sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/04.13.15.28-TDI

IMPACTO DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA PREVISÃO CLIMÁTICA EM ESCALA SAZONAL SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Julliana Larise Mendonça Freire

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Caio Augusto dos Santos Coelho, e Saulo Ribeiro de Freitas, aprovada em 23 de abril de 2020.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/42ARHE8>

INPE
São José dos Campos
2020

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

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. 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:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/04.13.15.28-TDI

IMPACTO DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA PREVISÃO CLIMÁTICA EM ESCALA SAZONAL SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Julliana Larise Mendonça Freire

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Caio Augusto dos Santos Coelho, e Saulo Ribeiro de Freitas, aprovada em 23 de abril de 2020.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/42ARHE8>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Freire, Julliana Larise Mendonça.

F883i Impacto dos aerossóis de queimadas na previsão climática em escala sazonal sobre a América do Sul / Julliana Larise Mendonça Freire. – São José dos Campos : INPE, 2020.

xxxiv + 192 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/04.13.15.28-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2020.

Orientadores : Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho, e Dr. Saulo Ribeiro de Freitas.

1. Aerossóis de queimadas. 2. América do Sul. 3. Previsão climática sazonal. 4. Simulação numérica. 5. Destreza. I.Título.

CDU 551.588.7:551.509(8)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): ***Julliana Larise Mendonça Freire***

Título: **"IMPACTO DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA PREVISÃO CLIMÁTICA EM ESCALA SAZONAL SOBRE A AMÉRICA DO SUL."**

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

Simone M S da Csta Coelho

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

(X) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Dr. Saulo Ribeiro de Freitas

Simone M S da Csta Coelho

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

(X) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho

Simone M S da Csta Coelho

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

(X) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

Digite o texto aqui

Simone M S da Csta Coelho

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

(X) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Dr. Pedro Leite da Silva Dias

Simone M S da Csta Coelho

Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

(X) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 23 de abril de 2020

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

Meteorologia

Dr. Nilton Manuel Évora do Rosário

Simone M S da Cota Coelho

Convidado(a) / UNIFESP / Diadema - SP

(X) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 23 de abril de 2020

"A ciência nunca resolve um problema sem criar pelo menos dez outros."

GEORGE BERNARD SHAW

Aos meus pais ***Júlio*** *e* ***Leda****, as minhas irmãs* ***Juellane****,* ***Joyce*** *e* ***Jamile*** *e aos meus sobrinhos* ***Jhenyfer****,* ***Kauê****,* ***Lorenzo*** *e* ***João Lucas****, DEDICO.*

AGRADECIMENTOS

A minha família e aos meus amigos pela paciência, pelo amor e pelo carinho durante toda a minha vida.

Aos meus orientadores, Dr. Caio Coelho e Dr. Saulo Freitas, meus sinceros agradecimentos pela contribuição científica dada durante todas as etapas desta pesquisa, e por todos os conselhos e incentivo nos momentos difíceis.

À Dra. Karla Longo pela colaboração na discussão dos resultados, conversas, incentivo acadêmico, amizade e, principalmente, pela paciência. Obrigada por ser o MELHOR exemplo que eu poderia ter de ser humano, de mulher, de mãe e de cientista. Se eu conseguir exercer pelo menos metade dessas funções com a mesma qualidade, zerei a vida!

À Dra. Simone Sievert pelos constantes esclarecimentos científicos e incentivo com o tema da pesquisa.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela infraestrutura oferecida.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de estudo e auxílio financeiro durante a realização do curso.

À equipe do GMAO/NASA, pelo suporte técnico e estrutura computacional e pelas contribuições científicas e hospitalidade. Em especial ao Bill Corso, ao Oreste Reale, ao Amin Dezfuli, à Leila Marbuty, ao Oscar Hendrick, à Andrea Molod, à Jelena Marshak e ao Arlindo Silva.

Enfim, a todos os que me apoiaram ao longo desta importante etapa da minha vida, muito obrigada!

RESUMO

A importância dos aerossóis de queimadas no balanço de radiação e nas propriedades microfísica das nuvens está relativamente bem entendida pela comunidade científica. Diversos estudos têm mostrado a importância de considerar esta forçante em previsões climáticas. No entanto, para a escala sazonal ainda existe muitas lacunas de conhecimento sobre se o impacto da inclusão dos aerossóis na qualidade das previsões produzidas por um sistema de previsão climática sazonal acoplado atmosfera-oceano-superfície. Esta tese de doutorado propõe avaliar o impacto dos aerossóis de queimadas na forçante radiativa local, nos fluxos de superfície e no comportamento médio das principais variáveis meteorológica, bem como o ganho de destreza ao incluir os aerossóis de queimadas em um sistema numérico de previsão climática sazonal, além de investigar como o método de prescrição das emissões contribui para este ganho. A metodologia empregada utiliza o sistema *Goddard Earth Observing System Atmosphere–Ocean General Circulation Model* para a previsão climática subsazonal e sazonal (GEOS-S2S-2) com aerossóis prognósticos e interativos com os processos de transferência radiativa e microfísica de nuvens na atmosfera. Três experimentos numéricos foram realizados, levando em consideração como as emissões de queimadas são prescritas: sem emissões de queimadas, emissões diárias e emissões de queimadas prescritas a partir de uma climatologia mensal. Para cada um desses três experimentos, foi produzido um conjunto de quatro membros de previsões retrospectivas, entre junho e novembro de cada ano, para o período de 2000 a 2015. Os resultados mostraram que o sistema GEOS-S2S-2 consegue representar bem a distribuição climatológica espaço-temporal da profundidade óptica dos aerossóis de queimadas em comparação com os dados de referência. A cobertura de nuvens foi alterada em todos os níveis da atmosfera, devido à presença dos aerossóis de queimadas. No entanto, estas alterações foram mais expressivas no campo das nuvens médias e altas. Em média, a cobertura de nuvens foi aumentada na região de maior profundidade óptica dos aerossóis e reduzida sobre a porção ao sul da fonte de emissões de aerossóis de queimadas. A análise da forçante radiativa direta dos aerossóis de queimadas (ADF) mostrou uma redução no saldo de radiação de onda curta no topo da atmosfera (-4.75 Wm-2) e na superfície (-16.34 Wm-2), indicando o resfriamento da superfície. Na atmosfera o sinal da ADF foi positivo (11.58 Wm-2), indicando o aquecimento da atmosfera. A inclusão dos aerossóis de queimadas no sistema GEOS-S2S-2 contribuiu para reduzir a temperatura da superfície e aquecer a atmosfera em níveis mais altos sobre a região de queimadas, favoreceram o aumento da estabilidade da camada limite planetária. Em geral, a presença de aerossóis de queimadas amplifica a pressão em superfície, enfraquece o movimento ascendente da circulação de Hadley e intensifica a magnitude dos jatos de baixos níveis e da Alta Subtropical do Atlântico Sul. A resposta dinâmica à forcante radiativa dos aerossóis de queimadas influenciaram a precipitação, que foi suprimida em praticamente todo o continente sul americano. Todas estas alterações contribuíram para aumentar a destreza do sistema GEOS- S2S-2 em prever a temperatura da superfície e a precipitação, sobre algumas regiões da AS. O impacto do método de prescrição das

emissões dos aerossóis de queimadas foi expressivo para a destreza do sistema numérico de previsão. As áreas identificadas com destreza útil foram expressivamente aumentadas, quando as emissões foram fornecidas a partir de estimativas diárias. No entanto, investigações de novas alternativas para a representação de emissões dos aerossóis de queimadas ainda são necessárias para melhor avaliar o potencial da inclusão dos aerossóis no aumento da destreza das previsões climáticas sazonais.

Palavras-chave: Aerossóis de queimadas. América do Sul. Previsão climática sazonal. Simulação numérica. Destreza.

IMPACT OF BIOMASS BURNING AEROSOLS ON SEASONAL SCALE CLIMATE PREDICTIONS OVER SOUTH AMERICA

ABSTRACT

The importance of biomass burning (BB) aerosols in the radiation balance and microphysical properties of clouds is relatively well understood by the scientific community. Several studies have shown the importance of the inclusion of this forcing in climate predictions. However, for the seasonal scale, there are still many knowledge gaps about if the impact of the inclusion of BB aerosols on the quality of the seasonal prediction by in a coupled ocean-atmosphere-surface system. This PhD thesis proposed to evaluates the impact of biomass burning aerosols on the local radiative forcing, on surface flows and on the average behavior of the main meteorological variables, as well as the gain in skill by including the BB aerosol in a seasonal climate prediction system and how the method for including these contribute to increase this gain. The methodology uses Goddard Earth Observing System (GEOS) Sub-seasonal to Seasonal prediction (S2S) system, GEOS-S2S-2, with prognostic that impact the radiative and microphysical cloud processes in the atmosphere. Three numerical experiments are conducted, taking into consideration how the BB emissions are prescribed: no BB emissions, daily estimation emissions, and monthly climatological emissions. Each hindcast consisted of four-members running from June to November of each year between 2000 and 2015. The results showed that the GEOS-S2S-2 system can reproduce the spatial and temporal climatological distribution of the BB aerosols aerosol optical depth compared to the reference data. The cloud cover changed in all levels of the troposphere, due to the presence of BB aerosols. However, these changes were greater in middle and high levels. On average, the cloud fraction cover was increased in the region with highest optical depth and reduced over the southern portion of the BB aerosol source. The analysis of the Aerosol Direct Forcing (ADF) showed a reduction in the balance of shortwave radiation at the top of the atmosphere (-4.75 Wm textsupscript -2) and at surface (-16.34 Wm textsupscript -2). In the atmosphere, the ADF was positive (11.58 Wm textsupscript -2), indicating the heating of the atmosphere. The inclusion of BB aerosols in the GEOS-S2S-2 system contributed to reduce the near-surface temperatures and increase temperatures int the upper levels over the BB region, thus increasing the stability in planetary boundary layer. In general, the inclusion of BB aerosol increases the surface pressure, weakens the ascending branch of the Hadley circulation, and intensifies the low-level jets and South Atlantic Subtropical High circulation. The dynamic response to the radiative forcing of the BB aerosols reduced precipitation in most of South America (SA). These changes contributed to increase the GEOS-S2S-2 system ability to predict near-surface temperature and precipitation over some SA regions. The method of BB aerosol emissions prescription had an impact in the skill of the model. The areas identified with useful skill were significantly increased when emissions were provided from daily estimates. Futher investigations of the new alternatives for representing BB emissions are still needed

to better assess the potential of including aerosols in increase the skill of seasonal climate predictions.

Keywords: Biomass burning aerosol. South America. Seasonal climate prediction. Numerical simulation. Skill.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

1.1 Série temporal (2000-2015), média na área, do AOD em 550nm, sobre a América do Sul, para as espécies de aerossóis carbonáceos, sulfato, sal marinho e poeira. Os aerossóis carbonáceos é a soma do carbono orgânico mais o carbono negro. Os dados de AOD são provenientes da reanálise MERRA-2 (GELARO et al., 2017; RANDLES et al., 2017) 4

2.1 Ilustração gráfica dos componentes do sistema climático, seus processos e interações. 10
2.2 Ilustração do balanço de energético médio global de 2000 a 2005. 12
2.3 Ilustração esquemática da distribuição de tamanho dos aerossóis, com indicações das principais modas e processos de formação das partículas da atmosfera e processos de emissão e remoção. 19
2.4 Ciclo sazonal da profundidade óptica dos aerossóis emitidos por diferentes fontes, para o período de 2001/2002. 20
2.5 Processos de deposição seca e úmida na atmosfera. 22
2.6 Ilustração das interações entre aerossóis e radiação solar incidente e seu impacto direto sobre o clima. Os painéis da esquerda mostram os efeitos radiativos instantâneos dos aerossóis, enquanto os da direita mostram o seu impacto global depois que o sistema climático respondeu aos efeitos radiativos. 25
2.7 Ilustração esquemática dos efeitos indiretos dos aerossóis, (a) nuvens limpas (gotículas maiores) refletem menos radiação e tendem a precipitar mais do que as (b) nuvens poluídas (gotículas menores). Com a maior reflexão da radiação incidente, maior tempo de vida das nuvens poluídas e, menor é a quantidade de radiação que chega a superfície. 27
2.8 Climatologia (1999-2017) dos focos de incêndios sobre a América do Sul, para os meses de julho a novembro. OS dados são provenientes do satélite de referência AQUA. 30
2.9 Arco do desflorestamento. 31
2.10 (a) Taxas de desmatamento anual na Amazônia Legal para o período de 1988 a 2015, segundo dados do PRODES/INPE. (b) Número de focos de incêndios ativos na Amazônia Legal entre os anos de 2000 a 2015, obtido através do satélite de referência AQUA-TERRA. 32

2.11 Distribuição espacial da forçante radiativa direta dos aerossóis de queimadas. 34
2.12 Forçante radiativa média global e sua respectiva incerteza para 2011 com relação a 1750, para os gases de efeito estufa, aerossóis e outros agentes. . 36
2.13 Média global da temperatura a 2 metros para o trimestre agosto-setembro-outubro para os experimentos com (a) concentração fixa dos GEE e (b) com a atualização ano a ano dos gases. 38
2.14 Forçante radiativa média global e anual e a respectiva incerteza para 2007 em relação a 1750, para os gases de efeito estufa, aerossóis e outros agentes. 39
2.15 Diferença média mensal entre a simulação AERO (com inclusão de aerossóis) e CONT (sem aerossóis) durante o mês de setembro para: (a) a radiação solar líquida na superfície em condição de céu claro (Wm^{-2}), (b) fluxo de calor sensível (SH, Wm^{-2}) e (c) fluxo de calor latente (LE, Wm^{-2}). As linhas de contorno representam a área onde o AOD é maior do que 0,3. 40
2.16 (a) Ciclo anual do AOD em 550nm para a região de 5-15°S e 50-70°W, a linha sólida grossa representa a média climatológica para o período de 2001 a 2010, a linha sólida representa as condições para o ano de 2005 e a linha tracejada para 2010. (b) gráfico da dispersão entre o AOD e a precipitação na região 5-15°S e 50-70°W para o mês de setembro de 2001 a 2010. A linha preta representa a regressão linear ajustada a esta amostra (R^2=0,64). Os eventos de seca de 2005 e 2010 estão indicados no gráfico. 41
2.17 Diferença entre os experimentos GOAERO e NOAERO para a climatologia (2000-2009) dos trimestres JJA e DJF das variáveis: (a) da temperatura a 2 metros (K), (b) temperatura zonal (K), (c) circulação meridional ou fluxo de massa (sombreado; Kgs^{-1}) e (d) velocidade zonal do vento (sombreado; ms^{-1}), c e d apenas para o trimestre JJA. No fluxo de massa e no vento zonal, as linhas sólidas representa os valores positivos e as linhas tracejadas os valores negativos. Para o fluxo de massa o sentido da circulação é indicado por setas. Os pontos nas figuras representam as regiões com significância estatística ao nível de 10%. 43

2.18 Diferença entre os experimentos com aerossóis (HPR) e sem aerossóis (BIOMASS OFF) para, (a) temperatura em 1.5 m entre os experimentos, em contorno a espessura óptica (0,1 a 0,6) dos aerossóis de queima de biomassa no comprimento de onda de 550 nm para a climatologia do mês de setembro e (b) Balanço de energia na superfície e suas componentes em Wm^{-2}: saldo de radiação de onda curta, saldo de onda longa, calor sensível e latente para a média da região com espessura óptica de biomassa maior do que 0,25. 45
2.19 Diferença média para o mês de setembro (altas emissões - baixas emissões) para (a) temperatura da superfície e (b) precipitação total. As áreas pontilhada são estatisticamente significativas ao nível de 5%. 46

3.1 Fluxograma dos principais componentes do sistema de previsão sazonal GEOS-S2S-2. 51
3.2 Viés médio da precipitação acumulada (mm/dia) em relação aos dados observados do GPCP, para o GEOS-S2S-1 (a-c) e o GEOS-S2S-2 (b-d). Os painéis superiores correspondem à estação de junho-julho-agosto e os painéis inferiores à estação de dezembro -janeiro-fevereiro. 54
3.3 Diferença da temperatura da superfície do mar para (a) GEOS-S2S-1 e (b) GEOS-S2S-2 em relação as análises de Reynolds (°C) 55
3.4 Correlação entre as anomalias previstas e observadas de TSM para a região do Niño 3.4 no Pacífico equatorial. Os dados de TSM do Reynolds foram usado para comparação. O mês de previsão inicial é no eixo y e o lag é representado no eixo x. O painel da esquerda é GEOS-S2S-2, painel central GEOS-S2S-1 e o painel da direita é a diferença entre GEOS-S2S-2 e GEOS-S2S-1. Valores positivos indicam uma melhoria do GEOS-S2S-2 em relação ao GEOS-S2S-1. 56
3.5 Ilustração do módulo de aerossóis do modelo GOCART. 59
3.6 Distribuição espacial da média climatológica mensal (2003-2010) das emissões de carbonáceos (BC+OC) e sulfato para os meses de (a) julho, (b) agosto, (c) setembro, (d) outubro e (e) novembro, a partir do inventário QFED. 63
3.7 Variação anual média (2000-2015) e climatologia das emissões de biomassa (em $kgm^{-2}s^{-1}$) na região de máximas emissões (15S-5S/70W-50W), obtido a partir do inventário QFED. 64
3.8 Média mensal global das observações do AOD do AVHRR, MODIS TERRA (MODL) e oceano (MODO), MODIS AQUA sobre a terra (MYDL) e oceano (MYDO), MISR e AERONET. 68

3.9 Domínio da área de estudos e distribuição espacial climatológica do AOD para o trimestre ASO de 2000 a 2015 (em 550 nm), com destaque para as regiões de máxima AOD (RMAOD). Os dados de AOD são provenientes do conjunto de reanálises MERRA-2 (GELARO et al., 2017; RANDLES et al., 2017) 71
3.10 Domínio da área de estudos e distribuição espacial climatológica da fração de cobertura de nuvens total (%) para o trimestre ASO de 2000 a 2015, com destaque para as regiões adjacentes a fonte de queimadas, a RNAOD (10°S-5°N;75°W-50°W) e a RSAOD (35°S-15°S;65°W-45°W). Os dados da fração de cobertura das nuvens são provenientes do conjunto de reanálises MERRA-2 (GELARO et al., 2017; RANDLES et al., 2017). . . . 72

4.1 Distribuição climatológica mensal (2000-2015) do AOD total (550nm), para os meses de julho a novembro derivada de (a) MODIS-NNR, (b) MERRA-2, e experimentos (c) EQD e (d) EQC. As linhas representam os meses, de cima para baixo, de julho a novembro. As regiões em branco na coluna (a) representam a ausência de dados. 80
4.2 Comparação do AOD total médio mensal na RMAOD (ilustrada na Figura 3.9) dos experimentos EQD e EQC, com os dados de referência MERRA-2 e MODIS-NNR para (a) MODIS x EQD, (b) MERRA-2 x EQD, (c) MODIS x EQC e (d) MERRA-2 x EQC. As cores indicam os meses de julho a novembro. As estatísticas referentes a comparação da média mensal (R, R^2, Bias e RMSE) agregando-se os dados dos 5 meses analisados é mostrada nas figuras. Note que, os gráficos estão plotados em escala logarítmica. 81
4.3 Distribuição climatológica (2000-2015) do AOD total (550nm) para o trimestre ASO derivada do (a) MODIS-NNR, (b) MERRA-2, (c) EQD e (d) EQC. As regiões em branco na coluna (a) representam a ausência de dados. (e) Comparação da média do AOD total na RMAOD (retângulo vermelho) entre os experimentos numéricos e os dados de referência MERRA-2 e MODIS-NNR. 83
4.4 Distribuição climatológica (2000-2015) do AOD dos aerossóis de queimadas (550nm), que são as espécies majoritárias, para o trimestre ASO derivado do (a) MERRA, (b) experimento EQD e (c) experimento EQC. (d) Comparação da média do AOD sobre a RMAOD (Figura 3.9) entre os experimentos numéricos e o conjunto MERRA-2 86

4.5 (a) Ciclo anual climatológico médio (2000-2015) do AOD dos aerossóis de queimadas sobre RMAOD (área ilustrada na Figura 3.9) para o EQD (linha azul, julho-novembro), EQC (linha vermelha, julho-novembro) e MERRA-2 (linha preta, janeiro-dezembro). (b) série temporal de 2000 a 2015 para os meses de julho a novembro do AOD para EQD (linha azul, julho-novembro), EQC (linha vermelha, julho-novembro) e MERRA-2 (linha preta, julho-novembro). A linha tracejada é a média do mês de setembro referente ao conjunto MERRA-2. 87
4.6 Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da fração de cobertura de nuvens total (FCNT, %) durante ASO para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD 89
4.7 Distribuição espacial climatológica para ASO (2000-2015) das alterações na fração de cobertura das nuvens (%), devido aos impactos dos aerossóis de queimadas. (a-c) fração de cobertura das nuvens baixas (FCNB), (d-f) fração de cobertura das nuvens médias (FCNM), (g-i) fração de cobertura das nuvens altas (FCNA) e (j-m) fração de cobertura total das nuvens (FCNT). A coluna da esquerda refere-se ao ΔFCN_{EQD}, a coluna central ao ΔFCN_{EQC} e a coluna da direita ao $\Delta FCN_{D\text{-}C}$ 95
4.8 Perfil vertical médio para (a) cobertura de nuvens (FCN,%), (b) raio efetivo das gotículas de nuvens líquidas (Re_{liq}, μm), (c) raio efetivo das partículas de gelo (Re_{gelo} μm), (d) número de partículas em nuvens líquidas (NPNL, m^{-3}) e (e) número de partículas em nuvens de gelo (NPNG, m^{-3}). As médias foram calculadas para a RNAOD (Figura 3.10). 96
4.9 Distribuição climatológica (2000-2015) da forçante radiativa direta dos aerossóis (ADF, Wm^{-2}) em condições de céu claro, (a-c) no topo da atmosfera, (d-f) na superfície e (g-i) na atmosfera. A coluna da esquerda refere-se ao ADF_{EQD}, a coluna central ao ADF_{EQC} e a coluna da direita a diferença entre a ADF_{EQD} e ADF_{EQC}. 100
4.10 Variabilidade interanual (2000-2015) da forçante radiativa direta dos aerossóis (ADF, Wm^{-2}) no topo da atmosfera (painel superior), na superfície (painel central) e na atmosfera (painel inferior), para a média na RMAOD. 101
4.11 Variabilidade interanual (2000-2015) da forçante radiativa direta dos aerossóis (ADF, Wm^{-2}) no topo da atmosfera (painel superior), na superfície (painel central) e na atmosfera (painel inferior), para a média na AS. . . 102
4.12 Distribuição climatológica (2000-2015) da forçante radiativa indireta dos aerossóis (AIF, Wm^{-2}) no topo da atmosfera, para (a) AIF_{EQD}, (b) AIF_{EQC} e (c) $AIF_{D\text{-}C}$ 105

4.13 Variabilidade interanual (2000-2015) da forçante radiativa indireta dos aerossóis (AIF, -5 Wm^{-2}) no topo da atmosfera, para a média na área para as regiões RMAOD, RNAOD, RSAOD e AS 106
4.14 Distribuição climatológica (2000-2015) do fluxo de calor sensível (SH, Wm^{-2}) para (a) ΔSH_{EQD}, (b) ΔSH_{EQC} e (c) $\Delta SH_{D\text{-}C}$ 107
4.15 Distribuição climatológica (2000-2015) do fluxo de calor latente (LH, Wm^{-2}) para (a) ΔLH_{EQD}, (b) ΔLH_{EQC} e (c) $\Delta LH_{D\text{-}C}$ 108

5.1 Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da temperatura a 2 metros (T2M,°C) durante ASO para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta T2M_{EQC}$, (f) $\Delta T2M_{EQD}$ e (g) $\Delta T2M_{D\text{-}C}$. 120
5.2 Perfil da temperatura vertical média (a) para a reanálise MERRA-2 e experimentos EQZ, EQC e EQD e (b) para as diferenças entre os experimentos $\Delta T2M_{EQC}$, $\Delta T2M_{EQD}$ e $\Delta T2M_{D\text{-}C}$. As médias na área foram calculadas sobre a RMAOD. 121
5.3 Média zonal da temperatura do ar (°C, 2000-2015) entre as longitudes de 70°W e 50°W para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta T2M_{EQC}$, (f)$\Delta T2M_{EQD}$ e (g)$\Delta T2M_{D\text{-}C}$. 122
5.4 Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da altura da camada limite planetária (ACLP, m) para as diferenças entre os experimentos (a) $\Delta ACLP_{EQC}$, (b) $\Delta ACLP_{EQD}$ e (c) $\Delta ACLP_{D\text{-}C}$. 123
5.5 Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da pressão ao nível médio do mar (PS, hPa) durante ASO para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) ΔPS_{EQC}, (f) ΔPS_{EQD} e (g) $\Delta PS_{D\text{-}C}$. 124
5.6 Cortes verticais (latitude x pressão) da média da velocidade vertical (ômega) para ASO de (2000-2015, em Pa/s - sombreado) e circulação meridional (em m/s – vetores) associada à célula de Hadley entre 70°W-50°W para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) Δ_{EQC}, (f) Δ_{EQD} e (g) $\Delta_{D\text{-}C}$. 126
5.7 Cortes verticais (longitude x pressão) da média da velocidade vertical (ômega) para ASO de (2000-2015, em Pa/s - sombreado) e circulação zonal (em m/s – vetores) associada à célula de Walker média entre 15°S-5°N para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) Δ_{EQC}, (f) Δ_{EQD} e (g) $\Delta_{D\text{-}C}$. 127

5.8 Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da circulação média (vetores) em 850 hPa para ASO para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta v850_{EQC}$, (f) $\Delta v850_{EQD}$ e (g) $\Delta v850_{D\text{-}C}$. A intensidade da circulação (m/s) é apresentada em sombreado. 129
5.9 Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da circulação média (vetores) em 200 hPa para ASO para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta v200_{EQC}$, (f) $\Delta v200_{EQD}$ e (g) $\Delta v200_{D\text{-}C}$. A intensidade da circulação (m/s) é apresentada em sombreado. 130
5.10 Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da precipitação média (mm/dia) para ASO para (a) TRMM, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta PREC_{EQC}$, (f) $\Delta PREC_{EQD}$ e (g) $\Delta PREC_{D\text{-}C}$. 132

6.1 Mapas de correlação entre a anomalia de AOD média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes anomalias de AOD derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQC e (b) EQD. As correlações são estatisticamente significativas ao nível de 5%, usando um teste t-Student. 141
6.2 Viés médio da AOD média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes AOD derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQC e (b) EQD. 142
6.3 RMSE médio da AOD média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes AOD derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQC e (b) EQD. 143
6.4 Mapas de correlação entre a anomalia de temperatura a 2 metros média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes temperatura a 2 metros derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. A diferença entre os mapas de correlação para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC. As correlações são estatisticamente significativas ao nível de 5%, usando o teste t-Student. . 146

6.5 Viés médio da temperatura a 2 metros média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes temperatura a 2 metros derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. O módulo da diferença do viés para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC. 147
6.6 RMSE médio da temperatura a 2 metros do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes temperatura a 2 metros derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. A diferença do RMSE para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC. 148
6.7 Mapas de correlação entre a anomalia de precipitação acumulada do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes anomalias de precipitação estimadas pelo conjunto TRMM, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. A diferença entre os mapas de correlação para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC. As correlações são estatisticamente significativas ao nível de 5%, usando um teste t-Student. 151
6.8 Viés médio da precipitação acumulada do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes precipitação acumulada estimadas pelo conjunto TRMM, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. O módulo da diferença do viés para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC. 152
6.9 RMSE médio da precipitação acumulada do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes precipitação acumulada estimadas pelo conjunto TRMM, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. A diferença do RMSE para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC. 153
6.10 Anomalia padronizada de precipitação acumulada (ASO) e AOD para o período de 2000 a 2015, sobre a RMAOD (70°W-50°W;15°S-5°S). 156

6.11 Gráficos de dispersão entre anomalia padronizada da precipitação acumulada no trimestre ASO e a anomalia padronizada do AOD média para ASO, na RMAOD. As cores indicam os diferentes conjuntos de dados de precipitação. O coeficiente de correlação (R) para cada experimento é indicado no diagrama. 157
6.12 Anomalia padronizada de precipitação acumulada (ASO) sobre a RSAOD e AOD sobre a RMAOD, para o período de 2000 a 2015. 159
6.13 Gráficos de dispersão entre anomalia padronizada da precipitação acumulada no trimestre ASO sobre a RSAOD e a anomalia padronizada do AOD média para ASO sobre a RMAOD. As cores indicam os diferentes conjuntos de dados de precipitação. O coeficiente de correlação (R) para cada experimento é indicado no diagrama. 160
6.14 Anomalia padronizada de precipitação acumulada (ASO) sobre a RNAOD e AOD sobre a RMAOD, para o período de 2000 a 2015. 161
6.15 Gráficos de dispersão entre anomalia padronizada da precipitação acumulada no trimestre ASO sobre a RNAOD e a anomalia padronizada do AOD média para ASO sobre a RMAOD. As cores indicam os diferentes conjuntos de dados de precipitação. O coeficiente de correlação (R) para cada experimento é indicado no diagrama. 162

LISTA DE TABELAS

Pág.

2.1 Principais tipos de aerossóis atmosféricos e suas respectivas características. Os tamanhos são representados por Aitken (A), acumulação (Ac), moda grossa (G). Os tipos são representados por aerossóis primários (P), secundários (S), recentes (R) e envelhecidos (E). HULIS vem da expressão em inglês *humic-like substances*. 23

3.1 Configuração dos experimentos numéricos. Todos os experimentos possuem exatamente a mesma configuração, inclusive quanto as fontes de emissões de aerossóis, exceto as emissões de queimadas. 61

3.2 Tipos dos aerossóis e respectivos inventários de emissões utilizados neste trabalho. 65

3.3 Sumário das métricas estatísticas utilizadas 75

4.1 Diferença média entre os experimentos com e sem a inclusão dos aerossóis de queimadas para cobertura de nuvens baixas (FCNB), médias (FCNM), altas (FCNA) e total (FCNT). Os valores entre parênteses representam a porcentagem de mudança em relação ao experimento EQZ (M_{EQD} e M_{EQC}) e em relação ao método de prescrição das emissões ($M_{C\text{-}D}$). As médias foram calculadas sobre a RMAOD, RNAOD, RSAOD e para o domínio da AS, para trimestre de ASO de 2000 a 2015. 90

4.2 Forçante radiativa direta dos aerossóis de queimadas (ADF, Wm^{-2}), média para o trimestre ASO de 2000 a 2015, no topo da atmosfera (TOA), na superfície (SUP) e na atmosfera (ATM). As médias foram calculadas sobre a RMAOD e AS. 99

4.3 Forçante radiativa indireta dos aerossóis de queimadas (AIF, Wm^{-2}), média para o trimestre ASO de 2000 a 2015, no topo da atmosfera (TOA). As médias foram calculadas para a RMAOD, RNAOD, RSAOD e AS. . . 104

5.1 Impacto médio dos aerossóis de queimadas na temperatura a 2 metros (T2M), precipitação (PREC), pressão na superfície (PS), evaporação (EVAP), vapor d'água precipitável (VAP), velocidade vertical em 700hPa (ômega), umidade específica na superfície (UE_{SUP}) e em 850 hPa (UE_{850hPa}). As médias foram calculadas sobre a RMAOD, RNAOD e RSAOD para trimestre de ASO de 2000 a 2015. 116

6.1 Coeficiente de correlação, viés e RMSE para a média do conjunto de previsões retrospectivas das anomalias de AOD, durante o período de ASO de 2000 a 2015, sobre as regiões RMAOD, RNAOD e RSAOD. Os experimentos numéricos (EQZ, EQC e EQD) foram comparados contra a base de dados de AOD do conjunto MERRA-2. 140
6.2 Coeficiente de correlação, viés e RMSE para a média do conjunto de previsões retrospectivas das anomalias de temperatura a 2 metros, durante o período de ASO de 2000 a 2015, sobre as regiões RMAOD, RNAOD e RSAOD. Os experimentos numéricos (EQZ, EQC e EQD) foram comparados contra a base de dados de temperatura a 2 metros do conjunto MERRA-2 145
6.3 Coeficiente de correlação, viés e RMSE para a média do conjunto de previsões retrospectivas das anomalias de precipitação acumulada, durante o período de ASO de 2000 a 2015, sobre as regiões RMAOD, RNAOD e RSAOD. Os experimentos numéricos (EQZ, EQC e EQD) foram comparados contra a base de dados de precipitação observado do conjunto TRMM. 150

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADAS	–	Atmospheric Data Assimilation System
ADF	–	Aerosol Direct Forcing
AERONET	–	AErosol RObotic NETwork
AIF	–	Aerosol Indirect Forcing
AOD	–	Aerosol Optical Depth
AOGCM	–	Atmosphere–Ocean General Circulation Model
AVHRR	–	Advanced Very High Resolution Radiometer
AS	–	América do Sul
ASO	–	Agosto-Setembro-Outubro
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	–	Alta Subtropical do Pacífico Sul
ATM	–	ATM
BC	–	Black carbon
BIOMASS OFF	–	Experimento com a interacao dos aerossois desligada
BrC	–	Brown Carbon
CC	–	Condições de Contorno
CCP	–	Coeficiente de Correlação de Pearson
CI	–	Condição Inicial
CICE4	–	Community Ice CodE version 4
CERES	–	Clouds and Earth's Radiant Energy System
CLP	–	Camada Limite Planetária
CLIMAERO	–	Climatologia de aerossóis
CMIP5	–	Climate Model Inercomparison Program Version 5
COVs	–	Compostos Orgânicos Voláteis
CO	–	Monóxido de carbono
CO_2	–	Dióxido de carbono
CRF	–	Cloud Radiative Forcing
DMS	–	Dimethyl sulfide
DJF	–	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
DU	–	Dust
ENOS	–	El Niño/Oscilação Sul
EQC	–	Emissões de queimadas climatológica
EQD	–	Emissões de queimadas diárias
EQZ	–	Emissões de queimadas zeradas
ESMF	–	Earth System Modeling Framework
EVAP	–	Evaporacao
FCN	–	Fração de cobertura de nuvens
FCNB	–	Fração de cobertura de nuvens baixas
FCNM	–	Fração de cobertura de nuvens médias
FCNA	–	Fração de cobertura de nuvens altas

FCNT	–	Fração de cobertura de nuvens total
FR	–	Forçante Radiativa
FRP	–	Fire Radiative Power
GEE	–	Gases do Efeito Estufa
GEOS	–	Goddard Earth Observing System model
GFAS	–	Global Fire Assimilation System
GFDL	–	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GMAO	–	Global Modeling and Assimilations Office
GOAERO	–	Natural e antrópico
GoAmazon	–	Green Ocean Amazon
GOCART	–	Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport
GPCP	–	Global Precipitation Climatology Project
GSI	–	Gridpoint Statistical Interpolation
GSFC	–	Goddard Space Flight Center
HadGEM2	–	Hadley Centre Global Environment Model version 2
HPR	–	Experimento com a parametrizacao HPR desligada
IOS	–	Índice de Oscilação Sul
IPCC	–	Intergovernamental Panel on Climate Change
JBN	–	Jatos de baixos níveis
JJA	–	Junho-Julho-Agosto
LANL	–	Los Alamos National Laboratory
LBA	–	Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment
LIS	–	Lightning Imaging Sensor
MCGA	–	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MCGOA	–	Modelos de Circulação Geral Oceano-Atmosfera
MERRA-2	–	Modern-Era Retropective analysis for Research and Aplications, Version 2
MISR	–	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MODIS	–	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MOM5	–	Modular Ocean Model version5
NASA	–	National Aeronautics Space Administration
NCN	–	Núcleo de Condensação de Nuvem
NEB	–	Região Nordeste do Brasil
NG	–	Núcleo de Gelo
NNR	–	Neural Net Retrieval
OC	–	Organic Carbon
ODAS	–	Ocean Data Assimilation System
OMM	–	Organização Meteorológica Mundial
OPAC	–	Optical Properties of Aerosols and Clouds
OS	–	Oscilação Sul
O_3	–	Ozônio
PL	–	Prodction and loss
PR	–	Precipitation Radar

PRODES	–	Programa de Monitoramento da Floresta Amazônia Brasileira por Satélite
PREC	–	Precipitação
PS	–	Pressão na superfície
QFED	–	Quick Fire Emission Dataset
RAS	–	Relaxed-Arakawa-Schubert
RMAOD	–	Região de máxima AOD
RMSE	–	Root Mean Square Error
RNAOD	–	Região mais ao norte da RMAOD
RSAOD	–	Região mais ao sul da RMAOD
ROL	–	Radiação de Onda Longa
ROC	–	Radiação de Onda Curta
SAMBBA	–	South American Biomass Burning analysis
SMOCC	–	Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate
SS	–	Sea Salt
SU	–	Sulfate
SUP	–	Superfície
SO_2	–	Dióxido de enxofre
S2S-2.1	–	Subseasonal-to-Seasonal Forecast System, version 2.1
S2S-1.0	–	Subseasonal-to-Seasonal Forecast System, version 1.0
TMI	–	TRMM Microwave Imager
TOA	–	Topo da Atmosfera
TRMM	–	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	–	Temperatura da superfície de mar
T2M	–	temperatura a 2 metros
UE_{SUP}	–	Umidade específica na superfície
UE_{850hPa}	–	Umidade específica no nível de 850 hPa
VAP	–	vapor d'agua precipitavel
VIRS	–	Visible and Infrared Scanner
ZCIT	–	Zona de convergência internacional

LISTA DE SÍMBOLOS

nm	–	Nanômetros
μm	–	Micrômetros
Δ	–	Delta
σ	–	Sigma
Wm^{-2}	–	Watts por metro quadrado
cm^{-3}	–	Centímetro cúbico

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Contextualização do problema 1
1.2 Justificativa 3
1.3 Hipótese e questões científicas 6
1.4 Objetivos 7
1.5 Estrutura da tese 8

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 9
2.1 O Sistema climático 9
2.2 Previsão climática sazonal: visão geral, atuais abordagens e perspectivas futuras 13
2.3 Aerossóis atmosféricos 17
2.3.1 Principais características 17
2.3.2 O efeito dos aerossóis no clima 24
2.3.3 Aerossóis de queimadas na América do Sul e suas propriedades 28
2.4 Revisão de estudos observacionais e numéricos sobre o impacto dos aerossóis no clima sazonal 36

3 METODOLOGIA 49
3.1 Descrição do sistema GEOS-S2S-2 49
3.1.1 Desempenho do sistema GEOS-S2S-2 52
3.2 Tratamento dos aerossóis 57
3.3 Configuração dos experimentos 60
3.3.1 Emissões dos aerossóis 61
3.4 Dados utilizados na avaliação das previsões 66
3.4.1 MERRA-2 66
3.4.2 MODIS-NNR 68
3.4.3 TRMM 69
3.5 Métodos para a avaliação dos experimentos 70
3.5.1 Impacto dos aerossóis 70
3.5.2 Cálculo da forçante radiativa direta e indireta dos aerossóis 73
3.5.3 Métricas estatísticas 74

4 IMPACTO DAS EMISSÕES DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA PREVISÃO CLIMÁTICA DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DOS AEROSSÓIS, PROPRIEDADES DAS NUVENS E FORÇANTE RADIATIVA DO AEROSSOL 77
4.1 Profundidade óptica dos aerossóis 77
4.2 Propriedades das nuvens 88
4.3 Forçante radiativa do aerossol 97
4.4 Síntese e discussões 108

5 IMPACTO DAS EMISSÕES DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA REPRESENTAÇÃO CLIMATOLÓGICA DAS PRINCIPAIS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS 115
5.1 Temperatura e estabilidade 116
5.2 Pressão atmosférica 123
5.3 Circulação 125
5.3.1 Célula de Hadley 125
5.3.2 Célula de Walker 126
5.3.3 Vento em 850 hPa 127
5.3.4 Vento em 200 hPa 129
5.4 Precipitação 131
5.5 Síntese e discussões 132

6 IMPACTO DAS EMISSÕES DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA DESTREZA DAS PREVISÕES SAZONAIS 139
6.1 Profundidade óptica dos aerossóis 139
6.2 Temperatura a 2 metros 143
6.3 Precipitação 148
6.3.1 Análise regional da relação entre a precipitação e os aerossóis de queimadas 153
6.4 Síntese e discussões 162

7 CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS PARA TRABALHOS FUTUROS 165
7.1 Conclusões 165
7.1.1 Perspectivas para trabalhos futuros 170

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 171

1 INTRODUÇÃO

1.1 Contextualização do problema

A previsão climática na escala de tempo sazonal tem contribuído efetivamente para o planejamento de atividades de diversos setores da sociedade. Entretanto, a compreensão da resposta da atmosfera a todas as forçantes que a influenciam, e que, portanto, determinam a destreza da previsão climática, é ainda incompleta. Produzir previsões climáticas é uma tarefa árdua e desafiadora e, mesmo com todo o avanço no conhecimento dos processos físicos-dinâmicos e acesso a recursos computacionais, ainda é um problema básico de pesquisa.

