul (CAHOON et al., 1992).

Durante o período em análise, a região Asiática apresentou bastante variabilidade da AOD total e por espécies com relação a climatologia. Apresentando anomalias positivas de AOD total nos meses de Fevereiro a Março de 2013, devido principalmente a anomalias positivas dos aerossóis de carbono, bem como de Outubro de 2013 a Março de 2014, neste caso as anomalias da AOD total foram também devido ao aumento na concentração de aerossóis de sulfato. Da mesma forma, houveram anomalias positivas nos meses de Outubro e Novembro de 2014 e 2015, associado ao aumento nas concentrações de sulfato. Segundo Herring et al. (2015) de novembro de 2013 a Abril de 2014 ocorreu uma seca nas regiões sudoeste, central e leste da Ásia. Este episódio pode ter tido relação relevante com as anomalias encontradas para os aerossóis de carbono neste mesmo período. A região também apresentou anomalias negativas quando comparada com a climatologia da AOD total nos meses que vão

de Maio a Agosto para os 3 anos analisados e se deve principalmente à anomalia negativa de poeira na região. A magnitude das anomalias de AOD total na região Asiática estão na ordem de 0.04. Já na África, as anomalias positivas e negativas de AOD total, durante os três anos, se devem principalmente às anomalias nos aerossóis de poeira e a magnitude das anomalias de AOD total é aproximadamente 0.06 (Figura 6.7a). Segundo Brooks e Legrand (2000) as chuvas exercem influência na produção de poeira nas regiões da África (Saara e Sahel), principalmente nos meses de janeiro a maio, porém não é o fator predominante.

b) América

A América Central é a região do continente americano que apresentou o maior valor médio para AOD total durante o período de 2013 a 2015, aproximadamente 0.140 (Figura 6.1). Os aerossóis predominantes nesta região são os aerossóis de sulfato (36%), e em seguida os aerossóis marinhos (sal). Nos meses entre fevereiro e março têm-se um aumento nos aerossóis de carbono e isto somado ao aumento nos aerossóis de poeira, nos meses de fevereiro a junho (pico na concentração de poeira), provoca um alto valor para a AOD total no mês de abril para esta região (Figura 6.6d). Na América do Norte a predominância é dos aerossóis de sulfato e carbono, juntos representam 80% da AOD total. Entretanto, os aerossóis de sulfato apresentam-se com valores de AOD relativamente baixos, menor que 0.7, para todo o período (Figura 6.6b), isto é resultado do efetivo controle da qualidade do ar nos Estados Unidos, conhecido como Lei do ar limpo (XING et al., 2013). Já os aerossóis de carbono apresentam altas concentrações nos meses de verão da América do Norte (JJA) (Figura 6.6b), quando ocorre um aumento na radiação de onda curta. Enquanto que, na América do Sul, apresentam suas maiores concentrações nos meses de Agosto a Outubro, período em que há uma diminuição no vapor de água e nuvens na região (COLLOW; MILLER, 2016) beneficiando episódios de queimadas (Figura 6.6f). Os valores de AOD total médio nestas regiões foram 0.111 e 0.126 para a América do Norte e a América do Sul, sendo que os aerossóis de carbono representaram 40% e 43% da AOD total (Figura 6.1).

A América Central apresentou anomalia positiva somente no ano de 2013, entre os meses de fevereiro e junho, também associada a anomalias positivas nos aerossóis carbonáceos (Figura 6.7d). A região da América do Norte apresentou anomalias positivas para a AOD total entre os meses de Julho a Agosto e Novembro a Dezembro nos anos de 2014 e 2015, relacionado especialmente com anomalias positivas dos aerossóis de carbono (Figura 6.7b). Estas anomalias podem estar relacionadas à

intensa temporada de incêndios que ocorreu no oeste dos Estados Unidos, na região da Califórnia, que enfrenta situações de seca desde 2012 (YOON et al., 2015). A magnitude das anomalias foram pequenas, aproximadamente 0.06, quando comparada a magnitude das anomalias na América do Sul (aprox. 0.10; Figura 6.7f). A região da Amazônia apresentou anomalias negativas para o número de focos de queimadas, durante a estação seca, dos anos de 2013 e 2014, já em 2015 o número de focos de queimadas estiveram muito acima da normalidade (Figura 2.6). Estes fatos levaram à anomalias negativas na AOD de carbono nos anos de 2013 e 2014 e positivas no ano de 2015 (Figura 6.7f).

c) Europa, Leste e Oeste da Rússia

Estas regiões são caracterizadas por uma AOD total média relativamente baixa e predominância dos aerossóis de sulfato, contribuindo em aproximadamente 50% da AOD total. Para a Europa a maior concentração de aerossóis ocorre em dois picos, de Março a Maio, quando ocorre um aumento nos aerossóis de poeira provenientes e transportados da África, e de Julho a Agosto, quando observa-se aumento nos aerossóis de carbono. No Leste da Rússia, além da forte predominância do sulfato, a região também é caracterizada pelo aumento na concentração dos aerossóis de carbono nos meses de Junho a Agosto (Figura 6.6c). Segundo (ZHANG et al., 2003), nestes meses, ocorrem queimadas em florestas boreais na Rússia que representam 74.71% da área de queimadas, sendo que 25.29% ocorrem em outras classes vegetais. Os valores de AOD total e por espécie no oeste da Rússia apresentaram comportamento muito similar ao da Europa.

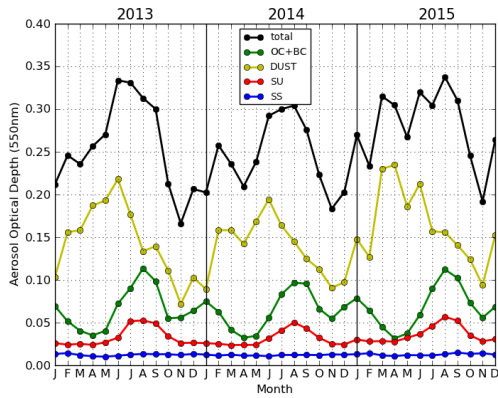
Durante os anos analisados, houveram anomalias negativas da AOD total sobre a Europa e Oeste da Rússia, durante quase todos os meses, e esteve relacionada a menor concentração de aerossóis de sulfato. Segundo (KLIMONT et al., 2013) as emissões de sulfato na Europa tem reduzido nas últimas décadas, devido principalmente às efetivas regulamentações no intuito de melhorar a qualidade do ar. Já no Leste da Rússia, ocorreram anomalias positivas da AOD total nos meses de Julho a Setembro, para todos os anos analisados, decorrentes de anomalias positivas nos aerossóis de carbono (Figura 6.7c).

d) Indonésia e Austrália

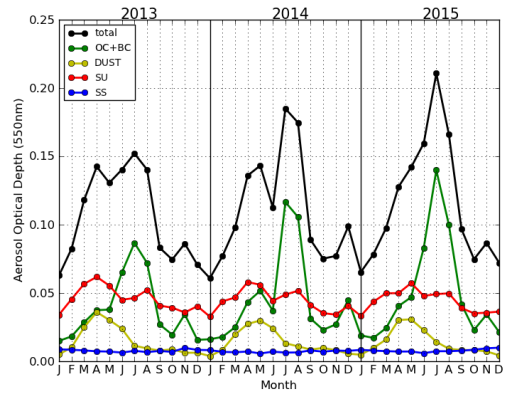
A Indonésia apresentou uma AOD média total de 0.167 e predominância dos aerossóis de fontes antropogênicas, como os aerossóis de sulfato (37%) e proveniente de queimadas (35%). Durante o período de estudo foi encontrado uma grande anomalia

lia positiva nos aerossóis carbonáceos, com magnitude de 0.30, durante os meses de Agosto a Novembro de 2015 (Figura 6.7e). Esta região é caracterizada por poucos eventos de queimadas e estes coincidem com eventos de El Niño (MORI, 2000), como é o caso do ano de 2015 (Figura 6.6e). Por fim, Austrália foi a região do globo com menor AOD total médio (0.093) e não há predominância de uma espécie de aerossol específico. Nesta região foram encontradas anomalias negativas da AOD dos aerossóis de carbono, da metade para o fim do ano, fomentando anomalias negativas de AOD total na região.

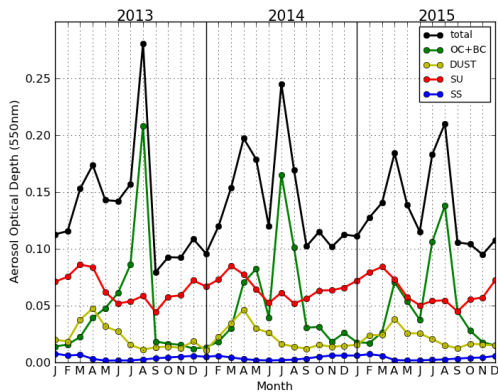
Figura 6.6 - Média Mensal AOD total e por espécies, durante o período de 2013 a 2015, na África em (a), América do Norte em (b), Leste da Rússia em (c), América Central em (d), Indonésia em (e) e América do Sul em (f). As siglas OC+BC, DUST, SS e SU representam os aerossóis carbonáceos, de poeira, sal do mar e aerossóis de sulfato, respectivamente.



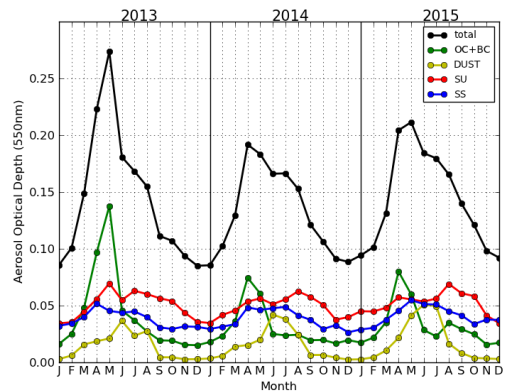
(a) AOD - África



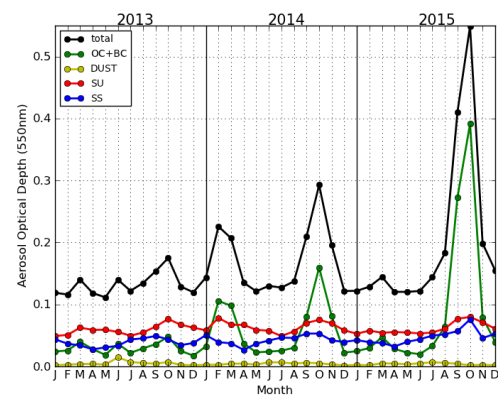
(b) AOD - América do Norte



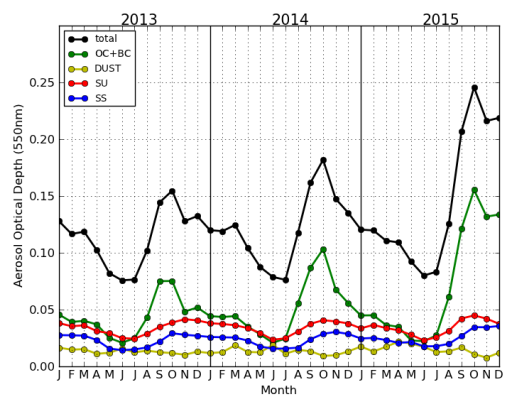
(c) AOD - Leste da Rússia



(d) AOD - América Central



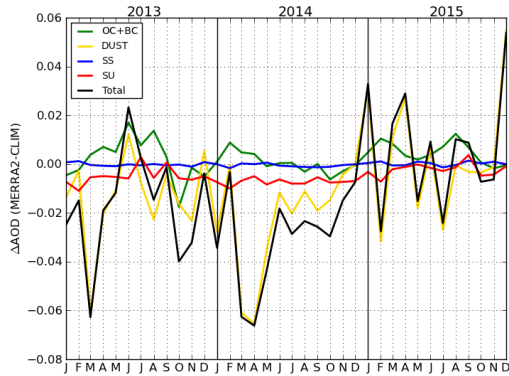
(e) AOD - Indonésia



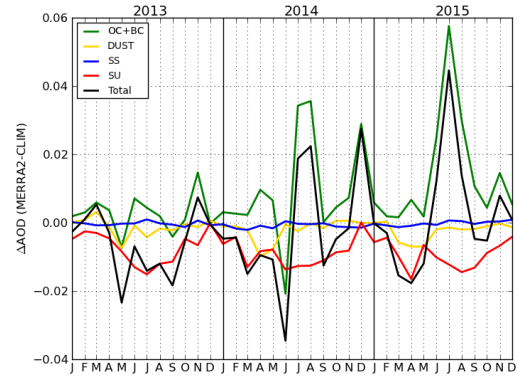
(f) AOD - América do Sul

Fonte: Própria do autor.

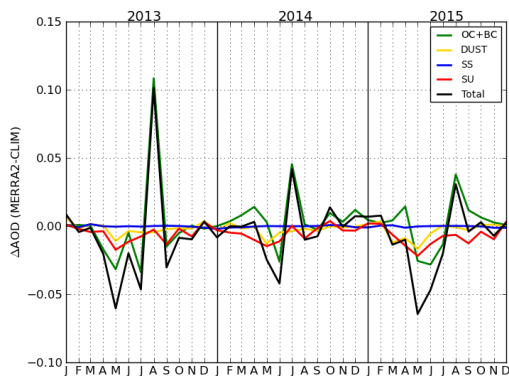
Figura 6.7 - Média Mensal da Anomalia da AOD (AAOD) total e por espécies, durante o período de 2013 a 2015, na África em (a), América do Norte em (b), Leste da Rússia em (c), América Central em (d), Indonésia em (e) e América do Sul em (f). As siglas OC+BC, DUST, SS e SU representam os aerossóis carbonáceos, de poeira, sal do mar e aerossóis de sulfato, respectivamente.



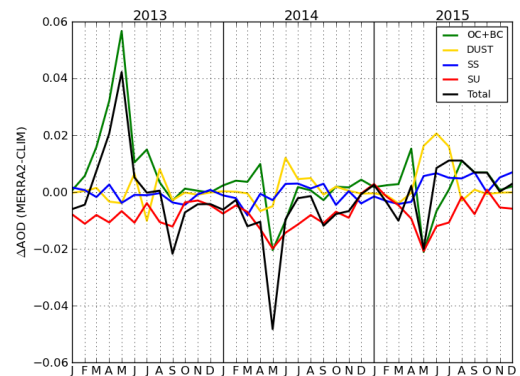
(a) AAOD - África



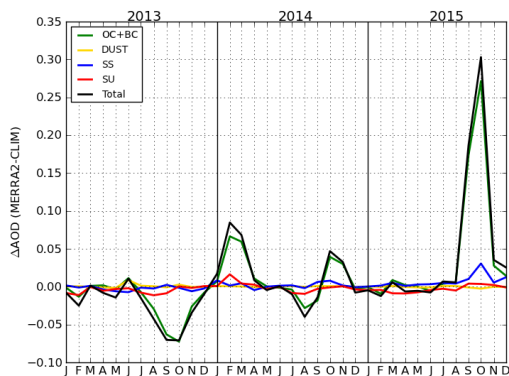
(b) AAOD - América do Norte



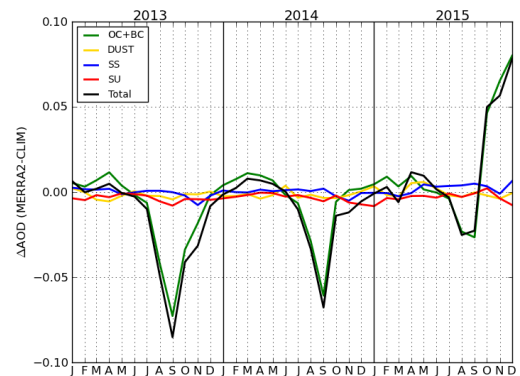
(c) AAOD - Leste da Rússia



(d) AAOD - América Central



(e) AAOD - Indonésia



(f) AAOD - América do Sul

Fonte: Própria do autor.

6.2 Avaliação do Impacto dos aerossóis em variáveis meteorológicas

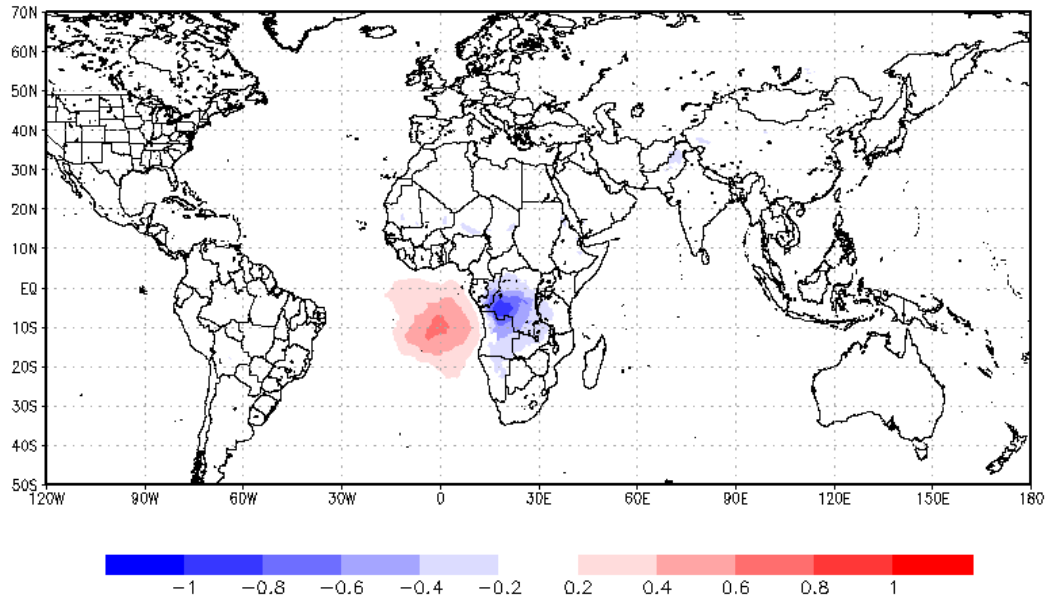
Nesta seção o comportamento médio das variáveis meteorológicas da reanálise MERRA-2 é comparado com seus campos correspondentes do experimento M2NOAERO. Esta comparação implica em avaliações das médias mensais durante os anos de 2013 a 2015. As variáveis analisadas incluem a temperatura, umidade relativa, vento zonal e meridional nos níveis de 850, 500 e 250 hPa. O objetivo desta análise é identificar impactos e ou diferenças nas variáveis de estado causados pelos aerossóis atmosféricos no sistema de reanálise MERRA-2.

6.2.1 Temperatura e Umidade

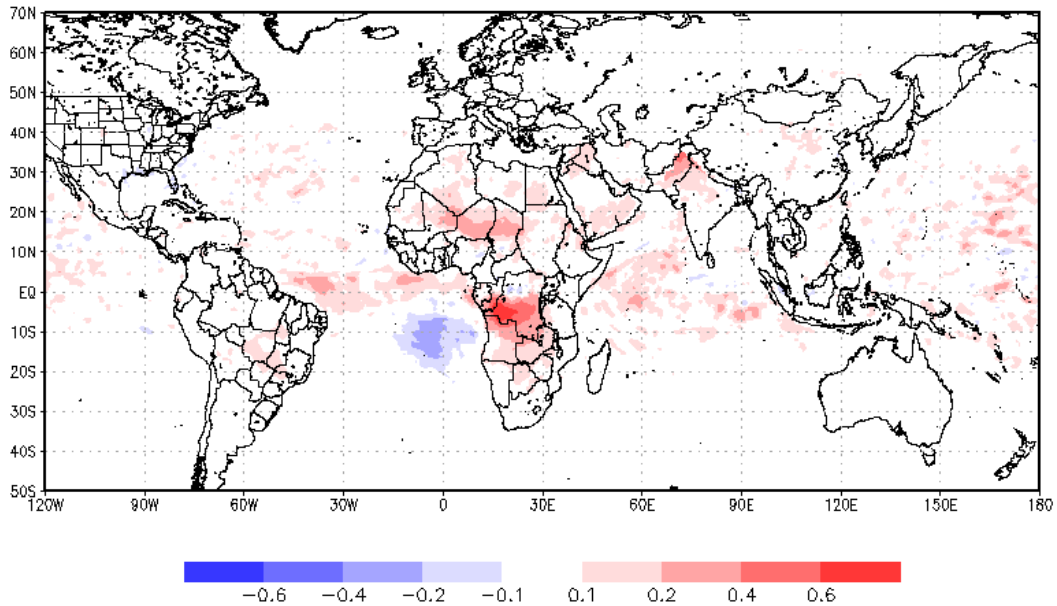
As diferenças nos campos de temperatura, em 850 hPa, entre a reanálise MERRA-2 e o experimento M2NOAERO atingem valores maiores que 1°C nas regiões em que a AOD total excedem o valor de 0.5 para uma grande área, tal como no noroeste da África (Figura 6.2, Subseção 6.1.1). Esta diferença representa uma diminuição no campo de temperatura da reanálise causada pela influência dos aerossóis na região noroeste da África durante os meses de Janeiro, Fevereiro e Março. Na região sul da Ásia também é possível identificar reduções no campo de temperatura da reanálise durante o trimestre JFM, contudo a magnitude das diferenças ficam em torno de 0.5°C . Entre os meses de Abril e Maio a diminuição nas concentrações de aerossóis nas regiões com maior influência levam a reduções no campo de temperatura menos expressivas. Para todos os anos analisados (2013-2015), observou-se entre os meses de Junho a Setembro um dipolo no campo de temperatura que representa a diferença entre a reanálise MERRA-2 e o experimento M2NOAERO, em 850 hPa, na região da África Central e Oceano Atlântico Leste (Litoral da África). Há uma redução de aproximadamente 1°C no campo de temperatura da reanálise MERRA-2, em praticamente toda a África Central, enquanto que sobre o Oceano Atlântico Leste, há um aumento no campo de temperatura de aproximadamente 1°C (Figura 6.8a para média do trimestre JAS.).

O impacto dos aerossóis na umidade específica na reanálise MERRA-2 tem ordem de magnitude em torno de 0.6 g/Kg , em 850 hPa, e as diferenças encontradas entre os campos de umidade específica da reanálise e do experimento concentram-se em geral na região tropical, onde os valores de umidade específica são maiores. Durante os meses de Junho a Setembro, assim como acontece com o campo de temperatura em 850 hPa, observou-se um dipolo no campo de umidade específica na região Central da África e Oceano Atlântico Leste. Diferente do efeito dos aerossóis no campo de temperatura em 850 hPa, há um aumento na umidade específica sobre a região

Figura 6.8 - Média para o trimestre JAS (2013-2015) do impacto dos aerossóis no campo de temperatura, em 850 hPa, em (a); e o campo de umidade específica, em 850 hPa, em (b).



(a) ΔT_{850} ($^{\circ}C$)



(b) ΔQ_{850} (g/Kg)

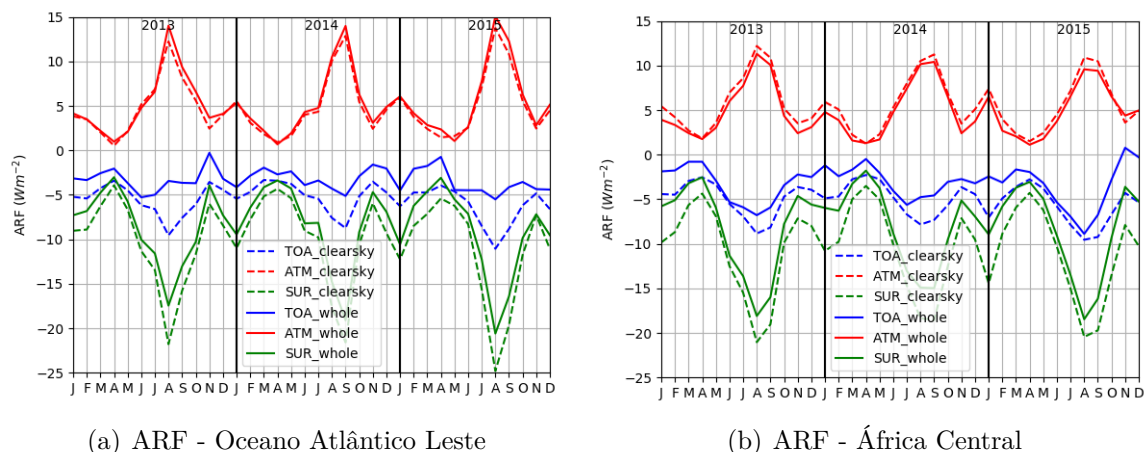
Fonte: Própria do autor.

Central da África e uma diminuição na área que compreende o oceano Atlântico Leste (Figura 6.8b). Considerando o campo de pressão constante, pois o impacto dos aerossóis na região do dipolo foi em torno de 0.03%, um aumento na temperatura expande o volume de ar e permite um aumento na capacidade de retenção de vapor (DINIZ, 2006), assim torna-se compreensível que a umidade específica tenha diminuído na região onde houve um aumento de temperatura sobre o oceano, e vice-versa na superfície continental.

A região sobre o oceano, a qual encontrou-se o dipolo de temperatura e umidade, é caracterizada por duas situações simultâneas: i) camada de aerossóis, proveniente da queima de biomassa, elevada (1.8 - 3.7 Km) e, ii) presença de nuvens estratiformes semipermanentes (abaixo de 1 Km). Estas duas condições alteram os valores da forçante radiativa direta dos aerossóis que é muito sensível ao albedo superficial (ABEL et al., 2005). Keil e Haywood (2003) encontraram que na costa oeste da África, sobre o oceano, a forçante radiativa direta dos aerossóis no topo da atmosfera, que é em geral negativa para céu claro, possui potencialmente magnitude menor quando em condições de nebulosidade, podendo apresentar sinal invertido em alguns casos. Isto ocasiona um aquecimento na região na qual os aerossóis encontram-se. O mesmo foi identificado a partir da estimativa da forçante radiativa direta na região do oceano Atlântico Leste com os dados de radiação da reanálise MERRA-2 (Método 2: Seção 4.1.2). A forçante radiativa direta, sobre o oceano Atlântico Leste, possui magnitude maior no topo da atmosfera em condições de céu claro quando comparada com condições de nebulosidade (Figura 6.9a). O mesmo ocorre sobre a superfície (África Central), porém a diferença neste caso é bem menor (Figura 6.9b). Sobre a região oceânica em análise, a forçante radiativa direta na atmosfera em condições de nebulosidade apresenta maior magnitude que em condições de céu claro, indicando um aquecimento da atmosfera. Isto não ocorre na região continental. Já a magnitude da forçante radiativa direta na superfície em condições de céu claro é maior que em condições de nebulosidade para ambas regiões.

As diferenças no campo de temperatura e umidade específica entre a reanálise MERRA-2 e o experimento M2NOAERO para o nível de 500 hPa são muito pequenas, e quase que ausente no campo de 250 hPa.

Figura 6.9 - Média mensal da forçante radiativa direta dos aerossóis, em Wm^{-2} , em superfície, atmosfera e topo da atmosfera, para condições de céu claro e nebulosidade, sobre a região oceânica do dipolo ($20^{\circ}S - 0; 20^{\circ}SW - 10^{\circ}SE$) em (a), e região continental ($20^{\circ}S - 0; 10^{\circ}SE - 40^{\circ}SE$) em (b).



(a) ARF - Oceano Atlântico Leste

(b) ARF - África Central

Fonte: Própria do autor.

6.2.2 Vento zonal e meridional

A maior magnitude do impacto dos aerossóis nos campos de vento zonal e meridional pode ser observado, em sua maioria, na região tropical e com maior intensidade no nível de 250 hPa, isto porque neste nível são encontrados as maiores magnitudes para estas variáveis. A ordem de magnitude da diferença entre os campos do vento zonal e meridional da reanálise MERRA-2 e o experimento M2NOAERO é aproximadamente 1 m/s neste nível. Em 500 e 850 hPa o mesmo é verificado, porém a magnitude do impacto é menor. A análise do corte transversal do vento zonal e meridional mostra uma pequena diferença entre os campos nas latitudes de $90^{\circ}S-60^{\circ}S$, porém nada muito significativo e por isso não é mostrado aqui.

No geral, as diferenças entre os campos da reanálise MERRA-2 e o experimento M2NOAERO não foram desprezíveis, principalmente quando olhamos para o campo de temperatura e umidade em 850 hPa e observamos o dipolo sobre a região da África Central e Oceano Atlântico Leste. Para os campos de vento zonal e meridional as diferenças foram pequenas, uma vez que, o sistema de reanálise MERRA-2, durante seu processo de assimilação, retém informações de variáveis de estado observadas por diversos instrumentos que contém a informação do efeito dos aerossóis. Deste modo, as variáveis simuladas pelo modelo GEOS-5 aproximam-se da observação e assim,

também contém em parte a informação da presença dos aerossóis na atmosfera.

6.3 Avaliação do Impacto dos aerossóis nas variáveis da superfície terrestre

As variáveis de superfície terrestre foram essenciais para avaliar o impacto dos aerossóis no sistema de reanálise MERRA-2 e consequentemente entender como os fluxos de superfície e demais variáveis comportam-se na presença de grandes cargas e diferentes espécies de aerossóis atmosféricos. Como mencionado por [Ramanathan et al. \(2001\)](#), as variáveis de superfície são parâmetros indiscutivelmente úteis de resposta ao clima pois são representativas de perturbações que venham a ser causadas no balanço de energia do sistema superfície-atmosfera. Além disso, no contexto da reanálise MERRA-2, o impacto dos aerossóis em superfície é a priori maior, uma vez que, as variáveis de superfície não são assimiladas na reanálise e portanto, não carregam informações referentes aos aerossóis atmosféricos. Primeiramente avaliou-se a variabilidade mensal média do impacto dos aerossóis nos fluxos e variáveis de superfície no horário de maior insolação, ou seja, ao meio dia local (12h) para as regiões da figura 6.1. Excluiu-se da análise a região da Austrália que apresentou média da AOD total menor que 0.1. Ainda ao meio dia local, é avaliado o impacto dos aerossóis a partir de uma distribuição de probabilidade, que permite uma visão geral do comportamento dos pontos de grade analisados. Esta distribuição também é utilizada para avaliar os eventos significativos ao meio dia local. Posteriormente, ainda para as regiões da figura 6.1, avaliou-se o impacto dos aerossóis no ciclo diurno das variáveis de superfície para os eventos significativos de aerossóis de carbono, poeira e sulfato.

6.3.1 Análise ao meio dia local

a) Ásia e África

A variável que teve maior resposta, em termos de magnitude, aos aerossóis atmosféricos, nestas duas regiões, foi a radiação de onda curta líquida em superfície (SWLAND), alcançando valores superior a $30Wm^{-2}$ nos meses de Março a Abril na Ásia e Junho a Setembro na África. As diferenças entre a reanálise MERRA-2 e o experimento M2NOAERO, para a variável SWLAND, apresentaram na média sinal negativo e indicam a diminuição na onda curta que atinge a superfície quando na presença dos aerossóis, isto é esperado, em consequência de que os aerossóis absorvem e espalham a radiação solar. Já a variável radiação de onda longa líquida em superfície (LWLAND) sofre um aumento na presença dos aerossóis, a magni-

tude do impacto em média foi de 4.94 e $6.48Wm^{-2}$, para a região da Ásia e África respectivamente. Este impacto positivo na variável LWLAND indica que a radiação de onda longa que chega em superfície (emitida e ou refletida pela camada de aerossol em direção a superfície) aumenta suficientemente para compensar a diminuição que ocorre na radiação de onda longa emitida da superfície terrestre (devido a diminuição na radiação de onda curta) quando os aerossóis estão presentes. Na África, onde este impacto foi maior, a alteração na radiação de onda longa líquida representa aproximadamente 1/4 do impacto na radiação de onda curta que atinge a superfície. Segundo Maley (1982), a atenuação da radiação será mais eficiente se a partícula tiver diâmetro de mesma ordem de grandeza do comprimento de onda da radiação, isto é na ordem de $10\mu m$. Em vista disso, é que a região da África possui os maiores impactos dos aerossóis, em termos de magnitude, na radiação de onda longa, pois a espécie de aerossóis predominante nessa região é a poeira (Figura 6.1). Estas alterações no balanço de radiação resultam em uma redução no saldo de radiação em superfície, quando na presença de aerossóis, pois a diminuição no fluxo líquido de onda curta é superior (em termos de magnitude) ao aumento do fluxo de onda longa líquido em superfície.

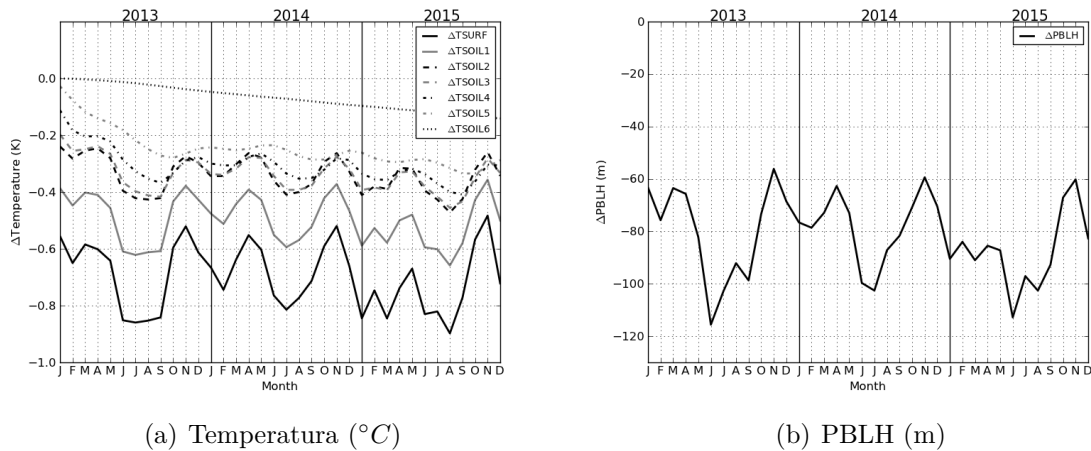
Conforme a equação 2.1, a redução no valor do saldo de radiação deve ser compensado pelos fluxos em superfície, e no caso destas duas regiões o balanço é realizado principalmente por uma diminuição no fluxo de calor sensível (SHLAND), que chega em até $20Wm^{-2}$ nos meses com maior concentração de aerossóis. Os fluxos de calor latente (LHLAND) e de calor no solo (GHLAND) também fazem parte do balanço do saldo de radiação porém possuem papel secundário para estas regiões, visto que a magnitude do impacto é pequena, possuindo uma média mensal para a região muito próxima de zero. As diferenças para a variável LHLAND entre a reanálise MERRA-2 e o experimento M2NOAERO tiveram magnitude de no máximo $2Wm^{-2}$ na Ásia, e $3Wm^{-2}$ na África e não possui variabilidade significativa, ou seja, durante o período de avaliação esta variável sofreu aumento e diminuição na presença dos aerossóis. Já o fluxo de calor no solo, em média, é reduzido em consequência da diminuição da radiação solar na superfície.

O fluxo de calor sensível é estimado da diferença entre a temperatura do dossel e do ar acima das superfícies vegetadas, e da diferença entre a temperatura do solo e do ar acima para solos nu. Assim, uma redução no SHLAND está relacionada a uma redução na temperatura da superfície terrestre (TSURF). Para as duas regiões a TSURF, nos meses de maior concentração dos aerossóis, apresentou uma redução superior a $0.8^{\circ}C$, e conseqüentemente as temperaturas das camadas inferiores à su-

perfcie tambem reduziram. Entretanto, a temperatura da superfcie terrestre e que apresenta maior variacao de acordo com o aumento ou diminuicao da concentracao de aerossols na atmosfera (Figura 6.10a, para a regiao da Africa). A temperatura da ultima camada do solo (correspondente a uma interface de 10m), devido a sua profundidade, demora um tempo maior para sentir os efeito dos aerossols atmosfericos.

Este efeito de resfriamento causado pelos aerossols em superfcie reduz a energia disponivel para processos convectivos na camada limite e conseqentemente reduz a altura da camada limite planetaria (PBLH). Os valores para o abaixamento da PBLH excederam 65 m na regiao da Asia e 90 m na regiao da Africa, tendo no seu apice uma diminuicao superior a 110 m em Junho de 2013 e 2015 na Africa (Figura 6.10b).

Figura 6.10 - Variabilidade media mensal do impacto dos aerossols na temperatura da superfcie terrestre e demais camadas do solo, para a regiao da Africa em (a) e na altura da camada limite em (b).



(a) Temperatura (°C)

(b) PBLH (m)

Fonte: Própria do autor.