Desde o advento dos computadores de grande porte, as pesquisas na área de previsão climática sazonal vêm avançando a fim de atender as demandas da sociedade. Fornecer previsões meteorológicas úteis pode melhorar substancialmente a capacidade para a tomada de decisão em setores que são afetados pela variabilidade climática, tais como, energia, agricultura, transporte, preparação e respostas a emergências e segurança pública, incluindo saúde, água, qualidade do ar e produção de alimentos. Com isso, a utilização eminente dos resultados das previsões climáticas nos setores citados tem exigido o desenvolvimento de técnicas e/ou métodos que aprimorem o prognóstico de variáveis climáticas nas escalas temporal e espacial.

O uso de informações da previsão climática sazonal é parcialmente limitado pela sua destreza. Durante as décadas de oitenta e noventa, a previsão sazonal atingiu um alto nível de desenvolvimento, principalmente devido aos avanços no entendimento dinâmico do fenômeno El Niño/Oscilação Sul (ENOS), principal fonte de previsibilidade em escala sazonal. Esses avanços foram possíveis devido ao uso de sensores a bordo de satélites e em bóias para monitorar a temperatura da superfície de mar (TSM) e as condições atmosféricas, e ao desenvolvimento de modelos computacionais de base física para prever a evolução conjunta oceano-atmosfera. No entanto, erros e aproximações na representação dos processos físicos, implementação numérica dos modelos e na inicialização do estado atmosférico, continuam limitando a destreza da previsão climática na escala sazonal (KIRTMAN; PIRANI, 2009; DOBLAS-REYES et al., 2013).

O sistema numérico acoplado oceano-atmosfera-superfície é considerado a melhor ferramenta disponível para realizar previsões climáticas sazonais, agregando o melhor do atual conhecimento científico para a realização dessas previsões climáticas. No entanto, os cientistas estão começando a explorar o papel de outros processos

e/ou componentes do sistema climático, principalmente de escalas espacial e temporal menores, para acoplar aos sistemas já existentes com o propósito de melhorar a destreza da previsão climática sazonal, visto que a mesma permanece praticamente estagnada nos últimos anos. As interações entre todos os componentes do sistema climático ainda não estão totalmente contabilizadas em previsões sazonais, tornando-se um dos principais desafios enfrentados no presente momento.

As previsões climáticas sazonais têm sido tratadas como um problema definido, principalmente, pelas condições de contorno (CC) dos oceanos. No entanto, mudanças na composição da atmosfera, tais como o aumento das concentrações dos gases do efeito estufa (GEE), concentrações de aerossóis e mudanças na cobertura da superfície da terra, que são importantes fontes não-estacionárias do sistema climático, estão entre os principais objetos de investigações para ampliar a destreza da previsão sazonal, pois podem tornar-se importantes fontes de previsibilidade climática, uma vez que sua consideração nos modelos numéricos seja bem compreendida (BENEDETTI; VITART, 2018). Portanto, a previsão sazonal não é apenas um problema de condição inicial (CI) e CC associada à variabilidade interna do sistema climático. Como também pode ser um problema das condições de contorno de outras variáveis internas do sistema como, por exemplo, a concentrações de gases e aerossóis na atmosfera (DOBLAS-REYES et al., 2006; SMITH et al., 2007; IPCC, 2007; IPCC, 2013).

O futuro dos modelos de previsão climática sazonal caminha para um sistema unificado, considerado o estado-da-arte. Porém, para atingir este patamar muito trabalho ainda precisa ser feito. Este trabalho de tese de doutoramento dedica-se a estudar um dos desafios para compor este sistema unificado, que é avaliar o impacto da inclusão da forçante dos aerossóis proveniente da queima de biomassa na previsão do clima sazonal.

A concentração de aerossóis na atmosfera tem um papel importante no balanço radiativo. A radiação solar é a principal forçante que impulsiona o sistema climático da Terra. Uma melhoria na representação dos processos de emissão, transporte e remoção de aerossóis na atmosfera e suas interações com a radiação e nuvens, tem potencial para contribuir para aumentar a destreza da previsão climática sazonal (THORNHILL et al., 2018; BENEDETTI; VITART, 2018). Apesar de ambas as fontes de aerossóis, natural e antrópica, possuírem um papel importante no balanço radiativo, este estudo dedica-se apenas a verificação da contribuição antrópica proveniente da queima de biomassa, visto que regionalmente, esta fonte pode contribuir para aumentar a concentração de aerossóis na atmosfera em até 100 vezes, dependendo da

época do ano (ARTAXO et al., 2006), como é observado na Amazônia Legal. Alguns estudos brevemente discutidos na Seção 2.4 têm abordado esta temática e feito importantes avanços. No entanto, lacunas ainda existem sobre este tema.

Os aerossóis afetam o clima através da sua capacidade em espalhar e absorver radiação. Essa interação entre aerossóis e radiação pode alterar a distribuição dos fluxos de energia que chegam à superfície da Terra. As mudanças nos fluxos radiativos modificam a temperatura da superfície e, portanto, os fluxos de calor sensível e latente nas camadas mais baixas da atmosfera (YU et al., 2002). Os aerossóis também podem atuar como núcleo de condensação de nuvens (NCN) ou de gelo (NG), afetando a formação e as propriedades das nuvens (TWOMEY, 1977; ALBRECHT, 1989). Sendo assim, os aerossóis podem alterar o perfil vertical da temperatura afetando a estabilidade atmosférica e a altura da camada limite (PROCOPIO et al., 2004; LONGO et al., 2006), os padrões de circulação global (células de Hadley e Walker) (ALLEN; SHERWOOD, 2011; RANDLES et al., 2013), a taxa de evapotranspiração, a formação de nuvens e a eficiência da precipitação (ANDREAE et al., 2004; ROSENFELD et al., 2008; VENDRASCO et al., 2009; COELHO et al., 2012; THORNHILL et al., 2018). Portanto, a inclusão de um tratamento mais realístico das partículas de aerossol em um sistema de previsão climática sazonal pode não apenas melhorar a previsão sazonal, mas também fornecer informações importantes sobre os efeitos climáticos dos aerossóis.

1.2 Justificativa

A queima da biomassa, resultante de incêndios naturais e antrópicos, é uma importante fonte de emissão de gases e material particulado (constituído principalmente por carbono orgânico e carbono negro) para a atmosfera, tanto a nível regional como global (ANDREAE, 1991; ARTAXO et al., 2006; ANDREAE; ROSENFELD, 2008; ROSENFELD et al., 2008). As queimadas contribuem para a poluição do ar e têm um papel importante no contexto das mudanças climáticas e nas condições de tempo e clima, devido à capacidade dos aerossóis de interagir com a radiação solar e de alterar as propriedades das nuvens (LONGO et al., 2006; STEVENS; FEINGOLD, 2009).

No cenário mundial das emissões antrópicas, a América do Sul (AS) vem se destacando como uma das principais fontes de gases e partículas de aerossóis para a atmosfera (FREITAS et al., 2005a; FREITAS et al., 2005b; ARTAXO et al., 2006; ARTAXO et al., 2013). A AS é responsável por aproximadamente 15% do total das emissões globais de queimadas, tornando-se a segunda região com maior emissão de queimadas no globo, ficando atrás apenas do continente africano (VAN DER WERF et al., 2010). No contexto da AS, a Amazônia e o Brasil Central se destacam por terem

altas taxas de emissões de gases e aerossóis, devido as mudanças do uso da terra, principalmente, nos ecossistemas de floresta e cerrado. Durante a estação seca, que compreende os meses de Julho a Outubro, as concentrações podem chegar a ordem de 15.000 a 30.000 partículas por cm^{-3}, enquanto a concentração durante a estação chuvosa é da ordem de 100 a 300 partículas por cm^{-3} (ANDREAE et al., 2004; FREITAS et al., 2005b; ARTAXO et al., 2006; KOREN et al., 2007; ARTAXO et al., 2009). Essas partículas são majoritariamente constituídas de aerossóis carbonáceos. A Figura 1.1 mostra a série temporal da profundidade óptica dos aerossóis (AOD - Sigla do inglês, *Aerosol Optical de Depth*) durante o período de 2000 a 2015 sobre a América do Sul (90W-30W;60S-15N). É possível observar que, durante a estação seca, os aerossóis carbonáceos, que são oriundos da queima de biomassa, constituem a principal contribuição para o conteúdo total de aerossóis na atmosfera.

Figura 1.1 - Série temporal (2000-2015), média na área, do AOD em 550nm, sobre a América do Sul, para as espécies de aerossóis carbonáceos, sulfato, sal marinho e poeira. Os aerossóis carbonáceos é a soma do carbono orgânico mais o carbono negro. Os dados de AOD são provenientes da reanálise MERRA-2 (GELARO et al., 2017; RANDLES et al., 2017)

Fonte: Produção do autor.

A Bacia Amazônica é um dos componentes chave do sistema climático global, principalmente devido à sua grande extensão, alta disponibilidade de recursos hídricos e, por sua localização equatorial, de energia. A Floresta Amazônica é de extrema importância para a manutenção do ciclo hidrológico da América do Sul (MARENGO, 2004; ARTAXO et al., 2006). As plantas utilizam a água do subsolo e emitem vapor de

água através do processo de evapotranspiração, o qual é fundamental no processo de formação de nuvens, não só localmente, mas regionalmente. A localização tropical da floresta próxima a regiões onde ocorre a manifestação de fenômenos de grande escala como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), havendo através da atividade convectiva o transporte de vapor de água, gases e aerossóis para altos níveis da atmosfera e, consequentemente para regiões remotas, enfatiza a importância de estudar processos que possam modificar o padrão climático desta região.

As altas cargas de aerossóis que são injetadas na atmosfera durante a estação seca, via queima de biomassa, é um dos processos que vem sendo investigado nesta região, principalmente para tentar entender quais as possíveis mudanças que esta prática pode ter sobre o clima e sobre eventos extremos de seca e enchentes. Recentemente, verificou-se que a frequência e a intensidade das secas na região Amazônica têm aumentado nas últimas três décadas. Este aumento, principalmente na última década, chamou a atenção da comunidade científica, não só por causa dos impactos sobre a população local, mas também porque a seca na Amazônia pode ocasionar impactos importantes no seu ecossistema, que por sua vez pode influenciar o clima global (MARENGO et al., 2008; LEWIS et al., 2011; MARENGO et al., 2011; COELHO et al., 2012; MARENGO et al., 2011). Além disso, a ocorrência desses eventos extremos gera consequências socioeconômicas em diversos setores da sociedade.

Nas últimas duas décadas, as queimadas na Amazônia têm sido foco de inúmeras pesquisas científicas, observacionais e de modelagem numérica, objetivando entender a frequência de ocorrências, seus impactos na vegetação e no clima e o potencial efeito nas mudanças ambientais sobre os eventos extremos (COCHRANE; SCHULZE, 1999; COCHRANE; LAURANCE, 2002; ARAGAO et al., 2007; ARTAXO et al., 2009; ARAGÃO; SHIMABUKURO, 2010; COELHO et al., 2012). Há indicativos de que as queimadas podem influenciar os eventos de secas como um mecanismo secundário de retroalimentação, que se torna muito importante para prever a evolução/duração dos eventos de seca severa sobre a Amazônia (COELHO et al., 2012).

Mesmo com o crescente aumento da atenção da comunidade científica para os aerossóis atmosféricos, como uma forçante relevante para o balanço de energia e para o estado dinâmico do sistema climático. Entender e descrever corretamente seus processos físicos, dinâmicos e biogeoquímicos em todas as escalas temporais (tempo, clima e mudanças climáticas) tornam-se importantes tarefas. Estes processos ainda não estão bem esclarecidos e, pouco se tem documentado nos últimos anos. Portanto, a busca por este entendimento continuará sendo alvo de muitos estudos.

Visando obter respostas às questões de como os aerossóis de queimadas influenciam o clima de médio prazo (3-6 meses), este trabalho utilizou uma ferramenta de modelagem numérica para o clima global. A modelagem numérica possibilitou realizar experimentos com o propósito de obter indícios de como é a resposta do clima sazonal às perturbações antrópicas associadas às emissões de aerossóis pela prática da queima de biomassa. A formulação numérica é construída a partir dos conhecimentos adquiridos com os experimentos observacionais, com o objetivo de representar, da forma mais realista possível, os processos físicos/dinâmicos que ocorrem na atmosfera. O avanço computacional tem cada vez mais possibilitado a inclusão de equações mais robustas nos códigos computacionais. Desta forma, os modelos tenderão a estar cada vez mais próximos da realidade. Porém, pode-se dizer que a ciência dificilmente conseguirá reproduzir e/ou prever com exatidão todos os fenômenos que governam a natureza, devido à complexidade da interação de todos os processos que ocorrem na atmosfera.

Os resultados desta tese contribuem para a melhor compreensão do comportamento do clima sazonal sob a influência da forçante dos aerossol de queimadas. Além disso, poderá auxiliar na previsão de eventos extremos (secas e enchentes). Em conjunto, estas informações podem aprimorar e subsidiar ferramentas de previsão climática sazonal operacional, para que a informação transmitida para a sociedade e para os tomadores de decisão seja cada vez mais confiável, gerando benefícios para todos os setores da sociedade.

1.3 Hipótese e questões científicas

Este estudo pretende testar a seguinte hipótese: Os aerossóis provenientes da queima de biomassa da Amazônia impactam o clima de médio prazo. Sendo assim, a inclusão da forçante dos aerossóis em modelos numéricos pode potencialmente melhorar a destreza das previsões climáticas sazonais (próximos 3-6 meses), provendo subsídios técnico/científicos para o planejamento de ações para mitigar os efeitos de eventos extremos de seca ou inundações sobre a Amazônia e regiões adjacentes.

A partir da hipótese central pretende-se responder algumas perguntas específicas, são elas:

- (1) Qual o desempenho do sistema de modelagem numérica acoplada atmosfera-oceano-aerossol em representar a distribuição espaço-temporal da profundidade óptica dos aerossóis?

- (2) Qual impacto dos aerossóis de queimadas nas propriedades das nuvens e na forçante radiativa sobre a América do Sul? Como o método de prescrição do campo de emissão de queima de biomassa contribui para este impacto?
- (3) Qual o impacto dos aerossóis de queimadas no comportamento climatológico das principais variáveis meteorológicas sobre a América do Sul? Como o método de prescrição do campo de emissão de queima de biomassa contribui para este impacto?
- (4) Qual o ganho de destreza em um sistema de previsão sazonal operacional com a inclusão da forçante dos aerossóis de queimadas em comparação com um sistema sem esta forçante, para as variáveis temperatura e precipitação?
- (5) Qual a relação entre precipitação na AS e a carga de aerossóis produzida via queima de biomassa na Amazônia legal durante o período de 2000 a 2015?

1.4 Objetivos

Face ao exposto, esta pesquisa tem como objetivo principal compreender o impacto dos aerossóis provenientes da queima de biomassa na evolução da atmosfera em escala sazonal, principalmente nas variáveis temperatura da superfície e precipitação, com foco na AS. Para isto foi utilizado o modelo global acoplado oceano-atmosfera-superfície, o *Goddard Earth Observing System model, version 5* (GEOS), que inclui os efeitos direto e indireto dos aerossóis. Pretende-se também quantificar qual o ganho na destreza da previsão climática sazonal para a AS com a inclusão desta nova forçante (aerossol proveniente da queima de biomassa), e avançar o conhecimento científico sobre processos de interação entre os aerossóis e as condições atmosféricas.

Como objetivos específicos pretende-se:

- Avaliar as previsões retrospectivas para o período de 2000 a 2015, produzidas para experimentos com e sem a forçante dos aerossóis;
- Comparar o conjunto de dados da profundidade óptica dos aerossóis modelada contra a base de dados observados e de reanálise;
- Analisar e quantificar o impacto dos aerossóis produzidos por queimadas nas variáveis temperatura, precipitação e circulação e na destreza da previsão climática sazonal, comparando os experimentos com e sem aerossóis;

- Analisar regiões remotas a fonte de emissão de aerossóis para avaliar o impacto do transporte dos aerossóis pela circulação atmosférica nessas regiões.

1.5 Estrutura da tese

A tese está estruturada em sete capítulos. No Capítulo 2 apresentou-se uma revisão da literatura sobre o estado-da-arte em previsão climática sazonal, suas características e aplicações. Uma visão geral sobre as principais características dos aerossóis e seus impactos no clima. Além disso, o mesmo abordou a evolução dos estudos sobre o impacto dos aerossóis no clima sazonal. No Capítulo 3 realizou-se uma descrição do modelo numérico, dados e metodologia implementada para configurar e executar os experimentos propostos para esta tese. Nos capítulos 4, 5 e 6 apresentou-se os resultados. No Capítulo 4 avaliou-se o impacto das emissões dos aerossóis de queimadas na previsão climática do AOD, propriedade das nuvens e forçante radiativa do aerossol. No Capítulo 5 apresentou-se os resultados do impacto das emissões dos aerossóis de queimadas na representação climatológica das principais variáveis meteorológicas. No Capítulo 6 avaliou-se impacto das emissões dos aerossóis de queimadas na destreza das previsões sazonais de AOD, precipitação e temperatura próximo a superfície. Este último capítulo investigou o potencial da inclusão dos aerossóis de queimadas em elevar a destreza de um modelo numérico em prognosticar as principais variáveis meteorológicas, respondendo a hipótese sugerida para esta tese. Por fim, no Capítulo 7, apresentou-se as considerações finais, onde foram discutidos os principais resultados encontrados, bem como as sugestões para trabalhos futuros.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo apresenta-se a base teórica e as definições fundamentais relacionadas aos três temas científicos abordados na tese: o sistema climático, a previsão climática sazonal e os aerossóis de queimadas. Na sequência mostra-se uma revisão da literatura sobre os estudos mais relevantes envolvendo as três temáticas citadas. Os estudos são de origem observacional e de modelagem numérica, tanto no contexto global quanto regional.

2.1 O Sistema climático

O clima é entendido como o comportamento médio do sistema climático para o período da ordem de décadas, tipicamente estabelecido como 30 anos pela Organização Meteorológica Mundial (OMM), que é quantitativamente representado pelas suas variáveis de estado como, por exemplo, temperatura, precipitação, umidade do ar, vento e quantidade de radiação que chega e que sai da superfície terrestre. O clima é resultado das complexas interações dos diversos processos que ocorrem entre os componentes do sistema climático (atmosfera, hidrosfera, biosfera, criosfera e superfície terrestre, Figura 2.1), que são desencadeados a partir da radiação eletromagnética proveniente do Sol, a principal forçante do sistema climático (IPCC, 2007; IPCC, 2013).

Figura 2.1 - Ilustração gráfica dos componentes do sistema climático, seus processos e interações.

Fonte: Adaptado de IPCC (2007).

Oscilações nos componentes do sistema climático e em suas interações dependem de fatores que influenciam o balanço de radiação como, por exemplo, as concentrações de gases e aerossóis e as alterações na cobertura da superfície, esses fatores que podem ser induzidos tanto por processos naturais quanto antrópicos. Flutuações naturais da radiação solar incidente, que podem ser causadas pelo ciclo das manchas solares, também podem alterar o balanço de energia na Terra. As atividades humanas ocasionam mudanças nas concentrações de gases e aerossóis na atmosfera que, pelo fato de estarem envolvidos em complexas reações químicas, podem modificar a composição natural da atmosfera. Além disso, as oscilações no sistema climático também podem ocorrer através das interações não lineares entre os componentes do sistema. O efeito dessas interações são chamados de mecanismos internos de variabilidade climática e podem gerar ciclos periódicos e/ou transições abruptas. A composição da atmosfera tem um papel fundamental no balanço radiativo. Alterações na composição da atmosfera é o modo mais eficaz para perturbar este balanço e também outros processos climáticos, como o balanço hidrológico (RAMANATHAN, 2001).

Para que o sistema mantenha-se em um estado de equilíbrio é necessário que a quan-

tidade de energia solar absorvida pelo sistema climático seja similar a quantidade de energia que o sistema emite de volta para o espaço, estabelecendo assim, o balanço radiativo do sistema. O topo da atmosfera recebe aproximadamente um total de 341 Wm^{-2} de energia solar incidente, dos quais cerca de 102 Wm^{-2} são refletidos de volta para o espaço e 239 Wm^{-2} são absorvidos pelo sistema. A superfície terrestre reflete 23 Wm^{-2}, enquanto nuvens, aerossóis e gases são responsáveis por refletir cerca de 79 Wm^{-2}. São absorvidos 78 Wm^{-2} pela atmosfera e 161 Wm^{-2} pela superfície terrestre. Parte da energia absorvida pela superfície é emitida de volta para a atmosfera na forma de fluxo de calor sensível (17 Wm^{-2}) e latente (80 Wm^{-2}). A superfície também emite energia para a atmosfera em forma de radiação de onda longa (239 Wm^{-2}). A quantidade de energia emitida para o espaço é, em média, igual à quantidade de energia solar absorvida (Figura 2.2).

Figura 2.2 - Ilustração do balanço de energético médio global de 2000 a 2005.

Fonte: Trenberth Kevin e Fasullo (2012).

O equilíbrio radiativo é definido a partir das emissões de radiação de onda longa (ROL). O sistema climático emite para o espaço uma quantidade de energia equivalente a que absorve do sol (radiação de onda curta - ROC), estabelecendo, assim, o balanço radiativo. Este equilíbrio é necessário para que não haja mudanças abruptas na variabilidade climática. Por exemplo, quando este equilíbrio não é atingido significa dizer que alguma perturbação foi imposta ao sistema, que pode ser induzida por agentes externos e/ou internos. Tais perturbações normalmente são expressas pela grandeza da forçante radiativa. Quando a forçante radiativa é positiva, existe uma maior absorção energia pelo sistema, ou seja, o saldo do balanço de energia é positivo, o que implica no aumento da temperatura. O inverso acontece quando a forçante é negativa, indicando que o sistema absorve menos energia do que emite resultando no resfriamento do sistema.

Para determinar o sinal da forçante radiativa é necessário saber a composição química da atmosfera. No entanto, a composição da atmosfera é um dos fatores mais difíceis de mensurar, devido ao pouco conhecimento que se tem sobre sua distribuição espacial e temporal e das principais características de elementos como, gases e aerossóis. Estes elementos são capazes de absorver e espalhar ROC. Mudanças nas concentrações dos GEE e dos aerossóis além de modificar a quantidade de ROC também pode modificar a quantidade de ROL que sai do sistema.

Uma vez perturbado, o sistema tende a se restaurar de forma a restabelecer o equilíbrio radiativo. Este processo é um dos maiores desafios científico, isto é, caracterizar, entender e prognosticar o comportamento do sistema climático em todas as suas dimensões temporais (meteorológico e climático) e espaciais (global, regional e local) em uma perspectiva de transição de um estado de equilíbrio para outro. O efeito das mudanças na concentração dos GEE e seus processos de interação com a atmosfera já são bem conhecidos pelos cientistas climáticos, reduzindo a incerteza associada aos seus impactos. No entanto, o inverso é verificado com relação as incertezas associadas ao impacto dos aerossóis atmosféricos. No contexto atual, a prescrição dos aerossóis e seus processos de interação com a atmosfera, através dos quais estes afetam o clima, representa um dos desafios para melhorar a destreza do prognóstico do estado do sistema climático (IPCC, 2013).

2.2 Previsão climática sazonal: visão geral, atuais abordagens e perspectivas futuras

A previsão climática sazonal ocupa uma zona intermediária entre a previsão do tempo e as projeções climáticas, fornecendo informações úteis sobre as condições oceânicas e atmosféricas, médias, esperadas para uma escala temporal com intervalo de 3 a 12 meses, sendo mais comum a divulgação do prognóstico por temporada (3 meses) (LUO et al., 2011). Esta se distingue da previsão de tempo que fornece informações das condições atmosféricas para escalas de horas a dias e, das projeções climáticas que visam estimar as possíveis evoluções do clima ao longo de várias décadas.

Devido aos avanços científicos que vem sendo feitos nas últimas décadas, já é possível ter previsibilidade, sob diversas métricas, para as condições meteorológicas diárias para acima de 10 dias. Assim como, também é possível fazer inferências sobre prováveis condições futuras, em média, para o período de alguns meses. Estas estimativas futuras para uma escala de meses são possíveis porque a variabilidade da atmosfera é modulada por forçantes que apresentam variação lenta e previsível, ou seja, persistência de condições semelhantes por períodos de alguns meses (CHARNEY, 1981; SHUKLA; KINTER,). Condições de contorno da superfície da terra e do oceano, tais como, umidade do solo, cobertura de neve, gelo marinho, TSM e suas interações com a atmosfera, são capazes de influenciar os padrões climáticos. Assim, a previsibilidade dos padrões de temperatura do ar e precipitação (variáveis que desempenham um papel importante nas atividades humanas), estão relacionadas à nossa capacidade de prever estas CC, em especial a TSM. Note que, a TSM é a CC que tem maior

efeito sobre a variabilidade do clima sazonal, principalmente nas zonas tropicais.

Grande parte da previsibilidade do clima sazonal é proveniente de anomalias na TSM das bacias oceânicas tropicais tais como, Pacífico, Atlântico e Índico. Desvios expressivos na TSM do Oceano Pacífico tropical, em relação a normal (anomalias), estão associadas ao fenômeno climático ENOS. O ENOS é um importante modo de variabilidade natural que contribui para permitir a elaboração das previsões em escala de tempo sazonal, por ser um fenômeno cujos seus impactos são geralmente bem estabelecidos. Durante a fase quente do ENOS (chamados de episódios de El Niño), o Oceano Pacífico tropical aumenta o fluxo de calor do oceano para a atmosfera, que, sendo suficientemente intenso, pode alterar a camada limite atmosférica e, consequentemente, alterar o padrão de chuva e a liberação de calor latente na troposfera. Esta liberação de calor latente adicional terá por sua vez impacto sobre a circulação atmosférica. Assim, a manutenção das condições de TSM anômala por alguns meses, caracterizando o ENOS, favorece a mudanças nos padrões de circulação atmosférica que são capazes de produzir anomalias climáticas não só nos trópicos, mas em várias regiões remotas do globo terrestre, através das teleconexões atmosféricas (WALLACE; GUTZLER, 1981; TRENBERTH, 1998; WU et al., 2009). Durante a fase fria (chamados de episódios de La Niña) características inversas são observadas com relação ao fluxo de calor oceano-atmosfera, mas também induzindo anomalias climáticas. Mesmo sem a presença do ENOS (i.e., em sua fase neutra), a TSM da bacia do Pacífico também é importante no controle da circulação geral da atmosfera e, consequentemente, na precipitação.

Além da componente oceânica do ENOS, associada à TSM, a componente atmosférica, que é representada pela Oscilação Sul (OS), também contribui para a previsibilidade climática. A OS pode ser quantificada pelo Índice de Oscilação Sul (IOS). Este índice representa a diferença de pressão ao nível do mar entre o Pacífico Central (Taiti) e o Pacífico Oeste (Darwin/Austrália). Valores negativos (positivos) elevados do IOS são indicadores da ocorrência de El Niño (La Niña). Os eventos ENOS podem durar em torno de 1 ano e tendem a se alternar entre períodos que variam, em média, de 2 a 7 anos (OLIVEIRA, 1999). Dado que o clima é acionado por um sistema acoplado, oceano-atmosfera, a própria resposta da atmosfera também interage com oceano e contribui para alterar a TSM, tornando-se assim um processo de retroalimentação.

Outras bacias oceânicas tropicais como, o Atlântico tropical e Índico, também originam impactos sobre a variabilidade do clima das regiões circundantes (GODDARD

et al., 2001). Por exemplo, alterações na TSM sobre a região do Atlântico tropical influenciam diretamente a posição da ZCIT, através dos módulos de dipolo, que desempenha um papel fundamental nos padrões de precipitação sobre a região Nordeste do Brasil (NEB) e África ocidental, enquanto que as anomalias de TSM no oceano Índico estão diretamente relacionadas com a precipitação sobre o leste da África tropical. A variabilidade da TSM no Atlântico tropical e no Índico está de alguma forma ligada a bacia do Pacífico tropical (MOURA; SHUKLA, 1981; ROCHA; SIMMONDS, 1997; SHUKLA, 1998; SPENCER et al., 2004; RODRÍGUEZ-FONSECA et al., 2009; ZHAO; HENDON, 2009). Portanto, o modo de variabilidade natural da TSM destas três bacias contribuem como uma importante ferramenta para a previsão climática sazonal.

As previsões sazonais são produzidas, principalmente, por métodos estatísticos e dinâmicos (STOCKDALE et al., 1998; ANDERSON et al., 2007; HASTENRATH et al., 2009). Ambos os métodos são complementares, os avanços na previsão estatística são frequentemente associados a uma melhor previsão dinâmica e, vice-versa. A modelagem estatística (empírica) é realizada com base em dados históricos e utiliza relações matemáticas (regressão linear múltipla, análise de correlação canônica, redes neurais e etc.) entre as variáveis preditoras (por exemplo, a TSM) e variáveis a serem previstas (por exemplo, precipitação). Mesmo que nos últimos anos a habilidade da previsão tenha sido melhorada, devido à inclusão de mais preditores nos modelos estatísticos (por exemplo, umidade do solo e cobertura de neve), os métodos empíricos ainda apresentam algumas limitações como, por exemplo, exigir um longo período de dados.

Os modelos dinâmicos têm algumas vantagens em relação aos modelos empíricos. Uma delas é representar a evolução física-dinâmica do comportamento da atmosfera e do oceano, através da resolução de um complexo conjunto de equações de dinâmica dos fluidos. Outra vantagem encontra-se no fato de que os modelos dinâmicos assumem a não estacionariedade do clima. A complexidade desta técnica motivou a existência de dois tipos de sistemas de previsão sazonal dinâmica. Um sistema utilizando um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA), onde as CC são prescritas e um sistema de modelagem acoplada (Modelos de Circulação Geral Oceano-Atmosfera – MCGOA) onde, as principais CC são previstas e interagem simultaneamente com as condições atmosféricas. A modelagem acoplada normalmente tende a melhorar a destreza da previsão sazonal (KUG et al., 2008).

O uso dos modelos dinâmicos ainda são limitados devido a diferentes razões, entre

elas a incerteza na CI, a formulação dos modelos e a falta de recursos computacionais (SLINGO; PALMER, 2011). A primeira fonte de incerteza é geralmente abordada através da produção de um conjunto de várias previsões independentes a partir de diferentes CI, utilizando modelos dinâmicos e, assim, chamada de técnica de previsão por conjunto (PALMER, 2000). Esta técnica não leva em conta as imperfeições dos modelos, ou seja, não elimina os possíveis erros sistemáticos associados a formulação física dos modelos. Outra técnica que tem sido amplamente explorada para tratar as incertezas na formulação dos modelos é a abordagem multi-modelo. Com o uso desta técnica, as incertezas são amostradas utilizando a combinação e a calibração de um conjunto de diferentes modelos (estatísticos e dinâmicos). Vários estudos têm documentado que o conjunto multi-modelo pode melhorar, em média, a destreza do sistema de previsão sazonal (COELHO et al., 2004; DOBLAS REYES et al., 2005; HAGEDORN et al., 2005). No entanto, mesmo que alguns estudos tenham mostrado que previsões combinadas tem maior destreza do que previsões únicas (considerando um só modelo), este assunto ainda não foi completamente resolvido e, uma das maiores discussões acerca do tema é sobre o método mais efetivo para combinar as previsões.

Para que a destreza da previsão sazonal seja aumentada é necessário a compreensão das fontes e dos limites de previsibilidade dentro do sistema climático. Além dos componentes de variação lenta, a variabilidade climática também pode ser acionada por outras forçantes. Dentre as forçantes adicionais pode-se destacar, as alterações na composição da atmosfera induzidas por processos antrópicos, por exemplo, através das emissões de GEE e de aerossóis, por mudanças de uso da terra, bem como as variações naturais na atividade solar e aerossóis vulcânicos. Estas forçantes adicionais são fortes candidatas a adicionar melhorias no atual sistema de previsão climática. No entanto, em paralelo aos estudos sobre a contribuição dessas forçantes, são necessários esforços para avançar em melhorias para todas as partes do sistema de previsão, incluindo observações melhoradas, avanços em modelos do sistema climático, métodos de assimilação de dados e métodos melhorados para quantificar as incertezas e calibrar as previsões.

É notável que produzir previsões climáticas é uma tarefa desafiadora, mesmo com todo o avanço na área, a compreensão da resposta da atmosfera a todas as forçantes que à influenciam ainda é insuficiente. Com isso, a comunidade científica tem proposto algumas estratégias de pesquisas para melhorar a utilização de previsões sazonais para a próxima década, dentre elas: envolver os usuários no processo de desenvolvimento dos produtos de previsão, aumentar a destreza das previsões, melhorar a previsão de eventos extremos e incluir mais componentes do sistema

climático nos modelos de previsão. Este trabalho de tese pretende contribuir com o segundo e o último tópico, avaliando o impacto de uma nova forçante (aerossóis de queimadas) no sistema de previsão climática sazonal e os possíveis ganhos na destreza das previsões numéricas.

2.3 Aerossóis atmosféricos

2.3.1 Principais características

Os aerossóis constituem-se de partículas sólidas e/ou líquidas suspensas na atmosfera, podendo ter origem a partir de processos naturais ou serem produzidos por consequência de atividades humanas. Os aerossóis são classificados conforme seu tamanho, geometria, composição química, processos de formação e pelas propriedades ópticas (SEINFELD; PANDIS, 2006). Estas características aliadas ao pouco tempo de permanência dos aerossóis na atmosfera, são responsáveis pela grande variabilidade na distribuição espacial e temporal das suas propriedades (HAYWOOD; BOUCHER, 2000).

Erupções vulcânicas, poeira do solo, fragmentos de vegetação e emissões de sal marinho são exemplos de fontes naturais de aerossóis para a atmosfera. As emissões veiculares e industriais (queima de combustíveis fósseis), a queima de biomassa e a emissão de poeira pelas atividades agrícolas são consideradas fontes de origem antrópica. As queimadas também podem ser de origem natural, dependendo da sua ignição. Um exemplo de incêndios naturais são aqueles causados por descargas elétricas. Pyne (1991) observou que 38% das queimadas ocorridas no Alaska eram iniciadas por causas naturais. Na AS as queimadas são predominantemente de origem antrópica, sendo a principal fonte de aerossóis para a atmosfera (FREITAS et al., 2005b). Os aerossóis emitidos diretamente por suas fontes são classificados como aerossóis primários e os formados a partir de reações físico-química (conversão de gás-partícula) ocorrida na própria atmosfera são denominados de aerossóis secundários (SEINFELD; PANDIS, 2006).

O tamanho das partículas de aerossóis varia de poucos nanômetros (nm) a dezenas de micrômetros (μm) em diâmetro. As partículas com diâmetro menor que 2,5 μm são chamados de "moda fina" e as que estão acima 2,5μm de "moda grossa" (Figura 2.3). Também é comum a divisão da moda fina em dois regimes de tamanho, denominados de núcleos de Aitken (diâmetro $< 0{,}1\mu$m) e moda de acumulação (diâmetro 0,1 a 2,5μm). As partículas conhecidas como superfinas (diâmetro < 0.1 μm) são tipicamente formadas pela condensação de vapores quentes durante processos

de combustão e da nucleação de gases voláteis (SEINFELD; PANDIS, 2006). Na moda de acumulação (0,1 a 2,5μm) os aerossóis se acumulam a partir do crescimento da coagulação e condensação das partículas superfinas (núcleos de Aitken) e tendem a permanecer na atmosfera por um período de tempo de alguns dias, devido à sedimentação e coagulação serem relativamente baixas. Os aerossóis de moda grossa são normalmente produzidos mecanicamente, por exemplo, pela ação do vento sobre as regiões de poeira e sobre superfícies oceânicas. Por se tratar de partículas maiores, estas possuem um menor tempo de permanência na atmosfera e representam a maior fração do total do material particulado em termos de massa.

As variações de tamanhos influenciam as propriedades radiativas dos aerossóis. Partículas finas, principalmente a moda acumulação, interagem mais efetivamente com a radiação solar, devido a maior parte da energia solar está concentrada na banda espectral do canal visível (0,5 μm), tamanho próximo ao dessas partículas, tornando-as eficientes espalhadoras ou absorvedoras da radiação solar. Estas partículas também são consideradas de tamanho ótimo para atuar como núcleo de condensação de nuvem (NCN) e núcleo de gelo (NG) (TWOMEY, 1977; RAMANATHAN, 2001).

Figura 2.3 - Ilustração esquemática da distribuição de tamanho dos aerossóis, com indicações das principais modas e processos de formação das partículas da atmosfera e processos de emissão e remoção.

Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis (2006).

Outra característica fundamental dos aerossóis é a composição química. Em amostras coletadas na atmosfera são normalmente identificados em torno de 40 elementos químicos (SEINFELD; PANDIS, 2006). Os principais elementos são: os inorgânicos (sulfatos, nitratos, amônia, sal marinho), orgânicos e o carbono negro, que são geralmente formados por combustão incompleta de combustíveis fósseis e queima de biomassa); minerais (principalmente poeira de deserto) e partículas biológicas (Tabela 2.1).

Todas as características citadas anteriormente são essenciais para determinar as propriedades ópticas dos aerossóis que, por sua vez, são importantes para o cálculo da forçante radiativa direta dos aerossóis e, consequentemente, para avaliar o impacto no clima. As propriedades ópticas definem como que é a interação das partículas

com a radiação através do cálculo dos parâmetros: coeficiente de extinção, absorção e espalhamento, espessura óptica, fator de assimetria, função de fase e o albedo.