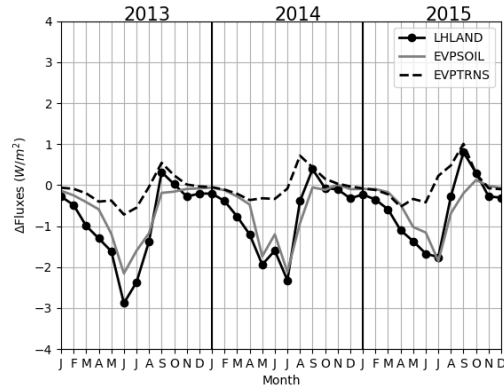
b) América

Da mesma forma que observado para as regiões descritas acima, o saldo de radiação sofre uma diminuição quando na presença dos aerossols e isto é compensado principalmente por uma redução no fluxo de calor sensível. A magnitude destas reduções é menor que nas regiões citadas acima devido a menor carga de aerossols (Subsecção

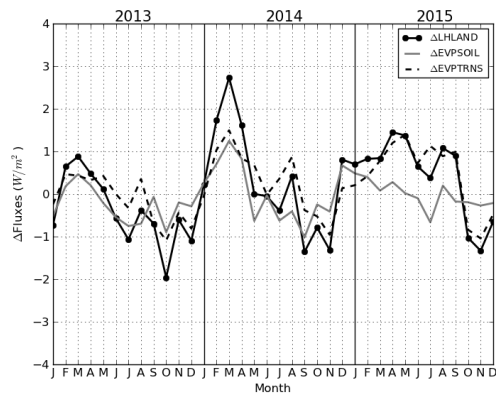
6.1.2) e variaram entre $11Wm^{-2}$ (2013) e $15Wm^{-2}$ (2015) e entre 7 e $11Wm^{-2}$, respectivamente, no mês de Julho na região da América do Norte. Na América Central, as reduções mais significativas ocorreram de Março a Maio, e apresentam ordem de magnitude maior que na América do Norte, em razão que, o valor da AOD total é maior. A redução na variável SWLAND encontrada foi em torno de $12Wm^{-2}$ (03/2014) a $26Wm^{-2}$ (06/2013) e entre 10 a $-21Wm^{-2}$ para a variável SHLAND. Na América do Sul, as alterações na radiação de onda curta líquida variaram de $-9Wm^{-2}$ (08/2013) a $-23Wm^{-2}$ (10/2015) e para o fluxo de calor sensível de -8 a $-20Wm^{-2}$.

O fluxo de calor latente apresentou uma redução na região da América do Norte quando na presença de altas cargas de aerossóis atmosféricos, entretanto a magnitude desta diminuição é pequena, em torno de $2Wm^{-2}$ (Figura 6.11a). Neste caso, o grande responsável por esta redução foi a diminuição do fluxo evaporativo do solo (EVPSOIL). Já na América Central (Figura 6.11b), o fluxo de calor latente sofre um aumento quando na presença de aerossóis, devido principalmente ao aumento na transpiração (EVPTRNS). Na América do Sul (Figura 6.11c), em alguns casos temos o aumento e em outros casos a diminuição, no meio dia local, e o fluxo de calor latente responde principalmente ao comportamento da transpiração das plantas, que também aumenta nos meses de maiores cargas de aerossóis. Estes valores sugerem que os aerossóis desencadeiam uma resposta dependente do tipo de vegetação predominante na região para o fluxo de calor latente. Enquanto que, na América Central encontramos uma vegetação mais densa e então a transpiração rege o fluxo de calor latente, na região da América do Norte, encontra-se uma vegetação preponderante menos densa e portanto, a evaporação do solo é quem influencia em maior parte o fluxo de calor latente.

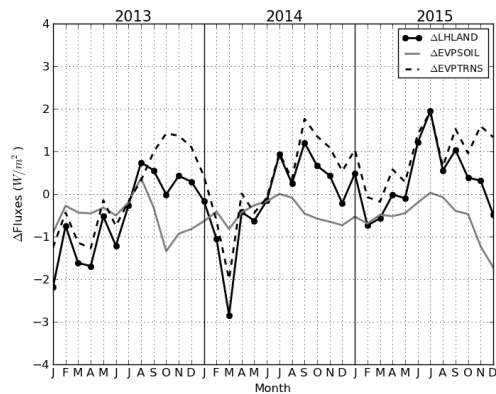
Figura 6.11 - Variabilidade média mensal das mudanças no fluxos de calor latente ($\Delta LHLAND$), evaporação ($\Delta EVPSOIL$) e transpiração ($\Delta EVPTRNS$) devido aos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO), para a América do Norte em (a), América Central em (b) e América do Sul em (c).



(a) América do Norte



(b) América Central



(c) América do Sul

Fonte: Própria do autor.

A região da América do Norte apresentou uma redução média para a temperatura da superfície terrestre de no máximo 0.34°C para o mês de maior influência dos aerossóis (AOD total média igual a 0.21). Na América Central e do Sul, as temperaturas também sofreram diminuição e a maior magnitude foi 0.49°C (AOD total média igual a 0.28) e 0.42°C (AOD total média igual a 0.25), respectivamente. Isto pode não parecer significativo, mas é relevante ao entendermos que estes valores tratam-se de uma média em grande área e que, para localidades específicas, a AOD total média para o mês pode chegar até 1.70, como é o caso de Alta Floresta em setembro de 2007 (Seção 5). Assim como a TSURF, a altura da camada limite também sofreu diminuição na presença dos aerossóis em toda a América, sendo que, a maior redução foi em setembro de 2015 na região da América do Sul com magnitude de 55m.

c) Europa, Leste e Oeste da Rússia

Assim como nas demais regiões, a Europa, Leste e Oeste da Rússia apresentaram uma redução no saldo de radiação, caracterizado pela forte redução na radiação de onda curta líquida em superfície, que é compensada principalmente por uma redução no fluxo de calor sensível. Nestas regiões, os aerossóis impactaram de forma a reduzir a variável SWLAND em ordem de magnitude de 10Wm^{-2} nos meses de maior concentração de aerossóis, atingindo uma diminuição superior a 20Wm^{-2} em agosto de 2013 no leste da Rússia, devido principalmente aos aerossóis carbonáceos. A variável SHLAND sofre uma redução média de aproximadamente 9.39Wm^{-2} na Europa, 7.79Wm^{-2} no Leste da Rússia e 5.24Wm^{-2} no Oeste da Rússia nos meses de maiores concentrações dos aerossóis. Entretanto, apesar da maior magnitude da diferença entre a reanálise e o experimento nestes períodos, o impacto dos aerossóis sobre a variável SHLAND nestas regiões é menor, em termos percentuais, que nos meses de menor carga de aerossóis. Isto decorre da pequena magnitude destas variáveis de superfície no período de inverno (baixa concentração de aerossóis).

Os aerossóis impactaram no fluxo de calor latente ocasionando um aumento desta variável na região da Europa, para os meses de maior concentração de aerossóis (JJA), com valor médio de 2.83Wm^{-2} . Já no Leste e Oeste da Rússia o fluxo de calor latente sofreu uma diminuição com ordem de magnitude de 4Wm^{-2} (JJA) e 2Wm^{-2} (MAM), respectivamente. Esta diminuição na variável LHLAND se deve essencialmente à redução da evaporação do solo. No Oeste da Rússia, também foi possível observar um aumento no fluxo de calor latente entre os meses de Junho a Agosto, devido basicamente a um aumento na transpiração. Os meses de Junho a Agosto não possuem maior concentração de aerossóis no Oeste da Rússia, porém são

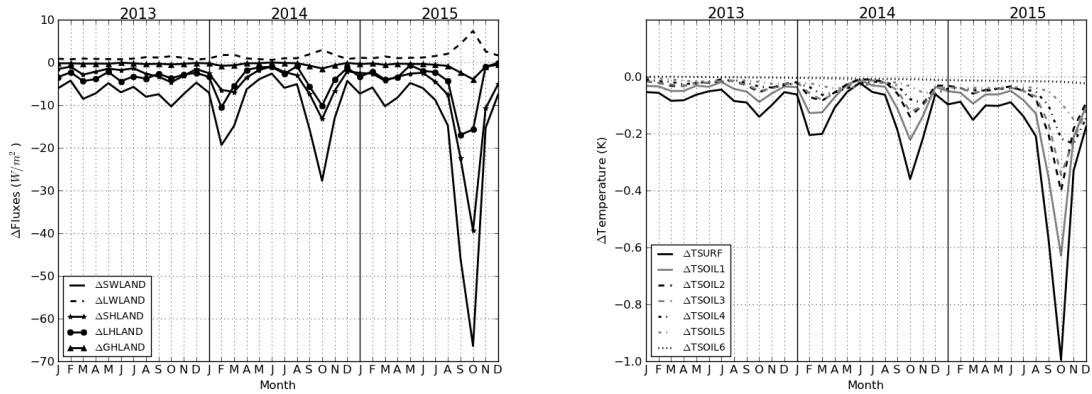
de maior resposta das variáveis em superfície devido ao aumento nos aerossóis de carbono, o qual interagem de maneira a bloquear a radiação que atinge a superfície de forma mais eficiente que os aerossóis de poeira que ocorrem de Março a Maio e elevam a AOD total na região. A média mensal, para todo o período (2013-2015), no Oeste da Rússia, do impacto dos aerossóis para a variável com maior resposta (SWLAND) não foi superior a $10Wm^{-2}$.

A temperatura da superfície e a altura da camada limite planetária reduziram em todas as regiões, tendo sua diminuição mais expressiva nos meses de maior carga dos aerossóis, exceto no Oeste da Rússia. A diminuição teve ordem de magnitude de $0.3^{\circ}C$ e $50m$ para a TSURF e PBLH, respectivamente.

d) Indonésia

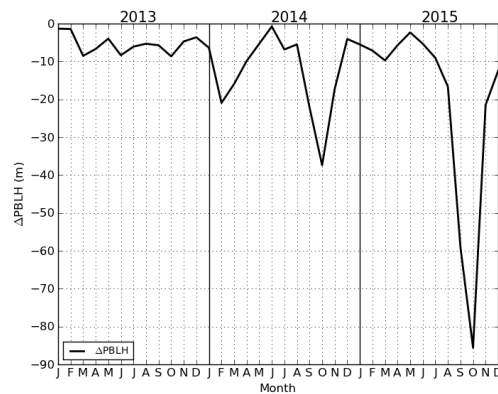
O impacto dos aerossóis nesta região foi de redução nas variáveis SWLAND, SHLAND, LHLAND, GHLAND, TSURF e PBLH, e pequeno aumento para a variável LWLAND durante todo o período. O mês com maior resposta aos aerossóis foi outubro de 2015, quando a AOD total atingiu o valor médio mensal de 0.55. Este expressivo valor foi um reflexo da grande seca na região neste período devido ao fenômeno El Niño que estava em forte atividade (PARKER et al., 2016). Na média de todos os meses a redução teve ordem de magnitude de 11.35 , 5.33 e $3.99Wm^{-2}$ para SWLAND, SHLAND e LHLAND, nesta ordem; e aumento de $1.48Wm^{-2}$ para LWLAND. Já no mês de outubro de 2015, as reduções tiveram ordem de magnitude de $66.42Wm^{-2}$ (8.68%), $39.36Wm^{-2}$ (13.63%), $15.72Wm^{-2}$ (5.57%) para as variáveis SWLAND, SHLAND e LHLAND. A diminuição na temperatura da superfície e altura da camada limite, também neste mês e ano, foi de $1^{\circ}C$ e $85.6m$. A figura 6.12 mostra a variabilidade mensal do impacto dos aerossóis nas variáveis de superfície. É visível que a assimilação dos aerossóis na reanálise MERRA-2 são indispensáveis, uma vez que, este pico na AOD total ocasionado pelas queimadas, como maior intensidade devido ao fenômeno El Niño (Figura 6.6e), não é identificado em uma climatologia de aerossóis.

Figura 6.12 - Variabilidade mensal média do impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) nos fluxos de superfície em (a), temperaturas da superfície e camadas do solo em (b) e altura da camada limite em (c), para a região da Indonésia às 12h.



(a) Δ Fluxos (Wm^{-2})

(b) Δ TSURF ($^{\circ}C$)



(c) Δ PBLH (m)

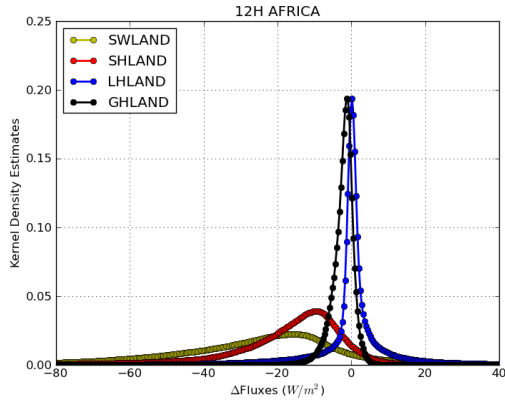
Fonte: Própria do autor.

A figura 6.13 apresenta a distribuição de probabilidade para o impacto dos aerossóis nos fluxos em superfície ao meio dia local para regiões que apresentaram uma redução média para todo o período superior a $10 Wm^{-2}$ na radiação de onda curta líquida em superfície. Esta distribuição resume os resultados expostos acima e permite entender o comportamento de todos os pontos de grade que fizeram parte da média mensal de cada região. É possível perceber, como já mencionado, que para todas as regiões as maiores respostas aos aerossóis atmosféricos, em termos de magnitude, são das variáveis SWLAND e SHLAND, apresentando para a maioria dos

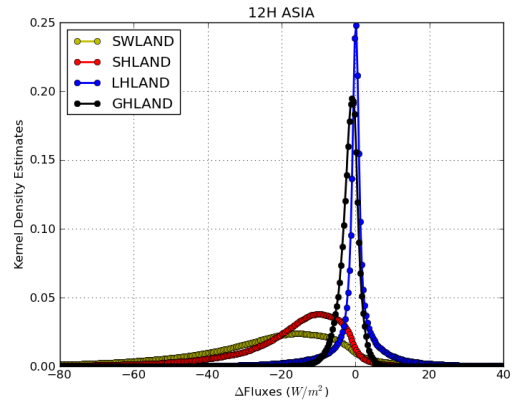
pontos um sinal negativo para o impacto, indicando a redução destas variáveis na presença dos aerossóis. O maior valor para o impacto na variável SWLAND na região da África foi de -204.25 W m^{-2} , isto corresponde a uma alteração de 30.53% na radiação solar líquida em superfície. As maiores alterações para a variável SWLAND nas demais regiões corresponderam a 33.60% na Ásia, 48.78% na Indonésia e 21.10% na América do Sul.

Grande parte dos pontos de grade na região da Ásia, África e América do Sul apresentam poucas alterações para o fluxo de calor latente e calor no solo. Observa-se que a concentração dos pontos de grade fica em torno de 0 (Figura 6.13) e por isso o pico na curva de Kernel. Na região da Indonésia, é possível verificar que o fluxo de calor latente é alterado significativamente na presença dos aerossóis, assim esta variável apresenta-se mais importante para balancear o saldo de radiação que nas demais regiões. Neste caso, a concentração de pontos em torno da média (zero) é muito menor e isso pode ser verificado pelo valor da estimativa da densidade de kernel, que não é superior a 0.05, e nas outras regiões excede 0.15. Os valores máximos, mínimos e outras estatísticas para a média mensal dos pontos de grade, por região (da figura 6.13), são apresentados na tabela 6.1.

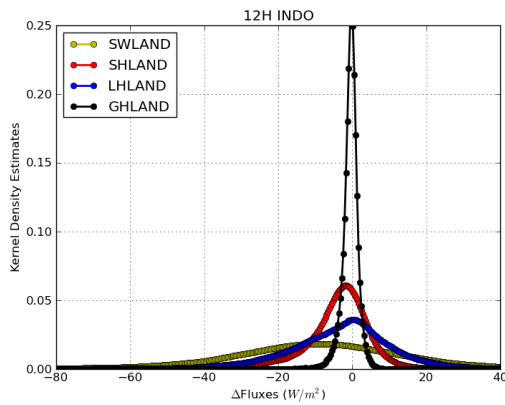
Figura 6.13 - Distribuição da densidade de kernel para o impacto dos aerossóis nos fluxos em superfície para regiões que apresentaram $\Delta\overline{SWLAND}$ para todo período, ao meio dia local, superior a $-10 Wm^{-2}$. Assim, temos em (a) África, (b) Ásia, (c) Indonésia e (d) América do Sul.



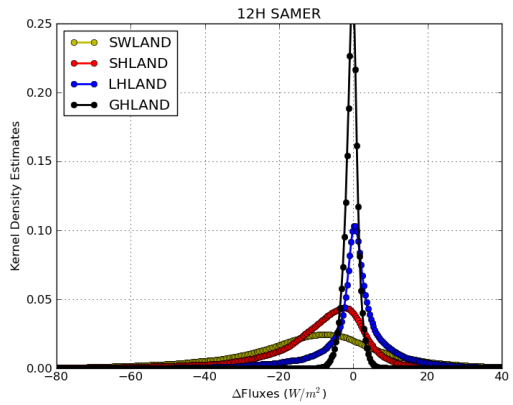
(a) África



(b) Ásia



(c) Indonésia



(d) América do Sul

Fonte: Própria do autor.