O sistema de aerossóis é caracterizado por apresentar uma expressiva variabilidade espacial e temporal ao redor do globo. Esta heterogeneidade é controlada, principalmente, pela proximidade, intensidade e sazonalidade da fonte, além de fatores intrínsecos às fontes como, os padrões meteorológicos associados a circulação, estabilidade e umidade. Tais fatores desempenham um papel importante na distribuição destas partículas. A Figura 2.4 mostra o ciclo sazonal dos aerossóis em termos da magnitude da profundidade óptica. A profundidade óptica é uma medida de extinção da radiação devido à sua interação com as partículas de aerossóis na atmosfera, principalmente associada com os processos de absorção e espalhamento. A profundidade óptica do aerossol depende do comprimento de onda, que por sua vez indica a atenuação que o feixe de radiação sofre quando atravessa uma camada da atmosfera contendo aerossóis. Portanto, é um indicador da concentração de aerossóis na atmosfera.

Figura 2.4 - Ciclo sazonal da profundidade óptica dos aerossóis emitidos por diferentes fontes, para o período de 2001/2002.

Fonte: NASA/GSFC (2016).

Uma vez que as partículas de aerossóis são lançadas ou formadas (aerossol secundário) na atmosfera por suas diferentes fontes, elas ficam sujeitas ao transporte para regiões remotas seguindo o padrão de circulação da atmosfera e podendo alcançar uma escala subcontinental e/ou intercontinental (FREITAS et al., 2005b; ARTAXO et al., 2006). Os movimentos convectivos auxiliam o transporte vertical das partículas, fazendo com que em determinadas condições, esses poluentes sejam elevados até a alta troposfera e estratosfera. Devido a esse transporte, os aerossóis de diferentes fontes e características acabam se misturando, o que dificulta ainda mais a identificação de propriedades ópticas e, consequentemente, o entendimento dos seus efeitos no sistema climático (ROSÁRIO, 2011).

O ciclo de vida dos aerossóis na atmosfera é da ordem de dias a semanas, para aerossóis de moda fina e, de minutos a dias para os aerossóis de moda grossa (ARTAXO et al., 2006). Em geral, os mecanismos de remoção das partículas da atmosfera estão relacionados à faixa de tamanho, as partículas de moda grossa geralmente são removidas pelo processo de deposição seca e as de moda fina por deposição úmida (LAGZI et al., 2014). A deposição úmida através da precipitação, é o principal processo de remoção dos aerossóis da atmosfera. Além da remoção dos aerossóis que nucleiam as gotículas de nuvens, quando ocorre a precipitação, as partículas abaixo da nuvem também são removidas. O processo de remoção por deposição seca e deposição gravitacional, transporta as partículas para o solo através das correntes de ar (Figura 2.5). Quando não ocorre a deposição úmida e, a deposição seca não é tão eficiente, os aerossóis ficam suspensos na atmosfera provocando problemas na saúde de seres vivos em geral e degradando a visibilidade. A tabela 2.1 resume os principais tipos de aerossóis atmosféricos e suas respectivas características.

Figura 2.5 - Processos de deposição seca e úmida na atmosfera.

Fonte: Adaptado de Lagzi et al. (2014).

Tabela 2.1 - Principais tipos de aerossóis atmosféricos e suas respectivas características. Os tamanhos são representados por Aitken (A), acumulação (Ac), moda grossa (G). Os tipos são representados por aerossóis primários (P), secundários (S), recentes (R) e envelhecidos (E). HULIS vem da expressão em inglês *humic-like substances*.

tipos	**Tamanho**	**Fontes**	**Sumidouros**	**Tempo de Vida**
Sulfato	P: A,Ac,G S: A,Ac	Emissões marinhas e vulcânicas Oxidação de gases	Deposição úmida e seca	$\sim$ 1 semana
Nitrato	Ac,G	Oxidação NOx	Deposição úmida e seca	$\sim$ 1 semana
Black Carbon	R,E	Combustão de combustíveis fósseis, biocombustíveis e biomassa	Deposição úmida e seca	$\sim$ 1 semana a 10 dias
Aerossol Orgânico	P: A,Ac S:maioria Ac E: Ac	Combustão de combustíveis, biocombustíveis e biomassa Ecossistemas continentais e marinhos	Deposição úmida e seca	$\sim$ 1 semana
Carbono Orgânico	R: Ac E: Ac	Combustão de biocombustíveis e biomassa Gases naturais da biosfera (HULIS)	Deposição úmida e seca	$\sim$ 1 semana
Biológico (Orgânico)	Maioria G	Ecossistemas terrestres	Sedimentação Deposição úmida e seca	$\sim$ 1 dia a 1 semana
Poeira mineral	G com minoria Ac	Erosão do vento e ressuspensão do solo Práticas agrícolas e industriais (cimento)	Sedimentação Deposição úmida e seca	$\sim$ 1 dia a 1 semana
Spray Marinho	Ac,G	Quebra de bolhas de ar induzidas pelas ondas e vento	Sedimentação Deposição úmida e seca	$\sim$ 1 dia a 1 semana
Marinho (Orgânico)	P: A,Ac	Emitidos por oceanos ricos em vida biológica	Sedimentação Deposição úmida e seca	$\sim$ 1 semana

Fonte: Adaptado de IPCC (2013).

Em suma, as partículas de aerossóis são capazes de modificar o balanço radiativo da atmosfera, a química da atmosfera, visibilidade e a saúde das pessoas quando em altas concentrações (ARTAXO et al., 2006). A forte motivação para os estudos dos aerossóis é quantificar seu papel no balanço de radiação terrestre e, desta forma, poder avaliar qual será o impacto no sistema climático. Esse interesse é potencializado pelo aumento substancial nas emissões antrópicas de aerossóis desde os tempos pré-industriais (LOHMANN; FEICHTER, 2005). Desde então, passou-se a considerar o efeito dos aerossóis como uma das possíveis causas da variabilidade climática.

2.3.2 O efeito dos aerossóis no clima

Os impactos das partículas de aerossóis no clima, em geral, são divididos em efeitos radiativos direto e indireto (RAMANATHAN, 2001; KAUFMAN et al., 2002; IPCC, 2013; SIQUEIRA, 2016). No efeito direto, os aerossóis modificam o balanço de radiação através do espalhamento e absorção da radiação solar incidente (ver ilustração da Figura 2.6). A quantificação do efeito direto depende da refletividade da superfície e das propriedades ópticas dos aerossóis, em geral este efeito está associado com o resfriamento da superfície (Figura 2.6a,b), devido ao retroespalhamento da radiação solar para o espaço e, ao aquecimento da atmosfera por causa da absorção (Figura 2.6c,d).

Todos os tipos de aerossóis contribuem para o efeito direto, embora a eficiência do resfriamento ou aquecimento dependa das propriedades ópticas e da concentração de cada espécie, por exemplo, as partículas de sulfato têm propriedades de espalhamento da radiação solar incidente e tende a resfriar o sistema terrestre. No entanto, quando se verifica uma maior concentração de carbono negro (BC - Sigla do inglês, *Black Carbon*) e poeira mineral, aerossóis com propriedades de absorção, há um aquecimento da atmosfera devido à absorção de radiação na camada onde estão concentradas estas partículas (Figura 2.6c,d). Devido ao aquecimento da atmosfera, o gradiente vertical da temperatura diminui e como consequência a progressão da condensação é inibida, reduzindo a nebulosidade e estabilizando a atmosfera. Essa tendência do aquecimento por "queima de nuvem"pelos aerossóis absorvedores é tratada como efeito semi-direto que é uma consequência do efeito direto (HANSEN et al., 1997; KOREN et al., 2004).

Figura 2.6 - Ilustração das interações entre aerossóis e radiação solar incidente e seu impacto direto sobre o clima. Os painéis da esquerda mostram os efeitos radiativos instantâneos dos aerossóis, enquanto os da direita mostram o seu impacto global depois que o sistema climático respondeu aos efeitos radiativos.

Fonte: Adaptado de IPCC (2013).

Além de interagir diretamente com a radiação, as partículas de aerossóis podem atuar como NCN ou NG. A eficiência de uma partícula para poder atuar como NCN depende de algumas propriedades como, por exemplo, o tamanho, a composição química e o parâmetro de higroscopicidade (afinidade em absorver o vapor d'água) (PETTERS; KREIDENWEIS, 2007). Partículas tais como sulfato, carbono orgânico e sal marinho são as mais hábeis em atuar como NCN e NG. Assim, estes aerossóis afetam indiretamente o clima através da modificação da refletividade (efeito no albedo das nuvens) e do tempo de vida das nuvens (TWOMEY, 1977; ALBRECHT, 1989; ANDREAE et al., 2004; STEVENS; FEINGOLD, 2009).

Na Figura 2.7 ilustra-se os principais passos através dos quais os efeitos indiretos dos aerossóis podem afetar o balanço radiativo. O primeiro efeito indireto dos aerossóis se caracteriza pelo aumento na concentração de NCN e, por consequência, o aumento da quantidade de gotículas de água, para um mesmo conteúdo de vapor d'água (Figura 2.7b). Neste caso, gotículas crescem pouco e em maior quantidade, aumentando o albedo da nuvem, efeito estudado inicialmente por Twomey (1977).

O segundo efeito indireto, estudado inicialmente por Albrecht (1989), se refere ao efeito causado pela maior concentração de gotículas sobre a estrutura de desenvolvimento da precipitação. Neste caso, gotículas pequenas têm menor chance de colidir entre si e, assim, evoluírem para a precipitação. Desta forma, o tempo de vida e a eficiência de precipitação das nuvens são alterados (Figura 2.7b). A consequência deste acréscimo é uma maior reflexão da radiação incidente, pois a nuvem se torna mais brilhante (pelo maior número de gotas) e pelo maior tempo do seu ciclo de vida. Ambos os efeitos contribuem para alterações no ciclo hidrológico (regime de precipitação) (ROSENFELD, 2000; ANDREAE et al., 2004; SILVA DIAS et al., 2004).

Figura 2.7 - Ilustração esquemática dos efeitos indiretos dos aerossóis, (a) nuvens limpas (gotículas maiores) refletem menos radiação e tendem a precipitar mais do que as (b) nuvens poluídas (gotículas menores). Com a maior reflexão da radiação incidente, maior tempo de vida das nuvens poluídas e, menor é a quantidade de radiação que chega a superfície.

Fonte: Adaptado de Stevens e Feingold (2009).

O efeito específico dos aerossóis nas nuvens e na precipitação é um dos maiores desafios da comunidade científica na quantificação de sua influência no clima (KOREN et al., 2007). A maioria dos estudos indicam que os aerossóis contribuem para inibir a precipitação pelo fato do aumento na quantidade de NCN dificultar o crescimento das gotículas de nuvem e, devido ao resfriamento da superfície, assim, menos energia estará disponível para a evaporação e formação das nuvens (RAMANATHAN, 2001). Na Amazônia, durante estação seca, tem-se documentado que a concentração de NCN aumenta em torno de 100 vezes em relação a concentração na estação úmida, fazendo com que as propriedades microfísicas das nuvens sejam fortemente alteradas (ROSENFELD, 1999; ROSENFELD, 2000; SILVA DIAS et al., 2002).

Ainda sobre o efeito indireto, alguns autores mostraram que o aumento da carga de aerossóis pode provocar precipitação mais intensa (SILVA DIAS et al., 2002; LEE et al., 2008; ROSENFELD et al., 2008; GONÇALVES et al., 2015), tornando controversa a afir-

mação anterior. Segundo Rosenfeld et al. (2008) na situação em que se tem nuvens com desenvolvimento vertical mais profundo e em condições de poluição, as gotas menores não precipitam antes de atingir o estado super-resfriado, transformando-se em gelo, que acaba derretendo durante a queda. Com essa mudança de fase, ocorre maior liberação de calor latente, ocasionando maior instabilidade e, consequentemente a intensificação do processo de convecção. No entanto, pouco se tem documentado sobre esta hipótese e muitos estudos ainda necessitam ser realizados para dar mais confiabilidade a tal afirmação.

A intensidade da fonte de emissão de aerossóis também é outro fator que pode explicar o possível aumento da precipitação. Vendrasco et al. (2009) explicaram que ao injetar uma quantidade elevada de aerossol na atmosfera, o padrão de inibição da precipitação pode ser alterado e a precipitação pode ser aumentada, caracterizando um comportamento não linear. Os autores exploraram dois mecanismos para explicar as alterações na precipitação. Primeiro, o efeito termodinâmico aumenta a estabilidade atmosférica, reduzindo a precipitação. Segundo, o efeito da intensificação do movimento ascendente devido à intensificação das circulações locais impulsionadas pelos gradientes de temperatura horizontal, causados pelas plumas do aerossol. Os autores mostraram que ambos os mecanismos estão presentes simultaneamente e o efeito líquido depende das taxas de emissão da queima de biomassa e do padrão espacial das emissões. Em geral, os aerossóis de queimadas diminui a precipitação. No entanto, para emissões intensas de aerossóis, o efeito dinâmico (circulação local) pode superar o efeito termodinâmico (estabilização da atmosfera) e, com isso, levar a um aumento da precipitação.

2.3.3 Aerossóis de queimadas na América do Sul e suas propriedades

A AS contribui expressivamente para o total de focos de incêndios detectados no planeta. Fatores como, a falta de políticas de controle e prevenção de incêndios e a estação seca bem definida sobre a bacia Amazônica justificam essa elevada contribuição. Entre os anos de 2000 a 2012, cerca de 16% dos focos de incêndios ocorridos em todo o globo foram observados na AS, sendo a maior parte das detecções observada durante os meses de julho a outubro. Esse número pode ter sido influenciado por fatores pluviométricos por exemplo, no ano 2007 a AS contribuiu com 46% do total mundial de focos de incêndio. Nesse ano, a precipitação observada durante o período seco (75 mm) ficou abaixo da normal climatológica (104 mm) (SANTOS et al., 2014). O Brasil é o pais do continente Sul Americano que mais contabiliza queimadas, principalmente sobre o sul da Amazônia e região Centro-Oeste (DWYER et

al., 2000). Na Figura (Figura 2.8) ilustra-se a distribuição climatológica (1999-2017) dos focos de incêndios sobre a América do Sul, para os meses de julho a novembro sobre a AS. A floresta tropical primária e o cerrado são as áreas mais atingidas pelos incêndios, devido ao desmatamento que ocorre nessas regiões. Estas áreas estão sendo desmatadas, principalmente, para acomodar a população e aumentar as áreas para atividades agrícolas e pecuárias. O resultado desta ação foi o chamado "arco do desflorestamento" região onde a fronteira agrícola e/ou urbana avança em direção à floresta e também onde encontram-se os maiores índices de desmatamento da região da "Amazônia Legal", que abrange os estados do Amazonas, Roraima, Pará, Amapá, Acre, Maranhão, Rondônia, Mato Grosso, Tocantins (Figura 2.9) (BARONA et al., 2010).

Para modificar o uso da terra e de grandes extensões de floresta (primária e secundária), é comum o uso do fogo como ferramenta de manejo. Embora, a ocorrência de queimadas naturais também aconteça (ARTAXO et al., 2013). As atividades antrópicas (por exemplo, o desmatamento) são as principais causas de queima de biomassa na Amazônia Legal. A Figura 2.10a mostra a taxa anual do desmatamento na Amazônia legal para os anos de 1988 a 2015, produzida pelo Programa de Monitoramento da Floresta Amazônia Brasileira por Satélite (PRODES, INPE (2013b)). A partir do ano de 2005 observou-se uma redução nas taxas de desmatamento dessa região. Esta variabilidade observada na série temporal pode estar associada a fatores socioeconômicos como, por exemplo a redução na demanda de soja e pecuária e a intensificação na fiscalização e medidas punitivas ao desmatamento ilegal (NEPSTAD et al., 2014; REDDINGTON et al., 2015). Apesar da redução na taxa de desmatamento nos últimos 10 anos, a frequência de ocorrência de focos de incêndios não apresenta o mesmo comportamento (Figura 2.10b), embora as emissões de queima de biomassa tenham apresentado redução. Este fato pode estar relacionado a possíveis mudanças no tipo de vegetação queimada (HOEVE et al., 2012).

Figura 2.8 - Climatologia (1999-2017) dos focos de incêndios sobre a América do Sul, para os meses de julho a novembro. OS dados são provenientes do satélite de referência AQUA.

Fonte: INPE (2013a).

Figura 2.9 - Arco do desflorestamento.

Fonte: Adaptado de IMAZON (2016).

Figura 2.10 - (a) Taxas de desmatamento anual na Amazônia Legal para o período de 1988 a 2015, segundo dados do PRODES/INPE. (b) Número de focos de incêndios ativos na Amazônia Legal entre os anos de 2000 a 2015, obtido através do satélite de referência AQUA-TERRA.

Fonte: INPE (2013a), INPE (2013b).

Além das queimadas, as emissões urbano-industrial também são fontes de aerossóis para a AS. Aerossóis de outras fontes, naturais (poeira do Saara, emissões marinhas de todos os oceanos e partículas biogênicas produzidas pela própria floresta) e antrópicas (queimadas na África, poluição de grandes centros urbanos como, São Paulo, Rio de Janeiro e Buenos Aires) adentrem ao continente através da circulação atmosférica. Segundo Rosário (2011), em termo de magnitude da profundidade óptica e da extensão espacial dos aerossóis, a AS é dominada por uma pluma de aerossóis de queimada na região central do continente e bacia Amazônica, durante os meses de agosto a outubro. Estas plumas de queimadas também podem ser exportadas e alcançar áreas remotas à fonte, dependendo das condições da circulação atmosférica (FREITAS et al., 2005b).

Os aerossóis de queimadas são predominantemente constituídos por carbonáceos [carbono orgânico (OC - sigla do inglês, *Organic Carbon*) e BC] e compostos inorgânicos. Essas partículas são em sua maioria pertencentes à moda fina (ARTAXO et al., 2005; MARTIN et al., 2010). O tipo e a quantidade de material particulado emi-

tido pelas queimadas dependem de fatores como, o tipo de vegetação queimada e as condições meteorológicas, tais como, a umidade, temperatura e velocidade de vento. Estas condições controlam a ignição e o desenvolvimento do fogo (WARD et al., 1992; FREITAS et al., 2005a).

O OC é o componente do aerossol carbonáceo em que as moléculas de carbono são quimicamente combinadas a elementos como o hidrogênio e oxigênio e, pode ser emitido a partir da combustão incompleta da queima de biomassa ou formado por condensação de produtos da foto-oxidação de compostos orgânicos voláteis (COVs). O OC é tratado primariamente como um aerossol espalhador, embora, estudos recentes mostram que existe uma fração absorvedora relevante. Esse aerossol é denominado *Brown Carbon* (BrC), sendo produzido principalmente a partir da queima de biomassa ou queima de combustíveis fósseis. Os estudos indicam que o BrC contribui com cerca de 20 a 40% da absorção do total dos aerossóis carbonáceos (WANG et al., 2016).

O BC consiste em fuligem proveniente da combustão incompleta de combustíveis fósseis, biocombustíveis e de biomassa, sendo co-emitido juntamente com outras partículas e gases, tais como o dióxido de enxofre, o óxidos de nitrogênio e o OC. O BC é um dos principais componentes do aerossol atmosférico com impacto expressivo sobre as mudanças climáticas. O BC destaca-se devido a sua alta capacidade de absorção da radiação solar, principalmente na faixa de comprimento de onda do visível, e por ser emitidos em grandes concentrações. Uma consequência da absorção do BC é o aquecimento da camada atmosférica onde estão concentrados e a estabilização da atmosfera (LONGO et al., 2006; KOREN et al., 2007; ROSENFELD et al., 2008). Mesmo os aerossóis de queimadas apresentando grandes concentrações de BC, o efeito predominante ainda é o de espalhamento. Dessa forma, os aerossóis de queimadas podem levar tanto ao aquecimento quanto ao resfriamento, dependendo das suas propriedades intrínsecas e da refletividade da superfície (PROCOPIO et al., 2004; ARTAXO et al., 2006; LONGO et al., 2006; FORSTER et al., 2007).

Uma série de campanhas observacionais durante a estação seca e úmida foram conduzidas na região Amazônica para avaliar as emissões das atividades de queima de biomassa. Essas campanhas analisaram de forma minuciosa as propriedades ópticas dos aerossóis, complementando as informações obtidas através dos satélites ambientais e experimentos numéricos. Dentre estas campanhas pode-se destacar o *Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment/Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate* (LBA/SMOCC, Decesari et al. (2006), *South American Biomass Burning analysis*

(SAMBBA, Brito et al. (2014), *Green Ocean Amazon* (GoAmazon, Martin et al. (2016). Estas campanhas têm possibilitado preencher algumas lacunas sobre entendimento do impacto dos aerossóis emitidos pelas queimadas sobre o clima regional e global. No entanto, muitas incertezas ainda existem a cerca deste tema e novas campanhas estão sendo planejadas para seguir avançando com os entendimentos desta forçante.

Além das propriedades ópticas, o impacto dos aerossóis de queima de biomassa no sinal da Forçante radiativa (FR) também é uma fonte de incerteza. A FR é uma métrica comumente utilizada para quantificar os efeitos que um dado agente externo ao sistema climático (ex: aerossóis) em perturbar o balanço de energia do sistema, que está diretamente relacionada com a mudança na temperatura média da superfície da Terra (KAUFMAN et al., 2002; FORSTER et al., 2007). A FR direta dos aerossóis antropogênicos é negativa, em condições de céu claro, evidenciando o papel de resfriamento dessa forçante no balanço climático global (IPCC, 2007; IPCC, 2013). No entanto, quando os aerossóis de queimadas estão em uma camada acima das nuvens o sinal da FR tende a ser positivo (KEIL; HAYWOOD, 2003; ABEL et al., 2005). Na Figura 2.11, retirada do trabalho de Myhre et al. (2013), mostra-se a distribuição espacial da FR global, evidenciando que o sinal da FR dos aerossóis de queimadas apresenta uma diferença na resposta radiativa dependendo da sua localização espacial.

Figura 2.11 - Distribuição espacial da forçante radiativa direta dos aerossóis de queimadas.

Fonte: Adaptado de Myhre et al. (2013).

Diversos estudos mostram, através de diferentes métodos, a estimativa da forçante radiativa direta dos aerossóis atmosféricos, no topo da atmosfera, sobre a região da Amazônia Legal e América do Sul. Apesar da diferença na magnitude das estimativas, o sinal da FR dos aerossóis de queimada é predominantemente negativo (PROCOPIO et al., 2004; Longo, K. M. and Freitas, S. R. and SILVA DIAS, M. A. F. and SILVA DIAS, P. L., 2004; ZHANG et al., 2008; PATADIA et al., 2008; QUAAS et al., 2008; ROSÁRIO, 2011; SENA et al., 2013). Tanto o sinal da FR como a magnitude ainda são considerados incertos no atual contexto.

A FR do BC é mais incerta do que a FR das demais espécies de aerossóis produzidos no processo de queima de biomassa (Figura 2.12). Segundo o IPCC (2013) estima-se que FR do BC é cerca de +0,64 Wm^{-2}. Por outro lado, Bond et al. (2013) estima a forçante do BC em +1,1 (+0.17 a +2,10) Wm^{-2}. Estes valores indicam que o BC tem influência no aquecimento global, com valores de forçante próximos ao do CO_2(1.82±0.19) e CH_4 (0.48±0.05), quando considerados seus efeitos diretos e indiretos (IPCC, 2013). Estudos mais precisos sobre a absorção da radiação pelas diferentes espécies químicas são essenciais para reduzir as incertezas na estimativa da FR do BC (FORSTER et al., 2007; HOLANDA, 2015). O impacto climático líquido na redução da radiação solar incidente na superfície e o aumento da taxa de aquecimento na atmosfera pela queima de biomassa na AS é objeto de constante investigação.

Figura 2.12 - Forçante radiativa média global e sua respectiva incerteza para 2011 com relação a 1750, para os gases de efeito estufa, aerossóis e outros agentes.

Fonte: Adaptado de IPCC (2013).

2.4 Revisão de estudos observacionais e numéricos sobre o impacto dos aerossóis no clima sazonal

Esta seção tem como finalidade mostrar os resultados dos principais trabalhos relacionados a hipótese sugerida para esta tese, a qual visa estudar se a forçante externa aerossol tem impacto sobre o clima sazonal, e se a inclusão desta forçante nos modelos climáticos é capaz de elevar a destreza da previsão sazonal. Com foco centrado na AS, que é a segunda maior fonte emissora de aerossóis de queimadas para a atmosfera. A maior parte da documentação publicada são para estudos de caso, ou seja, a relação entre a carga de aerossol e o clima sazonal de um ano específico. Poucos estudos fizeram uso de um sistema de previsões retrospectivas para avaliar

o impacto do aerossol na previsão sazonal.

Os primeiros estudos sobre o impacto das forçantes externas de origem antrópica, foram direcionados apenas aos GEE. Os principais GEE são o dióxido de carbono (CO_2), o metano (CH_4), o óxido nitroso (N_2O), os halocarbonos e o vapor d'água. Doblas-Reyes et al. (2006) investigaram o impacto dos GEE no sinal da temperatura e na qualidade da previsão no contexto de um sistema de previsão sazonal operacional. Previsões retrospectivas para 44 anos (1958-2001) foram geradas utilizando um modelo global acoplado oceano-atmosfera com 9 membros de condições iniciais. O experimento controle foi produzido utilizando como forçante a concentração antrópica fixa dos GEE do ano de 1990, e o experimento de análise foi configurado com atualização ano a ano desses gases em função das atividades/emissões antrópicas. Ambos os experimentos foram confrontados com dados de reanálises. Os autores observaram que a tendência de longo prazo (aquecimento) foi representada de forma mais realista pelo modelo quando a concentração de GEE foi atualizada anualmente (Figura 2.13). Os autores também avaliaram se a forçante (GEE) teve impacto na destreza da previsão, calculando os números de acertos e não-acertos de ambos os experimentos, que indicou, em média, que a destreza do experimento com atualização anual de GEE foi melhor do que o experimento com GEE fixo. Assim, os autores enfatizaram que mudanças antrópicas na composição da atmosfera podem representar um indicativo adicional de impacto relevante na previsão do clima de médio prazo.

Figura 2.13 - Média global da temperatura a 2 metros para o trimestre agosto-setembro-outubro para os experimentos com (a) concentração fixa dos GEE e (b) com a atualização ano a ano dos gases.

Fonte: Adaptado de Doblas-Reyes et al. (2006).

Alguns estudos sobre o impacto da forçante aerossol também foram documentados em paralelo aos dos GEE. No entanto, esta demanda aumentou expressivamente depois da divulgação do relatório do Painel Internacional de Mudanças Climáticas (IPCC - Sigla do inglês, *Intergovernamental Panel on Climate Change*), no ano de 2007, mostrando que os aerossóis atmosféricos são um dos agentes climáticos que contribuem com as maiores incertezas nos processos de estimar e interpretar as alterações climáticas (Figura 2.14). Porém, a maioria dos estudos foram concentrados para a escala de projeções climáticas (várias décadas) e poucos foram realizados para a escala climática de médio prazo.

Figura 2.14 - Forçante radiativa média global e anual e a respectiva incerteza para 2007 em relação a 1750, para os gases de efeito estufa, aerossóis e outros agentes.

Fonte: Adaptado de IPCC (2007).

Zhang (2008) utilizou um modelo climático regional sobre a Amazônia para investigar o efeito radiativo (direto e semidireto) dos aerossóis em nuvens, precipitação e circulação, durante a transição da estação seca para a chuvosa, no período de agosto a outubro de 2002. Os resultados indicaram a redução da radiação solar líquida na superfície, seguido de redução nos fluxos de calor sensível e latente, sendo que essa redução ocorre, principalmente, em regiões onde o AOD é maior do que 0,3 (Figura 2.15). Sobre a área de queima, a nebulosidade também foi reduzida, principalmente na camada logo acima da camada limite planetária (CLP) (2 a 3 km acima da superfície). Fora da área de queima, foi observado um aumento da nebulosidade que ocorre abaixo de 2 km, dentro da CLP. As mudanças na forçante radiativa causada pelos aerossóis de queimadas interferem nos mecanismos que impulsionam a circulação de monção, enfraquecendo o mecanismo de disparo para o início das monções e desacelerando a migração da intensidade da precipitação do noroeste da AS para o sul da Amazônia, caracterizando um atraso no início do sistema de monções da AS.

Zhang (2008) também enfatiza que a resposta dinâmica da atmosfera, através da forçante radiativa induzida pelos aerossóis de queimadas, tem influência mais forte sobre a mudança no padrão de chuva em regiões remotas ao local da fonte (figuras não mostradas neste documento).

Figura 2.15 - Diferença média mensal entre a simulação AERO (com inclusão de aerossóis) e CONT (sem aerossóis) durante o mês de setembro para: (a) a radiação solar líquida na superfície em condição de céu claro (Wm^{-2}), (b) fluxo de calor sensível (SH, Wm^{-2}) e (c) fluxo de calor latente (LE, Wm^{-2}). As linhas de contorno representam a área onde o AOD é maior do que 0,3.

Fonte: Zhang (2008).

Uma outra linha de investigação acerca do impacto do aerossol no clima, é tentar descobrir qual sua relação e/ou contribuição com os eventos extremos (secas ou enchentes). Como reportado na Seção 2.3, altas cargas de aerossóis na atmosfera podem induzir a redução da precipitação, dependendo das suas propriedades ópticas e das condições meteorológicas. Com isso, Coelho et al. (2012) discutiram quais as possíveis contribuições dos aerossóis de queimadas para o déficit de precipitação observados durante os eventos de seca na Amazônia de 2005 e 2010. A discussão foi baseada em dados observacionais (estimativas de satélite) e técnicas estatísticas (regressão linear). Conforme mostrado na Figura 2.16a, em ambos os anos, foi observado um aumento expressivo na AOD quando comparada a sua climatologia (2001-2010), principalmente nos meses de agosto e setembro. O análise da regressão linear indicou uma associação negativa entre o aumento da carga de aerossol e a pre-

cipitação, ou seja, anomalias negativas de precipitação sobre a Amazônia em anos com aumento da concentração de aerossóis (Figura 2.16b). Assim, os autores sugeriram que tal aumento na carga de aerossóis pode ter contribuído para inibir ainda mais a eficiência de precipitação sobre a Amazônia, como um mecanismo adicional e secundário, visto que o diagnóstico da seca observada na Amazônia nesses eventos está relacionada a mudanças no padrão de circulação atmosférica (subsidência) forçado pelas anomalias de TSM do oceano Pacífico equatorial e Atlântico Norte. No entanto, os autores destacaram que há a necessidade de investigações mais aprofundadas, com base em experimentos numéricos e observações locais, para confirmar a manifestação deste mecanismo secundário em associação as forçantes de grande escala (tais como, circulação atmosférica e TSM).

Figura 2.16 - (a) Ciclo anual do AOD em 550nm para a região de 5-15°S e 50-70°W, a linha sólida grossa representa a média climatológica para o período de 2001 a 2010, a linha sólida representa as condições para o ano de 2005 e a linha tracejada para 2010. (b) gráfico da dispersão entre o AOD e a precipitação na região 5-15°S e 50-70°W para o mês de setembro de 2001 a 2010. A linha preta representa a regressão linear ajustada a esta amostra (R^2=0,64). Os eventos de seca de 2005 e 2010 estão indicados no gráfico.

Fonte: Coelho et al. (2012).

Posteriormente, Randles et al. (2013) realizaram um estudo semelhante ao de Doblas-Reyes et al. (2006), mas utilizando como forçante antrópica os aerossóis, considerando os efeitos direto e semidireto dos mesmos no clima sazonal. Os autores construíram uma série de experimentos utilizando o MCGA da NASA (GEOS) forçado com TSM observada e com um conjunto de 4 diferentes CI. O período da simulação foi de 1999-2009, sendo o primeiro ano descartado como *spin-up*. Foram construídos experimentos sem a presença de aerossóis (NOAERO), com o prognóstico de aerossóis (natural e antrópico, GOAERO), com climatologia de aerossóis (CLIMAERO) e com aerossóis naturais (poeira e sal marinho, NATAERO). Os resultados foram analisados em relação a simulação NOAERO, para os trimestres dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e junho-julho-agosto (JJA). Os resultados para o experimento GOAERO mostraram que esta forçante resfria a superfície da terra (Figura 2.17a), aquece a troposfera (Figura 2.17b) e produz impactos na circulação média global, afetando tanto a intensidade da célula de Hadley como do vento zonal. Na Figura 2.17c, observa-se que durante o trimestre JJA foi verificado um enfraquecimento do ramo ascendente da célula de Hadley (entre $\sim$ 15°S e 15°N) e o fortalecimento do seu ramo subsidente no Hemisfério Sul (HS) ao sul de 30°S. Durante DJF, o ramo descendente da célula de Hadley ($\sim$ 20°N) foi fortemente reforçado (Figura não mostrada). Os resultados para os demais experimentos, com as diferentes prescrições de aerossóis, foram semelhantes, diferindo apenas com relação a intensidade e posicionamento. Em todos os experimentos as principais respostas climáticas da forçante, ligadas a circulação e nebulosidade, ocorreram em regiões remotas à fonte de emissão dos aerossóis, tal como na estratosfera e em latitudes mais ao norte e sul da forçante, concordando com resultados descritos por Zhang (2008).

Figura 2.17 - Diferença entre os experimentos GOAERO e NOAERO para a climatologia (2000-2009) dos trimestres JJA e DJF das variáveis: (a) da temperatura a 2 metros (K), (b) temperatura zonal (K), (c) circulação meridional ou fluxo de massa (sombreado; Kgs^{-1}) e (d) velocidade zonal do vento (sombreado; ms^{-1}), c e d apenas para o trimestre JJA. No fluxo de massa e no vento zonal, as linhas sólidas representa os valores positivos e as linhas tracejadas os valores negativos. Para o fluxo de massa o sentido da circulação é indicado por setas. Os pontos nas figuras representam as regiões com significância estatística ao nível de 10%.

Fonte: Randles et al. (2013).

Sobre a AS, Menezes Neto (2015) utilizando um modelo do sistema terrestre, o *Ha-*

dley Centre Global Environment Model version 2 (HadGEM2-ES), mostraram quais os impactos dos aerossóis de queimadas na climatologia da variável temperatura a 1,5 metros e nas componentes de balanço de energia. As simulações climáticas foram realizadas para o período de 1979 a 2005, com dados de emissões provenientes do CMIP5. Os resultados mostraram que para as regiões com altas emissões, o impacto na temperatura é de resfriamento, devido à redução no saldo de radiação de onda curta na superfície, quando comparada a simulação controle sem aerossóis (Figura 2.18). O autor também evidenciou que para regiões remotas à fonte de aerossóis, a fração de cobertura de nuvens estratiformes explica melhor os padrões do balanço de energia, do que o efeito direto causado pelos aerossóis de queimadas.

Figura 2.18 - Diferença entre os experimentos com aerossóis (HPR) e sem aerossóis (BIOMASS OFF) para, (a) temperatura em 1.5 m entre os experimentos, em contorno a espessura óptica (0,1 a 0,6) dos aerossóis de queima de biomassa no comprimento de onda de 550 nm para a climatologia do mês de setembro e (b) Balanço de energia na superfície e suas componentes em Wm^{-2}: saldo de radiação de onda curta, saldo de onda longa, calor sensível e latente para a média da região com espessura óptica de biomassa maior do que 0,25.

Fonte: Menezes Neto (2015).

Mais recentemente, Thornhill et al. (2018) avaliaram qual o impacto dos aerossóis de queima de biomassa no clima regional da América do Sul. Os autores compararam duas simulações com emissões de anos extremos em 2000 e 2010, com baixas e altas emissões de aerossóis de queimadas, respectivamente. As análises foram feitas para o mês de setembro, durante um período de 30 anos. A cobertura de nuvens em todas as camadas de altitude foi reduzida na área com maior carga de aerossóis, sendo esse resultado devido ao efeito semi-direto dos aerossóis. A altura da CLP também foi reduzida e sua estabilidade aumentada, resultando na redução da cobertura de nuvens entre 9 e 14 km e da convecção profunda. O aquecimento atmosférico foi aumentado e os fluxos de superfície reduzidos, em resposta a redução da radiação que chega na superfície. Todos esses fatores contribuem para alterações diretas e

indiretas nas principais variáveis de interesse socioeconômico que são, a precipitação e a temperatura. Para este experimento a precipitação média foi reduzida em 15% e a temperatura média da superfície em 0,14°C na área de pico das queimadas, para o experimento com altas emissões (Figura 2.19). A diminuição da precipitação observada no experimento de altas emissões é consistente com a redução da nebulosidade, do fluxo de calor e com a camada limite mais estável.

Figura 2.19 - Diferença média para o mês de setembro (altas emissões - baixas emissões) para (a) temperatura da superfície e (b) precipitação total. As áreas pontilhada são estatisticamente significativas ao nível de 5%.

Fonte: Thornhill et al. (2018).

Estudos para outras regiões do globo, que também são fontes expressivas de aerossóis via queima de biomassa, como África, sudeste da Ásia, Austrália e Indonésia (ANDREAE, 1991; PRINS et al., 1998), apresentaram resultados semelhantes aos mostrado para a Amazônia. Como o resfriamento da superfície e, consequentemente, alterações nos fluxos de calor sensível e latente nas camadas mais baixas da atmosfera e o aquecimento da atmosfera, alterando a estabilidade atmosférica favorecendo a mudanças no padrão da circulação atmosférica e na eficiência da precipitação. (MENON et al., 2002; RANDLES; RAMASWAMY, 2008; OTT et al., 2010; TESFAYE et al., 2014).

O efeito dos aerossóis de queima de biomassa vem sendo estudado em todas as escalas de tempo. Todos esses estudos vêm contribuindo para avançar no entendimento dos efeitos dos aerossóis e suas interações e, com isso, melhorar os sistemas de previsão de tempo, clima e mudanças climáticas. Grell e Baklanov (2011) e Grell et al. (2011) afirmaram que o acoplamento total entre sistemas de previsão tempo e de química/aerossóis trazem benefícios tanto para a qualidade do ar como para previsão de tempo. Benedetti e Vitart (2018) estudaram os impactos dos aerossóis na escala subsazonal e os resultados indicam que os aerossóis tem a capacidade de melhorar a previsão subsazonal, o viés da temperatura e do vento foram reduzidos durante a primavera e o verão. Os autores sugerem que essa melhoria é devido à variabilidade dos aerossóis conectada as diferentes fases da oscilação Madden-Julian, principalmente das espécies de poeira e carbonáceos. Choi et al. (2019) também avaliaram a escala mensal e observaram que considerar o efeito aerossol-radiação suaviza o viés sistemático da precipitação, particularmente no hemisfério norte. Os autores também sugeriram a necessidade de mais trabalhos para avaliar completamente o potencial dos aerossóis em aumentar a atual capacidade preditiva de variáveis atmosféricas, nas escalas subsazonal e sazonal.

3 METODOLOGIA

Este capítulo aborda uma descrição técnico-científica do sistema de modelagem climática global utilizado nesta tese, dos experimentos numéricos realizados e dos dados e métricas de avaliação utilizados para alcançar os objetivos referidos na Seção 1.4. Inicialmente descreveu-se o sistema de modelagem climática global utilizado neste trabalho, incluindo o modelo de transporte de aerossóis, enfatizando a forma de tratamento dos aerossóis de queimadas, as parametrizações de convecção rasa e profunda, e os esquemas de radiação e de microfísica. Em seguida descreveu-se a configuração dos experimentos realizados e a base de dados utilizados na avaliação dos resultados das simulações numéricas. Por fim, apresentou-se as métricas estatísticas adotadas para a avaliação dos resultados.

3.1 Descrição do sistema GEOS-S2S-2

As previsões sazonais foram produzidas utilizando o modelo de circulação geral da atmosfera e do oceano do sistema de observação da Terra de Goddard (GEOS AOGCM - Sigla do inglês, *Goddard Earth Observing System Atmosphere–Ocean General Circulation Model, Version 5*) e o sistema de assimilação de dados para previsões subsazonal e sazonal (S2S-2 - Sigla do inglês, *Subseasonal-to-Seasonal Forecast System, version 2*), desenvolvidos e mantidos pela divisão de modelagem e assimilação de dados (GMAO - Sigla do inglês, *Global Modeling and Assimilations Office*) da Administração da Aeronáutica Nacional e do Espaço (NASA - Sigla do inglês, *National Aeronautics Space Administration*). O sistema de previsão sazonal GEOS-S2S-2 substitui a versão S2S-1 descrita em Borovikov et al. (2017). Uma descrição das atualizações que foram incluídas na nova versão S2S-2 está disponível no website do GMAO/NASA (`https://gmao.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/products/climateforecasts/geos5/S2S_2/index.cgi`) e em Molod et al. (2020).

O GEOS foi desenvolvido para simular a variabilidade climática global em várias escalas de tempo, desde a escala sinótica até as mudanças climáticas de vários séculos. O GEOS é um sistema de sub-modelos, os quais representam os diversos componentes do sistema terrestre integrados através de um acoplador denominado Plataforma de Modelagem do Sistema Terrestre (ESMF - Sigla do inglês, *Earth System Modeling Framework*, Hill et al. (2004)). Esse acoplador permite a troca de informações entre os diversos componentes como, por exemplo, a troca de fluxos de momento entre o oceano e a atmosfera. O uso de um acoplador permite que um sistema de modelagem de múltiplas escalas se comunique com seus diferentes componentes, propagando os aprimoramentos feitos em um determinado processo físico de um componente para o

outro, de uma maneira consistente e eficiente. Desta forma, o GEOS-S2S-2 depende fortemente da interface ESMF para estabelecer sua infraestrutura e arquitetura interna, durante o acoplamento dos componentes (COLLINS, 2005) .

O GEOS-S2S-2 é composto, principalmente, por um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA), modelo da superfície terrestre (*Catchment*, Koster et al. (2000)), um modelo oceânico (MOM5 - Sigla do inglês, *Modular Ocean Model, version5*, Griffies et al. (2005) e Griffies (2012)), um modelo de gelo marinho (CICE4 - Sigla do inglês, *Community Ice CodE, version 4*, Hunke et al. (2015)), um modelo de transporte de aerossóis (GOCART - Sigla do inglês, *Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport*, Chin et al. (2002) e Colarco et al. (2010)) e um módulo de química gasosa simplificado (PL - Sigla do inglês, *production and loss*, Bey et al. (2001)). Além de módulos sofisticados de dinâmica, turbulência, radiação, parametrização de cumulus e microfísica de nuvem.

O sistema GEOS-S2S-2 é uma ferramenta de modelagem numérica que representa o estado-da-arte para estudos e simulações do clima e mudanças climáticas. Uma representação esquemática deste sistema é mostrada na Figura 3.1. Além de prever variáveis meteorológicas tradicionais (como, temperatura, precipitação, vento, TSM e etc.), o GEOS-S2S-2 contém módulos de transporte e remoção para o prognóstico de aerossóis (CHIN et al., 2002; COLARCO et al., 2010), incluindo os impactos destes nos processos físico-dinâmicos envolvidos.

As atualizações do sistema de previsão sazonal GEOS-S2S-2, em relação a versão anterior, incluem a adoção do mesmo sistema de assimilação de dados usado para produzir as reanálises retrospectivas do GEOS (MERRA-2 - Sigla do inglês, *Modern-Era Retropective analysis for Research and Aplications, Version 2*, Gelaro et al. (2017) e Randles et al. (2017)) e importantes desenvolvimentos relacionados à dinâmica, microfísica e criosfera. As versões do modelo oceânico e do sistema de assimilação de dados oceânicos (ODAS - Sigla do inglês, *Ocean Data Assimilation System*, Dee et al. (2014), Brassington et al. (2015)) também foram atualizados. Ainda, nesta nova versão do GEOS-S2S-2, os campos atmosféricos usados para conduzir o ODAS e para inicializar o MCGA são provenientes da reanálise MERRA-2. Os módulos de química de aerossóis e gases também foram introduzidos somente no novo GEOS-S2S-2.

Figura 3.1 - Fluxograma dos principais componentes do sistema de previsão sazonal GEOS-S2S-2.

Fonte: Adaptado de GMAO/NASA (2020).

O componente atmosférico do GEOS (RIENECKER et al., ; MOLOD et al., 2015) utiliza um núcleo dinâmico de volumes finitos (LIN, 2004; PUTMAN; SUAREZ, 2011). Os processos úmidos para o prognóstico de nuvens e precipitação na escala de grade são descritos em Bacmeister e Suarez (2006), com uma atualização descrita em Barahona et al. (2014), referente a introdução de um esquema de microfísica de nuvens de dois momentos. O esquema de convecção utilizado é o *Relaxed-Arakawa-Schubert* (RAS - Moorthi e Suarez (1992)). A transferência radiativa, considerando as componentes solar e terrestre, é calculada usando as parametrizações de Chou e Suarez (1994) e Chou e Suarez (1999). Os processos de turbulência na CLP são descritos com base em Lock et al. (2000), atuando em conjunto com o esquema de Louis et al. (1982). O modelo de superfície terrestre é descrito por Koster et al. (2000). Este modelo pode ser executado em várias resoluções espaciais, que variam de 2,0° x 2,5° de latitude por longitude para estudos climáticos, até 0,25° x 0,3125° para a assimilação de da-

dos e previsões na escala de tempo. O modelo tem 72 níveis verticais, que se estende desde a superfície até 0,01hPa, resolvendo tanto a troposfera quanto a estratosfera. As camadas verticais são distribuídas por um sistema híbrido, utilizando coordenada sigma próximo da superfície e transformando-se em coordenada de pressão nos altos níveis da atmosfera. O modelo é inicializado com as variáveis atmosféricas provenientes da base de dados MERRA-2. Essas variáveis incluem a pressão superficial, temperatura potencial, ventos meridional e zonal, umidade específica e concentração de ozônio.

A componente oceânica do sistema é representada pelo MOM5 que foi desenvolvido pelo Laboratório de Dinâmica de Fluidos Geofísicos (GFDL - Sigla do inglês, *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*, Griffies (2012)). O MOM5 é um modelo de equações primitivas hidrostáticas, com uma grade de Arakawa B ou grade C escalonada e coordenada vertical, com base na profundidade ou pressão e, é executado com resolução de 0,5° nos trópicos e com aproximadamente 40 níveis verticais. O modelo de gelo marinho CICE4 foi desenvolvido pelo Laboratório Nacional de Los Alamos (LANL - Sigla do inglês, *Los Alamos National Laboratory*) e em seguida foi adaptado para ser acoplado ao GEOS. No CICE4, as componentes de dinâmica e termodinâmica do gelo marinho são separadas para calcular de forma semi-implícita a temperatura da superfície do mar (HUNKE et al., 2015). Os produtos MERRA2-Oceano são utilizados para inicializar o estado do oceano e do gelo marinho, mais detalhes sobre a metodologia de inicialização estão descritos em Vernieres et al. (2012).

O módulo simplificado de química PL faz prognóstico apenas do transporte do conteúdo total integrado na coluna vertical da atmosfera dos gases traços monóxido de carbono CO, dióxido de carbono (CO_2) e ozônio (O_3). As taxas de produção e remoção dos gases traço da atmosfera são prescritas através de uma tabela de valores efetivos. Mais detalhes sobre o modelo de transporte de aerossóis (GOCART), sua inicialização e processos de interação/retroalimentação com o GEOS serão descritos na próxima seção.

3.1.1 Desempenho do sistema GEOS-S2S-2

Como mencionado na seção anterior a versão GEOS-S2S-2 foi recentemente lançada pelo GMAO/NASA, apresentando melhorias substanciais de desempenho e infraestrutura em relação ao sistema anterior. Além de tentar responder as questões científicas mencionada na Seção 1.3, este trabalho de tese também faz parte do contexto de avaliação do novo sistema de previsão sazonal do GMAO/NASA descrito

em Molod et al. (2020), avaliando o impacto dos aerossóis no contexto das previsões sazonais. Bem como contribui com o desenvolvimento da versão 3, indicando possíveis pontos para melhorar a prescrição das emissões dos aerossóis.

Para avaliar o desempenho do novo sistema de previsão (GEOS-S2S-2) em reproduzir o clima e as previsões sazonais e subsazonais das principais variáveis da atmosfera e do oceano, produziu-se previsões retrospectivas para o período de 1981 a 2016, com um conjunto de 4 membros por ano. O clima médio da atmosfera mostrou uma redução substancial no viés para GEOS-S2S-2 em relação ao GEOS-S2S-1. Os vieses no GEOS-S2S-2 foram expressivamente reduzidos nas latitudes médias e altas, principalmente para a precipitação, radiação líquida e temperatura da superfície. Os vieses da precipitação em relação as estimativas do dados do Projeto de Climatologia Global de Precipitação (GPCP – Sigla do inglês, *Global Precipitation Climatology Project*) mostrou uma mistura de melhorias e degradações, entre a versão S2S-2 e S2S-1 (Figura 3.2). O viés foi reduzido durante DJF para GEOS-S2S-2 (Figura 3.2c-d), incluindo uma redução substancial da precipitação sobre os Andes, uma porção da região centro-norte da AS e sul da África. No entanto, o novo modelo apresentou um viés positivo ao norte do equador sobre a região do Pacífico. Para o trimestre JJA, observou-se poucas melhorias na nova versão do modelo, especialmente sobre os trópicos, onde notou-se um viés positivo e elevado sobre o Oceano Atlântico (Figura 3.2a-b).

O clima médio do oceano no GEOS-S2S-2 também foi aprimorado em relação ao GEOS-S2S-1. Os vieses da TSM foram reduzidos e o ciclo anual melhorado, a evolução do gelo marinho médio também foi aprimorada. O sistema S2S-1 mostrou fortes vieses de acordo com a variação latitudinal. Sobre a região do Atlântico Norte observou-se valores anômalos de até -10°C (Figura 3.3a). Na Figura 3.3b notou-se que, o sistema S2S-2 reduziu substancialmente os vieses sobre a região da bacia do Atlântico Norte. Sobre as zonas costeiras também observou-se uma redução do viés, com a implementação das melhorias na componente oceânica do sistema S2S-2. As melhorias no viés médio da atmosfera e do oceânico sugerem um menor *drift* para o GEOS-S2S-2, o que pode ser promissor para melhorias na habilidade de previsão (MOLOD et al., 2020).

Figura 3.2 - Viés médio da precipitação acumulada (mm/dia) em relação aos dados observados do GPCP, para o GEOS-S2S-1 (a-c) e o GEOS-S2S-2 (b-d). Os painéis superiores correspondem à estação de junho-julho-agosto e os painéis inferiores à estação de dezembro -janeiro-fevereiro.

Fonte: Molod et al. (2020).

Figura 3.3 - Diferença da temperatura da superfície do mar para (a) GEOS-S2S-1 e (b) GEOS-S2S-2 em relação as análises de Reynolds (°C)

Fonte: Molod et al. (2020).

Avaliou-se também a destreza do sistema de previsão através das anomalias das variáveis atmosféricas e oceânicas, que foram calculadas após a remoção do viés climático. Aqui apresenta-se a comparação entre a destreza, de ambos os sistemas, apenas para a escala sazonal. Mais detalhes sobre a destrezas dos sistemas de previsão climática para as demais escalas (subsazonal e decadal) estão descritos em Molod et al. (2020). O ENOS é o principal modo de variabilidade climática na escala de tempo sazonal. As anomalias relacionadas ao ENOS afetam, principalmente, a circulação geral da atmosfera global e modula a atividade ciclônica tropical. Observou-se, através da correlação de anomalias da TSM na região do índice Niño 3.4, que a destreza da previsão do GEOS-S2S-2 supera, predominantemente, a destreza do sistema antigo (Figura 3.4).

Figura 3.4 - Correlação entre as anomalias previstas e observadas de TSM para a região do Niño 3.4 no Pacífico equatorial. Os dados de TSM do Reynolds foram usado para comparação. O mês de previsão inicial é no eixo y e o lag é representado no eixo x. O painel da esquerda é GEOS-S2S-2, painel central GEOS-S2S-1 e o painel da direita é a diferença entre GEOS-S2S-2 e GEOS-S2S-1. Valores positivos indicam uma melhoria do GEOS-S2S-2 em relação ao GEOS-S2S-1.

Fonte: Molod et al. (2020).

As melhorias observadas na forçante de grande escala, TSM, impactaram positivamente na variabilidade atmosférica local da temperatura e precipitação, que são as principais variáveis que afetam a população e são os produtos mais amplamente utilizados por diversas áreas. As diferenças observadas na correlação de anomalias para a temperatura da superfície e precipitação entre os dois sistemas são pequenas, mas com melhorias notáveis para o GEOS-S2S-2 (figuras não mostradas aqui). Para a região da América do Sul a destreza da temperatura da superfície foi melhorada para prazos mais longos, ou seja, para previsões feitas com vários meses de antecedência. Para a precipitação o ganho de destreza foi pouco expressivo, com exceção da região do Oceano Pacífico tropical e região Amazônica, onde as melhorias foram mais acentuadas (figuras não mostradas aqui). Em suma, o novo sistema de previsão climática GEOS-S2S-2 foi amplamente comparado com observações, reproduzindo de forma realística os principais padrões atmosféricos para a escala sazonal e mostrando-se também melhor que o sistema anterior. Mais detalhes sobre a avaliação completa desse sistema e a comparação com o sistema antigo estão descritos em Molod et al. (2020).

3.2 Tratamento dos aerossóis

O modelo responsável pelo tratamento de aerossóis no GEOS-S2S-2 é o GOCART (CHIN et al., 2002; COLARCO et al., 2010). O GOCART contém os seguintes processos atmosféricos para simular os aerossóis: emissão, transporte (advecção e convecção), deposição seca, remoção úmida e crescimento higroscópico. O modelo de aerossóis GOCART no sistema de previsão operacional GEOS tem sido usado para dar suporte as pesquisas de campo da NASA e para investigar as interações entre os aerossóis e as diferentes escalas de tempo. Diversos estudos demonstraram a habilidade do GOCART em prognosticar o AOD e outras propriedades do aerossol (COLARCO et al., 2010; NOWOTTNICK et al., 2010; NOWOTTNICK et al., 2011; BIAN et al., 2013; RANDLES et al., 2013; RANDLES et al., 2017).

No GOCART, cinco espécies de aerossóis troposféricos são consideradas: poeira (DU - Sigla do inglês, *Dust*), sal marinho (SS - Sigla do inglês, *Sea Salt*), carbono negro (BC - Sigla do inglês, *Black Carbon*), carbono orgânico (OC - Sigla do inglês, organic carbon) e sulfato (SU - Sigla do inglês, *Sulfate*), incluindo suas fontes, sumidouros e propriedades intrínsecas relativas à sua composição química e distribuição de tamanho. As espécies de aerossóis são tratadas como misturas externas e não interagentes entre si. O modelo considera as emissões de fontes antropogênicas, queima de biomassa, biogênicas, vulcânicas e poeira e sal marinho soprados pelo vento. A emissão de poeira é calculada a partir de um mapa de potenciais locais de fontes de poeira, utilizando a velocidade do vento na superfície e da umidade do solo. A simulação da emissão de poeira no modelo GOCART foi descrita em detalhes por Ginoux et al. (2001). As emissões de sal marinho também são dependentes da velocidade do vento na superfície, considerando uma relação empírica que relaciona a velocidade do vento e o raio das partículas emitidas (GONG, 2003; MONAHAN et al., 1986). A emissão de sal marinho também é modulada com uma correção derivada da TSM (JAEGLÉ et al., 2011). A velocidade do vento e a umidade do solo utilizadas no cálculo das emissões naturais descritas acima, são prognosticados pelo modelo atmosférico. As emissões primárias de SU, BC e OC são provenientes, principalmente, da combustão de combustíveis fósseis, queima de biomassa, consumo de biocombustíveis, erupções vulcânicas (para o SU) e com fontes biogênicas (para OC). As emissões primárias de BC e OC são prescritas por inventários. O sulfato é emitido primariamente a partir da oxidação do dióxido de enxofre (SO_2) e, de forma secundária através da oxidação do sulfato de dimetilo (DMS - Sigla do inglês *Dimethyl sulfide*), que é liberado no oceano. A maior fração de sulfato é emitido pelos componentes antropogênicos. O GOCART distribui as emissões com base em um ciclo diurno prescrito. Informa-

ções adicionais são dadas por (RANDLES et al., 2016). Os processos de remoção das partículas de aerossóis incluem a remoção úmida e deposição seca, esses processos são dependentes das condições atmosféricas (precipitação e velocidade do vento) e características da superfície. O crescimento higroscópico dos aerossóis depende da umidade relativa prognosticada pelo MCGA e, é considerado nos cálculos dos processos de remoção e das propriedades ópticas dos aerossóis. A Figura 3.5 ilustra o módulo de aerossóis do modelo GOCART.

A profundidade ópticas dos aerossóis é calculada a partir da distribuição espacial dos aerossóis na atmosfera e das propriedades ópticas intrínsecas de cada espécie que resultam da distribuição de tamanho e composição química (tais como índice de refração, tamanho, higroscopicidade, albedo simples, parâmetro de assimetria e extinção). As propriedades ópticas dos aerossóis são baseadas na base de dados de propriedades ópticas de aerossóis e nuvens (OPAC - Sigla do inglês, *Optical Properties of Aerosols and Clouds*, Hess et al. (1998)), com atualizações para a poeira descritas em Colarco et al. (2014). O modelo utiliza a umidade relativa que está sendo prevista localmente para avaliar as propriedades ópticas instantâneas com relação aos dados do OPAC. O módulo de aerossol é acoplado de forma interativa com o GEOS e, portanto, o transporte e a dinâmica dos aerossóis são consistentes com os campos meteorológicos do GEOS a cada passo de tempo. Esses campos incluem ventos, temperatura, pressão, umidade específica, fluxo de massa em nuvem convectiva, fração de nuvens, precipitação, profundidade da CLP e ventos de superfície. A interação dos aerossóis com a radiação solar e com a microfísica de nuvens estão também interativamente incluídos no GEOS.

O sistema GEOS-S2S-2 utiliza um código de microfísica de nuvens de dois momentos, que permite a inclusão do efeito indireto do aerossol nas nuvens, onde a massa e concentração numérica das gotículas e cristais de gelo das nuvens são explicitamente calculadas e, o cálculo dessas propriedades das nuvens é realizado considerando as propriedades físico-químicas dos aerossóis (que estão sendo simuladas pelo modelo de aerossol). Ocorrendo também uma integração explícita entre os aerossóis e as propriedades das nuvens. Uma descrição detalhada desse processo é dada por Barahona et al. (2014). A modificação das propriedades das nuvens por aerossóis é um componente chave para estudos climáticos (KAUFMAN; KOREN, 2006; IPCC, 2007; IPCC, 2013). Além de modificar o ciclo hidrológico, o efeito dos aerossóis nas nuvens também tem sido associado a perturbações radiativas planetárias (LOHMANN; FEICHTER, 2005; IPCC, 2013). Portanto, essa tese, considera além da representação explícita do efeito direto, a representação explícita do efeito indireto do aerossol, o

que vinha sendo negligenciado em estudos anteriores.

A interação dos aerossóis com a radiação solar, conhecido como efeito direto dos aerossóis, também é tratado explicitamente pelos GEOS-S2S-2. O cálculo da transferência radiativa considera a presença dos aerossóis na atmosfera, através do espalhamento e da absorção da radiação solar em função das propriedades intrínsecas e da concentração das partículas de aerossóis na coluna atmosférica (CHOU; SUAREZ, 1999).

Figura 3.5 - Ilustração do módulo de aerossóis do modelo GOCART.

Fonte: Adaptado de NASA/Goddard technical report (2018).

3.3 Configuração dos experimentos

Realizou-se um conjunto de três experimentos numéricos que foram planejados e executados em colaboração com o grupo de modelagem e previsões climáticas da NASA, utilizando o sistema GEOS-S2S-2, com o objetivo de avaliar a importância da inclusão dos aerossóis de queimadas acoplado ao sistema atmosfera-oceano-superfície na previsão climática sazonal. A resposta do sistema climático com relação a presença dos aerossóis de queimadas na atmosfera foi avaliada através de experimentos numéricos produzidos com e sem a inclusão desta forçante. Simultaneamente com as condições atmosféricas, o modelo oceânico, acoplado ao modelo atmosférico, previu a TSM, que é a variável que exercer um forte controle sobre os padrões de circulação e precipitação sobre a AS, através dos efeitos do ENOS. Desta forma, quaisquer mudanças na TSM, devido a forçante dos aerossóis, foram contabilizadas.

Cada experimento foi composto por um conjunto de 4 membros, a partir de diferentes condições meteorológicas iniciais. Os membros do conjunto foram produzidos com CI em intervalos de 5 dias. A execução de cada membro (inicializados com CI atmosféricas dos dias 15, 20, 25 e 30 de junho) compreendeu os meses de junho a novembro para o período de 2000 a 2015, contabilizando seis meses de integração, sendo o mês de junho descartado como *spin-up*. Em todos os experimentos, o modelo foi executado com espaçamento de grade de 0,5° de latitude e longitude (∼56 km) para o domínio global e, com a configuração física conforme descrito na Seção 3.1. As previsões retrospectivas construídas para este estudo possuem uma configuração similar as previsões climáticas sazonais produzidas nos diversos centros mundiais, simulando um ambiente de previsão operacional.

Todos os experimentos utilizaram exatamente o mesmo conjunto de emissões de aerossóis (Tabela 3.2), exceto para as emissões dos aerossóis de queimadas. No primeiro experimento (denominado EQD), considerou-se as emissões diárias estimadas dos aerossóis de queimadas. No que diz respeito às emissões dos aerossóis de queimadas as simulações desse experimento representam o cenário mais próximo da realidade, visto que, as emissões fornecidas ao modelo ao longo da integração foram baseadas em observações e, portanto, foi considerado um experimento controle. No segundo experimento (denominado EQC), utilizou-se emissões de queimadas prescritas a partir de uma climatologia mensal das emissões utilizadas no experimento EQD, com o propósito de representar um ambiente de previsão operacional, onde as emissões futuras não são conhecidas. E, finalmente, no terceiro experimento (denominado EQZ), onde as emissões dos aerossóis de queimadas zeradas, ou seja, não

foram contabilizadas pelo GOCART. É importante ressaltar que apenas as emissões de queimadas foram excluídas e, portanto, os aerossóis das demais fontes (ver Tabela 3.2) continuam atuando na radiação e na microfísica de nuvens. Salienta-se que, em todos os experimentos, os aerossóis, derivados do esquema prognóstico do GOCART, interagem de forma interativa com os processos de transferência radiativa e de microfísica de nuvens na atmosfera. A Tabela 3.1 resume o conjunto de experimentos produzidos para endereçar as questões científicas apresentadas na Seção 1.3.

Com esta configuração pretendeu-se avaliar: (1) a importância de, no futuro, investir-se em um modelo de previsão climática de emissões de queimadas relativo à utilização de emissões climatológicas ou mesmo de não considerá-las; e (2) o impacto da inclusão das emissões de queimadas nas diversas variáveis da previsão climática sazonal.

Tabela 3.1 - Configuração dos experimentos numéricos. Todos os experimentos possuem exatamente a mesma configuração, inclusive quanto as fontes de emissões de aerossóis, exceto as emissões de queimadas.

Experimentos	**Emissões de queimadas**
EQD	Variabilidade diária (ver Seção 3.3.1)
EQC	Climatologia mensal (2003-2010) das emissões do experimento EQD
EQZ	Não consideradas

3.3.1 Emissões dos aerossóis

As emissões das espécies de aerossóis SU (via SO_2), BC e OC, referente à fonte de queima de biomassa, utilizadas para inicializar os experimentos descritos na seção anterior, foram provenientes do chamado inventário rápido de emissão de focos (QFED - Sigla do inglês, *Quick Fire Emission Dataset*, Darmenov e Silva (2015)). No QFED, a quantidade de biomassa queimada é calculada a partir da potência radiativa do fogo (FRP - Sigla do inglês, *Fire Radiative Power*) derivada de observações de satélite e dos fatores de emissão para cada espécie aplicados para gerar as emissões de queimadas. O fator de emissão é um número empírico que fornece a quantidade de emissão de uma determinada espécie de aerossol ou de um dado composto químico em função da quantidade de biomassa queimada e da quantidade de energia radiativa emitida pelo fogo (KAUFMAN et al., 1996; VERMOTE et al., 2009; SCHROEDER et al., 2010; WOOSTER et al., 2005). A FRP e a localização dos incêndios foram obtidas a partir dos produtos dos espectrorradiômetro de imagens (MODIS

- Sigla do inglês, *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, nível 2*) a bordo dos satélites TERRA e AQUA (MOD14 e MYD14, respectivamente). Os fatores de emissão são os especificados por Andreae e Merlet (2001). O QFED baseia-se no método de correção de nuvem usado pelo Sistema Global de Assimilação de fogo (GFAS - Sigla do inglês, *Global Fire Assimilation System*, Kaiser et al. (2012)). As estimativas de emissões são ajustadas em função da profundidade óptica do aerossol, também derivada das observações do MODIS. Informações adicionais sobre o cálculo das emissões do QFED pode ser encontrado em Darmenov e Silva (2015).

O QFED é o inventário padrão para as emissões de queima de biomassa do sistema de previsão sazonal GEOS-S2S-2. As emissões médias diárias estão disponíveis na resolução de 0,25° x 0,3125° de latitude e longitude e em versões recentes em 0,1° x 0,1°. O sistema QFED produz emissões diárias quase em tempo real e também dispõe de um conjunto de dados históricos com médias mensais e climatologias de março de 2002 até o presente. Os produtos do QFED são distribuídos e mantidos pelo o GMAO/NASA. Para esta tese foram usados os dados com resolução espacial de 0.25°, que corresponde a versão 2.5.r.1.

Na Figura 3.6 mostra-se a média climatológica mensal para os meses de julho a novembro sobre a América do Sul das emissões dos carbonáceos (BC+OC) e sulfatos proveniente do QFED. Observou-se a variabilidade temporal e espacial das emissões de queimadas para a AS, evidenciando o pico das emissões no mês de setembro (Figura 3.6c). Em seguida, no mês de novembro, ocorre a migração das queimadas para o setor norte da região Nordeste do Brasil (Figura 3.6e), como resultado do início da estação chuvosa na porção sul da bacia Amazônica, e nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Na Figura 3.7 apresenta-se a variabilidade interanual das emissões, para a média na região de máxima AOD (15°S-5°S/70°W-50°W), para os meses de julho a novembro, contra sua climatologia. Note-se que existe uma variabilidade expressiva da quantidade de emissões ao longo dos anos (linha preta), quando comparada com as emissões climatológicas (linha vermelha).

As emissões de aerossóis de queima de biomassa são um subgrupo dos aerossóis carbonáceos e sulfatos, cuja fontes também incluem a combustão de combustíveis fósseis, o consumo de biocombustíveis, as erupções vulcânicas (para o SU) e as fontes biogênicas (para OC). A contribuição dessas demais fontes totalizam, em média, 16% do total de carbonáceos e sulfatos sobre a Amazônia. Neste trabalho, as emissões de carbonáceos e sulfatos dessas demais fontes foram prescritas a partir dos inventários descritos na Tabela 3.2.

Figura 3.6 - Distribuição espacial da média climatológica mensal (2003-2010) das emissões de carbonáceos (BC+OC) e sulfato para os meses de (a) julho, (b) agosto, (c) setembro, (d) outubro e (e) novembro, a partir do inventário QFED.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.7 - Variação anual média (2000-2015) e climatologia das emissões de biomassa (em $kgm^{-2}s^{-1}$) na região de máximas emissões (15S-5S/70W-50W), obtido a partir do inventário QFED.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.2 - Tipos dos aerossóis e respectivos inventários de emissões utilizados neste trabalho.

Tipo de aerosol	**Inventário/Fonte**	**Resolução**
Poeira	Emissões geradas pelo vento (GINOUX et al., 2001)	Modelo (GEOS)
Sal Marinho	Emissões geradas pelo vento	Modelo (GEOS)
Biogênico	Guenther et al. (1995)	Climatologia média mensal (2°x2.5°)
BC, OC, SU (via SO_2 e SO_4) (Queima de Biomassa)	QFED 2.5.r.1 Darmenov e Silva (2015)	Variação mensal e diária (2000-2015, 0.3125°x0.25°)
SU (via SO_2) (Vulcânico)	AeroCom fase 2 (HCA0 v2; Diehl et al. (2012)	Desgaseificação diária (1980 - presente) Erupções diárias (1980–2010)
SU (via SO_4), OC BC (Antropogênico)	AeroCom[a] fase 2 (HCA0 v2; Diehl et al. (2012)	Variação anual (1°x1°)
SU (via SO_2) (Antropogênico)	EDGARv4.2[b] (EUROPEAN COMMISSION, 2011)	Variação anual (0.1°x0.1°)
SU (via SO_2) (Navios Internacionais)	EDGARv4.1[b] (EUROPEAN COMMISSION, 2010)	Variação anual (1°x1°)
SU (via SO_4), OC BC (Navios Internacionais)	AeroCom[a] fase 2 (HCA0 v1; Diehl et al. (2012)	Variação anual (1°x1°)
SU (via SO_2) (aeronaves)	AeroCom[a] Phase II (HCA0 v1; Diehl et al. (2012))	Variação mensal (1°x1°)
DMS	Lana et al. (2011)	Climatologia média mensal (1°x1°)

[a]Comparação de aerossóis entre observações e modelos (AeroCom - Sigla do inglês, *Aerosol Comparisons between Observations and Models*, https://aerocom.met.no/).
[b]Banco de dados de emissões para a Pesquisa Atmosférica Global (EDGAR - Sigla do inglês, *Emissions Database for Global Atmospheric Research*).

3.4 Dados utilizados na avaliação das previsões

3.4.1 MERRA-2

Os dados de reanálises do MERRA-2 (GELARO et al., 2017; RANDLES et al., 2017) representam o estado-da-arte em assimilação de dados globais, utilizando a era moderna dos satélites (BOSILOVICH et al., 2015) e recentes avanços no sistema de assimilação de dados desenvolvido no GMAO/NASA. As principais melhorias contidas na reanálise MERRA-2 em relação à reanálise MERRA (RIENECKER et al., 2011) são: uma atualização no sistema de assimilação de dados (MOLOD et al., 2015); inclusão de novas observações (KOSTER et al., 2016); alterações no MCGA/GEOS, para conservar a massa atmosférica de ar seco e o balanço de água líquida(TAKACS et al., 2016); melhorias na sistema hidrológico, utilizando precipitação corrigida ao invés da precipitação gerada pelo modelo (REICHLE; LIU, 2014); e a inclusão da assimilação de aerossóis, através do acoplamento de um modelo de transporte e remoção de aerossóis, interativos com o sistema atmosférico (uma característica que não estava presente na reanálise MERRA). Com esse acoplamento os campos de aerossóis são simulados com seus efeitos radiativos e de microfísica retroalimentando os campos meteorológicos, e vice-versa. (RANDLES et al., 2017).

A reanálise MERRA-2 foi produzida utilizando o modelo GEOS e o Sistema de Assimilação de Dados Atmosféricos (ADAS - Sigla do inglês, *Atmospheric Data Assimilation System, version* 5.12.4). O sistema de análise é o de Interpolação Estatística por ponto de grade (GSI - Sigla do inglês, *Gridpoint Statistical Interpolation*), onde as análises são incrementadas a cada 6 horas (WU et al., 2002). A resolução espacial da reanálise é de 0,5° x 0,625° de latitude e longitude, respectivamente, e 72 níveis verticais de vão da superfície até 0,01 hPA. Diversas variáveis são fornecidas pela reanálise MERRA-2 como, vento, temperatura, umidade, fluxos de superfícies, etc. Além das variáveis meteorológicas, o MERRA-2 fornece campos de AOD, taxas de deposição, razão de mistura, dentre outras variáveis, para as cinco espécies de aerossóis tratadas pelo módulo de aerossol GOCART. Os dados do MERRA-2 estão disponíveis desde 1980 até o presente.

A assimilação de produtos de aerossóis envolve uma identificação minuciosa da qualidade dos dados e da remoção de viés. O GEOS assimila dados de AOD de diversos sensores a bordo de satélites, esses dados são corrigidos pelo viés dos dados do sensor MODIS. Além dos dados do MODIS (também corrigidos, conforme será descrito na próxima seção), o GEOS também assimila os dados do radiômetro de alta resolução (AVHRR - Sigla do inglês, *Advanced Very High Resolution Radiometer*). A

correção de viés do AVHRR é feita com base nos dados de AOD do sensor MODIS. O sistema também assimila os dados de AOD do Espectro-Radiômetro de Imagens Múltiplas (MISR, Sigla do inglês, *Multi-angle Imaging SpectroRadiometer*, Kahn et al. (2005)), sobre superfícies com albedo maior que 0.15, e dados de AOD da rede AERONET. A quantidade de dados de AOD assimilados pelo MERRA-2 pode ser visto na Figura 3.8. Uma descrição completa sobre o processo de assimilação dos aerossóis na reanálise MERRA-2 encontra-se em Randles et al. (2017).

Figura 3.8 - Média mensal global das observações do AOD do AVHRR, MODIS TERRA (MODL) e oceano (MODO), MODIS AQUA sobre a terra (MYDL) e oceano (MYDO), MISR e AERONET.

Fonte: Randles et al. (2016).

3.4.2 MODIS-NNR

Os sensores MODIS a bordo dos satélites TERRA (lançado em 18 de dezembro de 1999) e AQUA (lançado em 4 de maio de 2002) fornecem campos instantâneos do AOD sobre o continente e oceanos. O TERRA realiza sua passagem sobre o equador em direção ao sul às 10:30 (hora local) e o AQUA realiza a mesma em direção ao norte em torno das 13:30 (hora local). O produto de AOD do MODIS é obtido através do algoritmo de recuperação que seleciona os pixels escuros (*Dark Target*) com resolução de 10 km e 3km (REMER et al., 2005).

Neste trabalho foram utilizados os dados de AOD do sensor MODIS com viés já corrigido, que é o mesmo produto assimilado pela reanálises MERRA-2 (RANDLES et al., 2017). O algoritmo para a correção do viés envolve uma identificação cautelosa de nuvens e utiliza um sistema de rede neural para traduzir as refletâncias observadas, sem nuvens, em AOD, e esses dados também são calibrados pelos dados da AERONET. Esse produto é denominado de recuperações por rede neural (NNR – Sigla do inglês, *Neural Net Retrieval*). Sendo assim, o AOD do MODIS NNR é o produto corrigido a partir das recuperações operacionais do AOD do MODIS. Esse produto foi desenvolvido e mantido pela NASA. Além da correção de viés com base no esquema NNR, um controle de qualidade desse produto é realizado com base da metodologia descrita por Dee et al. (2001).

O desempenho das observações do AOD MODIS NNR foi avaliado em relação a outros conjuntos de dados observados. A técnica de pós-processamento NNR reduz os vieses em relação as observações de AOD da AERONET, em comparação com a assimilação das recuperações originais do MODIS (SAIDE et al., 2013). Além disso, em comparação com outros esquemas de correção de viés de AOD (ZHANG; REID, 2006), Saide et al. (2013) descobriram que as recuperações do NNR da NASA indica uma redução mais expressivas dos erros. Mais detalhes sobre o produto MODIS NNR encontra-se em Randles et al. (2017).

3.4.3 TRMM

Os dados de precipitação do satélite TRMM (TRMM - Sigla do inglês, *Tropical Rainfall Measuring Mission*, Simpson et al. (1996)) foram utilizados para avaliar a precipitação prevista pelo sistema de previsão climática GEOS-S2S-2. O algoritmo do produto de precipitação do TRMM combina as estimativas de precipitação por micro-ondas de vários sensores a bordo do satélite que são: o escaneador do visível e do infravermelho (VIRS - Sigla do inglês, *Visible and Infrared Scanner*), o imageador de micro-ondas passivo (TMI- Sigla do inglês, *TRMM Microwave Imager*), um radar de precipitação (PR – Sigla do inglês, *Precipitation Radar*), um detector de raios (LIS – Sigla do inglês, *Lightning Imaging Sensor*) e um sistema de radiação e nuvens (CERES – Sigla do inglês, *Clouds and Earth's Radiant Energy System*), além de estações pluviométricas de superfície (HUFFMAN et al., 2007).Utilizou-se dados do produto 3B43 com resolução espacial de 0.25° x 0.25° e resolução temporal de um mês. Devido a grande parte da chuva na região da Amazônia ser proveniente de nuvens quente, a base de dados do TRMM foi escolhida por melhor representar esse processo em relação a outros produtos de precipitação disponíveis.

3.5 Métodos para a avaliação dos experimentos

3.5.1 Impacto dos aerossóis

Avaliou-se os efeitos dos aerossóis de queimadas no clima sazonal e o impacto da utilização de inventários de emissões de queimadas com variabilidade diária relativo a utilização de emissões de queimadas climatológicas. Para tanto, comparou-se o AOD, bem como diversas variáveis meteorológicas, produzidas com os três diferentes experimentos descrito na Seção 3.3. Desta forma, os seguintes índices de avaliação foram considerados para cada uma das variáveis sob análise:

$$\Delta V_{\mathrm{EQD}} = V_{\mathrm{EQD}} - V_{\mathrm{EQZ}} \tag{3.1}$$

$$\Delta V_{\mathrm{EQC}} = V_{\mathrm{EQC}} - V_{\mathrm{EQZ}} \tag{3.2}$$

$$\Delta V_{\mathrm{D\text{-}C}} = V_{\mathrm{EQD}} - V_{\mathrm{EQC}} \tag{3.3}$$

Onde V representa as diversas variáveis analisadas, as quais incluem, mas não se limitam a: AOD, a forçante radiativa direta e indireta dos aerossóis de queimadas e as diversas variáveis meteorológicas.