Tabela 6.1 - Estatísticas para o impacto dos aerossóis nas variáveis de superfície. kernel significa o valor do impacto onde estão concentrados o maior número de pontos de grade.

| | | África | Ásia | Indonésia | AS |
|----------------------------------|------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Δ SWLAND (Wm^{-2}) | $\bar{\mu} \pm \sigma$ | -27.00±25.90 | -24.16±21.24 | -11.35±27.35 | -11.49±21.27 |
| | $V_{Máx}$ | 94.19 | 110.45 | 85.39 | 90.324 |
| | $V_{Mín}$ | -204.25 | -197.42 | -294.89 | -136.94 |
| | Kernel | -15.58 | -15.58 | -9.57 | -8.07 |
| Δ SHLAND (Wm^{-2}) | $\bar{\mu} \pm \sigma$ | -18.20±19.25 | -17.48±15.35 | -5.33±13.17 | -9.76±14.76 |
| | $V_{Máx}$ | 45.82 | 99.98 | 66.66 | 48.99 |
| | $V_{Mín}$ | -235.32 | -178.89 | -232.59 | -118.03 |
| | Kernel | -9.57 | -10.26 | -1.70 | -2.44 |
| Δ LHLAND (Wm^{-2}) | $\bar{\mu} \pm \sigma$ | 0.00±12.06 | -0.06±7.88 | -3.99±16.06 | 0.31±10.54 |
| | $V_{Máx}$ | 176.01 | 122.14 | 72.08 | 48.99 |
| | $V_{Mín}$ | -116.23 | -122.58 | -156.11 | -118.03 |
| | Kernel | 0.19 | 0.23 | 0.56 | 0.18 |
| Δ GHLAND (Wm^{-2}) | $\bar{\mu} \pm \sigma$ | -2.24±2.92 | -1.73±2.78 | -0.56±2.23 | -0.52±1.86 |
| | $V_{Máx}$ | 11.78 | 17.60 | 13.31 | 14.63 |
| | $V_{Mín}$ | -29.02 | -55.39 | -34.32 | -13.39 |
| | Kernel | -1.31 | -0.63 | -0.19 | -0.19 |
| Δ TSURF (°C) | $\bar{\mu} \pm \sigma$ | -0.70±0.64 | -0.63±0.54 | -0.15±0.4 | -0.25±0.34 |
| | $V_{Máx}$ | 1.51 | 2.14 | 1.95 | 1.64 |
| | $V_{Mín}$ | -7.15 | -6.44 | -7.14 | -9.76 |
| | Kernel | -0.56 | -0.56 | -0.19 | -0.19 |
| Δ PBLH (m) | $\bar{\mu} \pm \sigma$ | -81.87±91.26 | -57.62±59.80 | -12.69±46.63 | -29.42±55.33 |
| | $V_{Máx}$ | 475.29 | 589.31 | 230.72 | 300.16 |
| | $V_{Mín}$ | -1023.13 | -875.87 | -575.93 | -411.48 |
| | Kernel | -37.42 | -38.30 | -5.88 | -16.40 |

6.3.1.1 Eventos Significativos

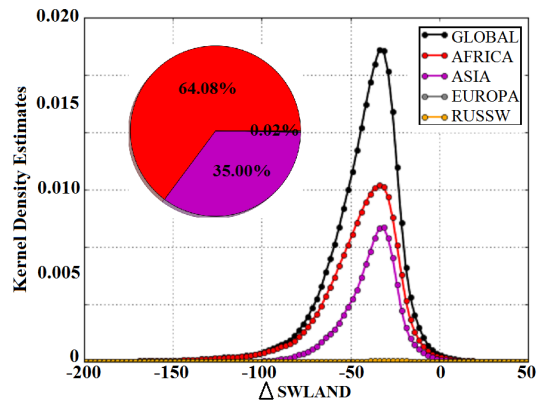
Os eventos significativos (Seção 4.4.1) avaliados foram para os aerossóis de poeira, sulfato e carbono, visto que o maior interesse é sobre a superfície terrestre. Os eventos significativos de poeira aconteceram principalmente na região da África e da Ásia representando 64.80% e 35% dos casos, respectivamente (Figura 6.14a). A redução do fluxo de radiação líquida em superfície, devido aos aerossóis de poeira, foi em média 45.11 ± 22.517 (6.74%) e 38.55 ± 15.05 (6.56%) para a África e Ásia, respectivamente. Já o impacto dos aerossóis de poeira na radiação de onda longa líquida representou um aumento de 13.276 ± 5.76 (8.71%) na África. Como mencionado anteriormente, este impacto está relacionado com o tamanho da partícula de aerossol e sua interação com diferentes comprimentos de onda da radiação (Seção 6.3.1). Assim, o maior

impacto na radiação de onda longa líquida foi para os eventos significativos de poeira. Na Europa e Oeste da Rússia também ocorreram eventos significativos de poeira, entretanto a soma dos seus eventos não representou 1% do cenário global. Os eventos significativos de sulfato ocorreram nas regiões da Europa, América do Sul e Central, África, Indonésia, Leste e Oeste da Rússia e finalmente Ásia, a qual representou 97.76% dos casos (Figura 6.14b). A redução média na variável SWLAND na Ásia foi igual a 41.14 ± 23.20 (7%). Este valor do impacto dos aerossóis de sulfato na radiação de onda curta líquida em superfície, na Ásia, é maior que o impacto pelos aerossóis de poeira, também nesta região. Isto se dá em decorrência das propriedades de absorção e atenuação de cada espécie de aerossol que está relacionado com suas propriedades ópticas (ROSARIO, 2011). Já os aerossóis de carbono, devido à sua absorção de radiação de forma mais eficiente que os aerossóis de poeira e sulfato apresentam impacto ainda maior que os citados (Tabela 6.2) e por isso será dado ênfase na análise destes eventos. Além disso, estes eventos estiveram presentes, de forma considerável, na maioria das regiões da superfície terrestre investigadas.

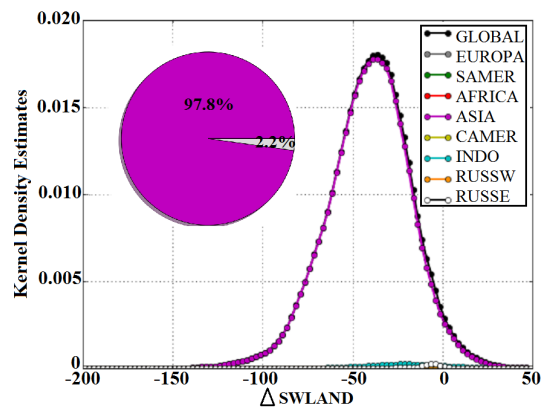
Todas as regiões, com exceção da Austrália e Europa, apresentaram eventos significativos de aerossóis de carbono, ou seja, locais (pontos de grade) dentro da região em que a AOD total foi maior que 0.3 e a razão entre a AOD dos aerossóis de carbono e AOD total foi maior que 0.5. A distribuição de kernel para o impacto dos aerossóis de carbono no fluxo de radiação de onda curta líquida para cada região e global é apresentada na figura 6.14c. É possível observar que o cenário global do impacto dos aerossóis de carbono para esta variável de superfície é fortemente influenciado pelo comportamento, em ordem crescente, das regiões da América do Sul (11.6%), da Ásia (12.3%), América do Norte (12.6%), Leste da Rússia (19.2%) e África (36%), durante todo o período analisado (2013-2015). Estes resultados concordam com a literatura quando responsabilizam a região africana por maior parte da queima de biomassa global. A região da África não apresentou eventos significativos de aerossóis de carbono somente para o mês de abril que é quando têm-se o mínimo na intensidade da queima de biomassa nas florestas de savana em ambos os hemisférios (CAHOON et al., 1992). Os eventos significativos de carbonáceos foram responsáveis por uma diminuição em média de 69.92 Wm^{-2} (10.45%) e 56.84 Wm^{-2} (21.62%) nas variáveis SWLAND e SHLAND na região da África e apresentou locais com valores que excederam -100 Wm^{-2} de alteração no valor da SWLAND. Já os eventos significativos de aerossóis no Leste da Rússia aconteceram de abril a outubro, assim como em Zhang et al. (2003), e apresentou maior número de pontos de grade afetados no ano de 2015. Segundo Zhang et al. (2003) estes elevados níveis de aerossóis de carbono na região ocorrem devido às queimadas na floresta boreal, e as altera-

ções nas variáveis SWLAND e SHLAND, devido aos aerossóis de carbono, foram -37.82 Wm^{-2} e -24.63 Wm^{-2} . Na América do Norte (NAMER), terceira região com maior influência no cenário global, os eventos significativos de aerossóis de carbono ocorreram de junho a novembro de todos os anos analisados e resultaram em uma redução do fluxo de radiação de onda curta líquida em superfície de 30.36 Wm^{-2} e no fluxo de calor sensível de 22.13 Wm^{-2} . Estes e outros valores para as regiões com maiores ocorrências de eventos significativos de aerossóis de carbono são encontrados na tabela 6.2.

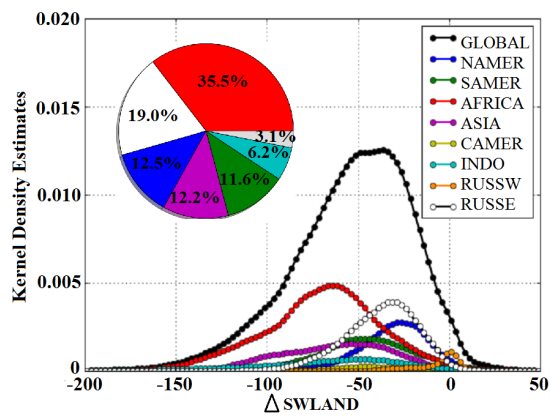
Figura 6.14 - Distribuição de kernel para o impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) na radiação de onda curta líquida em superfície (Wm^{-2}) em eventos significativos de aerossóis de poeira em a), de sulfato em b) e de carbono em c).



(a) Aerossóis de poeira



(b) Aerossóis de sulfato



(c) Aerossóis de carbono

Fonte: Própria do autor.

Tabela 6.2 - Estatísticas (média e desvio padrão) para o impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) nos fluxos de superfície, em Wm^{-2} , em eventos significativos de carbonáceos para as regiões com maior influência no cenário global, ao meio dia local.

| | GLOBAL | | ÁFRICA | | ÁSIA | |
|-----------------|----------------------|-------|----------------------|-------|----------------------|-------|
| | $\bar{x} \pm \sigma$ | (%)* | $\bar{x} \pm \sigma$ | (%)* | $\bar{x} \pm \sigma$ | (%)* |
| Δ SWLAND | -53.49±33.35 | 10.99 | -69.92±32.61 | 10.45 | -63.16±29.86 | 10.75 |
| Δ LWLAND | 6.44±5.89 | 6.46 | 9.59±6.73 | 6.07 | 8.39±5.23 | 5.76 |
| Δ SHLAND | -41.88±32.21 | 25.68 | -56.84±37.83 | 21.62 | -53.44±24.93 | 22.86 |
| Δ LHLAND | -3.15±23.34 | 01.99 | 1.28±30.24 | 00.89 | 1.88±12.66 | 01.74 |
| Δ GHLAND | -2.79±3.61 | 04.80 | -4.76±3.98 | 04.61 | -3.42±3.24 | 03.49 |
| | SAMER | | RUSS(E) | | NAMER | |
| | $\bar{x} \pm \sigma$ | (%)* | $\bar{x} \pm \sigma$ | (%)* | $\bar{x} \pm \sigma$ | (%)* |
| Δ SWLAND | -44.11±25.56 | 06.80 | -37.82±20.64 | 16.44 | -30.36±19.91 | 10.03 |
| Δ LWLAND | 4.20±3.15 | 04.08 | 3.24±2.96 | 05.56 | 2.99±3.27 | 04.08 |
| Δ SHLAND | -39.59±21.06 | 17.02 | -24.63±19.86 | 41.50 | -22.13±18.44 | 23.60 |
| Δ LHLAND | 1.23±10.32 | 00.51 | -9.31±16.63 | 11.77 | -4.56±11.90 | 04.95 |
| Δ GHLAND | -1.62±2.12 | 02.41 | -0.70±1.74 | 04.22 | -0.69±2.22 | 2.25 |

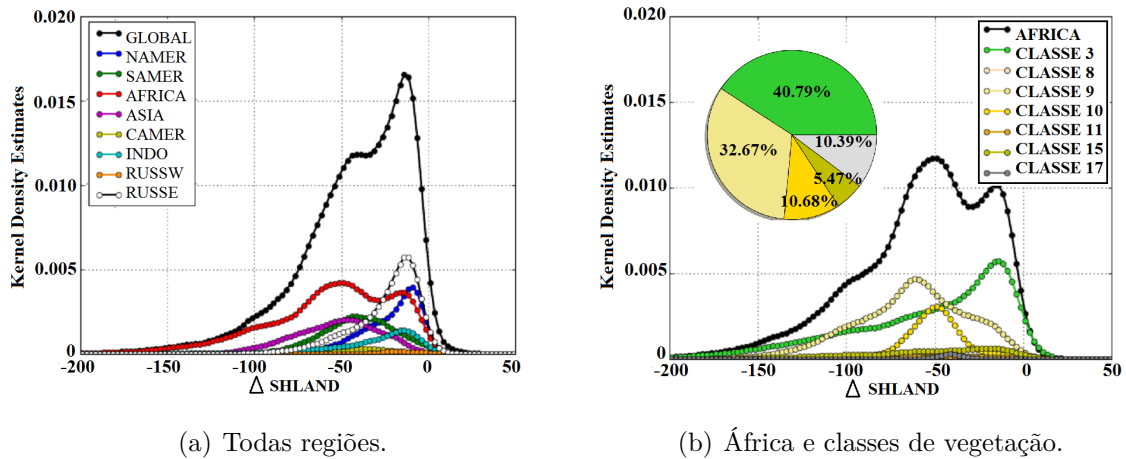
*Os percentuais são calculados com base na tabela localizada no anexo A.1.

A figura 6.15a mostra a distribuição de probabilidade do impacto dos aerossóis de carbono no fluxo de calor sensível por região. É possível identificar que na África ocorrem dois picos de máxima concentração dos pontos de grade, indicando que grande parte dos pontos tende a ter um valor para o impacto dos aerossóis no fluxo de calor sensível em torno de $-50 Wm^{-2}$ e outro em torno de $-12.5 Wm^{-2}$. Esse resultado sugerem que os aerossóis desencadeiam uma resposta dependente do ecossistema ao particionamento dos fluxos em superfície.

A partir da análise da distribuição de kernel para os eventos significativos de aerossóis de carbono por tipo de superfície na região da África (Figura 6.15b) foi possível verificar que os dois picos que ocorrem na figura 6.15a são devido ao tipo de vegetação, sendo as savanas lenhosas (CLASS9) que sofreram maior redução no saldo de radiação e conseqüentemente no fluxo de calor sensível tendo o máximo de concentração dos pontos de grade apontando uma redução de $65 Wm^{-2}$ para a variável SHLAND, em seguida as savanas (CLASS10) apresentaram o pico de concentração para o impacto na variável SHLAND em $-50 Wm^{-2}$ e por último a floresta tropical apontou que os aerossóis afetam a variável SHLAND reduzindo-a em $-15 Wm^{-2}$. Estes valores são para os picos de máxima concentração dos pontos de grade, a média do impacto dos aerossóis para os fluxos em superfície em todos os pontos é

encontrado na tabela 6.3. Em ordem de influência no cenário africano, este trabalho encontrou que as florestas tropicais são responsáveis por 40.79% dos eventos significativos de aerossóis carbonáceos, as savanas lenhosas responsável por 32.67% e as savanas por 10.68%. Assim, é possível inferir que os eventos significativos de aerossóis de carbono na América do Norte e Leste da Rússia ocorrem, em sua maioria, em locais de vegetação mais densa, pois o pico de concentração dos pontos de grade está juntamente com o pico das florestas na região da África (Figura 6.15a).

Figura 6.15 - Distribuição de kernel para o impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) no fluxo de calor sensível em superfície em eventos significativos de aerossóis de carbono para todos os continentes em a), e para a África e tipos de superfície em b).



(a) Todas regiões.

(b) África e classes de vegetação.

Fonte: Própria do autor.

Tabela 6.3 - Estatísticas (média e desvio padrão) para o impacto dos aerossóis (MERRA2-M2NOAERO) nos fluxos de superfície, em Wm^{-2} , em eventos significativos de carbonáceos para as classes de vegetação na região da África, ao medio dia local.

| | CLASSE* 3 | CLASSE* 9 | CLASSE* 10 |
|------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| | $\bar{x} \pm \sigma$ | $\bar{x} \pm \sigma$ | $\bar{x} \pm \sigma$ |
| $\Delta SWLAND$ | -68.19 ± 37.80 | -75.97 ± 34.11 | -64.99 ± 23.54 |
| $\Delta LWLAND$ | 6.36 ± 5.09 | 12.92 ± 7.22 | 12.12 ± 5.10 |
| $\Delta SHLAND$ | -54.50 ± 45.27 | -63.59 ± 32.12 | -51.88 ± 20.18 |
| $\Delta LH LAND$ | -3.44 ± 40.01 | 6.61 ± 20.73 | 3.67 ± 12.85 |
| $\Delta GH LAND$ | -3.70 ± 3.25 | -6.20 ± 4.48 | -4.66 ± 3.40 |

*A numeração e sua classe correspondente é encontrada no anexo A.2.

6.3.2 Ciclo Diurno

A análise do impacto dos aerossóis no ciclo diurno das variáveis de superfície foi realizada para todos os eventos significativos e regiões, as quais os eventos aconteceram. Entretanto, aqui serão apresentados os resultados de maior importância, ou seja, a avaliação será voltada para regiões que apresentaram as maiores reduções no fluxo de radiação líquido em superfície, e conseqüentemente sobre influência dos aerossóis de carbono. Conforme já discutido, o fluxo de calor sensível é o maior responsável por compensar a redução na radiação de onda curta líquida em superfície e o impacto dos aerossóis é maior ao meio dia, quando encontram-se também as maiores reduções no fluxo de radiação de onda curta líquida e no fluxo de calor do solo (Figura 6.16a). A temperatura da superfície terrestre também apresenta a maior redução em torno do meio dia local. Este comportamento da TSURF é encontrado na maioria das regiões, exceto para o Leste da Rússia e América do Norte, onde a maior diferença entre a reanálise MERRA-2 e o experimento M2NOAERO se dá em torno das 7 horas da manhã. Também observou-se que em regiões com vegetação predominantemente menos densa a variabilidade diurna do impacto dos aerossóis na TSURF é maior. Já a primeira temperatura do solo (TSOIL1), sofre maiores alterações devido aos aerossóis próximo das 16 horas, para todas as regiões, e este atraso em relação à TSURF é devido ao transporte de calor dentro do solo. Outras temperaturas do solo tem menor alteração em resposta aos aerossóis devido sua profundidade, e assim não permite alterações no ciclo diurno (Figura 6.16c).

Em geral, o impacto sofrido pelo fluxo de calor latente em resposta a presença dos aerossóis é um aumento no final da manhã e final da tarde (Figura 6.16b). Sendo que,

ao meio dia local, o fluxo de calor latente apresenta a menor redução em termos de magnitude e pode até mudar de sinal, indicando um impacto positivo, como é o caso das savanas lenhosas na África. A diminuição do fluxo de calor latente, em menor magnitude, se deve principalmente ao aumento da transpiração das plantas que é máxima ao meio dia local em condições com presença de aerossóis. Este aumento na transpiração ocorre em todas regiões analisadas, exceto para a Indonésia, e está relacionado a dois fatores principais: i) diminuição na temperatura das folhas e ii) aumento da radiação fotossinteticamente ativa difusa, que é máxima ao meio dia, quando na presença dos aerossóis. A diminuição na temperatura das folhas ocasiona uma redução da pressão de vapor nas plantas e então redução na resistência estomatal, fazendo com que os estômatos das plantas se abram melhorando sua fotossíntese e transpiração (STEINER et al., 2013). Segundo Bonan (2008), o aumento na taxa de fotossíntese é atribuído a penetração da luz difusa em vegetações densas, alcançando folhas que normalmente são limitadas à luz em dias que tem-se menor luz difusa, tal como condições sem aerossóis. Entretanto, esses efeitos na fotossíntese não fazem parte do escopo desta pesquisa e não serão discutidos em detalhes.

O ciclo diurno da evaporação do solo (EVPSOIL) responde à presença dos aerossóis atmosféricos de duas maneiras distintas. Em algumas regiões como na América do Sul, Leste da Rússia, América do Norte, Indonésia e África (CLASSE3), o efeito dos aerossóis é na redução do fluxo evaporativo do solo durante o período diurno (período de maior insolação). Já para a região da Ásia e África (CLASSE9), há um menor impacto dos aerossóis na diminuição do fluxo evaporativo no período de maior insolação, podendo até alterar o sinal, como é o caso na figura 6.16b para a CLASSE 9. Presume-se que este efeito está relacionado com a quantidade de água acumulada nas primeiras camadas do solo.