Embora os experimentos tenham sido produzidos para um domínio global, os resultados foram analisados para o domínio da AS (Figura 3.9, 90°W-30°W;50°S-15°N) de forma espacial e em média na área. Para avaliar o AOD as médias foram calculada para a região de máxima AOD (denominada RMAOD), para os limites geográficos de 15°S-5°S e 70°W-50°W. Para avaliar o impacto médio dos aerossóis de queimadas na fração de cobertura de nuvens e nas variáveis meteorológicas foram selecionadas algumas áreas sobre a AS. As áreas selecionadas incluem, além da RMAOD (Figura 3.9), regiões remotas à fonte das emissões de queimadas como, uma região mais ao norte da RMAOD (denominada de RNAOD, entre os limites de 10°S-5°N;75°W-50°W, Figura 3.10) e uma mais ao sul (denominada de RSAOD, entre os limites de 35°S-15°S;65°W-45°W, Figura 3.10). Além das áreas mencionadas também calculou-se o impacto médio sobre todo o domínio da AS.

Figura 3.9 - Domínio da área de estudos e distribuição espacial climatológica do AOD para o trimestre ASO de 2000 a 2015 (em 550 nm), com destaque para as regiões de máxima AOD (RMAOD). Os dados de AOD são provenientes do conjunto de reanálises MERRA-2 (GELARO et al., 2017; RANDLES et al., 2017)

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.10 - Domínio da área de estudos e distribuição espacial climatológica da fração de cobertura de nuvens total (%) para o trimestre ASO de 2000 a 2015, com destaque para as regiões adjacentes a fonte de queimadas, a RNAOD (10°S-5°N;75°W-50°W) e a RSAOD (35°S-15°S;65°W-45°W). Os dados da fração de cobertura das nuvens são provenientes do conjunto de reanálises MERRA-2 (GELARO et al., 2017; RANDLES et al., 2017).

Fonte: Produção do autor.

As mudanças nas variáveis devido ao impacto das emissões dos aerossóis queimadas para os experimentos EQD (M_{EQD}) e EQC (M_{EQC}) e, devido a prescrição das emissões ($M_{D\text{-}C}$), também foram calculadas, como uma outra forma de avaliar quantitativamente os resultados deste trabalho. Os índices M_{EQD}, M_{EQC}, e $M_{D\text{-}C}$ foram calculados para a média nas áreas RMAOD, RNAOD e RSAOD e expressos em porcentagem.

$$M_{\mathrm{EQD}}(\%) = \frac{EQD - EQZ}{EQZ} * 100 \tag{3.4}$$

$$M_{\mathrm{EQC}}(\%) = \frac{EQC - EQZ}{EQZ} * 100 \tag{3.5}$$

$$M_{\text{C-D}}(\%) = \frac{EQC - EQD}{EQD} * 100 \tag{3.6}$$

3.5.2 Cálculo da forçante radiativa direta e indireta dos aerossóis

A forçante radiativa (FR) é uma métrica comumente utilizada para avaliar o impacto de um agente forçante sobre o clima. O conceito de FR é atribuído às perturbações impostas ao balanço global de energia, em unidades de Wm-2, que pode levar tanto ao aquecimento do planeta (denominada de forçante positivas) quanto ao resfriamento (denominada de forçante negativa) (IPCC, 2013).

Neste trabalho de tese, define-se o cálculo da forçante radiativa direta dos aerossóis de queimadas (ADF – Sigla do inglês, *Aerosol Direct Forcing*) como sendo a diferença do fluxo de radiação de ondas curtas líquido (ROC) das simulações EQD e EQC em relação a simulação EQZ, assumindo condições de céu claro (i.e., excluindo o efeito das nuvens). Calculou-se a ADF no topo da atmosfera (TOA), na superfície (SUP) e ao longo da atmosfera (ATM). Obteve-se a ADF na atmosfera através da subtração da ADF no TOA e na SUP. Ou seja:

$$ADF_{cam}^{EQD} = ROC_{cam}^{EQD} - ROC_{cam}^{EQZ} \tag{3.7}$$

$$ADF_{cam}^{EQC} = ROC_{cam}^{EQC} - ROC_{cam}^{EQZ} \tag{3.8}$$

Onde cam refere-se as camadas da atmosfera como, TOA, SUP ou ATM.

Definiu-se a forçante radiativa das nuvens (CRF – Sigla do inglês, *Cloud Radiative Forcing*) no topo da atmosfera, para as simulações EQD, EQC e EQZ, como sendo a diferença entre o fluxo de ROC líquido sem a presença de aerossóis ($\text{ROC}_{\text{sem-aero}}$) e o fluxo de ROC líquido para céu claro e sem aerossol ($\text{ROC}_{\text{céu-claro/sem-aero}}$). Ou seja:

$$CRF_{EQD}^{TOA} = ROC_{EQD}^{sem-aero} - ROC_{EQD}^{céu-claro/sem-aero} \tag{3.9}$$

$$CRF_{EQC}^{TOA} = ROC_{EQC}^{sem-aero} - ROC_{EQC}^{céu-claro/sem-aero} \tag{3.10}$$

$$CRF_{EQZ}^{TOA} = ROC_{EQZ}^{sem-aero} - ROC_{EQZ}^{céu-claro/sem-aero} \tag{3.11}$$

Finalmente, definiu-se a forçante radiativa indireta dos aerossóis de queimadas (AIF – Sigla do inglês, *Aerosol Indirect Forcing*) dos experimentos EQD e EQC como sendo a diferença entre a CRF desses experimentos em relação a CRF do experimento EQZ. Ou seja:

$$AIF_{EQD} = CRF_{EQD} - CRF_{EQZ} \tag{3.12}$$

$$AIF_{EQC} = CRF_{EQC} - CRF_{EQZ} \tag{3.13}$$

Aqui, a AIF é a soma total do primeiro e do segundo efeito indireto dos aerossóis e do efeito semi-direto.

3.5.3 Métricas estatísticas

Embora a avaliação da previsão climática sazonal deva incluir, em geral, uma avaliação determinística e probabilística, o tamanho relativamente pequeno do número de membros do conjunto utilizado para produzir as previsões retrospectivas sazonais realizadas neste trabalho, limita a avaliação da qualidade do conjunto (através de métricas como, diagrama de confiabilidade, ROC Skill Score e Brier Score). Logo, a avaliação estatística das previsões retrospectivas baseou-se apenas em métricas determinísticas.

Para analisar a destreza do sistema GEOS-S2S-2, em prever as variáveis temperatura e precipitação, calculou-se as seguintes métricas determinísticas, tais como, viés, raiz do erro quadrático médio (RMSE - Sigla do inglês, *Root Mean Square Error*) e coeficiente de correlação de Pearson (CCP), as quais foram utilizadas na avaliação do desempenho do modelo. Esta avaliação quantitativa é importante para identificar os erros sistemáticos e a performance do modelo. Apresenta-se a distribuição espacial e a média na área dessas métricas. Calculou-se as médias para todo o continente Sul Americano e para as regiões RMAOD (Figura 3.9), RNAOD (Figura 3.10) e RSAOD (Figura 3.10).

O CCP é um índice que permite avaliar a intensidade de associação linear entre as anomalias previstas e observadas. A associação perfeita (i.e., coeficiente de correla-

ção igual a 1) refere-se às previsões e observações em fase e oscilando exatamente na mesma direção. No entanto, essa medida fornece apenas uma indicação da capacidade potencial da previsão pois a correlação não é sensível a erros de amplitude da previsão.

O viés é uma medida de precisão das previsões, que identifica os erros sistemáticos do modelo, evidenciando o quanto o modelo, em média, subestima ou superestima os valores observados. O viés pode assumir qualquer valor real, sendo que quanto mais próximo de zero menor é o erro sistemático. O RMSE indica a magnitude dos desvios. Quando menor (próximo de zero) for o RMSE melhor e a habilidade do modelo em realizar previsões. As expressões dessas medidas estão descritas na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 - Sumário das métricas estatísticas utilizadas

Medida de verificação	**Equação**
Viés	$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(P_i - O_i)$ (3.14)
RMSE	$\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(P_i - O_i)^2}$ (3.15)
CCP	$\frac{\sum_{i=1}^{N}(P_i - \overline{P})(O_i - \overline{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(P_i - \overline{O})^2(O_i - \overline{O})^2}}$ (3.16)

Em que P_i é o valor previsto no ano i, O_i é o valor observado no ano i e N é o número de anos previstos e observados (16 anos). $\overline{P}$ é a média dos valores previstos e $\overline{O}$ é a média dos valores observados.

4 IMPACTO DAS EMISSÕES DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA PREVISÃO CLIMÁTICA DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DOS AEROSSÓIS, PROPRIEDADES DAS NUVENS E FORÇANTE RADIATIVA DO AEROSSOL

Neste capítulo apresentou-se os resultados obtidos a partir dos experimentos numéricos descritos na Seção 3.3. Na Seção 4.1 descreveu-se a distribuição climatológica e variabilidade interanual do AOD sobre a AS. Na Seção 4.2 abordou-se o impacto dos aerossóis de queimadas nas propriedades das nuvens. Na Seção 4.3 descreveu-se o impacto dos aerossóis de queimadas na forçante radiativa direta e indireta do aerossol. Por fim, apresentou-se um resumo dos principais resultados discutidos neste capítulo na Seção 4.4.

Neste capítulo, enfocou-se as seguintes questões científicas, as quais suportam a hipótese central desta tese: (1) Qual o desempenho do sistema de modelagem numérica acoplada atmosfera-oceano-aerossol em representar a distribuição climatológica espaço-temporal da profundidade óptica dos aerossóis? (2) Qual impacto dos aerossóis de queimadas nas propriedades das nuvens e na forçante radiativa sobre a América do Sul? Como o método de prescrição do campo de emissão de queima de biomassa contribui para este impacto?

4.1 Profundidade óptica dos aerossóis

Na Figura 4.1 comparou-se a distribuição espacial climatológica da profundidade óptica dos aerossóis (AOD no canal de 550 nm), durante os meses de julho a novembro computados para o período de 2000 a 2015, simulados pelo sistema GEOS-S2S-2 (experimentos EQD e EQC apresentados nas colunas c e d) e o AOD derivado do produto MODIS-NNR (coluna a) e das reanálises MERRA-2 (coluna b). Inicialmente analisou-se o AOD total, o qual inclui as contribuições das 5 espécies de aerossóis (BC, OC, SU, DU e SS) simulado pelo GOCART para comparação com os dados de referência (MODIS-NNR e MERRA). Nesta primeira avaliação, o principal objetivo foi comparar o AOD produzido pelos experimentos numéricos com o AOD da reanálises MERRA-2 e com o produto MODIS-NNR. Os resultados do experimento EQZ não foram incluídos na comparação porque para este período, sobre região da AS, a contribuição dos aerossóis de queimadas é majoritária.

Em geral, a distribuição do padrão espacial médio mensal do AOD previsto pelo sistema GEOS-S2S-2 está de acordo com os dados do MERRA-2 e MODIS-NNR, capturando o padrão de variabilidade temporal e espacial das queimadas sobre a

AS. Os valores mais altos do AOD foram observados durante o mês de setembro, que corresponde ao pico das emissões de aerossóis sobre esta região (terceira linha da Figura 4.1). A migração no mês de novembro, já na transição da estação seca para a estação úmida, das fontes emissoras de queimadas para a região Norte da AS (quinta linha da Figura 4.1) também foi bem representada. Observou-se o impacto do padrão de circulação, típico do inverno austral, na distribuição espacial do AOD. O transporte dos aerossóis de queimadas da região de emissões para as direções Sul e Sudeste da AS, está associado ao padrão de circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que é canalizado para sul devido ao bloqueio topográfico dos Andes e aos Jatos de Baixos Níveis (JBN). A ASAS atua, principalmente, dando suporte à intensidade dos JBN. Os ventos alísios também contribuem com o transporte dos aerossóis para áreas distantes das fontes, conduzindo os aerossóis de queimadas para Oeste chegando a atingir o Peru e a Bolívia. O deslocamento típico da ZCIT para norte, durante a estação seca, contribui para o deslocamento da ASAS mais ao norte e oeste da AS. Com isso, os aerossóis que são transportados para oeste podem chegar até o Oceano Pacífico em torno da faixa latitudinal de 5°S, onde existe uma depressão na cordilheira dos Andes (FREITAS et al., 2005b; MARENGO et al., 2004).

Apesar da boa concordância da distribuição espacial dos aerossóis produzidos nos experimentos numéricos com o MERRA-2 e o MODIS-NNR, observou-se uma diferença de magnitude sobre algumas regiões específicas. O modelo, em ambos os experimentos, subestimou a magnitude do AOD em praticamente todo o território da AS, quando comparada as estimativas de satélite do produto MODIS-NNR, principalmente no mês de setembro (terceira linha da Figura 4.1). Esta subestimativa é, entretanto, artificial, isto é, apenas dois horários por dia estão disponíveis para gerar a média mensal do MODIS-NNR e esses horários são durante o pico diário das queimadas. Enquanto que, a média mensal do MERRA-2 é gerada a partir da média de dados com saídas a cada 3 horas. Logo, estamos comparando produtos com diferentes amostragens e estamos, neste caso, comparando somente a distribuição espacial. Para meses de outubro e novembro (quarta e quinta linha da Figura 4.1) observa-se uma redução na magnitude do AOD na região central da AS em decorrência do início da estação chuvosa dessa região, assim como, a migração do núcleo de maior concentração do AOD para a região Norte da AS. A magnitude do AOD simulado pelo sistema GEOS-S2S-2, em relação aos dados de referência MERRA-2, foi superestimada em alguns pontos específicos da RMAOD, durante os meses de julho a setembro e, subestimada para os outubro e novembro. No entanto, em média, a magnitude dos experimentos possui melhor concordância com as reanálises de MERRA-2, como era esperado.

Na Figura 4.2 ilustra-se os gráficos de dispersão da média mensal do AOD total, sobre RMAOD (ver Figura 3.9), para os experimentos EQD e EQC relativo aos dados da reanálise MERRA-2 e ao produto MODIS-NNR, para os meses de julho a novembro de 2000 a 2015. Notou-se que, em geral, há uma boa concordância entre o EQD e os dados de referência MODIS (Figura 4.2a) e MERRA-2 (Figura 4.2b). O coeficiente de correlação evidencia essa boa concordância, para ambos os dados de referência, verificou-se uma correlação em torno de 0.8, com o experimento EQD. Na Figura 4.2a os valores abaixo da reta indicam que, exceto para o mês de julho, o AOD total simulado subestimou os dados de referência MODIS-NNR. Apesar do experimento apresentar variabilidade interanual próxima a das estimativas de satélite, observou-se um valor de viés médio de -0.34. Para experimento EQC, Figura 4.2c,d, observou-se um padrão climatológico do AOD simulado e com baixos valores de correlação ao longo de todos os meses. A variabilidade interanual do AOD não é bem representada no EQC, indicando, como era esperado, uma associação muito intensa entre o cálculo do AOD e a prescrição do campo de emissão.

Figura 4.1 - Distribuição climatológica mensal (2000-2015) do AOD total (550nm), para os meses de julho a novembro derivada de (a) MODIS-NNR, (b) MERRA-2, e experimentos (c) EQD e (d) EQC. As linhas representam os meses, de cima para baixo, de julho a novembro. As regiões em branco na coluna (a) representam a ausência de dados.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.2 - Comparação do AOD total médio mensal na RMAOD (ilustrada na Figura 3.9) dos experimentos EQD e EQC, com os dados de referência MERRA-2 e MODIS-NNR para (a) MODIS x EQD, (b) MERRA-2 x EQD, (c) MODIS x EQC e (d) MERRA-2 x EQC. As cores indicam os meses de julho a novembro. As estatísticas referentes a comparação da média mensal (R, R^2, Bias e RMSE) agregando-se os dados dos 5 meses analisados é mostrada nas figuras. Note que, os gráficos estão plotados em escala logarítmica.

Fonte: Produção do autor.

Os meses com valores mais altos do AOD foram agosto, setembro e outubro (ASO) (Figura 4.1), portanto, as análises subsequentes focaram-se neste trimestre, o qual também será estudado nas próximas seções no contexto da previsão sazonal. Na

Figura 4.3 mostra-se a distribuição espacial média do AOD para o trimestre ASO simulados pelo sistema GEOS-S2S-2 (EQD e EQC) e do AOD derivado do produto MODIS-NNR e das reanálises MERRA-2. Para os experimentos numéricos EQD, EQC e reanálises MERRA-2 os valores máximos do AOD foram em torno de 0.5 (Figura 4.3b,c,d). Para as estimativas do satélite (através do produto MODIS-NNR), verificou-se valores máximos do AOD em torno de 0.7 (Figura 4.3a). Para a média na área RMAOD, observou-se uma subestimativa em torno 0.15 do AOD total modelado (EQD e EQC) e reanálises, quando comparada as estimativas do produto MODIS-NNR. Os valores médios na área foram 0.47($\pm$0.10), 0.35 ($\pm$0.06) e 0.31 ($\pm$0.08) para o MODIS-NNR, MERRA-2 e EQD/EQC, respectivamente (Figura 4.3e).

Figura 4.3 - Distribuição climatológica (2000-2015) do AOD total (550nm) para o trimestre ASO derivada do (a) MODIS-NNR, (b) MERRA-2, (c) EQD e (d) EQC. As regiões em branco na coluna (a) representam a ausência de dados. (e) Comparação da média do AOD total na RMAOD (retângulo vermelho) entre os experimentos numéricos e os dados de referência MERRA-2 e MODIS-NNR.

Fonte: Produção do autor.

Durante a estação seca, período desta análise, as emissões de aerossóis na Amazônia Legal são majoritariamente associadas as queimadas (através das espécies BC, OC e SU). Ainda assim, estima-se em média uma contribuição de 11% das demais espécies (como, DU e SS e carbonáceos e sulfatos de outras fontes além das queimadas) para o valor do AOD total. Portanto, para as análises seguintes, considerou-se somente

as espécies com contribuição majoritárias para o AOD total (BC, OC e SU) e, como dados de referência, as reanálises MERRA-2. As demais fontes que contribuem para as emissões das espécies BC, OC e SU nesta região totalizam 16% das emissões das referidas espécies, durante a estação seca. Daqui em diante, o AOD referente a essas espécies serão tratadas como AOD dos aerossóis de queimadas, devido à contribuição majoritária dessas fontes.

Na Figura 4.4 ilustra-se a distribuição espacial da concentração de carbonáceos e sulfato, em termos de AOD, no trimestre ASO, derivado do MERRA-2 e dos experimentos EQD e EQC. Os experimentos numéricos, EQD e EQC, apresentaram um padrão espacial climatológico semelhante, com uma ligeira tendência de superestimar os valores de AOD na RMAOD, quando comparados com os dados de referência MERRA-2. Para a média do AOD na RMAOD, percebeu-se uma ótima comparação dos resultados do experimento EQD com o MERRA-2 (R= 0.94 e R^2=0.88). Para o experimento EQC verifica-se a completa inexistência da variabilidade interanual (R= 0.46 e R^2=0.21), a qual é determinada pelo método de prescrição emissões de queimadas.

Na Figura 4.5 mostra-se o ciclo climatológico anual médio e a série temporal do AOD dos aerossóis de queimadas para os experimentos numéricos e a reanálises MERRA-2, sobre a RMAOD. Notou-se que, durante os meses de julho e agosto, o sistema GEOS-S2S-2 superestimou o AOD para ambos os experimentos (Figura 4.5a). No mês de setembro, pico das queimadas nesta região, a diferença média entre os resultados do modelo e do MERRA-2 foi menos expressiva. No entanto, o experimento EQD apresentou-se mais próximo do MERRA-2 em relação ao EQC. Nos meses de outubro e novembro os resultados dos experimentos numéricos tendem a subestimar a reanálise. Esta subestimativa pode estar associada aos processos de remoção úmida (via precipitação), visto que, esse é o período de início da estação chuvosa nesta região. A reanálise MERRA-2 utiliza uma precipitação corrigida, ao invés da precipitação gerada pelo modelo (REICHLE; LIU, 2014). Por outro lado, a previsão climática pode estar superestimando a precipitação observada e, consequentemente, o processo de remoção úmida do sistema MERRA-2.

Ambos os experimentos numéricos apresentaram praticamente a mesma magnitude para o AOD, em termos de média climatológica na área (Figura 4.5a). De forma que, o impacto da CI das emissões dos aerossóis de queimadas na previsão do AOD climatológico não foi expressivo. No entanto, considerando-se a variabilidade interanual, a previsão do AOD do experimento EQC apresentou, na maioria dos anos

analisados, uma amplitude menor em relação ao experimento EQD e ao MERRA-2 (Figura 4.5b). Para os eventos extremos de queima de biomassa (como, por exemplo, os anos de 2005 e 2010, Figura 4.5b), a amplitude do AOD do experimento EQC tende a se distanciar da média no mês de setembro (linha tracejada, média do AOD para setembro) em direção aos dados de referência (linha preta). Mesmo assim, os processos interativos de transporte e remoção não foram suficientes para conduzir o AOD para valores mais próximos dos reproduzidos pela reanálise e pelo experimento EQD. Este resultado é consistente com o campo de emissão que foi prescrito através da climatologia mensal para o EQC (linha vermelha). Com isso, os altos valores do AOD do experimento EQC foram suavizados. Para o experimento controle (EQD, linha azul) a magnitude e variabilidade interanual do AOD foi reproduzida de forma mais realista quando comparada ao MERRA-2 (linha preta). Essa análise comprova o impacto do uso de climatologias de emissões de queima de biomassa ao invés de emissões que representem a variabilidade interanual, na previsão do AOD.

Figura 4.4 - Distribuição climatológica (2000-2015) do AOD dos aerossóis de queimadas (550nm), que são as espécies majoritárias, para o trimestre ASO derivado do (a) MERRA, (b) experimento EQD e (c) experimento EQC. (d) Comparação da média do AOD sobre a RMAOD (Figura 3.9) entre os experimentos numéricos e o conjunto MERRA-2

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.5 - (a) Ciclo anual climatológico médio (2000-2015) do AOD dos aerossóis de queimadas sobre RMAOD (área ilustrada na Figura 3.9) para o EQD (linha azul, julho-novembro), EQC (linha vermelha, julho-novembro) e MERRA-2 (linha preta, janeiro-dezembro). (b) série temporal de 2000 a 2015 para os meses de julho a novembro do AOD para EQD (linha azul, julho-novembro), EQC (linha vermelha, julho-novembro) e MERRA-2 (linha preta, julho-novembro). A linha tracejada é a média do mês de setembro referente ao conjunto MERRA-2.

Fonte: Produção do autor.

4.2 Propriedades das nuvens

Nesta seção, comparou-se as frações de coberturas e propriedades das nuvens para os experimentos EQZ, EQC e EQD. Na Figura 4.6 mostra-se a distribuição espacial climatológica da fração de cobertura de nuvens total (i.e., incluindo nuvens baixas, médias e altas), durante o trimestre ASO (2000-2015), para os experimentos EQZ, EQC e EQD. Observou-se um total de cobertura de nuvens mais expressivo sobre a região Norte da AS, com um total de cobertura acima de 50%. Sobre o setor centro-sul da AS, principalmente sobre a região Centro-Oeste do Brasil e setor oeste das regiões Sul e Sudeste, observou-se valores de cobertura de nuvens total entre 30 e 50%. A região semiárida do NEB é a região com menor fração de cobertura de nuvens, com valores abaixo de 30%.

Na Tabela 4.1 mostra-se as alterações médias para as frações de cobertura de nuvens baixas (FCNB), médias (FCNM), altas (FCNA) e total (FCNT), induzida pelos aerossóis de queimadas, para as diferentes áreas mencionadas, cujo resultados serão discutidos ao longo deste capítulo.

Figura 4.6 - Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da fração de cobertura de nuvens total (FCNT, %) durante ASO para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.1 - Diferença média entre os experimentos com e sem a inclusão dos aerossóis de queimadas para cobertura de nuvens baixas (FCNB), médias (FCNM), altas (FCNA) e total (FCNT). Os valores entre parênteses representam a porcentagem de mudança em relação ao experimento EQZ (M_{EQD} e M_{EQC}) e em relação ao método de prescrição das emissões ($M_{C\text{-}D}$). As médias foram calculadas sobre a RMAOD, RNAOD, RSAOD e para o domínio da AS, para trimestre de ASO de 2000 a 2015.

	Δ_{EQD} (M_{EQD})	Δ_{EQC} (M_{EQC})	$\Delta_{D\text{-}C}$ ($M_{C\text{-}D}$)
		RMAOD	
FCNB (%)	0.06 (0.50)	0.38 (2.80)	-0.31 (2.28)
FCNM (%)	0.45 (4.23)	0.91 (8.49)	-0.45 (4.08)
FCNA (%)	1.84 (4.99)	2.96 (8.01)	-1.11 (2.87)
FCNT (%)	1.61 (3.27)	2.86 (5.82)	-1.25 (2.46)
		RNAOD	
FCNB (%)	0.16 (1.19)	0.23 (1.64)	-0.06 (0.44)
FCNM (%)	0.71 (6.27)	0.88 (7.78)	-0.17 (1.41)
FCNA (%)	2.06 (5.03)	2.29 (5.58)	-0.22 (0.52)
FCNT (%)	1.98 (3.72)	2.26 (4.26)	-0.28 (0.51)
		RSAOD	
FCNB (%)	-0.35 (-2.04)	-0.16 (-0.95)	-0.19 (1.12)
FCNM (%)	-0.01 (-0.11)	-0.17 (-1.16)	0.15 (-1.05)
FCNA (%)	-0.75 (-2.57)	-0.74 (-2.53)	-0.01 (0.04)
FCNT (%)	-0.93 (-2.09)	-0.75 (-1.69)	-0.17 (0.41)
		AS	
FCNB (%)	-0.14 (-0.53)	-0.07 (-0.28)	-0.06 (0.24)
FCNM (%)	0.18 (1.42)	0.19 (1.46)	-0.004 (0.03)
FCNA (%)	0.25 (0.86)	0.24 (0.83)	0.009 (-0.03)
FCNT (%)	0.04 (0.09)	0.15 (0.28)	-0.10 (0.19)

Na Figura 4.7 apresenta-se as diferenças espaciais na quantidade de nuvens baixas, médias e altas, induzidas pelos aerossóis de queimadas. A $\Delta FCNB_{EQD}$ (i.e., a diferença da FCNB entre os experimentos EQD e EQZ, Figura 4.7a) foi pouco expressiva sobre a região Central e Norte do Brasil, alcançando diferenças que variaram entre -0.5% e 0.5%. Sobre a costa leste do NEB, extremo Norte da AS e setor centro-leste do Peru, Bolívia e Paraguai, percebeu-se um aumento da fração de cobertura das nuvens baixas, induzidas pelos aerossóis de queimadas, através do experimento EQD. Ao longo da costa leste da região Sudeste e Sul do Brasil e em direção ao Planalto Central (centrado em 15°S-45°W) e setor sul da região

Sul da AS (principalmente, sobre o território Argentino), verificou-se uma redução da nebulosidade de baixos níveis, com diferenças de até 4%, quando considerada a presença dos aerossóis de queimadas na previsão climática sazonal (experimento EQD, Figura 4.7a). Sobre os Oceanos Pacífico Sul (região da Alta Subtropical do Pacífico Sul - ASPS) e Atlântico Norte em direção a região Caribenha (centrado em 5°N-45°W) e abaixo de 40°S, também notou-se uma redução da FCNB de até 4%, induzidas pelos aerossóis de queimadas.

Ainda na Figura 4.7, a $\Delta FCNB_{EQC}$ (i.e., a diferença da FCNB entre os experimentos EQC e EQZ, 4.7b) apresentou um padrão espacial semelhante ao da $\Delta FCNB_{EQD}$ (Figura 4.7a). Exceto para a região Centro-Oeste do Brasil, onde observou-se um sinal oposto em relação a $\Delta FCNB_{EQD}$. Sobre esta região a FCNB foi aumentada na presença dos aerossóis de queimada, enquanto que, para o experimento EQD a FCNB foi reduzida. De modo geral, em todo o setor norte da AS (ao norte de 10°S) observou-se um aumento na FCNB, induzida pelos aerossóis de queimadas. Na costa leste das regiões Sul e Sudeste do Brasil, notou-se uma redução da nebulosidade (Figura 4.7b), porém, de menor magnitude do que a observada para a $\Delta FCNB_{EQD}$ (Figura 4.7a). No setor Sul da AS, sobre o estado do Rio Grande do Sul, Uruguai, Argentina e Chile, verificou-se também uma redução da FCNB. No entanto, essa redução foi mais expressiva para o experimento EQC ($\Delta FCNB_{EQC}$, Figura 4.7b).

A diferença na FCNB entre os experimentos EQD e EQC ($\Delta FCNB_{D\text{-}C}$, Figura 4.7c), foi mais expressiva sobre a costa leste das regiões Sul e Sudeste do Brasil e Planalto Central e sobre a região da ASPS, alcançando diferenças de até 2% na FCNB (i.e., no experimento EQC, há uma FCNB maior do que o observado no experimento EQD). Sobre a região Sul da AS (ao sul de 30°S) e leste do NEB observou-se uma redução na FCNB, quando as emissões dos aerossóis de queimadas foram prescritos através da climatologia mensal (EQC) em relação a prescrição diária (EQD).

A mudança média na quantidade de nuvens baixas para o experimento EQD em relação ao EQZ foi mais expressiva sobre a RSAOD, com valor médio de -2.04% (i.e., ocorreu uma mudança de 2.04% na redução da FCNB, quando inserida a forçante dos aerossóis de queimadas, Tabela 4.1). Na RNAOD, a inclusão dos aerossóis contribuiu para elevar a cobertura de nuvens baixas sobre esta região. Notou-se uma mudança média de 1.19% (i.e., ocorreu uma mudança em torno de 1% no aumento da FCNB, Tabela 4.1). Sobre a RMAOD percebeu-se também um aumento da FCNB, porém, pouco expressivo, menor que 0.5%. O impacto médio da inclusão dos aerossóis sobre o domínio da AS, através do experimento EQD, contribuiu para uma redução da

FCNB. No entanto, esta contribuição foi pouco expressiva, em torno de -0.5%.

O impacto do método de prescrição das emissões de queimadas no sistema GEOS-S2S-2, foi mais relevante sobre as regiões RMAOD e RSAOD, com valores de 2.28% e 1.12%, respectivamente. Quando as emissões foram inseridas de forma climatológica, através do experimento EQC, a $\Delta FCNB_{EQC}$ na RMAOD foi de maior magnitude, quando comparada a $\Delta FCNB_{EQD}$ (i.e., a FCNB foi aumentada com maior magnitude para o experimento EQC). Sobre a RSAOD observou-se que, o $\Delta FCNB_{EQC}$ foi de menor magnitude quando comparado ao $\Delta FCNB_{EQD}$, ou seja, a redução da FCNB no experimento EQC foi de menor magnitude do que para experimento EQD. Nas demais áreas o impacto da prescrição das emissões foi pouco relevante (Tabela 4.1).

Na análise de FCNM (Figura 4.7d-f), através da diferença entre os experimentos EQD e EQZ, observou-se um aumento da nebulosidade dos níveis médios, induzido pelos aerossóis de queimadas, sobre praticamente todo o território da Amazônia legal, região Norte da AS, Paraguai e Uruguai, onde a $\Delta FCNM_{EQD}$ alcançou valores de até 3% (Figura 4.7d). Sobre as demais áreas continentais da AS a inclusão dos aerossóis acarretou em uma leve redução da FCNM (Figura 4.7d). Para diferença na FCNM entre os experimentos EQC e EQZ, $\Delta FCNM_{EQC}$ (Figura 4.7e), notou-se um padrão espacial semelhante ao observado na $\Delta FCNM_{EQD}$ (Figura 4.7d), apenas com destaque para a magnitude da $\Delta FCNM_{EQC}$ (Figura 4.7e), que foi aumentada em algumas áreas, quando comparada a $\Delta FCNM_{EQD}$ (Figura 4.7d). O impacto do método de prescrição das emissões de queimadas foi mais relevante sobre a região central do Brasil. Isto é, quando as emissões foram prescritas através da climatologia mensal, experimento EQC, a FCNM foi aumentada em relação ao experimento EQD, onde as emissões foram prescritas pela sua variabilidade diária (Figura 4.7f).

As alterações médias mostraram-se mais relevante sobre a RNAOD, onde a inclusão dos aerossóis no sistema de previsão climática S2S ocasionou um aumento de 6.27% na FCNM, para o experimento EQD em relação ao EQZ (Tabela 4.1). Nas demais áreas de estudo RMAOD, RSAOD e AS, as mudanças foram de 4.23%, -0.11% e 1.42%, respectivamente (Tabela 4.1). Apenas sobre a RSAOD observou-se uma redução da nebulosidade nos médios níveis da atmosfera, devido à inclusão dos aerossóis de queimadas. O impacto do método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas teve maior expressividade sobre a RMAOD, onde a diferença das alterações entre o experimento EQD e EQC, na FCNM, foi de 4.08% (i.e., a magnitude do aumento da $\Delta FCNM_{EQC}$ dobrou em relação a $\Delta FCNM_{EQD}$). Sobre a RNAOD a magnitude do aumento ΔFCNM foi em torno de 1%. Para a RSAOD

observou-se uma redução também com valores em torno de 1% (i.e., a FCNM foi reduzida com maior magnitude quando as emissões foram inseridas através da climatologia mensal). Para o domínio da AS o método de prescrição das emissões não foi relevante.

O impacto dos aerossóis de queimadas, através do experimento EQD, induz a um elevado acréscimo na FCNA (Figura 4.7g), principalmente, sobre a porção centro-norte da AS (ao norte de 10°S), onde a $\Delta FCNA_{EQD}$ alcançou valores de até 8%. Sobre a porção centro-sul da AS (ao sul de 10°S), observou-se uma redução de até 3% da FCNA para experimento EQD em relação ao EQZ. Com exceção do setor oeste da Argentina e território Chileno em direção a ASPS, onde notou-se um aumento da nebulosidade nos altos níveis. O padrão espacial da $\Delta FCNA_{EQC}$ (Figura 4.7h) é similar ao da $\Delta FCNA_{EQD}$ (Figura 4.7g), diferindo apenas na magnitude. Em praticamente todo o território brasileiro a $\Delta FCNA_{D\text{-}C}$ foi negativa, indicando um aumento mais expressivo da FCNA para o experimento EQC em relação ao EQD. A $\Delta FCNA_{D\text{-}C}$ (Figura 4.7i), foi mais expressiva sobre o setor sul da região Norte da AS, alcançando diferenças de até 3% na FCNA (i.e., no experimento EQC, há uma FCNA maior do que observou-se no experimento EQD).

As mudanças na FCNA, induzida pelos aerossóis de queimadas, através do experimento EQD, foram de 4.99%, 5.03%, -2.57% e 0.86% para as regiões RMAOD, RNAOD, RSAOD e AS, respectivamente (Tabela 4.1). Sobre as regiões RMAOD e RNAOD, percebeu-se um aumento mais expressivo da FCNA, na presença dos aerossóis de queimadas. Para a região mais ao sul da fonte de emissões de queimadas na AS, a RSAOD, a nebulosidade dos níveis altos foi reduzida em 2.57%, induzida pelos aerossóis de queimadas. O impacto do método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas mostrou-se mais relevante sobre RMAOD, onde a magnitude do aumento na $\Delta FCNA$ para o experimento EQC praticamente dobrou em relação ao experimento EQD. Para o domínio da AS o método de prescrição das emissões não foi relevante no campo da FCNA.

O padrão climatológico espacial das alterações na FCNT (Figura 4.7j-m), induzida pelos aerossóis de queimadas, reflete basicamente a configuração observada para os altos níveis da atmosfera (Figura 4.7g-i). Com exceção da região da ASPS, onde notou-se uma configuração semelhante às alterações observadas no campo das nuvens baixas (Figura 4.7a-c). Em suma, o impacto da inclusão dos aerossóis de queimadas na previsão climática sazonal acarretou alterações na FCN nos diversos níveis da atmosfera, sendo mais relevantes no campo das nuvens altas e sobre a RNAOD.

Na Figura 4.8 apresenta-se os perfis verticais da cobertura de nuvens, do tamanho do raio das gotículas de nuvens líquidas e de gelo e da concentração de partículas de nuvens líquidas e de gelo. Calculou-se os perfis médios sobre a RNAOD (Figura 3.10), onde o impacto da inclusão dos aerossóis de queimadas foi mais expressivo (Tabela 4.1). As alterações nas camadas de nuvens, induzida pelos aerossóis de queimadas, foram mais expressiva nos altos níveis da atmosfera (acima de 400 hPa, Figura 4.8a) conforme também observado na Figura 4.7. Em geral, o experimento EQC possui mais nuvens em relação ao EQD, em todos os níveis, sendo que as diferenças na quantidade de nuvens são mais acentuadas nos altos níveis. Observou-se uma redução do raio efetivo das gotas de água líquida (Re_{liq}) para os experimentos EQD (linha azul) e EQC (linha vermelha) em relação ao EQZ (Figura 4.8b). Essa redução acontece, principalmente, entre os baixos e médios níveis (até próximo de 500 hPa). Acima de 400 hPa percebeu-se uma inversão no tamanho do raio das gotículas, sendo que, na presença de aerossóis de queimadas (experimentos EQD e EQC) o raio das gotículas são maiores do que na simulação sem aerossóis de queimadas (experimento EQZ). Com a redução Re_{liq}, observou-se também o aumento do número de partículas em nuvens líquidas (Figura 4.8d), devido à presença dos aerossóis (experimentos EQD e EQC). O aumento da concentração de partículas e, consequentemente, a redução do raio efetivo das gotículas estão de acordo com a descrição do efeito indireto dos aerossóis nas propriedades das nuvens, conforme sugerido por Twomey (1977), Albrecht (1989), Rosenfeld (2000), Stevens e Feingold (2009). Notou-se que, o raio efetivo das partículas de gelo foi levemente reduzido, na presença dos aerossóis de queimadas (Figura 4.8c), assim como, o número das partículas de gelo (Figura 4.8e).

Figura 4.7 - Distribuição espacial climatológica para ASO (2000-2015) das alterações na fração de cobertura das nuvens (%), devido aos impactos dos aerossóis de queimadas. (a-c) fração de cobertura das nuvens baixas (FCNB), (d-f) fração de cobertura das nuvens médias (FCNM), (g-i) fração de cobertura das nuvens altas (FCNA) e (j-m) fração de cobertura total das nuvens (FCNT). A coluna da esquerda refere-se ao ΔFCN_{EQD}, a coluna central ao ΔFCN_{EQC} e a coluna da direita ao $\Delta FCN_{D\text{-}C}$

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.8 - Perfil vertical médio para (a) cobertura de nuvens (FCN,%), (b) raio efetivo das gotículas de nuvens líquidas (Re_{liq}, μm), (c) raio efetivo das partículas de gelo (Re_{gelo} μm), (d) número de partículas em nuvens líquidas (NPNL, m^{-3}) e (e) número de partículas em nuvens de gelo (NPNG, m^{-3}). As médias foram calculadas para a RNAOD (Figura 3.10).

Fonte: Produção do autor.