Em superfícies densamente vegetadas, a precipitação é interceptada em parte pelas folhas e em parte na superfície terrestre. Quando atinge a superfície, a precipitação escoar, evapora (antes mesmo de adentrar no solo) e infiltra no solo, onde fica armazenada. Florestas possuem maior capacidade de armazenamento devido suas raízes serem mais profundas que em superfícies menos vegetadas e a variabilidade da umidade do solo é menor em comparação à superfícies menos vegetadas em iguais situações de estresse hídrico. Logo, uma diminuição no fluxo de radiação líquido em superfície diminuirá o fluxo evaporativo do solo em vegetações densas. Já para tipos de vegetação menos densa, grande parte da precipitação vai diretamente para a superfície, pois a vegetação é menos fechada e não há tanta interceptação da precipitação pelas folhas. Então, uma grande diminuição no fluxo de radiação líquido

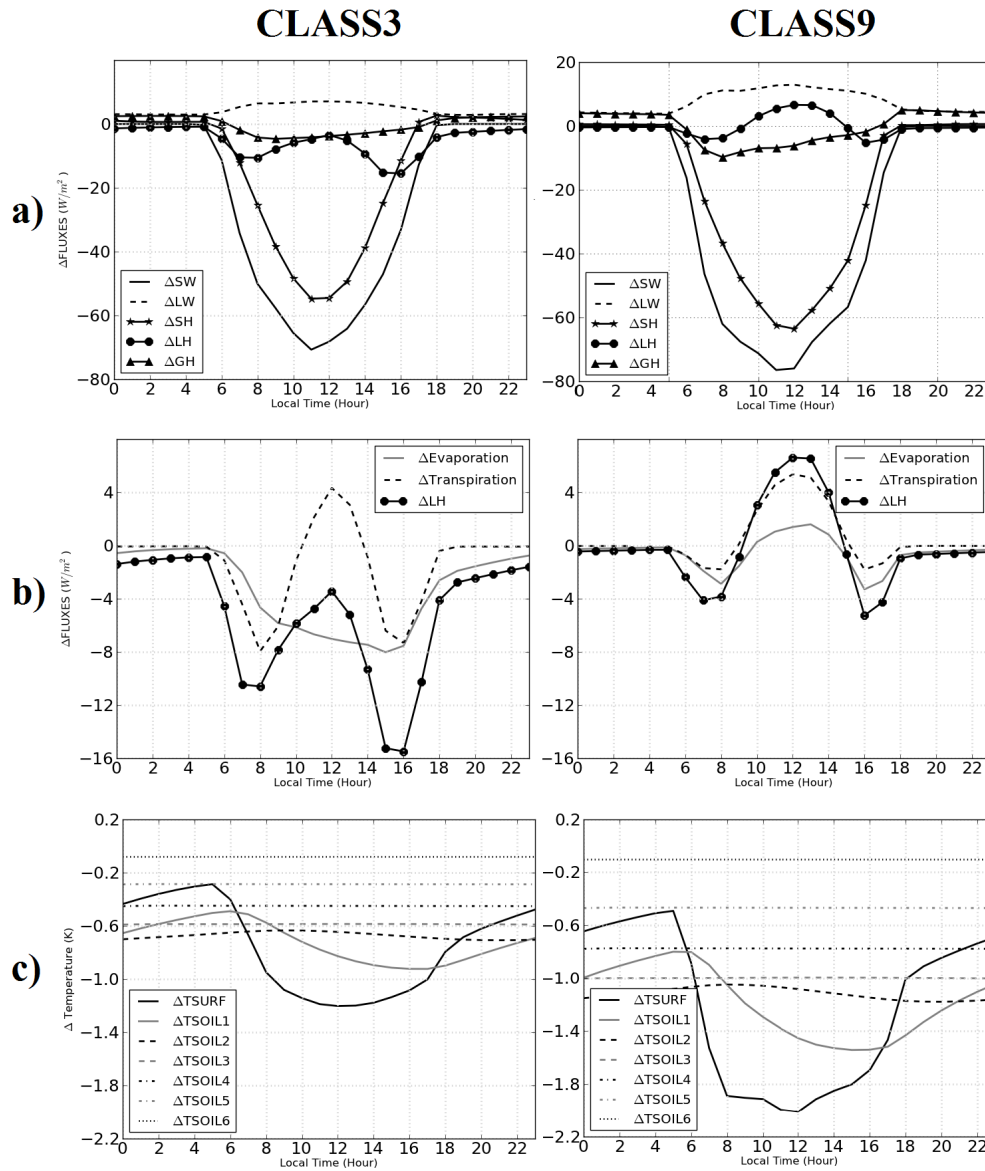
em superfície, como discutido na seção 6.3.1.1 (a vegetação menos densa sofre um impacto maior na redução do fluxo de radiação solar líquida), acarretará em uma menor eficiência no processo de evaporar a água superficial, e mais água irá escoar e infiltrar o solo. Uma vez que o solo está mais úmido, em decorrência da diminuição do fluxo de radiação em superfície, o impacto dos aerossóis atmosféricos é uma redução menos expressiva no fluxo evaporativo do solo. Este é um pressuposto para os diferentes comportamentos encontrados para o impacto dos aerossóis atmosféricos no fluxo evaporativo do solo nas figuras 6.16b (CLASSE 3 e CLASSE 9). Para chegar a resultados mais claros é preciso uma investigação no conteúdo de água nas camadas mais superficiais do solo.

Os aerossóis reduzem o fluxo de calor sensível e a turbulência induzida por convecção. Além disso, os aerossóis aquecem a baixa troposfera e diminuem a temperatura próxima a superfície, aumentando a estabilidade (ROSARIO, 2011). Estes efeitos diminuem a altura da camada limite planetária nos horários de maior insolação, e esta sofre uma redução de aproximadamente 300m (Figura 6.17), quando em eventos significativos de aerossóis de carbono. Sobre florestas, a altura da camada limite varia de 250 m a 1.25Km e sobre superfícies menos vegetadas de 110 m a 2.22Km (NOBRE et al., 1996). Assim, a redução na classe 3 significa uma alteração de 24% na altura da camada limite, enquanto que na classe 9 representa uma alteração de 13.64%.

Na região da Indonésia o impacto dos aerossóis no particionamento entre os fluxos de calor sensível e calor latente foi diferente que para as demais regiões (Figura 6.18a). Possivelmente porque nesta região o fluxo de calor latente é aproximadamente três vezes maior que o fluxo de calor sensível. Assim, o efeito dos aerossóis foi uma redução no ciclo diurno do fluxo de calor latente tão expressiva quanto à redução no ciclo diurno do fluxo de calor sensível. Neste caso, tanto a transpiração das plantas como o fluxo evaporativo do solo diminuíram no período diurno (Figura 6.18b).

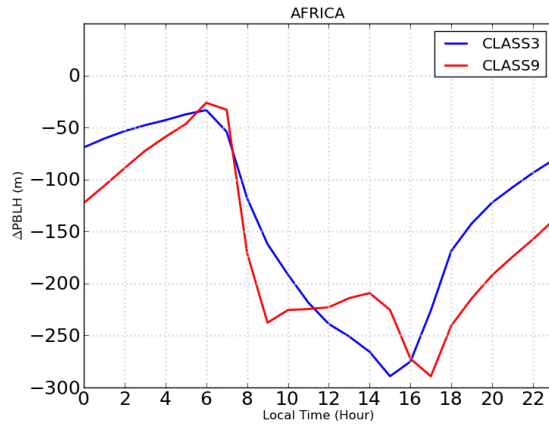
Avaliações similares foram realizadas para a região da Amazônia e os resultados para o impacto dos aerossóis no ciclo diurno e meio dia local das variáveis em superfície foram apresentados no simpósio internacional de assimilação de dados (*WMO Data Assimilation Symposium*) com o título: *THE IMPACT OF AEROSOL DATA ASSIMILATION AT THE SURFACE VARIABLES OVER AMAZON*(Anexo A, Figura A.2).

Figura 6.16 - Ciclo diurno das alterações causada pelos aerossóis atmosféricos, em eventos significativos de carbono, nos fluxos em superfície em a), no fluxo de calor latente, transpiração e evaporação em b) e na temperatura da superfície e solos em c). A coluna da esquerda representa eventos significativos sobre floresta tropical (CLASS3) e a da direita sobre savanas lenhosas (CLASS9).



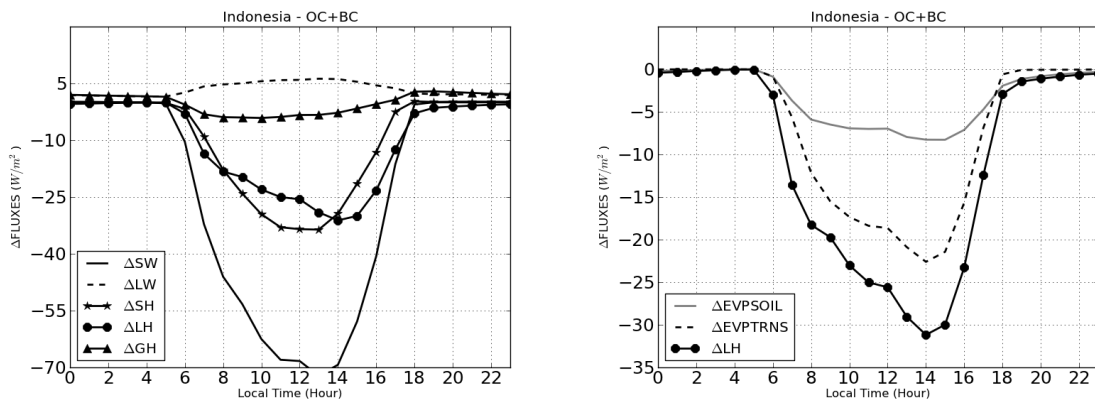
Fonte: Própria do autor.

Figura 6.17 - Ciclo diurno das alterações causada pelos aerossóis atmosféricos, em eventos significativos de carbono, na altura da camada limite planetária. A linha azul representa alterações na floresta tropical (CLASS3) e a vermelha, alterações nas savanas lenhosas (CLASS9).



Fonte: Própria do autor.

Figura 6.18 - Ciclo diurno das alterações causada pelos aerossóis atmosféricos, em eventos significativos de carbono, no ciclo diurno dos fluxos em superfície na região da Indonésia. Em (a) todos os fluxos de superfície, e em (b) fluxo de calor latente.



(a) Δ Fluxos (Wm^{-2})

(b) Δ Fluxos (Wm^{-2})

Fonte: Própria do autor.

6.4 Avaliação do fluxo de calor latente estimado da reanálise MERRA-2 e experimento M2NOAERO

A figura 6.19a apresenta a distribuição espacial do viés da reanálise MERRA-2 em relação aos dados do GLEAM. Ambos conjuntos de dados, reanálise MERRA-2 e o experimento M2NOAERO, apresentam um viés positivo na maior parte da superfície terrestre. O viés positivo para o fluxo de calor latente da reanálise MERRA-2 concorda com o trabalho de [Draper et al. \(2018\)](#), onde é muito bem documentado. Apesar disto, a reanálise MERRA-2 apresenta um viés anual global médio de 5.19 Wm^{-2} (20.15%) que é menor que o viés do experimento M2NOAERO (5.83 Wm^{-2} correspondente a 22.63%). Este resultado implica na melhora da estimativa do fluxo de calor latente da reanálise MERRA-2 devido à consideração dos aerossóis atmosférico na reanálise. Os valores médio dos vieses entre a reanálise MERRA-2 e o conjunto observacional, bem como os vieses do experimento M2NOAERO e o conjunto observacional são encontrados na tabela 6.4.

Tabela 6.4 - Valores referentes ao fluxo de calor latente global médio provenientes do GLEAM e vieses da reanálise MERRA-2 e experimento M2NOAERO em relação a estes dados, em Wm^{-2} , para o período de 2013 a 2015.

| Período | GLEAM | MERRA-2 - GLEAM | M2NOAERO - GLEAM |
|---------|-------------|-----------------|------------------|
| JFM2013 | 18.62±38.26 | 3.58±16.98 | 4.21±17.62 |
| AMJ2013 | 33.38±48.75 | 5.83±20.16 | 7.05±21.07 |
| JAS2013 | 32.57±47.78 | 8.78±23.54 | 10.05±24.96 |
| OND2013 | 18.15±37.58 | 4.38±16.46 | 4.78±17.10 |
| JFM2014 | 18.99±38.51 | 3.89±17.39 | 4.24±17.94 |
| AMJ2014 | 33.55±48.88 | 4.39±21.12 | 5.20±21.77 |
| JAS2014 | 32.60±48.05 | 7.88±23.41 | 8.95±24.62 |
| OND2014 | 18.21±37.47 | 4.30±17.92 | 4.72±18.47 |
| JFM2015 | 18.84±38.47 | 3.58±16.88 | 3.88±17.37 |
| AMJ2015 | 34.00±49.41 | 4.68±19.91 | 5.05±20.56 |
| JAS2015 | 32.41±47.73 | 6.99±24.09 | 7.81±25.19 |
| OND2015 | 17.83±37.19 | 3.63±18.95 | 4.07±19.53 |

A figura 6.19b mostra a média sazonal da diferença entre os vieses da reanálise e do experimento. Para o trimestre JFM a reanálise MERRA-2 apresentou um viés menor, quando comparado com o viés do experimento M2NOAERO, na região da floresta tropical na África, no sudeste da Ásia e Indonésia, onde existe altas concentrações de aerossóis (Figura 6.2), para todos os anos. Entretanto, em regiões com

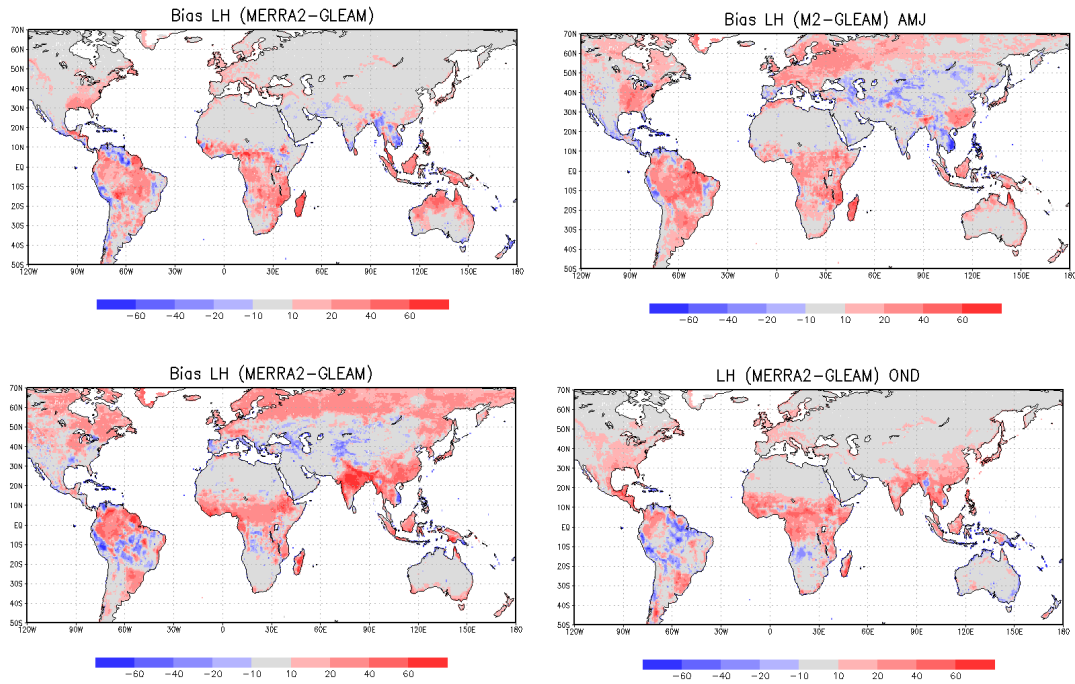
vegetação menos densa na África e sudoeste da Ásia, o viés da reanálise MERRA-2 é maior que o viés do experimento M2NOAERO. Nestas regiões o fluxo de calor latente na reanálise MERRA-2 possui maior magnitude que o fluxo de calor latente do experimento M2NOAERO. Isto pode estar relacionado com o aumento do fluxo evaporativo do solo que ocorre nessas regiões, como discutido na seção 6.3.2. No trimestre de AMJ, o viés da reanálise MERRA-2 é menor que no experimento principalmente no sudeste da Ásia.

No trimestre de JAS, a reanálise MERRA-2 mostrou ser mais próxima da observação na região oeste da Rússia. No sul da Ásia também houve melhorias em relação ao experimento. Porém, na região central da África, a reanálise mostrou ter um viés maior que do experimento. A causa do maior viés se deve a uma estimativa de maior magnitude, em relação ao experimento M2NOAERO, para o fluxo de calor latente. Também é possível observar, no trimestre JAS, uma grande melhoria na estimativa dos valores de fluxo de calor latente pela reanálise na região da Indonésia e sul da Ásia. Já no trimestre de OND, assim como aconteceu no trimestre de JFM, a reanálise mostrou um viés menor para localidades no sul da Ásia, região central da África e Indonésia, e um viés maior que o experimento em localidades com vegetação menos densa, tal como as savanas lenhosas na África.

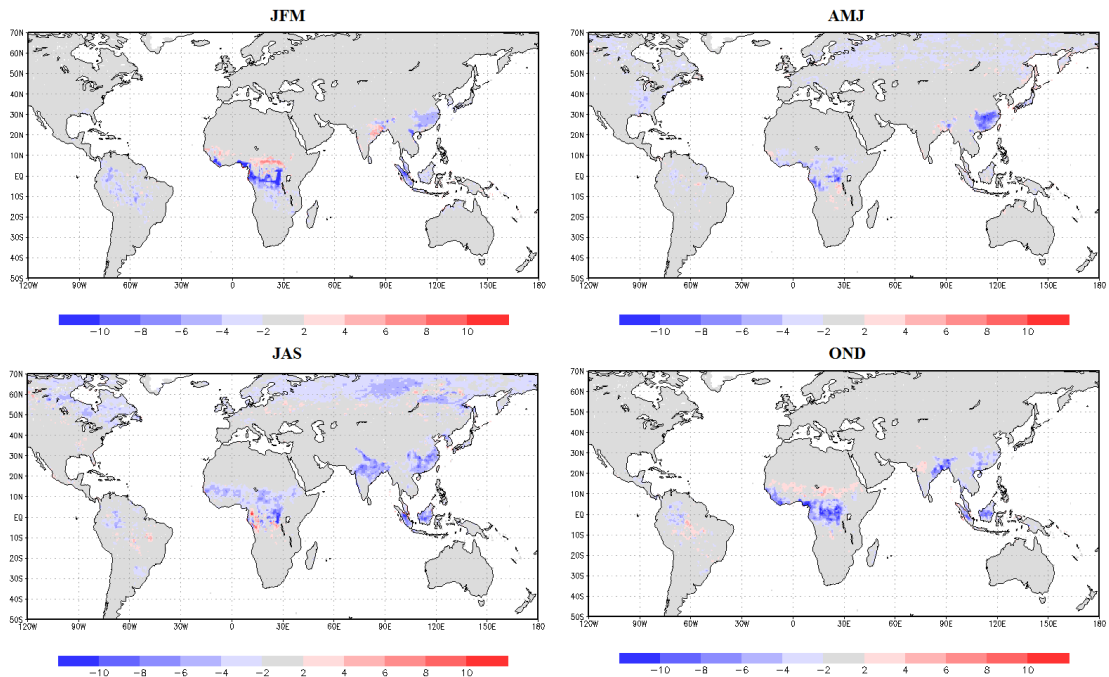
Em geral, quando a reanálise MERRA-2 mostrou viés menor em relação à observação que o experimento M2NOAERO, houve uma diminuição da estimativa do fluxo de calor latente devido à consideração dos aerossóis, enquanto que para regiões que o viés da reanálise MERRA-2 apresentou-se maior, houve uma estimativa maior para o fluxo de calor latente na reanálise MERRA-2.

Estes resultados expressam a importância de considerar os aerossóis atmosféricos em modelagem de processos de superfície, uma vez que, o fluxo de calor latente na reanálise MERRA-2 mostrou-se melhor que o experimento M2NOAERO.

Figura 6.19 - Distribuição sazonal do viés da reanálise MERRA-2 em (a), e a diferença entre o viés da reanálise MERRA-2 e o viés do experimento M2NOAERO em relação aos dados de fluxo de calor latente do GLEAM. Estatísticas médias de 2013 a 2015. Os valores são apresentados em Wm^{-2} .



(a) LH (MERRA2-GLEAM)



(b) |Viés MERRA-2|-|Viés M2NOAERO|

Fonte: Própria do autor.

7 CONCLUSÕES

Neste trabalho foi avaliado o impacto dos aerossóis atmosféricos nas variáveis e parâmetros da superfície terrestre, bem como seus efeitos nas variáveis de estado e altura da camada limite planetária no contexto global e da reanálise MERRA-2. A superfície terrestre global é composta por diversos tipos de vegetação as quais possuem diferentes comportamentos em relação ao efeitos diretos dos aerossóis. Este comportamento distinto também ocorre quando olhamos para diferentes variáveis da reanálise MERRA-2, uma vez que, esta engloba a simulação de infinitas variáveis que descrevem o sistema climático, sendo que algumas são assimiladas no seu sistema, carregando informações das condições atmosféricas, e outras não. Desta forma, um experimento com as mesmas configurações da reanálise MERRA-2 foi executado, porém excluiu-se a consideração dos aerossóis atmosféricos, estes que são simulados descritos a partir do componente GOCART e então assimilados no sistema. Esta análise foi realizada para um período neutro, o qual não havia efeitos de fenômenos de grande escala como El Niño, para um ano de transição e para um ano com o fenômeno fortemente ativo.

Os aerossóis na reanálise MERRA-2 são divididos em espécies e isto permitiu a identificação que os aerossóis de sulfato e de carbono são predominantes em todas as regiões sobre a superfície terrestre do Hemisfério Norte analisadas, com exceção da África, que apesar da quantidade enorme de aerossóis de carbono, relatada em diversos trabalhos e aqui estudada, possui em sua maioria a presença de aerossóis de poeira proveniente da grande extensão do deserto. No Hemisfério Sul, a América do Sul e a região da Indonésia também apontaram grandes quantidades de aerossóis de sulfato e carbono. A Austrália foi a única região que, durante o período de análise, não apresentou predominância de uma espécie ou outra. Além disso, grande parte das anomalias que aconteceram para o aumento dos aerossóis na atmosfera durante o período de estudo, em diversas regiões, estiveram relacionados com o aumento dos aerossóis de carbono, decorrentes principalmente de queimadas e intensificados por fenômenos meteorológicos, como o El Niño. Estes resultados apontam a importância de considerar a influência das atividades antropogênicas nos estudos envolvendo clima e então favorecer a sociedade quando na tomada de decisões referente à medidas que se deve tomar para reduzir emissões principalmente em anos que tais fenômenos potencializam estes efeitos.

Em se tratando de aerossóis de carbono, as regiões que mais tiveram eventos significativos (altos valores de profundidade óptica de aerossóis para esta espécie, durante

o período de estudo) foram em ordem crescente a América do Sul (11.6%), Ásia (12.2%), América do Norte (12.5%), Leste da Rússia (19%) e a África (35.5%). Já os eventos significativos de poeira ocorreram nas regiões da Ásia (35%) e África (64.08%) e os eventos significativos de sulfato ocorreram em sua maioria na Ásia (97.8%).

O impacto dos aerossóis nas variáveis de superfície tal como, radiação de onda curta e onda longa líquida na superfície terrestre, fluxos de calor (sensível, latente, para o solo), temperatura e altura da camada limite planetária sofrem maiores alterações decorrentes da presença dos aerossóis sobre a superfície terrestre que algumas variáveis de estado em níveis atmosféricos (temperatura, umidade, vento zonal e meridional). Este fato se dá devido a assimilação das variáveis meteorológicas na reanálise MERRA-2, o que faz com que o modelo aproxime-se da observação através deste processo. As observações assimiladas contém a informação do efeito dos aerossóis no sistema climático. Isto não ocorre para as variáveis de superfície e altura da camada limite, pois estas variáveis são simulações de modelagem numérica no contexto da reanálise e o efeito dos aerossóis é maior, uma vez que a única informação do efeito dos aerossóis está nas variáveis de entrada do modelo de superfície e turbulência, e assim contém menos informação do efeito dos aerossóis que a assimilação da variável em si. Mudanças na fração de nebulosidade e precipitação devido aos aerossóis são menos esperados ainda, tendo em mente que os aerossóis na reanálise MERRA-2 influenciam o sistema radiativamente e não na microfísica de nuvens.

Apesar do pequeno impacto dos aerossóis nas variáveis de estado, no nível de 850 hPa, durante os meses de Julho a Setembro, foi identificado uma diminuição na temperatura de até 1°C na África Central (região conhecida por numerosas queimadas e injeção de grandes cargas de aerossóis na atmosfera) e um aumento na temperatura de até 1°C, neste mesmo nível, sobre o oceano Atlântico leste (costa africana). Esse aumento considerável na temperatura apontada pela reanálise MERRA-2 sobre o oceano, no nível de 850 hPa, se dá além da decorrência de altas cargas de aerossóis na região, pelo tipo de nebulosidade presente, a qual altera o albedo abaixo da camada de aerossóis, potencializando o efeito da absorção da radiação pelos aerossóis. Para este estudo, a maior diferença ficou centrada nesta região, porém é importante ressaltar que a ação antropogênica, se não controlada, pode em um futuro próximo fazer com que este efeito esteja presente em outras localidades do globo a partir do aumento na concentração dos aerossóis, o que torna indispensável a consideração dos aerossóis atmosféricos de forma cada vez mais precisa nos modelos para melhores estimativas das variáveis que afetam o clima.

Quanto ao efeito dos aerossóis nos fluxos de energia em superfície, ao meio dia local, os resultados apontaram para maior influência destes constituintes na radiação de onda curta líquida, em termos de magnitude, que atinge a superfície terrestre, ocasionando a diminuição da radiação que é compensada por uma redução principalmente no fluxo de calor sensível para todas as regiões e tipos de superfícies analisados. As mudanças nestas variáveis, devido aos aerossóis, apresentam sazonalidade por região que está relacionada à ocorrência ou não de altas cargas de aerossóis e a quantidade de radiação que atinge a superfície. Na América do Norte por exemplo, os maiores impactos nestas variáveis são nos meses de verão neste hemisfério, quando há um aumento na radiação solar disponível para atingir a superfície e aumento na concentração dos constituintes. Já na Europa, Leste e Oeste da Rússia, os maiores impactos foram nos meses de menor concentração dos aerossóis (inverno no HN) e isto se dá não pela pequena influência da carga de aerossóis que é maior nos meses de verão, mas porque a magnitude dos fluxos nestas regiões no período de inverno (quando a carga de aerossóis é pequena) é muito pequeno, considerando que nesta estação há pouca radiação para os processos de compensação em calor sensível, latente e etc. Na América do Sul e Central, região da Indonésia e Ásia, o maior impacto nas variáveis de superfície citadas ocorre no período de maior concentração dos aerossóis. Na América do Sul, o período de concentração de maiores cargas de aerossóis se dá nos meses de inverno, diferentemente do que ocorre na América do Norte, e está relacionado com os padrões meteorológicos da região, que possui no inverno aumento na radiação que atinge a superfície devido a diminuição na nebulosidade, que é predominante nos meses de verão.

A diminuição no fluxo de calor sensível como resposta aos aerossóis está relacionada com uma diminuição na temperatura da superfície terrestre. O mesmo ocorre com a altura da camada limite planetária, que sofre uma diminuição devido à menor energia disponível em superfície para processos turbulentos. As regiões com maior impacto ao meio dia local foram as que apresentaram no período, maior valor para a profundidade óptica dos aerossóis, tal como a África e a Ásia. A radiação de onda longa líquida em superfície também foi modificada na presença de aerossóis, sofrendo um aumento em todas as regiões. Este aumento está relacionado com a emissão de onda longa da camada de aerossóis para a superfície terrestre. Na região da África, onde houve maior impacto dos aerossóis na radiação de onda longa, a magnitude da mudança nesta variável correspondeu a aproximadamente 1/4 do impacto na radiação de onda curta líquida. Já o fluxo de calor latente, ao meio dia local, apresentou menor magnitude para o impacto, assim como o fluxo de calor no solo, e comportamento distinto que depende da região analisada. Em alguns casos sofreu

aumento e em outros diminuição devido à presença dos aerossóis. Em síntese, esteve relacionado com o tipo de superfície predominante de cada região, e foi controlado pelos fluxos evaporativos e de transpiração das plantas.

Em análise das mudanças ocasionadas pelos aerossóis no ciclo diurno das variáveis, os resultados apontaram que no horário do meio dia local, quando há uma maior disponibilidade de energia atingindo a superfície, é que acontecem as maiores alterações nos fluxos de radiação de onda curta e longa líquida, na radiação fotossinteticamente ativa direta e difusa, e no fluxo de calor sensível. Além disso, as alterações mais expressivas nestas variáveis é quando, na atmosfera, encontra-se aerossóis em sua maioria de carbono, uma vez que estes são muito absorvedores de radiação, exceto para o fluxo de onda longa líquida, que é alterado em maior magnitude na presença de aerossóis de poeira. Como exemplo, na região da Ásia, quando em eventos significativos de aerossóis de carbono, há uma redução no fluxo de radiação de onda curta líquida de aproximadamente 10.21%, já considerando apenas eventos significativos de sulfato e poeira a redução fica em torno de 6.81%. O impacto dos aerossóis no fluxo de calor latente variou conforme a hora do dia e região avaliada. E isto esteve relacionado com os tipos de vegetação predominante de cada região. Em geral, o impacto dos aerossóis foi na redução do fluxo de calor latente, com maior intensidade em torno das 7 horas da manhã e depois em torno das 16 horas. Regiões que apresentaram menor impacto no fluxo de calor latente ao meio dia local apresentaram aumento na taxa de transpiração das plantas neste horário, decorrente da presença dos aerossóis. A temperatura da superfície terrestre e a altura da camada limite, tiveram suas maiores reduções durante o período diurno.

O conjunto de dados analisados mostrou-se capaz de capturar padrões encontrados por autores que fizeram uso de dados experimentais e para um período curto de tempo, como em [Keil e Haywood \(2003\)](#), que mostrou sobre a região oceânica na costa oeste do continente africano, que a forçante radiativa direta dos aerossóis no topo da atmosfera diminui potencialmente sua magnitude, e em alguns casos alterando o sinal da influência (de resfriamento para aquecimento) em condições de nebulosidade quando comparada com condições de céu-claro. A reanálise MERRA-2 apontou obter estimativas de fluxo de calor latente mais próxima da observação para todo o período analisado devido à consideração dos aerossóis no sistema, apesar de o impacto nesta variável ser pequeno em termos de magnitude quando comparado ao impacto em outras variáveis de superfície, e assim comprovando seu ótimo desempenho em termos de feedback dos processos atmosféricos e de superfície terrestre. A partir da assimilação da profundidade óptica dos aerossóis na reanálise MERRA-2,

o sistema disponibiliza de informações da variabilidade dos campos de aerossóis em situações com forte influência de fenômenos de grande escala, tal como o El Niño. Isto antes não era possível em nenhuma reanálise, visto que até então somente a climatologia dos aerossóis era considerada.

Além disso, com a reanálise MERRA-2 é possível estimar a forçante radiativa direta dos aerossóis para um longo período de tempo e globalmente. Nesta pesquisa, a forçante radiativa direta foi estimada na região da Amazônia e seus valores foram compatíveis com trabalhos anteriores, além de permitir uma extensão atual para estes valores. A partir desta análise, também foi possível identificar que a savana, na região da América do Sul, é o tipo de vegetação que sofre maior impacto devido aos aerossóis atmosféricos. Em suma, a reanálise mostrou-se uma ferramenta de ótima qualidade no que diz respeito ao seu processo de consideração dos aerossóis atmosféricos e para estudos de seus impactos em diferentes aspectos.

Sugestões para trabalhos futuros:

- ★ Uma vez que, a reanálise MERRA-2, permite captar anomalias da profundidade óptica dos aerossóis sobre diversas regiões da superfície terrestre, seria interessante estudos para associar os padrões de anomalia de diferente espécies com processos meteorológicos e atividades humanas, como mudança no uso do solo;
- ★ Realizar experimento similar ao M2NOAERO, porém para período longo de tempo, a fim de encontrar impacto da assimilação dos aerossóis atmosféricos em escala climática, e deste modo também identificar o tempo necessário para que a superfície terrestre estabilize devido ao impactos dos aerossóis;
- ★ Estimar a forçante radiativa direta dos aerossóis por espécie sobre diferentes regiões e global, a fim de compreender a magnitude do impacto por espécie;
- ★ Estudo do impacto dos aerossóis na umidade solo, em todas camadas, para diferentes tipo de vegetação, em um sistema integrado como a reanálise MERRA-2, considerando apenas os efeitos direto dos aerossóis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABEL, S.; HIGHWOOD, E.; HAYWOOD, J.; STRINGER, M. The direct radiative effect of biomass burning aerosols over southern africa. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 5, n. 7, p. 1999–2018, 2005. 75
- ANDREAE, M. O.; BROWELL, E. V.; GARSTANG, M.; GREGORY, G.; HARRISS, R.; HILL, G.; JACOB, D. J.; PEREIRA, M.; SACHSE, G.; SETZER, A. et al. Biomass-burning emissions and associated haze layers over amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1509–1527, 1988. 21
- 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.; CORREIA, A. L. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1–22, 2006. 3
- ARTAXO, P.; STORMS, H.; BRUYNSEELS, F.; GRIEKEN, R. V.; MAENHAUT, W. Composition and sources of aerosols from the amazon basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1605–1615, 1988. 21
- ARYA, P. S. **Introduction to micrometeorology**. [S.l.]: Elsevier, 2001. 10
- BAEDE, A.; AHLONSO, E.; DING, Y.; SCHIMEL, D. The climate system: an overview. In: **Mc. CARTHY, J. J.; CANZIANI, O. F.; LEARY, N. A.; DOKKEN, D. J.; WHITE, K. S. (Eds.). Climate Change 2001: impacts, adaptation and vulnerability**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2001. p. 87–98. 7
- BELLOUIN, N.; BOUCHER, O.; HAYWOOD, J.; REDDY, M. S. Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements. **Nature**, v. 438, n. 7071, p. 1138, 2005. 3
- BELLOUIN, N.; QUAAS, J.; MORCRETTE, J.-J.; BOUCHER, O. Estimates of aerosol radiative forcing from the macc re-analysis. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 4, p. 2045–2062, 2013. 25
- BENEDETTI, A. et al. Aerosol analysis and forecast in the european centre for medium-range weather forecasts integrated forecast system: 2. data assimilation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D13, 2009. 25

BLOOM, S.; TAKACS, L.; SILVA, A. D.; LEDVINA, D. Data assimilation using incremental analysis updates. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 6, p. 1256–1271, 1996. 30, 40

BONAN, G. B. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. **Science**, v. 320, n. 5882, p. 1444–1449, 2008. 94

BOSILOVICH, M.; AKELLA, S.; COY, L.; CULLATHER, R.; DRAPER, C.; GELARO, R.; KOVACH, R.; LIU, Q.; MOLOD, A.; NORRIS P. AND WARGAN, K. C. W.; REICHLER, R.; TAKACS, L.; VIKHLIAEV, Y.; BLOOM, S.; COLLOW, A.; FIRTH, S.; LABOW, G.; PARTYKA, G.; PAWSON, S.; REALE, O.; SCHUBERT, S. D.; SUAREZ, M. **MERRA-2: initial evaluation of the climate**. Greenbelt, 2015. Technical report series, 43. Disponível em: <<https://gmao.gsfc.nasa.gov/pubs/docs/Bosilovich803.pdf>>. 30

BOTEV, Z. et al. Kernel density estimation via diffusion. **The Annals of Statistics**, v. 38, n. 5, p. 2916–2957, 2010. 43

BOUCHER, O.; RANDALL, D.; ARTAXO, P.; BRETHERTON, C.; FEINGOLD, G.; FORSTER, P.; KERMINEN, V.-M.; KONDO, Y.; LIAO, H.; LOHMANN, U. et al. Clouds and aerosols. In: **K., TIGNOR, M., ALLEN, SK, BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V., MIDGLEY, P. M. (Eds.). Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. [S.l.: s.n.], 2013. p. 571–657. 11

BROOKS, N.; LEGRAND, M. Dust variability over northern africa and rainfall in the sahel. In: **Mc. LAREN, S.J.; KNIVETON, D. R. (Eds.). Linking climate change to land surface change**. [S.l.: s.n.], 2000. p. 1–25. 67, 68

CAHOON, J.; DONALD, R.; STOCKS; BRIAN, J.; LEVINE, J. S.; III, W. R. C.; O'NEILL, K. P. Seasonal distribution of african savanna fires. **Nature**, v. 359, n. 6398, p. 812, 1992. 67, 88

CAMPOS, T. **Influência dos padrões de variabilidade baixa na precipitação da Amazônia**. 2014. 82 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, 2014. 25

CHEN, Y.; WENG, F.; HAN, Y.; LIU, Q. Validation of the community radiative transfer model by using cloudsat data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D8, 2008. 40

CHOU, M.-D.; SUAREZ, M. J. **A Solar Radiation Parameterization for Atmospheric Studies**. Washington: NASA, 1999. (Technical report series on global modeling and data assimilation, 15). 39

CHOU, M.-D.; SUAREZ, M. J.; LIANG, X.-Z.; YAN, M. M.-H.; COTE, C. **A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies**. Washington: NASA, 2001. 39

COELHO, C. A.; CAVALCANTI, I. A.; COSTA, S.; FREITAS, S. R.; ITO, E. R.; LUZ, G.; SANTOS, A. F.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; PEZZA, A. B. Climate diagnostics of three major drought events in the amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorological Applications**, v. 19, n. 2, p. 237–255, 2012. 52

COLARCO, P. R.; NOWOTTNICK, E. P.; RANGLES, C. A.; YI, B.; YANG, P.; KIM, K.-M.; SMITH, J. A.; BARDEEN, C. G. Impact of radiatively interactive dust aerosols in the nasa geos-5 climate model: Sensitivity to dust particle shape and refractive index. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 2, p. 753–786, 2014. 31

COLLINS, W. D.; RASCH, P. J.; EATON, B. E.; KHATTATOV, B. V.; LAMARQUE, J.-F.; ZENDER, C. S. Simulating aerosols using a chemical transport model with assimilation of satellite aerosol retrievals: methodology for indoex. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D7, p. 7313–7336, 2001. 3

COLLOW, A. B. M.; MILLER, M. A. The seasonal cycle of the radiation budget and cloud radiative effect in the Amazon rain forest of Brazil. **Journal of Climate**, v. 29, n. 21, p. 7703–7722, 2016. 68

CORREIA, A. L.; YAMASOE, M. A.; CEBALLOS, J. C.; CORRÊA, M. P.; P, M. A. F. S. D.; MARTINS, F. R.; MACHADO, L. A. T.; PROCÓPIO, A. S.; YNOUE, R. Y. **Base científica das mudanças climáticas volume 1 - primeiro relatório de avaliação nacional**. Rio de Janeiro: Editora UFRJ, 2014. 139–160. 7

DAISAKU, U. Aerosol optical depth product derived from himawari-8 data for asian dust monitoring. **Meteorological Satellite Center Technical Note**, n. 61, 2016. 3

DAVID, L. M.; RAVISHANKARA, A.; KODROS, J. K.; VENKATARAMAN, C.; SADAVARTE, P.; PIERCE, J. R.; CHALIYAKUNNEL, S.; MILLET, D. B.