4.3 Forçante radiativa do aerossol

Na Figura 4.9 apresenta-se a distribuição espacial da climatologia da forçante radiativa direta dos aerossóis (ADF) para céu claro no topo da atmosfera, na superfície e ao longo da atmosfera, sobre a AS, estimada a partir dos experimentos numéricos EQD, EQC e EQZ. A inclusão dos aerossóis de queimadas, através do experimento EQD (Figura 4.9a), resulta em uma ADF^{TOA}_{EQD} negativa (i.e., mais radiação está sendo espalhada de volta para o espaço no experimento EQD), com uma distribuição espacial semelhante à distribuição do AOD (Figura 4.2), alcançando valores de até -8 Wm^{-2}, para condições de céu claro. O padrão espacial da ADF^{TOA}_{EQC} é semelhante ao ADF^{TOA}_{EQD}, no entanto, em algumas áreas a magnitude da ADF^{TOA}_{EQC} é maior, quando comparada ao ADF^{TOA}_{EQD}, alcançando até -10 Wm^{-2} (Figura 4.9b). As diferenças entre a ADF^{TOA} dos experimentos EQD e EQC foram mais expressiva sobre a área do arco do desflorestamento (Figura 2.9), alcançando uma diferença na magnitude em torno de 1 Wm^{-2} (Figura 4.9c).

Sobre algumas áreas ao longo da Cordilheira dos Andes, onde há cobertura de neve, a ADF^{TOA} é positiva. Essa inversão de sinal sobre os Andes pode estar associada à redução da quantidade de neve fresca que, consequentemente, reduz a refletividade da radiação solar incidente. Essa redução da neve pode estar associada a um aumento na temperatura da superfície observada sobre a região dos Andes (ver Figura 5.1), quando incluído os aerossóis de queimadas. Esse aumenta na temperatura da superfície pode estar associado a redução de nuvens que observou-se em algumas áreas ao longo da Cordilheiras dos Andes (Figura 4.7).

Avaliou-se a ADF^{TOA} média sobre a RMAOD, devido ao efeito direto dos aerossóis estar concentrado sobre esta região e, também avaliou-se ADF^{TOA} sobre todo o domínio da AS. Para a RMAOD as estimativas médias da ADF^{TOA} foram de -4,75 Wm^{-2}, -5.21 Wm^{-2} para os experimentos EQD e EQC, respectivamente (Tabela 4.2). A $\Delta ADF^{TOA}_{D\text{-}C}$ foi de 0.46 Wm^{-2}, indicando uma mudança em torno de -8% na ADF^{TOA}, devido ao método de prescrição das emissões de queimadas no sistema S2S-2 (Tabela 4.2). Sobre a AS notou-se que, a ADF^{TOA} foi torno de -1 Wm^{-2}, para ambos os experimentos (EQD e EQC).

Para a ADF^{SUP} observou-se uma redução do fluxo de radiação de ondas curtas que atingiu a superfície (Figura 4.9d-e). Assim como, a para ADF^{TOA}, porém, com maior magnitude. O padrão espacial dos maiores valores da ADF^{SUP} assemelhou-se ao padrão do AOD (Figura 4.2). A quantidade de energia solar na superfície diminuiu em até 30 Wm^{-2} nos experimentos EQD (Figura 4.9d) e EQC (Figura

4.9e), devido à presença dos aerossóis na atmosfera. Sendo que, para a ADF^{SUF}_{EQC}, os valores máximos cobrem uma área maior em relação a ADF^{SUF}_{EQD}. Observou-se uma diferença de até 3 Wm^{-2} (Figura 4.9f) entre a ADF^{SUP} para dos experimentos EQD e EQC.

O efeito médio observado sobre RMAOD, foi uma redução em torno de 16.34 Wm^{-2} e 17.04 Wm^{-2} para o ADF^{SUF}_{EQD} e ADF^{SUF}_{EQC}, respectivamente. O impacto do método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas ocasionou uma mudança de -3.38% da ADF^{SUP}, ou seja, houve uma redução maior da ADF^{SUP} no experimento EQC. Para AS o efeito dos aerossóis na ADF^{SUP} foi uma redução em torno de 3.5 Wm^{-2}, para ambos os experimentos. Sobre o domínio da AS, o efeito da prescrição das emissões não foi tão expressivo quanto na RMAOD (Tabela 4.2).

Na análise da ADF^{ATM} verificou-se um aquecimento da atmosfera, tanto para o experimento EQD quanto para o EQC (Figura 4.9g-h). Os maiores valores foram notados sobre a RMAOD, alcançando até 15 Wm^{-2}. A $\Delta ADF^{ATM}_{D\text{-}C}$ alcançou valores de até 2 Wm^{-2} (Figura 4.9i) sobre a região do arco do desflorestamento, indicando que em algumas áreas a atmosfera foi mais aquecida pelos aerossóis no experimento EQC. A média da ADF^{ATM}, para a RMAOD, foi em torno de 11 Wm^{-2} para ambos os experimentos (Tabela 4.2). O impacto das emissões foi pouco representativo para ADF^{ATM}, a alteração média na área foi em torno de 1.6%.

Na Figura 4.10 ilustra-se a variabilidade interanual, para os anos de 2000 a 2015, da forçante radiativa direta dos aerossóis de queimadas. As estimativas médias da ADF foram calculadas durante a estação seca da região da Amazônia (ASO), sobre a RMAOD. Os valores da ADF^{TOA}_{EQD} (ADF^{TOA}_{EQC}) variaram entre -8 Wm^{-2} e -2 Wm^{-2} (-5 Wm^{-2} e -4 Wm^{-2}). Para ADF^{SUF}_{EQD} (ADF^{SUF}_{EQC}) os valores oscilaram de entre -30 Wm^{-2} e 6 Wm^{-2} (18 Wm^{-2} e 15 Wm^{-2}) e, entre 4 Wm^{-2} e 21 Wm^{-2} (10 Wm^{-2} e 12 Wm^{-2}).

Ao longo da série temporal de 2000 a 2015, observou-se que os anos de 2005, 2007 e 2010 foram os que apresentaram as maiores magnitudes para a ADF no topo da atmosfera, na superfície e na atmosfera, quando analisou-se o experimento EQD. A ADF^{TOA}_{EQD} (ADF^{SUF}_{EQD}) atinge valores em torno de -8 Wm^{-2} (-30 Wm^{-2}), nos anos de 2005, 2007 e 2010. Estes valores elevados eram esperados, uma vez que, altos valores do AOD dos aerossóis de queimadas também foram observados nestes anos (Figura 4.5b). Nos mesmos anos, houve também um aumento no aquecimento da atmosfera, a ADF^{ATM}_{EQD} alcançou valores próximos de 20 Wm^{-2}. Os anos de 2009 e 2013, foram os que apresentaram o menor efeito dos aerossóis na magnitude da

ADF_{EQD}^{TOA} ($\sim$ -2 Wm^{-2}), na superfície ($\sim$ -5 Wm^{-2}) e na atmosfera ($\sim$ 5 Wm^{-2}).

Em sumário, embora a diferença na ADF para os experimentos EQD e EQC não tenha sido expressiva na média climatológica (Figura 4.9), para a análise da variabilidade interanual o método de prescrição foi relevante. Enquanto, para o experimento EQC, a ADF no topo, na superfície e na atmosfera é praticamente constante ao longo dos anos, a variabilidade para o experimento EQD acompanha o padrão da variabilidade interanual das emissões de queimadas e, portanto, da carga de aerossóis na atmosfera. Para a AS observou-se o mesmo comportamento da ADF descrito para a RMAOD, em ambos os experimentos (Figura 4.11).

Tabela 4.2 - Forçante radiativa direta dos aerossóis de queimadas (ADF, Wm^{-2}), média para o trimestre ASO de 2000 a 2015, no topo da atmosfera (TOA), na superfície (SUP) e na atmosfera (ATM). As médias foram calculadas sobre a RMAOD e AS.

	$\mathbf{ADF_{EQD}}$	$\mathbf{ADF_{EQC}}$	$\mathbf{\Delta ADF_{D\text{-}C}}$	$\mathbf{M_{C\text{-}D}}$ (%)
		RMAOD		
TOA (Wm^{-2})	-4.75±1.35	-5.21±1.60	0.46	-8.81
SUP (Wm^{-2})	-16.34±4.94	-17.0±5.40	0.66	-3.88
ATM (Wm^{-2})	11.58±3.67	11.78±3.88	-0.19	-1.61
		AS		
TOA (Wm^{-2})	-1.10±1.26	-1.11±1.40	0.006	-0.54
SUP (Wm^{-2})	-3.56±4.34	-3.51±4.53	-0.04	1.13
ATM (Wm^{-2})	2.45±3.09	2.40±3.15	0.04	1.66

Figura 4.9 - Distribuição climatológica (2000-2015) da forçante radiativa direta dos aerossóis (ADF, Wm^{-2}) em condições de céu claro, (a-c) no topo da atmosfera, (d-f) na superfície e (g-i) na atmosfera. A coluna da esquerda refere-se ao ADF_{EQD}, a coluna central ao ADF_{EQC} e a coluna da direita a diferença entre a ADF_{EQD} e ADF_{EQC}.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.10 - Variabilidade interanual (2000-2015) da forçante radiativa direta dos aerossóis (ADF, Wm^{-2}) no topo da atmosfera (painel superior), na superfície (painel central) e na atmosfera (painel inferior), para a média na RMAOD.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.11 - Variabilidade interanual (2000-2015) da forçante radiativa direta dos aerossóis (ADF, Wm^{-2}) no topo da atmosfera (painel superior), na superfície (painel central) e na atmosfera (painel inferior), para a média na AS.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.12 ilustra-se a distribuição espacial da AIF no TOA. Observou-se valores negativos da AIF sobre a região Norte da AS (ao norte de 10°S) para o experimento EQD (Figura 4.12a), alcançando valores de até -5 Wm^{-2}. O sinal negativo indica que mais radiação foi refletida de volta para o espaço através das nuvens, ou seja, há uma maior FCN no experimento EQD, como observado na Figura 4.7. A AIF no experimento EQD é mais expressivo sobre a RNAOD, onde observou-se a maior FCN para o período de agosto a outubro (ver Figura 4.6). Sobre praticamente toda a porção centro-sul do continente Sul Americano (ao sul de 10°S), a AIF_{EQD} é positiva, alcançando valores de até 5 Wm^{-2}. O sinal positivo indica que menos radiação foi refletida de volta para o espaço pelas nuvens (i.e., há uma menor FCN sobre esta região na presença dos aerossóis de queimadas), quando inserida a forçando dos aerossóis de queimadas. O padrão espacial da AIF_{EQC} assemelhou-se ao AIF_{EQD}, com destaque para o aumento da magnitude e da área com AIF negativa (Figura 4.12b). Os valores positivos da AIF_{EQC} ficaram mais restritos as regiões Nordeste e Sudeste do Brasil e Sul da AS. A diferença entre a AIF do experimento EQD e EQC (Figura 4.12c) foi mais expressiva sobre a região de máxima AOD (ao sul de 10°S), onde ocorreu uma inversão no sinal da AIF.

Em média, a AIF_{EQD} foi mais relevante sobre as regiões RNAOD e RSAOD, com valores de -1.31 Wm^{-2} e 1.23 Wm^{-2}, respectivamente (Tabela 4.3). Na RMAOD, percebeu-se uma inversão do sinal da AIF, quando as emissões dos aerossóis de queimadas foram inseridas através da sua climatologia (i.e., observou-se uma FCN expressivamente maior no experimento EQC, quando comparado ao EQD). O impacto médio da inclusão dos aerossóis sobre o domínio da AS, através do experimento EQD, contribuiu para uma AIF positiva (i.e., o efeito dos aerossóis contribuiu para que menos radiação fosse refletida de volta para o espaço pelas nuvens). O impacto do método de prescrição das emissões de queimadas foi mais relevante sobre a RMAOD e para toda a AS, com diferenças de entre a AIF_{EQD} e AIF_{EQC} de 1.06 Wm^{-2} e 0.24 Wm^{-2}, respectivamente (Tabela 4.2). Ao contrário da ADF, a variabilidade interanual da AIF não tem uma relação linear com as emissões queimadas, o que é de alguma forma esperado, pois resulta de vários processos concorrentes (Figura 4.13).

Tabela 4.3 - Forçante radiativa indireta dos aerossóis de queimadas (AIF, Wm^{-2}), média para o trimestre ASO de 2000 a 2015, no topo da atmosfera (TOA). As médias foram calculadas para a RMAOD, RNAOD, RSAOD e AS.

	$\mathbf{AIF_{EQD}}$ (Wm^{-2})	$\mathbf{AIF_{EQC}}$ (Wm^{-2})	$\Delta\mathbf{AIF_{D\text{-}C}}(Wm^{-2})$	$\mathbf{M_{C\text{-}D}}$ (%)
RMAOD	0.25±1.37	-0.81±1.37	1.06	-130.86
RNAOD	-1.31±1.20	-1.36±1.07	0.05	-3.67
RSAOD	1.23±0.90	1.26±1.27	-0.02	-1.58
AS	0.50±1.60	0.26±1.80	0.24	92.30

Figura 4.12 - Distribuição climatológica (2000-2015) da forçante radiativa indireta dos aerossóis (AIF, Wm^{-2}) no topo da atmosfera, para (a) AIF_{EQD}, (b) AIF_{EQC} e (c) $AIF_{D\text{-}C}$

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.13 - Variabilidade interanual (2000-2015) da forçante radiativa indireta dos aerossóis (AIF, -5 Wm^{-2}) no topo da atmosfera, para a média na área para as regiões RMAOD, RNAOD, RSAOD e AS

Fonte: Produção do autor.

As mudanças no aquecimento da atmosfera (desde a superfície até o topo), devido à presença dos aerossóis de queimadas, também alterou os fluxos de superfície, calor sensível (SH - Sigla do inglês, *Sensitive Heat*) e calor latente (LH – Sigla do inglês, *Latent Heat*). Na Figura 4.14 ilustra-se o impacto dos aerossóis de queimadas no fluxo de calor sensível. Para o ΔSH_{EQD}, Figura 4.15a, observou-se uma redução no fluxo de SH, devido à presença dos aerossóis de queimadas, em praticamente todo o continente sul americano, alçando valores de até -15 Wm^{-2}. O padrão espacial ΔSH_{EQC} (Figura 4.14b) assemelha-se ao ΔSH_{EQD} (Figura 4.14a), com destaque apenas para da magnitude do ΔSH_{EQC}, que aumentou em até 3 Wm^{-2}, em algumas localidades da região de queima (Figura 3.10). Para os experimentos EQD e EQC, a diferença média do fluxo de SH em relação ao experimento EQZ na RMAOD foi de -5.9 Wm^{-2} e -7.01 Wm^{-2}, respectivamente. Com uma diferença de 1.02 Wm^{-2} entre os experimentos EQD e EQC. Observou-se que, tanto para o EQD (Figura 4.15a) quanto para o EQC (Figura 4.15b), que os maiores valores da redução do LH encontram-se sobre a RNAOD, com redução de até -12 Wm^{-2} em relação ao EQZ. A diferença média do fluxo de LH dos experimentos EQD e EQC na RMAOD em relação ao experimento EQZ, foi de -6.79 Wm^{-2} e -6.84 Wm^{-2}, respectivamente. A diferença média entre EQD e EQC foi pouco expressiva, inferior a 1 Wm^{-2}.

Figura 4.14 - Distribuição climatológica (2000-2015) do fluxo de calor sensível (SH, Wm^{-2}) para (a) ΔSH_{EQD}, (b) ΔSH_{EQC} e (c) $\Delta SH_{D\text{-}C}$

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.15 - Distribuição climatológica (2000-2015) do fluxo de calor latente (LH, Wm^{-2}) para (a) ΔLH_{EQD}, (b) ΔLH_{EQC} e (c) $\Delta LH_{D\text{-}C}$

Fonte: Produção do autor.

4.4 Síntese e discussões

A previsão do AOD pelo sistema GEOS-S2S-2, para o período de julho a novembro, consegue capturar bem a distribuição espacial climatológica do AOD observado, com os maiores valores sobre a região da Amazônia Legal, principal fonte de emissões de aerossóis de queimadas da AS. A variabilidade temporal também foi bem representada, evidenciando o pico das emissões no mês de setembro e a migração das fontes emissoras, para a região Norte da AS, no mês de novembro. O modelo também foi capaz de capturar o padrão espacial de transporte dos aerossóis de queima de biomassa da região fonte para as regiões Sudeste e Sul do Brasil.

Os valores de AOD total simulados se comparam bem ao produto MODIS-NNR e as reanálises MERRA-2. Embora, o AOD tenha sido subestimado pelo sistema numérico de previsão sazonal, em comparação ao MODIS-NNR. Em comparação com o MERRA-2, o GEOS-S2S superestimou o AOD simulado entre os meses de julho a setembro e subestimou para os meses de outubro e novembro. Para a RMAOD, a correlação média na área, considerando a série temporal de julho a novembro, entre o AOD proveniente do experimento EQD (EQC) e os conjuntos de referência MODIS-NNR e MERRA-2 foi em torno de 0.8 (0.6). O viés médio entre o experimento EQD (EQC) e o dados de referência MODIS-NNR e MERRA-2 foi de -0.34 (-0.23) e -0.14

(-0.03), respectivamente. Apesar do viés referente ao experimento EQC, que simula um ambiente operacional, ter apresentado magnitude menor comparado ao EQD, a associação linear entre a simulação e as observações foi fraca. Este fato deve a prescrição do campo de emissão por climatologia mensal, não apresentando variabilidade interanual.

Devido aos meses ASO apresentarem os maiores valores de AOD, as análises dos resultados obtidos neste trabalho foram centradas na média deste trimestre. Para a média na RMAOD os valores do AOD foram 0.47, 0.35 e 0.31 para MODIS-NNR, MERRA-2 e EQD/EQC, respectivamente. Ambos os conjuntos de dados, MERRA-2 e EQD/EQC, apresentam o viés climatológico em torno de 0.15, em relação ao produto MODIS-NNR.

Essa subestimativa do AOD pelo sistema GEOS-S2S-2 em relação ao MODIS-NNR pode estar relacionada aos dados de emissão de queimadas que foram prescritos no modelo. Os inventários de emissões possuem uma gama de incertezas associada as suas estimativas. O cálculo das estimativas das emissões de queimadas depende do fator de emissão de cada espécie, composição do combustível, estágios do incêndio e das condições de combustão, que são expressos com base em produtos de satélites (como, por exemplo, a FRP). A incerteza associada às estimativas das emissões é, principalmente, devido à dificuldade em representar acuradamente estes processos (VAN DER WERF et al., 2010; LEEUWEN; WERF, 2011; SCHULTZ et al., 2008). Longo et al. (2010) analisando os inventários de emissões utilizados pelo CMIP5, observaram que há uma subestimativa das emissões de CO para a região de queimadas na AS. Devido as reanálises MERRA-2 serem produzidas utilizando o mesmo modelo numérico, sistema de assimilação e inventário de emissões dos experimentos numéricos (EQD e EQC), a diferença na magnitude do AOD simulada comparada com a do MERRA-2 é menos expressiva. Quando comparada ao conjunto de dados MODIS-NNR essa diferença é maior, mas deve-se ressaltar que o produto MODIS-NNR é resultante da média de apenas 2 horários por dia, os quais representam os horários de pico das emissões de queimadas. Para compararmos de forma adequada precisaríamos dos dados de AOD do sistema GEOS-S2S nos mesmos horários dos que foram medidos pelo sensor MODIS. Porém, está informação não está disponível para o conjunto de dados analisado, apenas tem-se a média mensal. Além disso, pode-se afirmar que o papel dos processos de remoção e transporte através da circulação da atmosfera nas propriedades ópticas intrínsecas não se sobrepõem a importância do campo de emissão prescrita. De maneira geral, o desempenho do sistema GEOS-S2S-2 em representar distribuição espaço-temporal do AOD dos aerossóis sobre a

AS demonstrou boa credibilidade em comparação com os dados observacionais de satélite.

Isolando as espécies BC, OC e SU e comparando apenas com os dados MERRA-2 visto que, o produto de AOD do MODIS-NNR não separa a contribuição de cada espécies. A correlação entre o experimento numérico EQD e o MERRA-2 foi de R=0.94 e R^2= 0.88. Para o experimento EQC percebeu-se a completa inexistência da variabilidade interanual das emissões de queimadas, com R=0.46 e R^2=0.21, pelos motivos já mencionados anteriormente. Mesmo que os valores estejam bem ajustados para o experimento controle, o sistema GEOS-S2S-2 tende a superestimar o AOD dos aerossóis de queimadas em relação as reanálises MERRA-2.

De maneira geral, o impacto do método prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas na previsão do AOD média climatológica não foi expressivo. No entanto, quando avaliou-se a variabilidade interanual, a amplitude do experimento EQC é praticamente constante. O que era esperado, visto que, não se tem um modelo de previsão de emissões acoplado. Mesmo o modelo de aerossóis sendo interativo com as condições meteorológicas prevista pelo MCGOA, ainda há uma forte associação entre o cálculo do AOD e as emissões prescritas.

O cálculo da profundidade óptica possui uma forte associação com o campo de emissão prescrito. Apenas em eventos extremos fortes o acoplamento interativo com as previsões meteorológicas tende a ter alguma expressividade, em anos de normalidade o efeito dessa interação é mínimo. Recentemente, Benedetti e Vitart (2018) enfatizaram a importância de se ter um modelo prognóstico para as emissões de queima de biomassa relacionadas a parâmetros climáticos, para avaliar além do impacto dos aerossóis, o impacto de emissões modeladas. Porém, no atual cenário das estimativas de emissões de queimadas a confiabilidade das emissões modeladas ainda está sujeito a investigação, principalmente em regiões onde as queimadas acontecem de forma antrópica. Em paralelo aos avanços sobre modelos de previsão de emissões, diversos estudos têm sido realizados para certificar se um sistema de aerossóis interativo com as condições meteorológicas produz resultados melhores, em contraste a representação dos aerossóis através da climatologia, para os modelos de previsão climática (OTT et al., 2010; RANDLES et al., 2013; THORNHILL et al., 2018). Estudos avaliando a prescrição das emissões através da climatologia e de estimativas diárias, como este, são fundamentais para inferir sobre possíveis correções das previsões operacionais.

A inclusão dos aerossóis de queimadas no sistema de previsão S2S provocou alterações no campo da FCN, essas alterações são dadas através da combinação dos efeitos

direto, semi-direto e indireto, uma vez que os aerossóis interagem diretamente com as parametrizações de radiação e microfísica de nuvens. O sinal da FCNB sobre a RMAOD não foi tão claro, observou-se áreas onde as nuvens baixas foram reduzidas e áreas onde a FCNB foi aumentada. No entanto, para a média no domínio da RMAOD notou-se um aumento de 0.5% (2.8%) da FCNB, induzida pelos aerossóis de queimadas, através do EQD (EQC). As alterações nos baixos níveis foram pouco expressivas, isto pode estar relacionado ao fato da cobertura de nuvens nesse nível ser mínima quando comparada aos demais níveis, ou seja, com ou sem a presença dos aerossóis de queimadas, não há condições suficientes para a formação de muitas nuvens nesta região nesta época do ano. Em um estudo sobre o impacto dos aerossóis de queimadas sobre a região da Indonésia, evidenciando apenas a região de máximos valores de AOD, Ott et al. (2010) observaram um aumento na cobertura de baixos níveis. Já Randles et al. (2013) observaram uma redução da FCNB sobre a região central da AS no período médio de julho a agosto, devido à presença dos aerossóis. Na RNAOD, onde observou-se a maior FCN durante o período de ASO, o aumento da FCNB foi mais relevante. Este fato pode estar associado a localização geográfica da região, que apresenta condições termodinâmicas favoráveis para a formação de nuvens. Para a RSAOD notou-se uma redução da FCNB, quando incluído os aerossóis de queimadas. O efeito líquido da inclusão dos aerossóis de queimadas da previsão climática sazonal para a AS, implica em uma redução da FCNB. Sobre a AS, Thornhill et al. (2018) e Randles et al. (2013), também observaram que o impacto dos aerossóis tendem a reduzir levemente a FCNB. Essa redução na quantidade de nuvens baixas seria devido ao efeito semi-direto dos aerossóis (KOREN et al., 2004).

O aumento da FCNM e FCNA, devido à presença dos aerossóis de queimadas, foram mais expressivos sobre a porção centro-norte da AS, envolvendo as regiões RMAOD e RNAOD. As alterações médias foram em torno de 5% e 6% sobre a RMAOD e RNAOD, respectivamente. Este aumento na FCN médias e altas pode estar supostamente associado a formação de nuvens convectivas em ambientes poluídos, que apresentaram maior tempo de vida entre a formação da nuvem e a dissipação quando comparadas a ambientes limpos (KHAIN et al., 2005; KHAIN et al., 2008; ROSENFELD et al., 2008). Apesar do período ASO ser um período seco na região da Amazônia Legal, essas nuvens foram frequentemente observadas durante os experimentos SAMBBA (BRITO et al., 2014) e GoAmazon (MARTIN et al., 2016). O setor centro-sul da AS apresentou uma redução na FCNA. Mesmo assim, o efeito da inclusão dos aerossóis de queimadas sobre a AS foi um acréscimo na FCN médias e altas, sendo mais expressivo no campo das FCNM. Esses resultados também corroboram com

os resultados de estudos numéricos encontrados por Allen e Sherwood (2010) e Ott et al. (2010), que também observaram um aumento das nuvens de médios e altos níveis, devido ao efeito dos aerossóis antrópicos para outras regiões do globo.

Em suma, a FCN aumentou ao norte a fonte de emissões de aerossóis e foi reduzida ao sul, quando os aerossóis de queimadas foram considerados pelo sistema numérico GEOS-S2S. O aumento da nebulosidade sobre a região Norte da AS pode estar associado inicialmente a maior disponibilidade de NCN, devido à inclusão dos aerossóis, aliado ao potencial (calor e umidade) para formação de nuvens existente sobre essa região. Outro fator que pode estar influenciando o aumento da FCN é o impacto dinâmico. Sobre a região fonte de queima de biomassa e as regiões adjacentes, dependendo da intensidade das emissões, é gerado um gradiente de pressão horizontal, que por sua vez gera circulações locais, que podem intensificar o movimento ascendente segundo, conforme descrito por Vendrasco et al. (2009). Todos esses mecanismos aliados, podem ter contribuído para aumentar a cobertura de nuvens sobre a região mais ao norte da fonte de emissões. Também é importante destacar que, além dos aerossóis produzidos na AS, essa região também recebe os pelos aerossóis vindo da África, através da circulação atmosférica. Que também contribuem para aumentar a disponibilidade de NCN sobre a região Norte, uma vez que a maior parte dos aerossóis produzidos na região central da AS são transportado para a região Sul, devido à configuração padrão da circulação. Ao sul da fonte de queimadas na AS, onde observou-se uma redução da FCN, as condições termodinâmicas são desfavoráveis (tais como, o resfriamento da superfície e a estabilidade da atmosfera e, consequentemente, menor disponibilidade de vapor d'água) à formação de nuvens nessa região, visto que, o período ASO representa o período seco dessa região. Portanto, mesmo com a maior disponibilidade de NCN o fator termodinâmico impede a formação de nuvens. Nesse caso, a inclusão dos aerossóis sobre esta região atual para estabilizar ainda mais a atmosfera (impedindo a formação de nuvens) e/ou na "queima de nuvens", através dos efeitos direto e semi-direto, respectivamente.

O método de prescrição das emissões utilizada para representar os aerossóis de queimadas teve um papel relevante nas alterações da FCN, em todos os níveis da atmosfera, observou-se um aumento na magnitude das alterações para o experimento EQC, quando comparado ao EQD, alcançando diferenças de até 4%. Isto é, a FCN foi aumentada e reduzida com maior magnitude no experimento EQC, principalmente sobre o território brasileiro.

A análise da forçante radiativa direta dos aerossóis, quando comparou-se a diferença

entre os experimentos com (EQD) e sem (EQZ) a componente dos aerossóis de queimadas, durante o período de queima de biomassa sobre a RMAOD mostrou uma redução do saldo de radiação no topo da atmosfera (-4.75 Wm^{-2}), onde o sinal negativo indica que mais radiação foi perdida para o espaço, devido ao fato de que a camada de aerossóis possuir albedo maior que a superfície terrestre e as propriedades de espalhamento das partículas de aerossóis, com isso, mais radiação é refletida de volta para o espaço. Assim, a FR negativa desse agente (aerossóis de queimadas) indica uma tendência de resfriamento do clima. Na superfície a redução foi de -16.34 Wm^{-2}, onde a redução no saldo de radiação na superfície é, principalmente devido à absorção e espalhamento da radiação solar pelos aerossóis. Ao longo da atmosfera a ADF dos aerossóis foi positiva (11.58 Wm^{-2}). O sinal positivo da forçante radiativa do aerossol ao longo da atmosfera está associado a absorção da radiação pelos aerossóis, que resulta no aquecimento da atmosfera. Os resultados oriundos das simulações numéricas, utilizando o sistema de previsão climática sazonal GEOS-S2S-2, para a ADF no topo da atmosfera, na superfície e na atmosfera, corroboram com os diversos estudos observacionais e numéricos que investigaram o papel dos aerossóis de queimadas na região da Amazônia (PROCOPIO et al., 2004; ZHANG et al., 2008; SENA et al., 2013; RANDLES et al., 2013; MENEZES NETO et al., 2017; THORNHILL et al., 2018).

Na RMAOD o impacto do método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas foi mais expressivo para a ADF no TOA, onde o método de prescrição das emissões ocasionou uma mudança de -8%, indicando que quando as emissões foram inseridas através da climatologia notou-se um aumento de 8% na magnitude da ADF^{TOA}. Como o cenário que representa uma condição mais próxima da realidade é a configuração do experimento controle EQD, isto indica que, quando as emissões são prescritas pela climatologia mensal, o efeito radiativo direto dos aerossóis é mais intenso. Para a análise da variabilidade interanual notou-se que o experimento com característica operacional (EQC) não consegue capturar os episódios extremos da ADF, similar ao observado para a análise da profundidade óptica dos aerossóis. Este resultado está relacionado à prescrição climatológica das emissões dos aerossóis de queimadas, como mencionado na discussão anterior.

Na análise do impacto da AIF os resultados encontrados para a média na RMAOD foram opostos para a comparação do AIF_{EQD} e AIF_{EQC}. Para o EQD a AIF foi positiva (0.25 Wm^{-2}), indicando que menos radiação foi refletida de volta para o espaço pelas nuvens na presença dos aerossóis de queimadas. Para o EQC a AIF foi negativa (-0.81 Wm^{-2}), indicando que mais radiação foi refletida de volta para o

espaço pelas nuvens, ou seja, através do efeito indireto, os aerossóis de queimadas contribuíram para o aumento da nebulosidade da RMAOD. Uma vez que haja uma maior disponibilidade de aerossóis na atmosfera, isto pode contribuir com a redução no tamanho das gotas que afeta a eficiência de precipitação e, com isso, aumentando tempo de vida médio de nuvens. O aumento no tempo de vida da nuvens reflete em uma AIF negativa, que por sua vez contribui para o resfriamento do clima. Dentre as regiões estudadas, a RNAOD foi a que apresentou os maiores valores da AIF, este fato pode estar associado as condições termodinâmicas da região (como, por exemplo, maior disponibilidade de vapor d'água), que nesta época do ano, favorecem a formação de nuvens. Diferente do observado para a região RSAOD, onde percebeu-se uma redução da nebulosidade devido à presença dos aerossóis de queimadas, que por sua vez refletiu no sinal da AIF.

De maneira geral, a AIF média foi positiva para o domínio da AS. O impacto do método de prescrição provocou um aumento na magnitude sobre as regiões RMAOD, RNAOD e RSAOD e uma redução sobre AS, quando as emissões foram inseridas através da climatologia (EQC), em comparação com o experimento EQD. O atual conhecimento sobre o efeito indireto dos aerossóis ainda é muito rudimentar. Diversos fatores contribuem para avançar no entendimento aerossol-nuvem como, observações para o ciclo hidrológico, restrições físicas, mudança nas emissões de aerossóis (ALLEN; INGRAM, 2002; LOHMANN; FEICHTER, 2005; THORNHILL et al., 2018).

Os fluxos de superfície responderam à redução da radiação solar incidente na superfície, com os fluxos de calor sensível (-5.9 Wm^{-2}) e latente (-6.79 Wm^{-2}) também sendo reduzidos. O impacto mais expressivo no fluxo de calor latente está relacionado a estabilização da atmosfera que inibe o fluxo de umidade alterando, assim, o fluxo de calor latente. Todas essas alterações estão associadas às propriedades ópticas de absorção e espalhamento dos aerossóis, que através do efeito direto provocam perturbações na forçante radiativa.

5 IMPACTO DAS EMISSÕES DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA REPRESENTAÇÃO CLIMATOLÓGICA DAS PRINCIPAIS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

Neste capítulo de resultados avaliou-se o impacto dos aerossóis de queimadas no comportamento climatológico das variáveis temperatura, pressão atmosférica, circulação atmosférica e precipitação, o qual foi discutido nas Seções 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4, respectivamente. Além da avaliação do impacto da inclusão dos aerossóis de queimadas nas principais variáveis meteorológicas na escala sazonal, também discutiu-se o impacto da prescrição das emissões de queima de biomassa nessas variáveis. Esta discussão objetiva mostrar que a resposta climática das variáveis atmosféricas é dependente do tipo de prescrição das emissões de aerossóis de queimadas utilizada. Por fim, apresentou-se uma discussão dos principais resultados encontrados neste capítulo (Seção 5.5).

A questão científica que discutiu-se nesse capítulo foi: (3) Qual o impacto dos aerossóis de queimadas no comportamento climatológico das principais variáveis meteorológicas sobre a América do Sul? Como o método de prescrição do campo de emissão de queima de biomassa contribui para este impacto?

O trimestre ASO apresenta as mais altas taxas de emissões de queima de biomassa sobre a região da AS (Figura 4.4), que podem influenciar diretamente diversos parâmetros meteorológicos. Portanto, inicialmente analisou-se os campos médios trimestrais e em seguida analisou-se as médias nas áreas RMAOD, RNAOD, RSAOD (Figura 3.9 e 3.10). O efeito médio dos aerossóis de queima de biomassa na temperatura da superfície, precipitação, pressão atmosférica, evaporação da superfície, vapor d'água precipitável na coluna atmosférica, estabilidade atmosférica nos baixos níveis e umidade específica na superfície e no nível de 850hPa, são mostrados na Tabela 5.1 cujos resultados serão discutidos ao longo das próximas seções.

Tabela 5.1 - Impacto médio dos aerossóis de queimadas na temperatura a 2 metros (T2M), precipitação (PREC), pressão na superfície (PS), evaporação (EVAP), vapor d'água precipitável (VAP), velocidade vertical em 700hPa (ômega), umidade específica na superfície (UE_{SUP}) e em 850 hPa (UE_{850hPa}). As médias foram calculadas sobre a RMAOD, RNAOD e RSAOD para trimestre de ASO de 2000 a 2015.

Variáveis	**MERRA-2**	**EQZ**	Δ_{EQC} (M_{EQC},%)	Δ_{EQD} (M_{EQD},%)	$M_{C\text{-}D}$(%)
			RMAOD		
T2M (°C)	27.64	27.85	-0.16 (-0.60)	-0.14 (-0.50)	-0.09
PREC (mm/dia)	3.01	3.17	-0.31 (-9.88)	-0.34 (-10.75)	0.98
PS (hPa)	1009.93	1008.89	0.09 (0.009)	0.08 (0.008)	0.0008
EVAP (mm)	2.83	3.29	-0.238 (-7.23)	-0.236 (-7.18)	-0.05
VAP (kg/m2)	40.11	42.19	-0.46 (-1.09)	-0.49 (-1.17)	0.08
OMEGA (Pa/s)	-0.016	-0.018	0.002 (-21.95)	0.002 (-20.53)	-1.78
UEsup (g/kg)	14.49	14.61	-0.06 (-0.43)	-0.10 (-0.68)	0.24
UE850hpa (g/kg)	10.75	11.08	-0.12 (-1.08)	-0.128 (-1.15)	0.07
			RNAOD		
T2M (°C)	26.53	26.39	-0.06 (-0.26)	-0.04 (-0.18)	-0.07
PREC (mm/dia)	4.45	5.03	-0.02 (-0.43)	-0.004 (-0.08)	-0.35
PS (hPa)	1010.21	1009.66	0.06 (0.006)	0.05 (0.005)	0.001
EVAP (mm)	4.18	5.12	-0.12 (-2.40)	-0.11 (-2.29)	-0.12
VAP (kg/m2)	46.17	47.29	0.22 (0.47)	0.32 (0.67)	-0.20
OMEGA (Pa/s)	-0.019	-0.012	-0.0004 (2.96)	-0.0006 (4.91)	-1.85
UEsur (g/kg)	17.08	16.96	0.02 (0.15)	0.04 (0.29)	-0.13
UE850hpa (g/kg)	11.59	11.70	-0.01 (-0.14)	0.001 (0.01)	-0.16
			RSAOD		
T2M (°C)	21.09	21.18	-0.08 (-0.38)	-0.09 (-0.46)	0.08
PREC (mm/dia)	2.88	2.80	-0.14 (-5.04)	-0.09 (-3.44)	-1.66
PS (hPa)	1013.86	1013.01	0.01 (0.001)	0.02 (0.002)	-0.0005
EVAP (mm)	2.14	2.00	-0.07 (-3.79)	-0.06 (-3.29)	-0.52
VAP (kg/m2)	25.58	25.99	-0.25 (-0.97)	-0.27 (-1.04)	0.06
OMEGA (Pa/s)	-0.005	-0.007	0.0001 (-1.72)	-0.0001 (1.64)	-3.31
UEsur (g/kg)	9.87	9.62	-0.03 (-0.33)	-0.03 (-0.31)	-0.019
UE850hpa (g/kg)	7.31	7.16	-0.06 (-0.85)	-0.07 (-1.09)	0.23

*Os valores entre parênteses representam a porcentagem de mudança em cada variável devido ao impacto das emissões dos aerossóis de queimadas.

5.1 Temperatura e estabilidade

Na Figura 5.1 ilustra-se a distribuição espacial climatológica da temperatura média a 2 metros (T2M,°C), durante o trimestre ASO (2000-2015), referente ao conjunto de dados MERRA-2, para os experimentos EQZ, EQC e EQD e as diferenças entre os experimentos $\Delta T2M_{EQC}$, $\Delta T2M_{EQD}$ e $\Delta T2M_{D\text{-}C}$. Observou-se que todos os experimentos numéricos representam o padrão espacial característico da T2M (Figura 5.1a), com as maiores temperaturas sobre a região tropical e decrescendo em direção ao sul do continente (Figura 5.1b-d). Todos os experimentos numéricos

refletem a configuração observada da T2M, através do conjunto de dados de referência MERRA-2 (Figura 5.1a). No entanto, notou-se que em algumas áreas sobre a região central da AS, onde observa-se a maior concentração de aerossóis, os experimentos numéricos tendem a superestimar a T2M em relação ao MERRA-2. O que é coerente com o campo de AOD dos experimentos, que sobre essa mesma região, também superestima o AOD da reanálise MERRA-2.