Aerosol optical depth over india. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 2018. 61

DECESARI, S. et al. Characterization of the organic composition of aerosols from rondônia, brazil, during the lba-smocc 2002 experiment and its representation through model compounds. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 2, p. 375–402, 2006. 3

DEE, D. P. et al. The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. 24

DEE, D. P.; SILVA, A. M. D. The choice of variable for atmospheric moisture analysis. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 1, p. 155–171, 2003. 40

DICKERSON, R.; KONDRAGUNTA, S.; STENCHIKOV, G.; CIVEROLO, K.; DODDRIDGE, B.; HOLBEN, B. The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog. **Science**, v. 278, n. 5339, p. 827–830, 1997. 20

DINIZ, G. B. **Meteorologia Física**. Pelotas: Universidade Federal de Pelotas, 2006. 75

DONLON, C. J.; MARTIN, M.; STARK, J.; ROBERTS-JONES, J.; FIEDLER, E.; WIMMER, W. The operational sea surface temperature and sea ice analysis (ostia) system. **Remote Sensing of Environment**, v. 116, p. 140–158, 2012. 39

DRAPER, C. S.; REICHLER, R. H.; KOSTER, R. D. Assessment of MERRA-2 land surface energy flux estimates. **Journal of Climate**, v. 31, n. 2, p. 671–691, 2018. 34, 98

DUBOVIK, O.; HOLBEN, B.; ECK, T. F.; SMIRNOV, A.; KAUFMAN, Y. J.; KING, M. D.; TANRÉ, D.; SLUTSKER, I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p. 590–608, 2002. 12

DWYER, E.; PINNOCK, S.; GRÉGOIRE, J.-M.; PEREIRA, J. Global spatial and temporal distribution of vegetation fire as determined from satellite observations. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 6-7, p. 1289–1302, 2000. 19

FORSTER, P. et al. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. chapter 2. In: SOLOMON, S. et al. (Eds.). **Climate Change 2007. The Physical Science Basis**. [S.l.: s.n.], 2007. 11

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; DIAS, M.; DIAS, P. Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul. **Estudos Avançados**, v. 19, n. 53, p. 167–185, 2005. 1

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; DIAS, M. A. S.; DIAS, P. L. S.; CHATFIELD, R.; PRINS, E.; ARTAXO, P.; GRELL, G. A.; RECUERO, F. S. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, n. 1-2, p. 135–167, 2005. 1, 18

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; RODRIGUES, L. F. Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar numerical modeling of the atmosphere chemistry composition and of its impacts on weather, climate and air quality. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 188–207, 2009. 3

FRIEDL, M. A.; SULLA-MENASHE, D.; TAN, B.; SCHNEIDER, A.; RAMANKUTTY, N.; SIBLEY, A.; HUANG, X. Modis collection 5 global land cover: algorithm refinements and characterization of new datasets. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 1, p. 168–182, 2010. 28

GARCIA, R. R.; BOVILLE, B. A. “Downward control” of the mean meridional circulation and temperature distribution of the polar winter stratosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 15, p. 2238–2245, 1994. 39

GARFINKEL, C. I.; MOLOD, A.; OMAN, L.; SONG, I.-S. Improvement of the geos-5 agcm upon updating the air-sea roughness parameterization. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 18, 2011. 39

GELARO, R. et al. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v. 30, n. 14, p. 5419–5454, 2017. 4, 24, 38, 41

GETTELMAN, A.; SHINDELL, D.; LAMARQUE, J.-F. Impact of aerosol radiative effects on 2000–2010 surface temperatures. **Climate dynamics**, v. 45, n. 7-8, p. 2165–2179, 2015. 14

GIBSON, J.; KALLBERG, P.; UPPALA, S.; HERNANDEZ, A.; NOMURA, A.; SERRANO, E. Era description. ECMWF re-analysis project report series 1, ECMWF. **Reading**, v. 66, 1997. 23

GRELL, G.; FREITAS, S.; STUEFER, M.; FAST, J. Inclusion of biomass burning in WRF-Chem: impact of wildfires on weather forecasts. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 11, p. 5289, 2011. 3

GUENTHER, A. et al. A global model of natural volatile organic compound emissions. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 100, n. D5, p. 8873–8892, 1995. 21

HAYWOOD, J. M.; OSBORNE, S. R.; FRANCIS, P. N.; KEIL, A.; FORMENTI, P.; ANDREAE, M. O.; KAYE, P. H. The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D13, 2003. 3

HELFAND, H. M.; SCHUBERT, S. D. Climatology of the simulated great plains low-level jet and its contribution to the continental moisture budget of the united states. **Journal of Climate**, v. 8, n. 4, p. 784–806, 1995. 39

HERRING, S. C.; HOERLING, M. P.; KOSSIN, J. P.; PETERSON, T. C.; STOTT, P. A. Explaining extreme events of 2014 from a climate perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 12, p. S1–S172, 2015. 67

HESS, M.; KOEPKE, P.; SCHULT, I. Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 5, p. 831–844, 1998. 31

HOLBEN, B. N. et al. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote sensing of environment**, v. 66, n. 1, p. 1–16, 1998. 3, 27

_____. An emerging ground-based aerosol climatology: aerosol optical depth from AERONET. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D11, p. 12067–12097, 2001. 27

HÓLM, E. V. Revision of the ECMWF humidity analysis: construction of a gaussian control variable. In: **ECMWF/GEWEX WORKSHOP ON HUMIDITY ANALYSIS, 8, 2002. Proceedings...** [S.l.: s.n.], 2002. 40

ICHOKU, C.; REMER, L. A.; KAUFMAN, Y. J.; LEVY, R.; CHU, D. A.; TANRÉ, D.; HOLBEN, B. N. Modis observation of aerosols and estimation of

aerosol radiative forcing over southern africa during safari 2000. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D13, 2003. 11

JACOB, D. J. et al. The arctic research of the composition of the troposphere from aircraft and satellites (ARCTAS) mission: design, execution, and first results. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 11, p. 5191–5212, 2010. 3

JR, M. M.; MURRAY, J. The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface. **Journal of Applied Meteorology**, v. 10, n. 4, p. 703–714, 1971. 14

KALLURI, S.; GURKA, J.; RACE, R. Improved observations of earth and space weather from goes-r. In: INTERNATIONAL SOCIETY FOR OPTICS AND PHOTONICS. **Atmospheric and Environmental Remote Sensing Data Processing and Utilization V: Readiness for GEOSS III**. [S.l.], 2009. v. 7456, p. 74560M. 3

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996. 22

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.-K.; HNILO, J.; FIORINO, M.; POTTER, G. NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 11, p. 1631–1643, 2002. 23

KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; REMER, L. A.; VERMOTE, E.; CHU, A.; HOLBEN, B. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from eos moderate resolution imaging spectroradiometer. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 17051–17067, 1997. 3

KEIL, A.; HAYWOOD, J. M. Solar radiative forcing by biomass burning aerosol particles during SAFARI 2000: a case study based on measured aerosol and cloud properties. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D13, 2003. 12, 75, 104

KINNE, S. et al. An aerocom initial assessment–optical properties in aerosol component modules of global models. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 5, n. 5, p. 8285–8330, 2005. 4, 11

KISTLER, R. et al. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 247–268, 2001. 22

KLEIST, D. T.; PARRISH, D. F.; DERBER, J. C.; TREADON, R.; ERRICO, R. M.; YANG, R. Improving incremental balance in the GSI 3DVAR analysis system. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 3, p. 1046–1060, 2009. 38

KLIMONT, Z.; SMITH, S. J.; COFALA, J. The last decade of global anthropogenic sulfur dioxide: 2000–2011 emissions. **Environmental Research Letters**, v. 8, n. 1, p. 014003, 2013. 69

KOSTER, R. D.; MCCARTY, W.; COY, L.; GELARO, R.; HUANG, A.; MERKOVA, D.; SMITH, E. B.; SIENKIEWICZ, M.; WARGAN, K. **MERRA-2 input observations: summary and assessment**. Greenbelt, Maryland, USA: NASA, 2016. Technical report on global modeling and data assimilation, 46. Disponível em: <<https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/20160014544.pdf>>. 29, 40

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J.; DUCHARNE, A.; STIEGLITZ, M.; KUMAR, P. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. model structure. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D20, p. 24809–24822, 2000. 39

LIN, S.-J. A “vertically lagrangian” finite-volume dynamical core for global models. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 10, p. 2293–2307, 2004. 38

LOCK, A.; BROWN, A.; BUSH, M.; MARTIN, G.; SMITH, R. A new boundary layer mixing scheme. part i: scheme description and single-column model tests. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 9, p. 3187–3199, 2000. 39

LONGO, K.; FREITAS, S.; SETZER, A.; PRINS, E.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. The coupled aerosol and tracer transport model to the brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (catt-brams), part 2: model sensitivity to the biomass burning inventories. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 7, n. 3, p. 8571–8595, 2007. 2, 20

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; DIAS, M. S.; DIAS, P. Numerical modelling of the biomass-burning aerosol direct radiative effects on the thermodynamics structure of the atmosphere and convective precipitation. In: **INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (ICshMo)**, 8, 2004. **Proceedings...** [S.l.: s.n.], 2004. p. 283–289. 16, 17

- LOUIS, J.; TIEDTKE, M.; GELEYN, J. A short history of the pbl parameterization at ECMWF, paper presented at workshop on planetary boundary layer parameterization, ECMWF. In: **WORKSHOP ON PLANETARY BOUNDARY LAYER PARAMETRIZATION, 8, 1981 Shinfield Park, Reading. Proceedings... ECMWF**. [S.l.: s.n.], 1982. p. 283–289. 39
- MALEY, J. Dust, clouds, rain types, and climatic variations in tropical North Africa. **Quaternary Research**, v. 18, n. 1, p. 1–16, 1982. 78
- MARTENS, B.; MIRALLES, D. G.; LIEVENS, H.; SCHALIE, R. van der; JEU, R. A. de; FERNÁNDEZ-PRIETO, D.; BECK, H. E.; DORIGO, W. A.; VERHOEST, N. E. Glean v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. **Geoscientific Model Development**, v. 10, n. 5, p. 1903, 2017. 34
- MCFARLANE, N. The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 14, p. 1775–1800, 1987. 39
- MIRALLES, D.; HOLMES, T.; JEU, R. D.; GASH, J.; MEESTERS, A.; DOLMAN, A. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 2, p. 453, 2011. 34
- MOLOD, A.; SUAREZ, M.; PARTYKA, G. The impact of limiting ocean roughness on geos-5 agcm tropical cyclone forecasts. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 2, p. 411–416, 2013. 39
- MOLOD, A.; TAKACS, L.; SUAREZ, M.; BACMEISTER, J. Development of the geos-5 atmospheric general circulation model: evolution from merra to merra2. **Geoscientific Model Development**, v. 8, n. 5, p. 1339–1356, 2015. 29, 38
- MOORTHI, S.; SUAREZ, M. J. Relaxed arakawa-schubert. a parameterization of moist convection for general circulation models. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 6, p. 978–1002, 1992. 39
- MORCRETTE, J.-J. et al. Aerosol analysis and forecast in the european centre for medium-range weather forecasts integrated forecast system: forward modeling. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D6, 2009. 25
- MORI, T. Effects of droughts and forest fires on dipterocarp forest in east kalimantan. In: **GUHARDJA, E. et al. (Eds.). Rainforest ecosystems of east kalimantan**. [S.l.: s.n.], 2000. p. 29–45. 70

- MYHRE, G. et al. Anthropogenic and natural radiative forcing. **Climate Change**, v. 423, 2013. 35
- NASCIMENTO, M. G.; HERDIES, D. L.; ANGELIS, C. F. Avaliação da precipitação sobre a América do Sul com os dados de reanálise MERRA e NCEP-GFSR. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 16, 2009, Belém, PA. Anais... [S.l.: s.n.], 2009. 25
- NOBRE, C. A. et al. Observations of the atmospheric boundary layer in Rondônia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester, West Sussex: John Wiley & Sons, 1996. v. 898, p. 413–424. 95
- PAOLINO, D.; YANG, Q.; DOTY, B.; III, J. K.; SHUKLA, J.; STRAUS, D. M. A pilot reanalysis project at COLA. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 76, n. 5, p. 697–710, 1995. 23
- PARKER, R. J.; BOESCH, H.; WOOSTER, M. J.; MOORE, D. P.; WEBB, A. J.; GAVEAU, D.; MURDIYARSO, D. Atmospheric CH₄ and CO₂ enhancements and biomass burning emission ratios derived from satellite observations of the 2015 Indonesian fire plumes. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 15, p. 10111–10131, 2016. 83
- PATADIA, F.; GUPTA, P.; CHRISTOPHER, S. A.; REID, J. S. A multisensor satellite-based assessment of biomass burning aerosol radiative impact over Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D12, 2008. 13
- PENNER, J. E. et al. Aerosols, their direct and indirect effects. In: HOUGHTON, J. T. et al. (Eds.). **Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change**. [S.l.: s.n.], 2001. p. 289–348. 11
- PERRY, K. D.; CAHILL, T. A.; ELDRED, R. A.; DUTCHER, D. D.; GILL, T. E. Long-range transport of north African dust to the eastern United States. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D10, p. 11225–11238, 1997. 22
- PÖSCHL, U. Atmospheric aerosols: composition, transformation, climate and health effects. **Angewandte Chemie International Edition**, v. 44, n. 46, p. 7520–7540, 2005. 21

PRADO, N. V. **Estudo da variabilidade temporal da profundidade óptica do aerossol atmosférico na região sul da Amazônia durante o período de 2000 a 2015**. 2017. 91 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NABNPB>>. Acesso em: 19 fev. 2018. 16, 18, 46, 52, 63

PRADO, N. V.; COELHO, S. S. da C. **ESTUDO DA RELAÇÃO ENTRE QUEIMADAS, AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E PRECIPITAÇÃO**. [S.l.: s.n.], 2013. 46

PROCOPIO, A.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y.; REMER, L.; SCHAFER, J.; HOLBEN, B. Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, 2004. 2, 13, 14, 28, 35, 36, 47

PROCOPIO, A.; REMER, L.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y.; HOLBEN, B. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in amazonia. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 24, 2003. 12, 50

PROSPERO, J.; GLACCUM, R.; NEES, R. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. **Nature**, v. 289, n. 5798, p. 570, 1981. 21

PUTMAN, W. M.; LIN, S.-J. Finite-volume transport on various cubed-sphere grids. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 1, p. 55–78, 2007. 38

QIN, D.; PLATTNER, G.; TIGNOR, M.; ALLEN, S.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P. **Summary for policymakers. Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. [S.l.]: Cambridge, UK & New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. 1

QUAAS, J.; BOUCHER, O.; BELLOUIN, N.; KINNE, S. Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D5, 2008. 13

QUADRO, M. F. L. et al. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 152–162, 2012. 25

RAMANATHAN, V.; CRUTZEN, P.; KIEHL, J.; ROSENFELD, D. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. **Science**, v. 294, n. 5549, p. 2119–2124, 2001. 1, 2, 4, 8, 11, 77

RANDLES, C.; SILVA, A. M.; BUCHARD, V.; COLARCO, P.; DARMENOV, A.; GOVINDARAJU, R.; SMIRNOV, A.; HOLBEN, B.; FERRARE, R.; HAIR, J. et al. The merra-2 aerosol reanalysis, 1980 onward. part i: System description and data assimilation evaluation. **Journal of Climate**, v. 30, n. 17, p. 6823–6850, 2017. 4, 30, 31, 32, 33

RANDLES, C. A.; SILVA, A. M.; BUCHARD, V.; DARMENOV, A.; COLARCO, P. R.; AQUILA, V.; BIAN, H.; NOWOTTNICK, E. P.; PAN, X.; SMIRNOV, A.; YU, H.; GOVINDARAJU, R. **The MERRA-2 Aerosol Assimilation**. Greenbelt, Maryland, USA: NASA, 2015. Technical report on global modeling and data assimilation, 45. Disponível em: <<https://gmao.gsfc.nasa.gov/pubs/docs/Randles887.pdf>>. 2

RECUERO, F. S. **Estudo do transporte das partículas de aerossol de queimada via sensoriamento remoto**. 2003 p. Dissertação (Mestrado em Ciências) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003. 20

REICHLE, R. H.; LIU, Q. **Observation-corrected precipitation estimates in GEOS-5**. Greenbelt, Maryland, USA: NASA, 2014. Technical report series on global modeling and data assimilation, 35. 30

REICHLE, R. H.; LIU, Q.; KOSTER, R. D.; DRAPER, C. S.; MAHANAMA, S. P.; PARTYKA, G. S. Land surface precipitation in merra-2. **Journal of Climate**, v. 30, n. 5, p. 1643–1664, 2017. 31