Com relação a resposta da T2M ao impacto dos aerossóis de queimadas observou-se que, em praticamente todo o continente sul americano, a inclusão dos aerossóis de queimadas resulta em um resfriamento da superfície da terra, sendo esse resfriamento mais expressivo sobre a região central da AS, onde a $\Delta T2M_{EQC/EQD}$ alcançou valores de até -0.8°C (Figura 5.1e-f). Sobre parte da região Sul da AS (ao sul de 30°S) verificou-se um aumento na temperatura da superfície, devido à interações não lineares advindas da inclusão dos aerossóis no sistema de previsão sazonal e a redução da nebulosidade sobre esta região (Figura 4.7). A $\Delta T2M_{EQD}$ (Figura 5.1e) apresentou um padrão espacial semelhante a $\Delta T2M_{EQC}$ (Figura 5.1f), no entanto, notou-se que para o experimento EQD a temperatura da superfície resfriou menos em relação ao EQC, principalmente, sobre a região Centro-Oeste e costa leste da região Sudeste do Brasil. Sobre a Bolívia, Paraguai e setor oeste da região sul/sudeste da AS a T2M resfriou mais para o experimento EQD em relação ao EQC.

A diferença média, na RMAOD, da T2M para os experimentos EQC/EQD em relação ao EQZ é negativa (i.e., a T2M foi reduzida na presença dos aerossóis), com valores de -0.16°C e -0.14°C para os experimentos EQC e EQD, respectivamente. Quando incluído os aerossóis no sistema de previsão climática, através dos experimentos EQC e EQD, a temperatura média da superfície tende a aproximar-se mais da reanálise MERRA-2 do que a T2M referente ao experimento EQZ. Em consequência ao resfriamento da superfície percebeu-se que, a taxa de evaporação, a umidade específica e a quantidade de vapor d'água precipitável na coluna atmosférica também foram reduzidos na presença dos aerossóis de queimadas em aproximadamente 7%, 1% e 1%, respectivamente. Os valores médios dessas variáveis para aos experimentos EQC e EQD também se aproximam mais do conjunto de dados de referência do que o experimento EQZ. Além da termodinâmica, a dinâmica também respondeu de forma satisfatória a inclusão dos aerossóis no clima da AS. Com o resfriamento da superfície, observou-se um aumento da PS e um enfraquecimento do movimento vertical ascendente nos baixos níveis da atmosfera (ômega em 700hPa) e os valores médios também estiveram mais próximos dos dados de reanálise MERRA-2, quando comparados aos resultados do experimento EQZ. A alteração na intensidade do mo-

vimento vertical no nível de 700hPa foi em torno de -20% sobre a RMAOD (i.e., quando inserida a componente dos aerossóis a intensidade do movimento vertical ascendente foi reduzida em 20%) (Tabela 5.1).

Sobre as regiões adjacentes à fonte de emissões de aerossóis, ao Norte (RNAOD) e ao Sul (RSAOD), as alterações na temperatura da superfície foram similar ao descrito para a RMAOD. Porém, a magnitude das alterações foram menos expressivas, quando comparadas a RMAOD (Tabela 5.1). O mesmo observou-se para as demais variáveis termodinâmicas que são resposta ao aquecimento da atmosfera.

O impacto do método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas foi pouco expressivo na climatologia da T2M (Tabela 5.1). Dentre as regiões estudadas a RMAOD foi a que apresentou as maiores diferenças entre as simulações com aerossol e sem aerossol. De forma climatológica, o experimento com perfil operacional (EQC) consegue representar bem a temperatura média da superfície, quando comparado ao experimento controle (EQD). O mesmo observou-se para as variáveis umidade específica, vapor d'água precipitável e evaporação.

Na Figura 5.2 ilustra-se o perfil vertical da temperatura do ar, sobre a RMAOD, para a reanálise MERRA-2, experimentos EQZ, EQC e EQD e as diferenças entre os experimentos $\Delta\text{TEMP}_{\text{EQC}}$, $\Delta\text{TEMP}_{\text{EQD}}$ e $\Delta\text{TEMP}_{\text{D-C}}$. Observou-se que, abaixo do nível de 600hPa, a temperatura do ar foi predominantemente reduzida na presença dos aerossóis de queimadas. Nos médios e altos níveis da atmosfera ($\sim$ 600hPa e 200 hPa), notou-se um aumento da temperatura do ar. Esse aumento ocorreu devido, principalmente, ao aquecimento diabático causado pelos aerossóis de queimadas. Enquanto que, o resfriamento ocorreu devido à redução da radiação incidente que atinge a superfície. A magnitude da redução da temperatura do ar nos baixos níveis foi maior para o experimento EQC, já para os médios e altos níveis a magnitude do aquecimento foi mais intensa para o experimento EQD (Figura 5.2b).

Na Figura 5.3 ilustra-se a média zonal da temperatura do ar durante o trimestre ASO (2000-2015), para a reanálise MERRA-2, experimentos EQD, EQC e EQZ e as diferenças entre os experimentos $\Delta\text{TEMP}_{\text{EQC}}$, $\Delta\text{TEMP}_{\text{EQD}}$ e $\Delta\text{TEMP}_{\text{D-C}}$. Observou-se que os experimentos numéricos analisados representam o padrão característico da temperatura zonal mostrado através da reanálise MERRA-2 (Figura 5.3a), onde as temperaturas mais elevadas estão sobre as latitudes tropicais, devido a maior incidência de radiação sobre essa região e, esses valores vão diminuindo com a altura e a medida que se afasta dos trópicos. Para $\Delta\text{TEMP}_{\text{EQC}}$ percebeu-se, nas latitudes tropicais que envolvem a RMADO, um resfriamento nos níveis mais bai-

xos da atmosfera e um aquecimento da atmosfera, que ocorre predominantemente nos níveis mais elevados, acima de 700 hPa. Diferente do que observou-se para a $\Delta TEMP_{EQC}$, para $\Delta TEMP_{EQD}$ o resfriamento da troposfera, devido à presença dos aerossóis de queimadas, foi restrito aos níveis mais próximos a superfície (até 800 hPa).

O aquecimento da atmosfera, associado ao resfriamento da superfície, tende a aumentar a estabilidade da atmosfera. Em resposta a esse aumento da estabilidade, devido aos aerossóis de queimadas, a altura da camada limite planetária (ACLP) foi reduzida (Figura 5.4), alcançando valores de até 80m sobre a RMAOD. O impacto dos aerossóis de queimadas ocasionou uma mudança em torno de -5% na ACLP (i.e., quando inserida a componente dos aerossóis a ACLP foi reduzida em aproximadamente 5%). Sobre as regiões RNAOD e RSAOD a ACLP foi reduzida em aproximadamente 3%. As alterações devido ao método de prescrição das emissões foram de menos de 1% para esta variável.

Figura 5.1 - Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da temperatura a 2 metros (T2M,°C) durante ASO para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta T2M_{EQC}$, (f) $\Delta T2M_{EQD}$ e (g) $\Delta T2M_{D\text{-}C}$.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.2 - Perfil da temperatura vertical média (a) para a reanálise MERRA-2 e experimentos EQZ, EQC e EQD e (b) para as diferenças entre os experimentos $\Delta T2M_{EQC}$, $\Delta T2M_{EQD}$ e $\Delta T2M_{D\text{-}C}$. As médias na área foram calculadas sobre a RMAOD.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.3 - Média zonal da temperatura do ar (°C, 2000-2015) entre as longitudes de 70°W e 50°W para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta T2M_{EQC}$, (f)$\Delta T2M_{EQD}$ e (g)$\Delta T2M_{D\text{-}C}$.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.4 - Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da altura da camada limite planetária (ACLP, m) para as diferenças entre os experimentos (a) $\Delta ACLP_{EQC}$, (b) $\Delta ACLP_{EQD}$ e (c) $\Delta ACLP_{D\text{-}C}$.

Fonte: Produção do autor.

5.2 Pressão atmosférica

Na Figura 5.5 mostra-se o padrão espacial da PS média, para ASO de 2000 a 2015, para a reanálise MERRA-2, experimentos EQZ, EQC e EQD e para as diferenças entre os experimentos ΔPS_{EQC}, ΔPS_{EQD} e $\Delta PS_{D\text{-}C}$. Notou-se que, na Figura 5.5a-d, o padrão espacial da PS são similares para todos os experimentos (EQZ, EQC e EQD) e estão em concordância com dados de referência MERRA-2. Observou-se que o sistema GEOS-S2S-2 consegue capturar o padrão geral da PS como, os centros de alta pressão relacionados a ASAS e ASPS e as baixas pressões sobre o continente, principalmente no setor centro-norte da AS.

Com a inclusão dos aerossóis de queimadas no sistema de previsão climática GEOS-S2S-2, observou-se um aumento da PS (ΔPS_{EQC}, Figura 5.5e) sobre praticamente toda a porção centro-norte da AS (ao norte de 25°S) e uma redução sobre o setor sul da AS (ao sul de 25°S). A ΔPS_{EQD} (Figura 5.5e) apresentou um padrão espacial semelhante a ΔPS_{EQC} (Figura 5.5f), no entanto, sobre a RMAOD, a PS foi aumentada com maior intensidade para o experimento EQD (Figura 5.5g). O padrão da PS reflete as mudanças observadas no padrão espacial da temperatura da superfície, devido à presença dos aerossóis de queimadas. Com o resfriamento da temperatura da superfície o ar fica mais denso, elevando a pressão sobre a área.

As alterações médias sobre as regiões analisadas, RMAOD, RNAOD e RSAOD, indicam um aumento da PS, quando inserido os aerossóis de queimadas. Observou-se também que os valores médios referente aos experimentos EQC e EQD se aproximam mais do conjunto de dados de referência MERRA-2 do que o experimento EQZ (Tabela 5.1). O impacto do método de prescrição das emissões não foi relevante sobre a média nas áreas estudadas. No entanto, sobre a costa leste da região Sul da AS observou-se diferenças expressivas entre os experimentos EQD e EQC, alcançando volares acima de 1 hPa.

Figura 5.5 - Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da pressão ao nível médio do mar (PS, hPa) durante ASO para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) ΔPS_{EQC}, (f) ΔPS_{EQD} e (g) $\Delta PS_{D\text{-}C}$.

Fonte: Produção do autor.

5.3 Circulação

5.3.1 Célula de Hadley

Na Figura 5.6 apresenta-se o corte vertical (latitude x pressão) da média da velocidade vertical (ômega) para o período médio de ASO de 2000 a 2015 (sombreado) e a circulação meridional (vetores) associada à célula de Hadley regional, entre as longitudes de 70°W e 50°W, para a reanálise MERRA-2, experimentos EQZ, EQC e EQD e para as diferenças entre os experimentos Δ_{EQC}, Δ_{EQD} e $\Delta_{\mathrm{D\text{-}C}}$. Valores negativos (positivos) de ômega indicam regiões com movimentos ascendentes (descendentes). Observou-se que o padrão espacial da circulação meridional de Hadley são similares para todos os experimentos (EQZ, EQC e EQD) e estão de acordo com aos dados de referência MERRA-2, evidenciando o movimento ascendente na região tropical e descendentes sobre as latitudes extratropicais do Hemisfério Sul. Sobre a RMAOD notou-se que há um predomínio de movimento ascendente na baixa troposfera, associados a convecção que ocorre na Amazônia e, na média e alta troposfera um movimento descendente compensatório da célula de Hadley ascendente entre 0° e 10°N (Figura 5.6a-d)

Na Figura 5.6e-g ilustra-se as alterações na intensidade da circulação meridional de Hadley, devido ao efeito dos aerossóis de queima de biomassa. Entre as latitudes 20°S-10°S, que envolve a região com maior concentração de emissão de aerossóis de queimadas da AS, a diferença entre os experimentos EQC e EQZ (Δ_{EQC}, Figura 5.6e) resulta no enfraquecimento do movimento ascendente da célula de Hadley na baixa troposfera. Para os níveis médios e altos da troposfera, sobre a RMAOD, notou-se que o movimento descendente compensatório da célula de Hadley foi fortalecido na presença dos aerossóis de queimadas. A presença dos aerossóis de queimadas no sistema GEOS-S2S-2 também contribui para o fortalecimento do ramo ascendente da célula de Hadley entre as latitudes de 0° e 10°N. A Δ_{EQD} (Figura 5.6f) apresenta um padrão espacial semelhante ao Δ_{EQC} (Figura 5.6e). No entanto, o $\Delta_{\mathrm{D\text{-}C}}$ (Figura 5.6g) foi mais expressiva nos níveis mais elevados da atmosfera e sobre a região extratropical. O movimento ascendente da célula de Hadley na baixa troposfera, em torno da latitude de 10°S, foi enfraquecido com maior magnitude para o experimento EQD quando comparado ao EQC. A magnitude do fortalecimento do movimento descendente, sobre a RMAOD, nos médios e altos níveis, foi menor para o experimento EQC, quando comparado ao experimento EQD.

Figura 5.6 - Cortes verticais (latitude x pressão) da média da velocidade vertical (ômega) para ASO de (2000-2015, em Pa/s - sombreado) e circulação meridional (em m/s – vetores) associada à célula de Hadley entre 70°W-50°W para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) Δ_{EQC}, (f) Δ_{EQD} e (g) $\Delta_{\mathrm{D\text{-}C}}$.

Fonte: Produção do autor.

5.3.2 Célula de Walker

A Figura 5.7 ilustra o corte vertical (longitude x pressão) da média da velocidade vertical (ômega) para média do período de ASO de 2000 a 2015 (sombreado) e a circulação zonal (vetores) associada à célula de Walker entre as latitudes de 15°S e 5°N para a reanálise MERRA-2, experimentos EQZ, EQC e EQD e para as diferenças entre os experimentos Δ_{EQC}, Δ_{EQD} e $\Delta_{\mathrm{D\text{-}C}}$. Valores negativos (positivos) de ômega indicam regiões com movimentos ascendentes (descendentes). Observou-se, na Figura 5.7a-d, que os padrões espaciais da circulação zonal de Walker são similares para todos os experimentos (EQZ, EQC e EQD) e estão de acordo com dados de referência MERRA-2, com o ramo descendente ocorrendo sobre o Pacífico equatorial (em torno de 120°W) e o ramo ascendente compensatório sobre o leste da Amazônia e Atlântico equatorial (em torno de 60°W).

Em torno da longitude de 120°W, região do Pacífico equatorial, observou-se que a inclusão dos aerossóis de queimadas, através do experimento de caráter operacional EQC (Δ_{EQC}, Figura 5.7e), intensifica ligeiramente o movimento descendente da célula de Walker na baixa troposfera e enfraquece nos níveis mais elevados (acima de

600 hPa). Sobre a RMAOD (60°W), o movimento ascendente da circulação de Walker foi enfraquecido com a inclusão dos aerossóis de queimadas (Figura 5.7d). Para a diferença entre o experimento EQD e EQZ (Figura 5.7f), observou-se um padrão espacial próximo ao da Δ_{EQC} (Figura 5.7e), diferindo apenas na magnitude. O impacto do método de prescrição das emissões ($\Delta_{\mathrm{D\text{-}C}}$, Figura 5.7g) foi mais expressivo nos médios e altos níveis da troposfera. Sobre a região a RMAOD ($\sim$ 60°W), quando as emissões dos aerossóis de queimadas foram prescritas pela climatologia mensal, experimento EQC, percebeu-se que a magnitude do enfraquecimento do movimento ascendente foi menor quando comparada ao experimento controle EQD.

Figura 5.7 - Cortes verticais (longitude x pressão) da média da velocidade vertical (ômega) para ASO de (2000-2015, em Pa/s - sombreado) e circulação zonal (em m/s – vetores) associada à célula de Walker média entre 15°S-5°N para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) Δ_{EQC}, (f) Δ_{EQD} e (g) $\Delta_{\mathrm{D\text{-}C}}$.

Fonte: Produção do autor.

5.3.3 Vento em 850 hPa

Na Figura 5.8 mostra-se o padrão da circulação média (vetores) em 850 hPa durante o período ASO de 2000 a 2015 e suas respectivas magnitudes (sombreados) para a reanálise MERRA-2, experimentos EQZ, EQC e EQD e para as diferenças entre os experimentos $\Delta v850_{\mathrm{EQC}}$, $\Delta v850_{\mathrm{EQD}}$ e $\Delta v850_{\mathrm{D\text{-}C}}$. Notou-se que, na Figura 5.8a-d, o padrão espacial da circulação média em 850 hPa são similares para todos os experi-

mentos (EQZ, EQC e EQD) e estão de acordo com dados de referência MERRA-2. O sistema GEOS-S2S-2 consegue capturar o padrão geral da circulação em baixos níveis como, a circulação anticiclônica relacionadas a ASAS e ASPS. Sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil verificou-se a confluência dos ventos alísios, alcançando valores de intensidade de até 12 m/s. À leste dos Andes, observou-se a atuação dos JBN com intensidade entre 6 m/s e 8 m/s.

O impacto dos aerossóis de queimadas na circulação média em 850 hPa, através do experimento EQC ($\Delta v850_{EQC}$, Figura 5.8e), foi mais expressivo sobre a região dos JBN, ASAS e sobre o setor extremo sul da AS (ao sul de 40°S). Em todas as regiões citadas a magnitude do vento foi intensificada, quando inserida a componente dos aerossóis de queimadas no sistema GEOS-S2S-2. Para a diferença entre o experimento EQD e EQZ ($\Delta v850_{EQD}$, Figura 5.8f), notou-se um padrão espacial semelhante $\Delta v850_{EQC}$, diferindo apenas na intensidade da magnitude do vento. No experimento $\Delta v850_{EQD}$ a intensidade da magnitude do vento foi maior, quando comparada ao $\Delta v850_{EQC}$. Sobre a região dos JBN, região por onde ocorre o transporte dos aerossóis da região central para as regiões Sul e Sudeste da AS, observou-se que as simulações com a inclusão dos aerossóis (EQC e EQD) se aproximam mais do conjunto de referência MERRA-2, quando comparada à simulação sem aerossóis (EQZ). Ainda sobre esta região percebeu-se que o impacto do método de prescrição das emissões foi relevante. Isto é, quando as emissões foram inseridas através da sua variabilidade diária a intensidade dos JBN foi melhor representada em relação aos dados de referência MERRA-2.

Figura 5.8 - Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da circulação média (vetores) em 850 hPa para ASO para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta v850_{EQC}$, (f) $\Delta v850_{EQD}$ e (g) $\Delta v850_{D\text{-}C}$. A intensidade da circulação (m/s) é apresentada em sombreado.

Fonte: Produção do autor.

5.3.4 Vento em 200 hPa

Na Figura 5.9 ilustra-se o padrão da circulação média (vetores) em 200 hPa durante o período de ASO de 2000 a 2015 e suas respectivas magnitudes (sombreados) para a reanálise MERRA-2, experimentos EQZ, EQC e EQD e para as diferenças entre os experimentos $\Delta v200_{EQC}$, $\Delta v200_{EQD}$ e $\Delta v200_{D\text{-}C}$. Nos altos níveis da atmosfera, o padrão espacial da circulação média em 200 hPa são similares para todos os experimentos (EQZ, EQC e EQD) e estão de acordo com dados de referência MERRA-2. Nota-se a atuação da corrente de jato subtropical entre as latitudes de 20°S e 35°S, com intensidade alcançando valores acima de 35 m/s posicionado sobre o sul da AS (em torno de 30°S).

As alterações na intensidade da circulação de média em 200 hPa, devido ao efeito

dos aerossóis de queima de biomassa, é ilustrada na Figura 5.9e-g. Observou-se para a $\Delta v200_{EQC/EQD}$ (Figura 5.9e,f), que a corrente de jato subtropical foi fortalecida na presença dos aerossóis de queimadas. Esse fato pode estar associado ao fortalecimento do ramo descendente da célula de Hadley (Figura 5.6e). Para a $\Delta v200_{D\text{-}C}$ (Figura 5.9g) percebeu-se que, quando utilizada as emissões a partir de estimativas diárias (experimento EQD), a magnitude da corrente de jato subtropical foi mais elevada do que quando comparado ao experimento EQC (emissões climatológicas), principalmente na região da entrada do jato subtropical. Também concordando com os resultados observados na Figura 5.6g, onde ao ramo descendente da célula de Hadley foi mais intenso para o experimento EQD, quando comparado ao experimento EQC.

Figura 5.9 - Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da circulação média (vetores) em 200 hPa para ASO para (a) MERRA-2, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta v200_{EQC}$, (f) $\Delta v200_{EQD}$ e (g) $\Delta v200_{D\text{-}C}$. A intensidade da circulação (m/s) é apresentada em sombreado.

Fonte: Produção do autor.

5.4 Precipitação

Na Figura 5.10 apresenta-se a distribuição espacial da precipitação média (mm/dia), durante o trimestre ASO (2000-2015), para os dados de referência TRMM, experimentos EQZ, EQC e EQD e para as diferenças entre os experimentos $\Delta PREC_{EQC}$, $\Delta PREC_{EQD}$ e $\Delta PREC_{D\text{-}C}$. Observou-se que o sistema de previsão climática GEOS-S2S-2 reproduz o padrão característico da precipitação sobre a AS para o período de agosto a outubro, conforme observado pelo TRMM, evidenciando o baixo total pluviométrico na maior parte da região central da AS e NEB e com maiores valores de precipitação sobre o setor extremo norte da região Norte da AS (Figura 5.10a-d).

Na Figura 5.10d-f ilustra-se a diferença da precipitação entre as simulações com (EQD e EQC) e sem (EQZ) aerossóis de queimadas, a fim de identificar a influência destes na precipitação. Observou-se que, quando a forçante dos aerossóis de queimada foi incluída no sistema de previsão sazonal GEOS-S2S-2, através dos seus efeitos diretos e indiretos, a precipitação foi reduzida sobre praticamente todo o continente sul americano (Figura 5.10d-e). Com exceção do extremo norte da região Norte da AS, onde a precipitação média aumentou. Quando considerada a presença dos aerossóis de queimadas, percebeu-se uma redução da precipitação média em torno de 10% e 5% sobre as regiões RMAOD e RSAOD, respectivamente (Tabela 5.1). Para esta época do ano, ASO, estas regiões apresentam baixos totais pluviométricos, com isso, a inclusão dos aerossóis contribuiu para reduzir ainda mais a precipitação. Sobre a RNAOD o efeito dos aerossóis de queimadas na precipitação não foi tão expressivo. O impacto do método de prescrição das emissões foi de menos de 1% em todas as regiões analisadas (Tabela 5.1). A precipitação média simulada pelos experimentos EQC e EQD, sobre as regiões RMAOD e RNAOD, estiveram mais próximas do produto de precipitação do TRMM do que a simulada para o experimento sem a presença dos aerossóis de queimadas (EQZ).

A precipitação geralmente diminui na presença dos aerossóis de queimadas quando são considerados os efeitos diretos e indiretos do aerossol. O efeito direto, através da absorção e do espalhamento da radiação solar incidente, atua na estabilização da atmosfera. Sendo este um mecanismo desfavorável à formação de nuvens como discutido anteriormente. O efeito indireto também pode ter contribuído para redução da precipitação, através do primeiro e segundo efeito indireto. No primeiro efeito, a presença dos aerossóis se caracteriza pelo aumento na concentração de NCN e, por consequência o aumento da quantidade de gotículas de água, aumentando o albedo da nuvem Twomey (1977). No segundo efeito indireto gotículas pequenas tem menor

chance de colidir entre si e, assim, evoluírem para a precipitação Albrecht (1989). Tanto o aumento do albedo quanto do tempo de vida útil da nuvem atua para resfriar o sistema, aumentando a profundidade óptica da nuvem e a cobertura de nuvens. A consequência deste acréscimo é um maior espalhamento da radiação solar incidente de volta para o espaço e, consequentemente, reduzindo a quantidade que chega na superfície.

Figura 5.10 - Distribuição espacial climatológica (2000-2015) da precipitação média (mm/dia) para ASO para (a) TRMM, (b) EQZ, (c) EQC e (d) EQD e para as diferenças entre os experimentos (e) $\Delta PREC_{EQC}$, (f) $\Delta PREC_{EQD}$ e (g) $\Delta PREC_{D\text{-}C}$.

Fonte: Produção do autor.

5.5 Síntese e discussões

Em resposta a presença dos aerossóis de queimadas inserido no sistema de previsão climática sazonal GEOS-S2S-2, a temperatura da superfície terrestre foi resfriada em até 0.8°C, sobre a RMAOD e região central da AS. A razão para este resfriamento é a diminuição do saldo de radiação de onda curta que atinge a superfície (-16 Wm^{-2},

Tabela 4.1), que ocorre devido aos processos de absorção e espalhamento da radiação solar pelos aerossóis. MENEZES NETO et al. (2017) e Thornhill et al. (2018), em estudos sobre o impacto dos aerossóis de queima de biomassa na AS, observaram um resfriamento máximo de 1.0°C e 0.8°C, respectivamente. Esses valores estão em concordância com o que observou-se neste trabalho. Os fluxos turbulentos, que foram reduzidos na presença dos aerossóis de queimadas (Figura 4.14 e 4.15), também influenciam no resfriamento da superfície, sendo a maior diminuição no fluxo de calor latente (-6.79 Wm^{-2}). Os efeitos direto e semi-direto dos aerossóis de queimadas foram evidentes no controle da temperatura da superfície sobre o continente sul americano.

Os aerossóis de queimadas impactam não somente a temperatura da superfície, mas todo o perfil vertical da temperatura do ar. A presença dos aerossóis aquece a atmosfera, principalmente a partir do nível de 850 hPa. Esse aquecimento é devido à propriedade de absorção de radiação dos aerossóis. Os BC, que são emitidos em grandes quantidades durante a estação seca da Amazônia Legal, é uma espécie eficiente em absorver radiação visível. A redução da radiação incidente na superfície e o aquecimento da atmosfera em altitudes mais elevadas, favorecem ao aumento da estabilidade da CLP (onde o impacto dos aerossóis queimadas contribuem para reduzir a ACLP em ∼80m sobre a RMAOD). Sobre região que envolve o Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, centro-leste da Bolívia e Paraguai, onde observou-se os maiores valores da redução da temperatura da superfície (Figura 5.1) e ACLP (Figura 5.4), também notou-se uma redução da cobertura de nuvens (Figura 4.7). Esse aumento na estabilidade da atmosfera juntamente com as condições termodinâmicas típicas desta época do ano, pode ter contribuído para reduzir a formação de nuvens, conforme mostrado no capítulo anterior (Figura 4.7) .

Em média climatológica, observou-se que o impacto do método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimada foi pouco expressivo no campo da temperatura da superfície. A diferença entre os experimentos EQD e EQC foi em torno de 0.1°C (Figura 5.1), sobre a maior parte da região central do continente Sul Americano, onde estão localizadas as fontes de emissões e, sobre as áreas adjacentes que também são afetadas devido ao transporte dos aerossóis pela circulação. A temperatura da superfície, sobre a RMAOD, foi reduzida com maior magnitude no experimento EQC, quando comparado ao experimento controle EQD.

Em suma, para a média na RMAOD, a temperatura da superfície e, as demais variáveis estudadas que são resposta as alterações a mesma, previstas com os expe-

rimentos com a inclusão dos aerossóis de queimadas (EQC e EQD), se aproximaram mais do conjunto de referência MERRA-2 do que os valores referente ao experimento sem aerossóis de queimadas (EQZ). Para as regiões remotas à fonte das emissões dos aerossóis, RNAOD e RSAOD, os impactos da inclusão dos aerossóis de queimadas foram menos expressivos quando comparados a RMAOD e, em média, também possui um ajuste relativamente bom com os dados de referência MERRA-2, quando comparados aos dados do experimento EQZ.

As mudanças que os aerossóis causam na temperatura refletem em modificações no padrão da PS e, consequentemente, na circulação da atmosfera. A pressão atmosférica está diretamente ligada à temperatura. Com a redução da temperatura o ar torna-se mais denso, aumentando a pressão sobre a superfície, formando uma área de alta pressão (emissora de ventos). Para temperaturas elevadas o ar fica menos denso, formando uma área de baixa pressão (receptora de ventos). A diferença entre pressões atmosféricas modula os padrões de ventos. Essas características foram bem representadas pelo modelo numérico e também responderam de forma satisfatória as alterações estudadas. A PS média simulada, através dos experimentos com a componente dos aerossóis de queimadas, esteve mais próximas do MERRA-2 em comparação a PS do experimento EQZ.

Com a inclusão dos aerossóis de queimadas observou-se um aumento da pressão em praticamento todo o continente ao norte de 20°S e uma redução da pressão ao sul de 20°S. Também sobre a ASAS observou-se diferenças relevantes entre as simulações com e sem aerossóis, a PS aumentou quando os aerossóis foram incluídos. Estas alterações que foram observadas mais longe da fonte de queimadas da AS, podem não apenas está relacionadas as mudanças que acontecem localmente, mas a combinação dos efeitos das emissões de queimadas ocorridas nas diversas regões do globo, principalmente das emissões de queimadas da África. Com isso, essas alterações acabam se propagando através da circulação atmosférica e influenciando áreas remotas. Em parte, este gradiente observado na PS sobre a AS, principalmente a redução da PS ao sul de 20°S, provavelmente é resultante dos efeitos dos aerossóis de queimadas emitidos na África e em outras regiões. No entanto, neste estudo não foi possível isolar o efeito local de cada fonte de emissão do globo.

As modificações nas variáveis atmosféricas devido à presença dos aerossóis também foram evidentes nas células de circulação meridional (Hadley) e zonal (Walker). O movimento ascendente da circulação local de Hadley foi enfraquecido sobre as latitudes que envolve a RMAOD (15°S-5°S) e o movimento descendente compensatório

foi fortalecido nos níveis mais elevados dessa região. Essa mudança coincide com o aumento na estabilidade nos baixos níveis sobre a RMAOD, gerando gradientes meridionais na coluna atmosférica e, consequentemente, modificando a circulação atmosférica. O movimento ascendente entre as latitudes de 0°-10°N associado à forte convecção que ocorre no Hemisfério Norte, onde encontra-se posicionada a ZCIT, foi fortalecido na presença dos aerossóis de queimadas. Essa alteração pode está relacionada aos aerossóis de queimadas emitidos na África, que facilmente adentram sobre esta região através da circulação atmosférica. A célula de Hadley desempenha um papel fundamental na formação da circulação global da atmosfera, transportando excesso de calor e momento dos trópicos para os extratrópicos. No entanto, mudanças na circulação local de Hadley podem conduzir não somente a respostas locais como também em regiões remotas como, regiões extratropicais e polares. Allen e Sherwood (2011) e Randles et al. (2013) em um estudo sobre o impacto global dos aerossóis, demonstraram que o efeito dos aerossóis antropogênicos induz a mudanças expressivas na circulação também em altas latitudes.

A célula de circulação zonal de Walker também foi alterada, devido ao impacto dos aerossóis de queimadas. O ramo ascendente localizado sobre a região tropical da AS, próximo as longitudes que limitam a RMAOD, foi enfraquecido. O ramo descendente, que ocorre sobre o Pacífico equatorial, foi fortalecido na baixa troposfera e levemente enfraquecido nos níveis mais elevados da atmosfera. Ambas as células, Hadley e Walker, que conduzem a circulação global, são fundamentais para identificar anomalias climáticas extremas. O método de prescrição das emissões induziu apenas a impactos na magnitude das alterações da circulação de grande escala. O método de prescrição das emissões através da climatologia mensal (experimento EQC) enfraqueceu (fortaleceu) o movimento ascendente (descendente) com menor magnitude que o experimento EQD, onde as emissões dos aerossóis de queimadas foram prescritos por estimativas diárias. O impacto do método de prescrição das emissões foi mais expressivo nas regiões de latitudes extratropicais, nos níveis médios e altos da atmosfera e Hemisfério Norte, que por sua vez pode estar relacionado aos efeitos remotos e/ou combinados dos aerossóis de queimadas emitidos em diversas regiões do globo.

Além da circulação atmosférica de grande escala, a circulação local também sofreu modificações devido à presença dos aerossóis de queimadas. No nível de 850 hPa, o principal destaque foram as alterações na intensidade dos JBN e da ASAS, ambos foram intensificados. A intensidade dos JBN produzida pelos experimentos EQC e EQD, mostraram-se mais próximos aos dados de reanálise MERRA-2 do que o

experimento EQZ. Alguns fatores podem ter contribuído para o aumento da magnitude dos JBN como, o aumento no gradiente de pressão e o aumento na intensidade da ASAS na presença dos aerossóis de queimadas. Nos altos níveis, em 200 hPa, a corrente de jato subtropical foi intensificada, o que pode estar associado ao fortalecimento do ramo descendente da célula de Hadley, bem como o aumento da intensidade dos ventos de oeste sobre esta região. Em ambos os níveis, o vento zonal foi intensificado com maior magnitude para o experimento EQD (emissões diárias), quando comparado ao EQC (emissões climatológicas mensal), concordando com os resultados obtidos para a circulação de grande escala.

Com a inclusão dos aerossóis de queimadas no sistema de previsão sazonal GEOS-S2S-2 a precipitação média foi suprimida, quando comparada a precipitação simulada pelo experimento EQZ, sobre praticamente todo o continente sul americano. Com exceção, da região Norte da AS (ao norte de 0°). A região com a diferença de precipitação mais acentuada foi a RMAOD, onde observou-se uma redução em torno de 10% da precipitação, devido aos aerossóis de queimadas. Sobre RNAOD e RSAOD a precipitação também foi reduzida em 0.43% e 5%, respectivamente. Essa redução na precipitação é consistente com redução da temperatura da superfície, fluxo de calor latente, a evaporação, a estabilidade da CLP e o enfraquecimento do movimento ascendente nos baixos níveis, que observou-se neste trabalho. A precipitação produzida pelo sistema GEOS-S2S-2, através dos experimentos EQC e EQD, aproximou-se mais da estimada pelo TRMM do que a precipitação média simulado pelo experimento EQZ, para as regiões RMAOD e RNAOD. Como usou-se o mesmo conjunto de condições de contorno na simulação dos experimentos numéricos, as diferenças entre os experimentos EQD/EQC e EQZ foram causadas inteiramente pela inclusão dos aerossóis de queimadas. Os efeitos direto e indireto dos aerossóis foram considerados para este estudo. No entanto, neste trabalho não avaliou a contribuição de cada efeito separadamente no resultado da precipitação.

O impacto do tipo de emissão prescrita na previsão da precipitação pelo sistema GEOS-S2S-2 foi mais acentuado sobre o setor sul da AS, mais especificamente sobre o estado do Rio Grande do Sul, Uruguai e região dos JBN, onde a precipitação foi reduzida com maior magnitude no experimento EQC.

Diversos estudos vêm sendo realizados sobre a Amazônia para tentar entender os processos que envolve os aerossóis, as nuvens e a precipitação. Gonçalves et al. (2015) analisaram dados de precipitação e AOD sobre a Amazônia e sugeriram que a influência dos aerossóis de queimadas na precipitação depende do grau de instabi-

lidade da atmosfera. Em atmosferas mais estáveis, os aerossóis de queimadas tendem a reduzir a precipitação. Para casos de uma atmosfera mais instável associadas a elevadas concentrações de carbonáceos, induz a maior precipitação e maior conteúdo de gelo nas nuvens. Em um estudo numérico sobre o impacto de altas concentrações de emissões de aerossóis sobre a Amazônia, Thornhill et al. (2018) também observaram uma redução da precipitação, quando compararam com uma simulação de baixa emissão de aerossóis. Vendrasco et al. (2009) mostraram que a eficiência de precipitação depende da intensidade da fonte de queimadas, que taxas elevadas de emissões de aerossóis de queimadas podem induzir ao aumento da precipitação. Além da regiões tropicais, outras regiões do globo como, no leste da Ásia e leste do continente Norte Americano também demonstraram que os aerossóis antropogênicos tendem a suprimir da precipitação (XIE et al., 2016; LI et al., 2018; LI et al., 2020).

As alterações observadas nos campos atmosféricos estudados neste capítulo não estão apenas associadas aos efeitos da fonte de queimadas de queimadas da AS, mas também aos efeitos dos aerossóis emitidos na África e em outras regiões do globo. As mudanças locais causadas pelos aerossóis de queimadas como, o resfriamento da superfície, que reflete em alterações na dinâmica (circulação da atmosfera), que por sua vez se estendem por todo o globo através das teleconexões. Assim, os efeitos aqui observados são uma combinação dos efeitos locais e remotos dos aerossóis de queimadas. Uma vez que foi utilizado um sistema de modelagem numérica global.

Estudos adicionais, principalmente de modelagem numérica, ainda são necessários para investigar o impacto do efeito indireto nos processos de nuvens e precipitação. Atualmente, o papel do efeito indireto dos aerossóis é incerto. Os últimos relatórios do IPCC têm demonstrado o elevado grau de incerteza associado a componente indireta do efeito dos aerossóis (IPCC, 2007; IPCC, 2013).

6 IMPACTO DAS EMISSÕES DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA DESTREZA DAS PREVISÕES SAZONAIS

Neste capítulo avaliou-se a destreza das previsões retrospectivas das variáveis AOD, precipitação e temperatura da superfície previstas pelo sistema de previsão climática sazonal GEOS-S2S-2, para os 3 experimentos realizados, com a finalidade de verificar o potencial operacional das previsões climáticas sazonais. Os resultados das previsões foram comparados contra dados de observações *in situ*, de satélite e de reanálises.

As questões científicas que discutiu-se neste capítulo foram: (4) Qual o ganho de destreza em um sistema de previsão sazonal operacional com a inclusão da forçante dos aerossóis de queimadas em comparação com um sistema sem esta forçante, para as variáveis temperatura e precipitação? (5) Qual a relação entre precipitação na AS e a carga de aerossóis produzida via queima de biomassa na Amazônia legal para o período de 2000 a 2015?

6.1 Profundidade óptica dos aerossóis

Na Figura 6.1 ilustra-se os mapas espaciais do coeficiente de correlação das anomalias do AOD médio prevista pelo sistema GEOS-S2S-2 contra as anomalias do AOD proveniente da reanálise MERRA-2, para o trimestre ASO de 2000 a 2015. Observou-se, para o experimento EQC (Figura 6.1a), que apenas sobre o setor central da região Norte da AS e em direção ao Pacífico equatorial as correlações foram positivas e estatisticamente significativas ao nível de 5%, alcançando valores acima de 0.5. Para o experimento EQD (Figura 6.1b), as correlações significativas abrangem uma área maior em relação ao experimento EQC, cobrindo praticamente todo o continente sul americano. No entanto, as correlações foram de maior magnitude sobre a região central do continente. A correlação média aumentou, em todas as áreas analisadas, quando as emissões de queimadas foram prescritas através de estimativas diárias de satélite (Tabela 6.1), o que era esperado, como discutido na Seção 4.1.

Na Figura 6.2 apresenta-se o viés médio do AOD entre os experimentos numéricos (EQC e EQD) e o conjunto de referência MERRA-2. Observou-se que o sistema GEOS-S2S-2 superestimou o AOD estimado pela reanálise MERRA-2, principalmente sobre o a região de maior concentração das emissões, porção centro-leste das regiões Sul e Sudeste e interior do NEB, alcançando valores de até 0.2. Para as demais regiões do continente sul americano, notou-se uma subestimativa do modelo em prognosticar o AOD. O padrão espacial do viés médio é similar para ambos os

experimentos, EQC (Figura 6.2b) e EQD (Figura 6.2b). Percebeu-se que, o método de prescrição das emissões, através da variabilidade diária, tende a aumentar ligeiramente a magnitude da superestimativa do modelo em relação a referência MERRA-2, sobre a região de máximo AOD. Os vieses médios nas áreas analisadas foram mais expressivos sobre a RNAOD, quando comparado às demais regiões (RMAOD e RSAOD). O impacto do método de prescrição das emissões de queimadas foi pouco relevante sobre o viés médio do AOD.