REMER, L.; MATTOO, S.; LEVY, R.; MUNCHAK, L. Modis 3 km aerosol product: algorithm and global perspective. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 6, n. 7, p. 1829, 2013. 28

REMER, L. A. et al. The modis aerosol algorithm, products, and validation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 4, p. 947–973, 2005. 27

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite sst analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1609–1625, 2002. 25

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M.; LIU, C.; CHELTON, D. B.; CASEY, K. S.; SCHLAX, M. G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 20, n. 22, p. 5473–5496, 2007. 39

RIENECKER, M. M. et al. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. **Journal of climate**, v. 24, n. 14, p. 3624–3648, 2011. 24, 29

RIENECKER, M. M.; SUAREZ, M.; TODLING, R.; BACMEISTER, J.; TAKACS, L.; LIU, H. C.; GU, W.; SIENKIEWICZ, M.; KOSTER, R. D.; GELARO, R.; STAJNER, I.; NIELSEN, E. **The GEOS-5 data assimilation system - documentation of versions 5.0.1, 5.1.0, and 5.2.0**. Greenbelt, Maryland, USA: NASA, 2008. Technical report series on global modeling and data assimilation, 27. 30, 38

ROSARIO, N. **Estudo da variabilidade das propriedades ópticas dos aerossóis sobre a América do Sul e dos impactos do efeito radiativo direto das partículas de queimadas**. 255 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2011. 18, 19, 52, 88, 95

SCHUBERT, S.; MIN, W.; TAKACS, L.; JOINER, J. Reanalysis of historical observations and its role in the development of the goddard eos climate data assimilation system. **Advances in Space Research**, v. 19, n. 3, p. 491–501, 1997. 23

SCHUBERT, S.; WANG, H.; SUAREZ, M. Warm season subseasonal variability and climate extremes in the northern hemisphere: the role of stationary rossby waves. **Journal of Climate**, v. 24, n. 18, p. 4773–4792, 2011. 25

SCHULTZ, M. On the use of atsr fire count data to estimate the seasonal and interannual variability of vegetation fire emissions. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 2, n. 5, p. 387–395, 2002. 19

SCOTT, D. W. **Multivariate Density Estimation: Theory, Practice, and Visualization**. [S.l.: s.n.], 2015. 44

SEIDEL, F.; POPP, C. Critical surface albedo and its implications to aerosol remote sensing. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 5, n. 7, p. 1653–1665, 2012. 12

SENA, E.; ARTAXO, P.; CORREIA, A. Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use change in amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 3, p. 1261–1275, 2013. 13, 50

STEINER, A. L.; MERMELSTEIN, D.; CHENG, S. J.; TWINE, T. E.; OLIPHANT, A. Observed impact of atmospheric aerosols on the surface energy budget. **Earth Interactions**, v. 17, n. 14, p. 1–22, 2013. 94

SUSSKIND, J.; ROSENFELD, J.; REUTER, D. An accurate radiative transfer model for use in the direct physical inversion of hirs2 and msu temperature sounding data. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 88, n. C13, p. 8550–8568, 1983. 40

SWAP, R.; GARSTANG, M.; GRECO, S.; TALBOT, R.; KÅLLBERG, P. Saharan dust in the amazon basin. **Tellus B**, v. 44, n. 2, p. 133–149, 1992. 21

TAKACS, L. L.; SUÁREZ, M. J.; TODLING, R. Maintaining atmospheric mass and water balance in reanalyses. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 142, n. 697, p. 1565–1573, 2016. 29

TALBOT, R.; ANDREAE, M.; BERRESHEIM, H.; ARTAXO, P.; GARSTANG, M.; HARRISS, R.; BEECHER, K.; LI, S. Aerosol chemistry during the wet season in central Amazonia: the influence of long-range transport. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 16955–16969, 1990. 21

TAYLOR, K. E.; WILLIAMSON, D.; ZWIERS, F. **The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations**. [S.l.]: Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, 2000. 38

TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T. Tracking earth's energy: from el niño to global warming. **Surveys in Geophysics**, v. 33, n. 3-4, p. 413–426, 2012. 9

UPPALA, S. M.; KÅLLBERG, P.; SIMMONS, A.; ANDRAE, U.; BECHTOLD, V. d.; FIORINO, M.; GIBSON, J.; HASELER, J.; HERNANDEZ, A.; KELLY, G. et al. The ERA-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the royal meteorological society**, v. 131, n. 612, p. 2961–3012, 2005. 24

WEAVER, C. J.; GINOUX, P.; HSU, N. C.; CHOU, M.-D.; JOINER, J. Radiative forcing of saharan dust: GOCART model simulations compared with ERBE data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p. 736–747, 2002. 3

WERF, G. R. Van der; RANDERSON, J. T.; GIGLIO, L.; COLLATZ, G.; MU, M.; KASIBHATLA, P. S.; MORTON, D. C.; DEFRIES, R.; JIN, Y. v.; LEEUWEN, T. T. van. Global fire emissions and the contribution of deforestation, savanna, forest, agricultural, and peat fires (1997–2009). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 23, p. 11707–11735, 2010. 1

WU, W.-S.; PURSER, R. J.; PARRISH, D. F. Three-dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariances. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 12, p. 2905–2916, 2002. 30, 38

XING, J.; PLEIM, J.; MATHUR, R.; POULIOT, G.; HOGREFE, C.; GAN, C.-M.; WEI, C. Historical gaseous and primary aerosol emissions in the united states from 1990 to 2010. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 15, p. 7531–7549, 2013. 68

YOON, J.-H.; KRAVITZ, B.; RASCH, P. J.; WANG, S.-Y. S.; GILLIES, R. R.; HIPPS, L. Extreme fire season in california: a glimpse into the future? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 12, p. S5–S9, 2015. 69

YU, H.; DICKINSON, R.; CHIN, M.; KAUFMAN, Y.; HOLBEN, B.; GEOGDZHAYEV, I.; MISHCHENKO, M. Annual cycle of global distributions of aerosol optical depth from integration of modis retrievals and gocart model simulations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D3, 2003. 2, 11

YU, H.; LIU, S.; DICKINSON, R. Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D12, 2002. 14, 15

ZHANG, Y.; FU, R.; YU, H.; DICKINSON, R. E.; JUAREZ, R. N.; CHIN, M.; WANG, H. A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the amazon. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D14, 2008. 3, 13, 43, 50

ZHANG, Y.-H.; WOOSTER, M.; TUTUBALINA, O.; PERRY, G. Monthly burned area and forest fire carbon emission estimates for the russian federation from spot vgt. **Remote sensing of environment**, v. 87, n. 1, p. 1–15, 2003. 69, 88

APÊNDICE A - TABELAS AUXILIARES

Tabela A.1 - Valores médios de referência para os fluxos e variáveis de superfície por região e período do experimento M2NOAERO. A unidade dos fluxos é Wm^{-2} .

| Variáveis | África | Ásia | CAMER | EURO | INDO |
|------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SWLAND | 669.08 | 587.52 | 676.01 | 370.94 | 604.53 |
| LWLAND | -157.99 | -145.73 | -132.06 | -85.43 | -76.62 |
| SHLAND | 262.92 | 233.79 | 275.55 | 110.44 | 118.98 |
| LHLAND | 144.27 | 107.78 | 183.50 | 124.06 | 356.37 |
| GHLAND | 103.29 | 97.87 | 84.24 | 45.43 | 50.06 |
| EVPSOIL | 71.16 | 68.61 | 108.46 | 69.32 | 171.27 |
| EVPTNS | 62.73 | 30.06 | 62.22 | 39.16 | 158.03 |
| TSURF ($^{\circ}\text{C}$) | 37.17 | 25.63 | 33.7 | 12.9 | 31.8 |
| PBLH (m) | 2037.78 | 1851.34 | 1650.23 | 1053.86 | 1177.34 |
| Variáveis | NAMER | RUSS(E) | RUSS(W) | SAMER | GLOBAL* |
| SWLAND | 302.82 | 230.01 | 292.50 | 649.02 | 486.55 |
| LWLAND | -73.31 | -58.29 | -69.73 | -102.88 | -99.67 |
| SHLAND | 93.77 | 59.35 | 86.24 | 232.63 | 163.11 |
| LHLAND | 92.09 | 79.13 | 94.82 | 243.00 | 158.00 |
| GHLAND | 30.69 | 16.60 | 29.60 | 67.31 | 58.11 |
| EVPSOIL | 48.56 | 37.82 | 43.06 | 85.86 | - |
| EVPTNS | 25.86 | 21.32 | 33.95 | 132.06 | - |
| TSURF ($^{\circ}\text{C}$) | 1.33 | -3.99 | 6.84 | 29.48 | - |
| PBLH (m) | 803.05 | 788.15 | 960.34 | 1653.68 | - |

*Somente sobre a superfície terrestre.

Tabela A.2 - Esquema global de classificação de vegetação IGBP.

| Classes | Tipo de Vegetação |
|----------------|------------------------------------|
| 1 | Water |
| 2 | Evergreen Needleleaf forest |
| 3 | Evergreen Broadleaf forest |
| 4 | Deciduous Needleleaf forest |
| 5 | Deciduous Broadleaf forest |
| 6 | Mixed forest |
| 7 | Closed shrublands |
| 8 | Open shrublands |
| 9 | Woody savannas |
| 10 | Savannas |
| 11 | Grasslands |
| 12 | Permanent wetlands |
| 13 | Croplands |
| 14 | Urban and built-up |
| 15 | Cropland/Natural vegetation mosaic |
| 16 | Snow and ice |
| 17 | Barren or sparsely vegetated |

ANEXO A - TRABALHOS SUBMETIDOS E APRESENTADOS

Figura A.1 - Artigo submetido para revista *Atmospheric Chemistry and Physics*, resultados referentes ao capítulo 5.

Manuscript prepared for Atmos. Chem. Phys.
with version 5.0 of the L^AT_EX class copernicus.cls.
Date: 14 April 2018

Estimates of direct radiative forcing due to aerosols from the MERRA-2 reanalysis over the Amazon region

B. R. Penna, L. D. Herdies, and S. S. Costa

National Institute for Space Research

Correspondence to: B. R. Penna
(brunna.romeropenna@nasa.gov)

Abstract. Sixteen years of analysis of clear-sky direct aerosol radiative forcing is presented for the Amazon region, with calculations of AERONET network, MODIS sensor and MERRA-2 reanalysis data. The results showed that MERRA-2 reanalysis is an excellent tool for calculating and providing the spatial distribution of aerosol direct radiative forcing. In addition, the difference between considering the reference state of the atmosphere without aerosol loading and with natural aerosol to obtain the aerosol direct radiative forcing is discussed. During the dry season, the monthly average direct forcing at the top of atmosphere varied from -9.60 to -4.20 W m⁻², and at the surface, it varied from -29.81 to -9.24 W m⁻², according to MERRA-2 reanalysis data and the reference state of atmosphere without aerosol loading. Already with the state of reference being the natural aerosols, the average direct forcing at the top of atmosphere varied from -5.15 to -1.18 W m⁻², and at the surface, it varied from -21.28 to -5.25 W m⁻²; this difference was associated with the absorption of aerosols.

1 Introduction

The effect of aerosols on the climate system has been the subject of several scientific papers in recent years, due to the increase in the concentration of anthropogenic aerosols; in addition, the effect of these constituents on the climate are not well understood. The influence of aerosols on the Earth's energy balance occurs in two ways: i) the first interaction is through the scattering and absorption of solar and infrared radiation, which alters the radiative balance of the earth-atmosphere system and is called the direct effect (this is the focus of this work); ii) the second interaction is through the modification of the microphysical properties of clouds (i.e., cloud albedo, cloud evolution, and precipitation efficiency)

(Haywood and Boucher, 2000), which is called the indirect effect.

Quantifying the influence of aerosols on the climatic system is based on the concept of radiative forcing. Radiative forcing is defined by the difference in the net irradiance between a reference state and a disturbed state due to some climatic agent (e.g., aerosols) (Foster et al., 2007). The reference state may be the total absence of atmospheric aerosols or the concentration of aerosols during a given period (e.g., the wet season in the Amazon region) because the disturbed state corresponds to a large concentration of aerosols in the atmosphere.

Aerosol direct radiative forcing (ARF), which is the focus of this paper, refers to a perturbation in the climatic system for a given region or place in the world when considering only the direct effect of aerosols (i.e., the first interaction). The ARF has been estimated by numerical models and satellite data, and the total amount of aerosols is generally obtained because the ARF estimations by species of aerosols are less consistent. The latest IPCC report estimated a global ARF of magnitude $0.35 \pm 0.5 \text{ W m}^{-2}$. This value indicates that aerosols continue to be major contributors of uncertainties when estimating and interpreting climate behavior. This is mainly due to the short period of study and the numerical simplifications used when estimating ARF. Commonly, these simplifications are associated with the representation of the distribution, composition and radiative properties of the aerosols.

To obtain accurate aerosol direct radiative forcing, it is necessary to combine numerical models with observations over a long period of time. An important tool that considers all of these items is reanalyses. Bellouin et al. (2013) were the first to estimate the ARF from a reanalysis with aerosol data assimilation (the MACC reanalysis). The ARF estimation by Bellouin et al. (2013) was performed for seven years

Fonte: Própria do autor.

Figura A.2 - Trabalho apresentado no *WMO Data Assimilation Symposium*, resultados referentes ao capítulo 6.



1. INTRODUCTION

Aerosols perturb the earth's energy budget directly by scattering and absorbing radiation (COAKLEY ET AL., 1983) and indirectly by acting as cloud condensation nuclei and in doing so changing cloud properties (TWOMEY, 1977). Their effects on temperature, surface fluxes, hence atmospheric stratification, further influence clouds and so feedback on the radiation. The understanding these process is very important specially over **Amazon forest**, that is a key component of the global carbon and hydrologic cycles and is a region with potential climate change sensitivities.

In this work, the impact of aerosols over Amazon forest is assessed with newest reanalysis of NASA, **MERRA-2**, that improves upon compared to previous, and the important point to climate researches is the **assimilation of atmospheric aerosol data** from various instruments like as AVHRR, MODIS, MISR and AERONET.

2. DATA AND METHODS

2.1 MCD12Q1: In order to character the land cover type and identify only amazon forest was used the MODIS Land Cover Type product (<https://lpdaac.usgs.gov>). The year used was 2013, the resolution is 500 meters but was interpolated to resolution of MERRA-2, where the land is the predominant land cover type.

2.2 MERRA-2: The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA-2), provides a spatially and temporally consistent view of weather and climate around the globe by assimilating observations into a numerical model. The key components of the system are the GEOS-5 atmospheric model (REINECKER ET AL. 2008) and the Gridpoint Statistical Interpolation (GSI) analysis scheme (WU ET AL., 2002). The MERRA-2 uses the GEOS-5 Goddard Aerosol Assimilation System (GAAS, BUCHARD ET AL. 2015) with the Goddard Chemistry, Aerosol, Radiation, and Transport (GOCART; CHIN ET AL. 2002) model to analyze **five aerosol species**, including black (BC) and organic carbon (OC), dust, sea salt (SS) and sulfates (SU).

2.3 Simulation Set Up

In order to evaluate the impact of aerosols on the Amazon forest and, consequently the assimilation of aerosols in the MERRA-2 reanalysis, a experiment with the same configurations of the MERRA-2 reanalysis was performed, however, ignoring the atmospheric aerosols. This simulation was named **EXP_NOA** and the initial condition was MERRA-2 (21Z 16 DEZ 2012). The experiment was run until December 2015. More about the set up of the MERRA-2 reanalysis and EXP_NOA simulation can be founded in the figure 1. The impact of aerosols at surface flux and variables was estimated from the difference between MERRA-2 and EXP_NOA. Furthermore, this assessment is made only over area where the aerosol optical depth (AOD) for biomass burning was greater than 50% of the total AOD and total AOD greater than 0.3.

$$\Delta = \text{MERRA-2} - \text{EXP_NOA}$$



Figure 1: Scheme of the configuration of the MERRA-2 reanalysis and experiment EXP_NOA. The only difference between their is that in MERRA-2 the GOCART model is online.

3. RESULTS

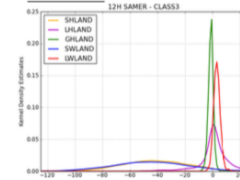
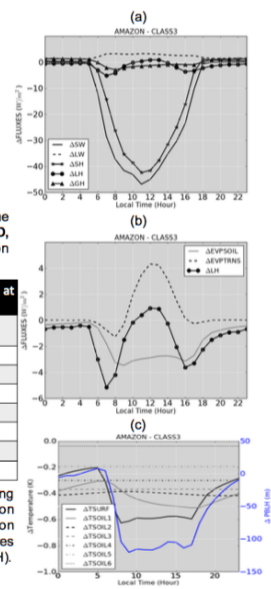


Figure 2: Estimation of kernel density for the SWLAND, LWLAND, SHLAND, LHLAND, GHLAND variables on the Amazon rainforest at noon.

Table 1: Statistics of the impact of aerosols at noon over Amazon forest.

| NOON (12h) | Higher Probability | Mean | SD |
|------------|-------------------------|-------------------------|-------|
| SWLAND | -45.68 W/m ² | -45.05 W/m ² | 26.91 |
| LWLAND | 2.88 W/m ² | 3.24 W/m ² | 2.41 |
| SHLAND | -44.43 W/m ² | -41.59 W/m ² | 22.86 |
| LHLAND | 0.88 W/m ² | 0.94 W/m ² | 11.37 |
| GHLAND | -1.13 W/m ² | -1.27 W/m ² | 1.75 |
| TSURF | - | -0.59 K | 0.35 |
| PBLH | - | -116.9 m | 79.04 |

Figure 3: Impact of biomass burning aerosols on the diurnal cycle of Amazon rainforest surface variables. In (a) radiation net, (b) latent flux, and (c) soil temperatures and planetary boundary layer height (PBLH).



4. CONCLUSIONS

- ★ Although the average reduction in solar radiation reaching the surface is -45.68W/m² at noon, at some places it may be much less.
- ★ The reduction of net solar radiation (SW+LW) in the smoke area at the surface (41.81 W/m²) is mainly compensated by a reduction of surface sensible flux (41.59 W/m²).
- ★ The latent heat flux **decrease early morning and late afternoon** by approximately -6W/m². However, in the **late morning to early afternoon** there is an **increase** related mainly to the **increase in transpiration**. The cooler midday temperature in the presence of aerosols reduce the midday vapor pressure term and so **DECREASES the STOMATAL RESISTANCE**, hence **INCREASES the TRANSPIRATION**.
- ★ The maximum reduction of the PBLH is about (~120m) and occurs at 0900LST. Diurnal changes in the height of the PBLH are determined by the surface buoyancy flux and capping inversion.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

The first author is grateful to CAPES for the scholarship. This work was carried out with the aid of a grant from CAPES project 88887.145857/2017-00.

Fonte: Própria do autor.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.