A magnitude do RMSE do AOD foi mais expressiva sobre a porção central da AS, que envolvem a RMAOD, alçando valores de até 0.3. A configuração espacial de ambos os experimentos foi similar. No entanto, o RMSE possui maior magnitude para o EQC (Figura 6.3b), quando comparado ao EQD (Figura 6.3b). Para a RMAOD o RMSE médio foi de 0.15 e 0.09 para EQC e EQD, respectivamente (Tabela 6.1). Para a região mais ao norte da área de máxima AOD, a RNAOD, onde os valores foram de 0.07 e 0.05 para EQC e EQD, respectivamente (Tabela 6.1). Sobre a RSAOD observou-se valores de 0.10 e 0.06 para EQC e EQD, respectivamente. O método de prescrição das emissões, através das estimativas diárias, contribuiu para reduzir o RMSE do AOD previsto pelo sistema GEOS-S2S-2 em todas as regiões estudadas.

Tabela 6.1 - Coeficiente de correlação, viés e RMSE para a média do conjunto de previsões retrospectivas das anomalias de AOD, durante o período de ASO de 2000 a 2015, sobre as regiões RMAOD, RNAOD e RSAOD. Os experimentos numéricos (EQZ, EQC e EQD) foram comparados contra a base de dados de AOD do conjunto MERRA-2.

	CORR	**VIÉS (adm)**	**RMSE (adm)**
		RMAOD	
EQC	0.41	0.001	0.15
EQD	0.91	0.004	0.09
		RNAOD	
EQC	0.70	-0.037	0.07
EQD	0.81	-0.034	0.05
		RSAOD	
EQC	0.54	-0.002	0.10
EQD	0.87	0.001	0.06

Figura 6.1 - Mapas de correlação entre a anomalia de AOD média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes anomalias de AOD derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQC e (b) EQD. As correlações são estatisticamente significativas ao nível de 5%, usando um teste t-Student.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.2 - Viés médio da AOD média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes AOD derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQC e (b) EQD.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.3 - RMSE médio da AOD média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes AOD derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQC e (b) EQD.

Fonte: Produção do autor.

6.2 Temperatura a 2 metros

Na Figura 6.4 ilustra-se os mapas espaciais do coeficiente de correlação das anomalias de temperatura a 2 metros (T2M) média prevista pelo sistema GEOS-S2S-2 contra as anomalia da T2M proveniente da reanálise MERRA-2, para trimestre o ASO de 2000 a 2015. Observou-se correlações positivas e estatisticamente significativas ao nível de 5% em praticamente toda a porção centro-norte da AS e extremo norte do NEB (ao norte de 20°S), alcançando valores acima de 0.9. Em direção ao setor sul da AS (ao sul de 20°S) e sobre o setor semiárido do NEB as correlações não foram significativas ao nível de 5%. Percebeu-se que o coeficiente de correlação para os experimentos EQC (Figura 6.4b) e EQD (Figura 6.4c) apresentaram-se com maior magnitude, quando comparados ao experimento EQZ (Figura 6.4a), evidenciando que a inclusão dos aerossóis de queimadas induz a um aumento na destreza do GEOS-S2S-2 em prever as anomalias de T2M. O aumento da magnitude da correlação foi principalmente notada sobre as regiões central, Sudeste e Sul do Brasil

(entre as latitudes de 30°S e 10°S, Figura 6.4d-e). As correlações média em todas as áreas analisadas (RMAOS, RSAOD e RNAOD) foram aumentadas, com a inclusão dos aerossóis de queimadas no sistema de previsão climática sazonal (Tabela 6.2). Notou-se que, a prescrição das emissões de queimadas mostrou um impacto expressivo sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil, onde as áreas com correlações significativas foram aumentadas mais para o experimento EQD do que para o EQC (entre as latitudes de 20°S e 10°S, Figura 6.4f).

Na Figura 6.5 apresenta-se o viés médio da T2M (°C) entre os experimentos numéricos e o conjunto de referência MERRA-2. Observou-se que o sistema GEOS-S2S-2 superestimou a T2M estimada pela reanálise MERRA-2, principalmente sobre a região central do Brasil, porção oeste da região Sudeste e setor centro-leste da Bolívia e do Paraguai, que são regiões afetadas pela queima de biomassa, alcançando valores de até 2°C. Sobre estas áreas, percebeu-se que a inclusão da forçante dos aerossóis, através dos experimentos EQC e EQD, contribuiu para reduzir o viés da T2M, quando comparado ao experimento sem aerossóis EQZ (Figura 6.5d-e). Para a RMAOD todos os experimentos superestimam a T2M proveniente da reanálise MERRA-2, os valores dos vieses médios foram de 0.21°C, 0.04°C e 0.07°C para EQZ, EQC e EQD, respectivamente. No entanto, notou-se uma redução expressiva no viés da T2M para os experimentos EQC e EQD, quando comparado ao experimento EQZ. Sobre a RSAOD o viés da temperatura da superfície também foi reduzido na presença dos aerossóis de queimadas, porém, com magnitude menor quando comparada a RMAOD, os valores dos vieses médios foram de 0.08°C, -0.01°C e -0.04°C para EQZ, EQC e EQD, respectivamente. Para a RNAOD o sistema GEOS-S2S-2 subestimou a T2M em todos os experimentos e os valores dos vieses médios foram de -0.12°C, -0.19°C e -0.17°C para EQZ, EQC e EQD, respectivamente. A inclusão dos aerossóis de queimadas não contribuiu para reduzir o viés da temperatura da superfície sobre a RNAOD (Tabela 6.2). O impacto do método de prescrição das emissões de queimadas foi pouco relevante sobre o viés médio da T2M.

A distribuição espacial do RMSE para a T2M foi similar para todos os experimentos (Figura 6.6a-c). A magnitude do RMSE da T2M foi mais expressiva sobre a porção centro-sul da AS (ao sul de 15°S), alçando valores de até 2°C. A magnitude do RMSE sobre esta região foi ligeiramente reduzido, quando inserida a componente dos aerossóis (Figura 6.6d-e). No entanto, sobre o território Argentino observou-se que a inclusão dos aerossóis de queimadas contribuíram para aumentar o RMSE da T2M. Sobre a RMAOD o RMSE foi de 0.99°C, 0.93°C e 0.96°C para EQZ, EQC e EQD, respectivamente (Tabela 6.2). Para a região mais ao norte da área de máxima

AOD, a RNAOD, onde os valores foram de 0.71°C, 0.69°C e 0.70°C para EQZ, EQC e EQD, respectivamente (Tabela 6.2). Sobre a RSAOD observou-se os maiores valores do RMSE, alcançando até 1.4°C. O método de prescrição das emissões foi mais expressivo sobre a região central (em torno de 20°S, Figura 6.6f).

Tabela 6.2 - Coeficiente de correlação, viés e RMSE para a média do conjunto de previsões retrospectivas das anomalias de temperatura a 2 metros, durante o período de ASO de 2000 a 2015, sobre as regiões RMAOD, RNAOD e RSAOD. Os experimentos numéricos (EQZ, EQC e EQD) foram comparados contra a base de dados de temperatura a 2 metros do conjunto MERRA-2

	CORR	**VIÉS (C)**	**RMSE (C)**
		RMAOD	
EQZ	0.64	0.21	0.99
EQC	0.72	0.04	0.93
EQD	0.73	0.07	0.96
		RNAOD	
EQZ	0.78	-0.12	0.71
EQC	0.80	-0.19	0.69
EQD	0.79	-0.17	0.70
		RSAOD	
EQZ	0.55	0.08	1.42
EQC	0.62	-0.01	1.46
EQD	0.61	-0.04	1.45

Figura 6.4 - Mapas de correlação entre a anomalia de temperatura a 2 metros média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes temperatura a 2 metros derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. A diferença entre os mapas de correlação para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC. As correlações são estatisticamente significativas ao nível de 5%, usando o teste t-Student.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.5 - Viés médio da temperatura a 2 metros média do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes temperatura a 2 metros derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. O módulo da diferença do viés para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.6 - RMSE médio da temperatura a 2 metros do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes temperatura a 2 metros derivadas do conjunto MERRA-2, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. A diferença do RMSE para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC.

Fonte: Produção do autor.

6.3 Precipitação

Na Figura 6.7 ilustra-se os mapas de correlação entre a média do conjunto de previsões retrospectivas (experimentos EQZ, EQC, EQD) e as anomalias de precipitação observada (TRMM) em cada ponto de grade, para o trimestre ASO (2000-2015). Comparando os mapas de correlação para os três experimentos realizados (EQZ, EQC e EQD), notou-se que há poucas áreas com significância estatística ao nível de

5%. Entre as latitudes de 20°S e 30°S, observou-se que o experimento EQD apresentou mais áreas com correlações significativas em relação ao EQC e, principalmente, em relação ao EQZ(Figura 6.7d-e). O ganho de destreza na previsão da precipitação, devido à presença dos aerossóis de queimadas, foi relevante em todas as áreas analisadas, RMAOD, RNAOD e RSAOD (Tabela 6.3). Notou-se que, o método de prescrição das emissões de queimadas mostrou um impacto expressivo sobre a RSAOD. Quando as emissões de queimadas foram prescritas através de estimativas diárias de satélite, a destreza do sistema GEOS-S2S-2, em prever as anomalias de precipitação, aumentou de forma significativa (Figura 6.7f).

Na Figura 6.8 mostra-se o viés da precipitação acumulada trimestral (mm) das previsões retrospectivas proveniente do sistema GEOS-S2S-2 para cada experimento realizado. O padrão espacial dos vieses para os três experimentos são similares, diferindo apenas na magnitude. Observou-se um viés seco (i.e., o modelo subestima a precipitação observada) sobre a região Centro-Oeste do Brasil, porção oeste da região Sul e Sudeste do Brasil e em algumas áreas sobre o extremo norte da região Norte da AS, alcançando valores de até -300 mm. Essa subestimativa é de maior magnitude para os experimentos EQD e EQC e, pode ser justificado pelas altas cargas de aerossóis nessas áreas (6.8d-e). Sobre a região do NEB, costa leste da AS e setor centro-norte da região Norte da AS, verificou-se um viés úmido (i.e., o modelo superestima a precipitação observada), alcançando valores superiores a 300 mm, em alguns pontos. Os vieses médios na RMAOD foram de 14 mm, -13 mm, e -16 mm para os experimentos EQZ, EQC e EQD, respectivamente (Tabela 6.3). Quando inserida as emissões dos aerossóis de queimadas (experimentos EQC e EQD), o viés médio da precipitação sobre a RMAOD foi negativo, indicando que o modelo subestimou a precipitação observada. Para o experimento EQZ, sem a componente dos aerossóis de queimadas, o modelo superestimou a precipitação. No entanto, a magnitude do viés foi similar para todos os experimentos. Para a RNAOD todos os experimentos superestimaram a precipitação observada, com valores em torno de 50 mm. Os vieses médios sobre a RSAOD foram -8 mm, -21 mm, -19 mm para EQZ, EQC e EQD, respectivamente (Tabela 6.3). Apesar do aumento significativo do coeficiente de correlação sobre esta região (Figura 6.7bc), esses resultados indicaram que os experimentos EQD e EQC subestimaram a precipitação observada com magnitude maior do que o experimento EQZ.

A fim de estimar a magnitude do erro médio das previsões contra a observação calculou-se o RMSE. Observou-se que os valores mais elevados do RMSE estão localizados sobre as regiões Sul e Sudeste da AS e setor centro-norte da região Norte

da AS (Figura 6.9). Todos os experimentos apresentaram um padrão espacial do RMSE semelhantes. Para a RMAOD os valores de RMSE foram de 43 mm, 42 mm e 43 mm para EQZ, EQC e EQD, respectivamente. Apesar da proximidade entre os valores observados, o experimento EQC foi o que apresentou menor RMSE (Tabela 6.3). Sobre a RNAOD os valores de RMSE foram de 55 mm, 55 mm e 56 mm para EQZ, EQC e EQD, respectivamente. Para a RSAOD a média do índice RMSE foram de 51 mm, 51 mm e 50 mm para EQZ, EQC e EQD, respetivamente (Tabela 6.3). O experimento EQD apresentou-se ligeiramente com menor RMSE em relação aos demais experimentos. No entanto, o método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas foi expressivo sobre a RSAOD (entre 20°S e 30°S), quando as emissões foram prescritas através da sua variabilidade diária o RMSE da precipitação foi reduzido (Figura 6.9f).

Tabela 6.3 - Coeficiente de correlação, viés e RMSE para a média do conjunto de previsões retrospectivas das anomalias de precipitação acumulada, durante o período de ASO de 2000 a 2015, sobre as regiões RMAOD, RNAOD e RSAOD. Os experimentos numéricos (EQZ, EQC e EQD) foram comparados contra a base de dados de precipitação observado do conjunto TRMM.

	CORR	**VIÉS (mm)**	**RMSE (mm)**
		RMAOD	
EQZ	0.43	14	43
EQC	0.58	-13	42
EQD	0.52	-16	43
		RNAOD	
EQZ	0.58	52	55
EQC	0.61	50	55
EQD	0.56	51	56
		RSAOD	
EQZ	0.48	-8	51
EQC	0.54	-21	51
EQD	0.58	-19	50

Figura 6.7 - Mapas de correlação entre a anomalia de precipitação acumulada do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes anomalias de precipitação estimadas pelo conjunto TRMM, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. A diferença entre os mapas de correlação para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC. As correlações são estatisticamente significativas ao nível de 5%, usando um teste t-Student.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.8 - Viés médio da precipitação acumulada do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes precipitação acumulada estimadas pelo conjunto TRMM, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. O módulo da diferença do viés para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.9 - RMSE médio da precipitação acumulada do conjunto de previsões retrospectivas GEOS-S2S-2 durante o período de ASO de 2000 a 2015 (16 anos, 3 meses e 4 membros) e as correspondentes precipitação acumulada estimadas pelo conjunto TRMM, para os experimentos (a) EQZ, (b) EQC e (c) EQD. A diferença do RMSE para avaliação dos impactos dos aerossóis de queimadas (d) EQC-EQZ, (e) EQD-EQZ e (f) EQD-EQC.

Fonte: Produção do autor.

6.3.1 Análise regional da relação entre a precipitação e os aerossóis de queimadas

Nesta subseção comparou-se a variabilidade interanual da anomalia padronizada de precipitação observada e prevista (através dos experimentos EQC, EQD e EQZ), bem como sua relação com as emissões dos aerossóis de queimadas ocorridas na RMAOD. Analisou-se os efeitos dos aerossóis não apenas na RMAOD, mas o impacto

em áreas remotas a fonte como, a RNAOD e RSAOD. A fim de discutir a seguinte questão científica: Qual a relação entre precipitação na AS e a carga de aerossóis produzida via queima de biomassa na Amazônia legal durante o período de 2000 a 2015?

Na Figura 6.10 ilustra-se a variabilidade interanual da anomalia padronizada da precipitação acumulada, para a média dos meses de ASO durante o período de 2000 a 2015, para os experimentos numéricos (EQZ, EQC e EQD) e os dados do conjunto TRMM e a anomalia padronizada do AOD (MERRA-2). Observou-se que na maioria dos anos em que as anomalias precipitação foram negativas, as anomalias do AOD foram positivas. O inverso também foi observado, ou seja, em anos de anomalias positivas de precipitação percebeu-se anomalias negativas do AOD (Figura 6.10). O sinal das anomalias de precipitação prevista pelo sistema de previsão climática sazonal GEOS-S2S-2, através do experimento controle EQC e EQD, acompanha o sinal das anomalias observadas a partir dos dados de referência TRMM na maioria dos anos compreendido entre o período de 2000 a 2015, evidencia a confiabilidade do modelo em representar a variável precipitação.

De acordo com as estimativas do satélite TRMM os anos com maior déficit de precipitação sobre a RMAOD, durante o período de 2000 a 2015, foram os anos de 2005, 2007, 2010 e 2015. As anomalias padronizadas de precipitação acumulada para esses anos foram acima de 1σ (onde σ é o desvio padrão da média climatológica). Para os mesmos anos, as anomalias padronizadas do AOD foram positivas e com desvio padrão da média climatológica acima de 1. Com exceção do ano de 2015, onde a anomalia padronizada de AOD foi próxima a média. Em todos os anos citados, a precipitação prevista pelos 3 experimentos realizados tem o mesmo sinal da observação, com exceção do ano de 2010, onde o experimento EQZ tem sinal da anomalia de precipitação oposto aos demais. Para os anos de 2007, 2010 e 2015, observou-se que os experimentos que levam em consideração a forçante dos aerossóis de queimadas, alcançaram melhor desempenho em relação ao experimento EQZ.

Os anos de 2000, 2009, 2011, 2013 e 2014 apresentaram anomalias positivas de precipitação observada (TRMM) e anomalias negativas de AOD (MERRA-2). Em todos os anos citados, a precipitação prevista pelos 3 experimentos realizados tem o mesmo sinal da observação, com exceção do ano de 2009 e 2011, onde o experimento EQZ tem sinal de anomalia oposto aos demais. Observou-se que, na maioria dos anos citados, a precipitação prevista pelos experimentos EQD e EQC alcançaram melhor desempenho em relação ao experimento EQZ. Conforme também foi observado para

os anos com déficit de precipitação (Figura 6.10).

De acordo com a literatura, o déficit de precipitação dos anos de 2005 e 2010 estão associados as duas das mais intensas secas já registradas na Amazônia, que por sua vez estão associadas a eventos de El Niño (LEWIS et al., 2011; COELHO et al., 2012; MARENGO et al., 2011). Esses eventos de seca podem ter favorecido o aumento das queimadas e, consequentemente, a presença de mais aerossóis na atmosfera. A maior concentração de aerossóis na atmosfera por sua vez pode ter atuado como um mecanismo secundários nos eventos de seca, tornando-se um processo de retroalimentação. Os mecanismos dinâmicos e físicos da atmosfera associados a elevadas anomalias de AOD, contribuem ainda mais para o déficit de precipitação. Apesar do ano de 2007 apresentar o maior valor de anomalia padronizada positiva dentre os anos de 2000 a 2015, neste ano não observou-se nenhum evento extremo de déficit de precipitação que pudesse favorecer este aumento na carga de aerossóis de queimadas. No entanto, o ano de 2007 pode ser um provável ano de transição entre as possíveis tendências de aumento e diminuição das queimadas na AS, conforme discutido por Prado (2017). Uma possível causa para essa diminuição na tendência do AOD pode estar associada a implementação novas políticas públicas para frear o desmatamento na AS, que foram criadas em conjunto com os governos do Brasil, do Peru e da Bolívia (BROWN et al., 2006; KOREN et al., 2007). Em suma, tem-se que o eventos climáticos extremos não são um fator único em modular as anomalias de AOD. As atividades socieconômicas e políticas de controle ao desmatamento também apresentam um papel relevante na atividade de queima de biomassa, principalmente em regiões onde as queimadas acontecem de forma anotrópica.

Na Figura 6.11 ilustra-se o gráfico de dispersão entre a anomalia padronizada do AOD médio para ASO entre os anos de 2000 a 2015 e a anomalia padronizada da precipitação acumulada durante o mesmo período, para os experimentos EQD, EQC, EQZ e para dados de referência do TRMM. As médias foram calculadas na RMAOD. Notou-se que a comparação entre as anomalias de precipitação e a anomalia do AOD sugere uma associação negativa, ou seja, quando as anomalias de AOD são positivas as anomalias de precipitação são negativas e vice-versa. Os valores médios das correlações foram de -0.56, -0.37, -0.54 e -0.51 para dados de precipitação do TRMM e dos experimentos EQZ, EQC e EQD, respectivamente. Notou-se que, com a inclusão dos aerossóis, as correlações entre a precipitação e o AOD apresentaram-se mais próximas da correlação mostrada entre a precipitação do TRMM e o AOD, quando comparada ao experimento EQZ.

Figura 6.10 - Anomalia padronizada de precipitação acumulada (ASO) e AOD para o período de 2000 a 2015, sobre a RMAOD (70°W-50°W;15°S-5°S).

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.11 - Gráficos de dispersão entre anomalia padronizada da precipitação acumulada no trimestre ASO e a anomalia padronizada do AOD média para ASO, na RMAOD. As cores indicam os diferentes conjuntos de dados de precipitação. O coeficiente de correlação (R) para cada experimento é indicado no diagrama.

Fonte: Produção do autor.

Além da RMAOD, avaliou-se também a variabilidade interanual da relação entre o AOD médio na RMAOD e a precipitação em áreas remotas como, a RNAOD e a RSAOD. Na Figura 6.12 ilustra-se a variabilidade interanual das anomalias padroni-

zadas da precipitação acumulada estimada pelo TRMM e prevista pelo GEOS-S2S-2, para a média sobre a RSAOD e, as anomalias padronizadas do AOD para a média na RMAOD. Observou-se que, para os anos extremos de 2007 e 2010, onde as anomalias padronizadas do AOD foram acima de 1σ na RMAOD, a relação negativa entre a precipitação prevista e o AOD também foi verificada. Para o ano de 2009, onde a anomalia do AOD foi negativa sobre a RMAOD, observou-se anomalia padronizada de precipitação positiva e acima de 1σ. Sobre a RSAOD a relação entre a precipitação e o AOD foi mais evidente para os anos onde observou-se eventos climáticos extremos. Com exceção do ano de 2005, onde a precipitação prevista apresentou sinal oposto a observação.

Na Figura 6.13 apresenta-se o gráfico de dispersão entre a anomalia padronizada do AOD médio na RMAOD e as anomalias padronizadas de precipitação acumulada na RSAOD, referente os experimentos EQZ, EQC, EQD e aos dados do TRMM. Observou-se uma associação negativa entre as anomalias padronizadas de precipitação na RSAOD e o AOD na RMAOD, com valores de -0.41, -0.15, -0.54, e -0.56 para dados de precipitação do TRMM e para os experimentos EQZ, EQC e EQD, respectivamente. Percebeu-se que o experimento sem a inclusão dos aerossóis de queima de biomassa, o EQZ, apresentou correlação muito menor que os demais experimentos. Para os experimentos EQD e EQC as correlações observadas foram próximas a qual observou-se para os dados de referência do TRMM.

Para a RNAOD, Figura 6.14, observou-se que a associação inversa entre as anomalias de precipitação e o AOD não foi linear (i.e., nem sempre as anomalias negativas de precipitação estavam associadas a anomalias positivas de AOD e vice-versa), como observada nas demais áreas estudadas. Observou-se, através do coeficiente de correlação, uma fraca associação entre as anomalias padronizadas de precipitação observadas (TRMM) na RNAOD e o AOD na RMAOD. A correlação entre a precipitação observada e o AOD foi praticamente inexistente (Figura 6.15).

Figura 6.12 - Anomalia padronizada de precipitação acumulada (ASO) sobre a RSAOD e AOD sobre a RMAOD, para o período de 2000 a 2015.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.13 - Gráficos de dispersão entre anomalia padronizada da precipitação acumulada no trimestre ASO sobre a RSAOD e a anomalia padronizada do AOD média para ASO sobre a RMAOD. As cores indicam os diferentes conjuntos de dados de precipitação. O coeficiente de correlação (R) para cada experimento é indicado no diagrama.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.14 - Anomalia padronizada de precipitação acumulada (ASO) sobre a RNAOD e AOD sobre a RMAOD, para o período de 2000 a 2015.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.15 - Gráficos de dispersão entre anomalia padronizada da precipitação acumulada no trimestre ASO sobre a RNAOD e a anomalia padronizada do AOD média para ASO sobre a RMAOD. As cores indicam os diferentes conjuntos de dados de precipitação. O coeficiente de correlação (R) para cada experimento é indicado no diagrama.

Fonte: Produção do autor.

6.4 Síntese e discussões

A destreza do sistema de previsão climática sazonal GEOS-S2S-2 em simular o AOD foi significativamente aumentada, quando as emissões dos aerossóis de queimadas

foram fornecidas através de estimativas diárias. Sendo o método de prescrição das emissões de extrema importância para aumentar a destreza do modelo em prever as principais variáveis meteorológicas de cunho socioeconômico (temperatura e precipitação). Na RMAOD observou-se o maior viés entre o modelo e a reanálise. A superestimava do AOD, assim como, os elevados valores de RMSE nesta região podem estar associados ao processo de remoção úmida (precipitação) utilizada pelo modelo de transporte e remoção dos aerossóis de queimadas, visto que, a precipitação utilizada para gerar a reanálise do AOD é uma precipitação corrigida, enquanto que, para os experimentos propostos a precipitação utilizada é a própria precipitação que está sendo prevista pelo MCGOA.

A destreza do sistema GEOS-S2S-2 em representar a temperatura da superfície é significativa, principalmente sobre a porção centro-norte da AS. Isto devido à esta região não apresentar grandes variações da temperatura ao longo do ano. Diferente da porção centro-sul da AS, que apresenta grandes oscilações da temperatura em um curto período de tempo. Essas oscilações ocorrem, principalmente devido a entrada de sistemas transientes que atingem esta região. Mesmo com a grande variabilidade temporal da temperatura sobre o setor centro-sul da AS, a inclusão dos aerossóis de queimadas no sistema numérico contribuiu para elevar a destreza do modelo em prever a temperatura da superfície mais próxima dos dados de referência.

O ganho de destreza do sistema GEOS-S2S-2 em prever a precipitação sobre a AS, quando inserida os aerossóis de queima de biomassa é, principalmente, notado sobre regiões remotas à fonte de maior concentração de emissões de partículas de aerossóis de queima de biomassa. As regiões Sul e Sudeste do Brasil (RSAOD) foram as regiões remotas onde observou-se os maiores ganhou de destreza do sistema numérico em representar a precipitação observada. Essas regiões são diretamente afetadas pelos aerossóis de queimadas devido ao transporte que ocorre através da circulação atmosférica, principalmente pelos jatos de baixos níveis. Mesmo que o experimento EQC, que simula um ambiente operacional de previsão climática, tenha apresentado variações próximas as do experimento EQD, para as variáveis meteorológicas discutidas no capítulo anterior, o ganho de destreza neste experimento não foi tão eficiente, quando comparado ao experimento EQD. Esse aumento da destreza do modelo sobre a RSAOD pode estar relacionado a melhor representação do padrão de circulação conforme mostrado no capítulo anterior. Assim como, a inclusão do efeito indireto dos aerossóis no GEOS-S2S-2, presente na formulação da microfísica de nuvens, conforme descrito na Seção 3.1.

Na análise da variabilidade interanual da precipitação observou-se que na maioria dos anos estudados, as previsões de precipitação estão relativamente bem ajustadas às observações. Assim como, percebeu-se uma associação negativa entre a precipitação prevista e o AOD, principalmente sobre a RMAOD e RSAOD. Pode-se separar esta relação negativa entre a precipitação e o AOD nas seguintes hipóteses : 1) mais chuva, menor chance de queimadas e maior a taxa de remoção dos aerossóis; 2) menos chuva, mais chance de queimadas e menor taxa de remoção; 3) com mais aerossóis na atmosfera o efeito indireto é mais eficiente e impacta na redução da precipitação. Ou seja, o evento extremo (déficit ou excesso de precipitação)já existiria e poderia ser reforçada pelo efeito dos aerossóis. Os mecanismos físicos relacionados ao efeito do aerossol na formação de nuvens e eficiência da precipitação que foram discutidos detalhadamente na Seção 2.3.2. Estudos numéricos e observacionais para a AS (COELHO et al., 2012; GONÇALVES et al., 2015; PRADO, 2017; THORNHILL et al., 2018), bem como para diversas regiões da Terra (XIE et al., 2016; LI et al., 2020) indicaram que, em média, a precipitação tem sido reduzida na presença dos aerossóis antropogênicos. Embora, em alguns estudos de caso o inverso também tem sido discutido. Porém, o efeito inverso pode estar relacionado a características locais e/ou regionais das condições termodinâmicas da atmosfera, as circulações locais impulsionadas pelos gradientes de temperatura horizontal causados pelas plumas do aerossol e a intensidade das taxas de emissões de queimadas (KOCH; GENIO, 2010; VENDRASCO et al., 2009; GONÇALVES et al., 2015).

Para os anos de extremos climáticos notou-se que o modelo numérico responde bem a forçante dos aerossóis de queimadas, ou seja, a precipitação dos experimentos EQC e EQD estão melhor ajustadas com a observação do que a precipitação do experimento EQZ. A relação em que AOD aumenta monotonicamente com a diminuição da anomalia de precipitação foi mostrado em estudos prévios, através de análises observacionais, como nos trabalhos de Coelho et al. (2012) e Prado (2017).

Em suma, demonstrou-se, com os resultados aqui apresentados, que a inclusão dos aerossóis de queimadas em um sistema de previsão sazonal contribuiu positivamente para elevar a destreza do modelo numérico GEOS-S2S-2. Assim como, fica evidente a necessidade de avançar nas pesquisas científicas para melhor a representação das emissões e, com isso, avançar para um sistema de previsão climática cada vez mais completo.

7 CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS PARA TRABALHOS FUTUROS

7.1 Conclusões

O objetivo desta tese foi avaliar o impacto das emissões dos aerossóis de queimadas no clima regional e na destreza das previsões climáticas sazonais sobre a América do Sul. O estudo descreveu as influências das concentrações de aerossóis de queimadas, durante a estação de transição de seca para úmida (agosto a outubro), em um sistema de previsão climática sazonal, identificando o impacto dos aerossóis na destreza do sistema numérico em prever as principais variáveis meteorológicas de cunho socioeconômico (temperatura e precipitação). Além disso, este trabalho também demonstrou a importância do método de prescrição das emissões de queimadas na compreensão do papel da componente dos aerossóis de queimadas em um sistema de previsão climática sazonal operacional.

Para realizar os estudos sobre os impactos dos aerossóis de queimadas na previsão climática sazonal da América do Sul utilizou-se previsões retrospectivas geradas com o modelo de circulação geral da atmosfera e do oceano GEOS-S2S-2 da NASA. Este modelo contém vários componentes do sistema climático, incluindo um módulo de transporte e remoção de aerossóis. Os efeitos radiativos direto e indireto dos aerossóis são interativos com as previsões meteorológicas, sendo a forma mais adequada para resolver o efeito indireto do aerossol nas nuvens, fornecendo uma distribuição mais realista do aerossol e, consequentemente, da interação aerossol-nuvem. Com isso, a qualidade das previsões meteorológicas pode ser melhorada (GRELL; BAKLANOV, 2011; GRELL et al., 2011; RANDLES et al., 2013; CHOI et al., 2019).

Foram analisados os resultados de vários experimentos configurados a fim de verificar o impacto dos aerossóis de queimadas, bem como do método de prescrição das emissões na forçante radiativa, na cobertura de nuvens, e no comportamento climatológico das principais variáveis meteorológicas, além de verificar a contribuição dos aerossóis em alterar a destreza das previsões retrospectivas do sistema GEOS-S2S-2. Foram construídos três grupos de previsões retrospectivas para o período de 2000 a 2015. No experimento EQZ as emissões dos aerossóis de queimadas não foram contabilizadas. Nos demais experimentos (EQD e EQC) as emissões foram contabilizadas, diferindo apenas no método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas. As emissões de queimadas foram contabilizadas através de uma perspectiva de modelagem diagnóstica, onde foram fornecidas emissões diárias previamente conhecidas e de modelagem prognostica, onde as emissões foram prescritas através da climatologia mensal.

As análises foram feitas sobre três áreas: a RMAOD, área que apresenta a maior quantidade de emissões de aerossóis de queima de biomassa; a RSAOD, área ao sul da fonte de aerossóis de queimadas da Amazônia, para representar os efeitos dos aerossóis de queimadas que são transportados pela circulação atmosférica predominante; a RNAOD, área mais ao norte da fonte de emissões, para representar além dos efeitos do transporte, o efeito compensatório das mudanças observadas na fonte de aerossóis.

Logo, respondendo as questões abordadas neste trabalho, tem-se:

(1) Qual o desempenho do sistema de modelagem numérica acoplada atmosfera-oceano-aerossol em representar a distribuição espaço-temporal da profundidade óptica dos aerossóis?

Para investigar essa questão comparou-se os resultados dos experimentos EQC e EQD, nos quais os aerossóis de queimadas e seus efeitos estão presentes. O desempenho do sistema GEOS-S2S-2 em representar distribuição climatológica espaço-temporal do AOD dos aerossóis sobre a AS demonstrou boa credibilidade em comparação tanto com os dados do produto MODIS-NNR quanto com as reanálises MERRA-2, para ambos os experimentos. Embora, o AOD tenha sido subestimado pelo sistema numérico de previsão sazonal, principalmente, em comparação ao MODIS-NNR. O viés do AOD foi menor em relação ao MERRA-2, conforme esperado, uma vez que o MERRA-2 utiliza o mesmo modelo e conjunto de emissões que gerou os experimentos. O impacto do método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas na previsão do AOD médio para o período de 2000 a 2015 não foi expressivo. Porém, quando analisada a variabilidade interanual, a amplitude do experimento EQC é praticamente constante, mesmo o modelo de aerossóis sendo interativo com as condições meteorológicas prevista pelo MCGOA, evidenciando que o cálculo da profundidade óptica possui uma forte associação com o campo de emissão prescrito.

(2) Qual impacto dos aerossóis de queimadas nas propriedades das nuvens e na forçante radiativa do aerossol na América do Sul? Como o método de prescrição do campo de emissão de queima de biomassa contribui para este impacto?

Para investigar os efeitos dos aerossóis de queimadas nas propriedades das nuvens e na forçante radiativa comparou-se os experimentos EQD e EQC com o experimento EQZ, no qual os efeitos dos aerossóis de queima de biomassa estão desligados (i.e.,

os aerossóis de queimadas não interagem com as parametrizações de radiação e microfísica). Os resultados mostrados no Capítulo 4 evidenciam que a FCN foi alterada em todos os níveis da atmosfera, devido à presença dos aerossóis de queimadas. No entanto, estas alterações foram mais expressivas no campo das nuvens médias e altas. A FCNT, em média, foi aumentada nas regiões RMAOD e RNAOD e reduzida na RSAOD. Este aumento na FCN médias e altas pode estar supostamente associado a formação de nuvens convectivas, que em ambientes poluídos, apresentam maior tempo de vida entre a formação da nuvem e a dissipação quando comparadas a ambientes limpos (KHAIN et al., 2005; KHAIN et al., 2008; ROSENFELD et al., 2008). O motivo para a redução da FCN na RSAOD pode estar associado a redução da temperatura da superfície, altura da ACLP e fluxo de calor sensível, que ocorreram de forma mais expressiva sobre esta região, contribuindo para estabilizar a camada limite. As alterações nas propriedades microfísicas das nuvens como, o raio efetivo das gotículas e número de partículas, são indicativos do primeiro efeito indireto que ocorreram devido à inclusão dos aerossóis de queimadas. O método de prescrição das emissões utilizada para inicializar os aerossóis de queimadas teve um papel expressivo na magnitude das alterações da FCN. Quando as emissões foram inseridas através da climatologia, simulando um ambiente operacional, a magnitude das alterações da FCN foi intensificada em todos os níveis da atmosfera, principalmente, sobre as regiões RMAOD e RSAOD.

A análise da ADF sobre a RMAOD mostrou uma redução no saldo de radiação de onda curta no topo da atmosfera (-4.75 Wm-2) e na superfície (-16.34 Wm-2). Na atmosfera o sinal da ADF foi positivo (11.58 Wm-2), indicando o aquecimento da atmosfera. Os fluxos de superfície responderam à redução na radiação incidente na superfície, com os fluxos de calor sensível e latente também sendo reduzidos. Essas mudanças são evidências do efeito direto dos aerossóis. O impacto do método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas para a ADF média foi pouco expressivo. Embora, quando as emissões foram caracterizadas pela climatologia mensal, o efeito radiativo direto dos aerossóis foi relativamente mais intenso. No entanto, na análise da variabilidade interanual da ADF o experimento com característica operacional (EQC) não consegue capturar os episódios extremos da ADF, similar ao observado para a análise da profundidade óptica dos aerossóis. Na análise da AIF, ou seja, avaliando qual o impacto dos aerossóis nas nuvens, os resultados indicaram que, através do efeito indireto, os aerossóis contribuíram para o aumento da nebulosidade da RNAOD. A AIF foi negativa, indicando que mais radiação foi refletida de volta para o espaço pelas nuvens, quando incluído os aerossóis de queimadas. Resultados opostos foram observados para a RSAOD, onde o sinal da AIF

foi positivo, indicando que menos radiação foi refletida de volta para o espaço pelas nuvens. Para a RSAOD os resultados mostraram que os aerossóis de queimadas contribuíram para o reduzir da nebulosidade. Este fato pode estar associado não apenas ao efeito indireto dos aerossóis, mas ao efeito semi-direto e as condições termodinâmicas típicas desta época do ano.

(3) Qual o impacto dos aerossóis de queimadas no comportamento climatológico das principais variáveis meteorológicas sobre a América do Sul? Como o método de prescrição do campo de emissão de queima de biomassa contribui para este impacto?

A inclusão dos aerossóis de queimadas no sistema GEOS-S2S-2 contribuiu para reduzir a temperatura da superfície e aquecer a atmosfera em níveis mais altos sobre a região de queima. O resfriamento da superfície e o aquecimento da atmosfera em altitudes mais altas favoreceram o aumento da estabilidade da CLP, reduzindo sua profundidade. A intensidade do movimento vertical foi enfraquecida sobre a RMAOD, e coincide com o aumento da estabilidade. As mudanças que os aerossóis causaram na temperatura refletem em modificações no padrão da pressão e, consequentemente, na circulação da atmosfera. A presença dos aerossóis contribuiu para aumentar a pressão atmosférica em superfície. A circulação de grande escala também sofreu alterações, o movimento ascendente da circulação de Hadley foi enfraquecido, sobre as latitudes que envolve a RMAOD, assim como, o ramo ascendente da célula zonal de Walker sobre a região tropical da AS. Além da circulação atmosférica de grande escala, a circulação local também sofreu modificações, em particular os jato de baixos níveis a leste dos Andes e a ASAS, ambos foram intensificados devido à presença dos aerossóis de queimadas. A resposta dinâmica a forçante radiativa dos aerossóis de queimadas mostraram influência sobre a precipitação, que foi suprimida em praticamente todo o continente Sul Americano.

O padrão climatológico, de todas as variáveis mencionadas, produzido pelos experimentos com a presença dos aerossóis de queimadas (EQC e EQD), mostraram-se mais próximos aos dados de reanálise MERRA-2 do que o padrão espacial previsto pelo experimento sem aerossóis de queimadas (EQZ). O método de prescrição das emissões de queimadas apenas impactou na magnitude das mudanças provocadas pelos aerossóis.

(4) Qual o ganho de destreza entre um sistema de previsão sazonal operacional com a inclusão da forçante dos aerossóis de queimadas e um sistema sem esta forçante, para as variáveis temperatura e precipi-

tação?

Os resultados evidenciam um aumento importante da destreza do sistema GEOS-S2S-2 em prever a temperatura da superfície e a precipitação, sobre algumas regiões da AS, quando inserida a componente dos aerossóis de queimadas. Para a temperatura da superfície a destreza foi notadamente aumentada sobre a RMAOD e a RSAOD. Para a precipitação o aumento da destreza do sistema GEOS-S2S-2, em relação a previsão sem a componente dos aerossóis de queimadas, foi principalmente notado sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil. Esse aumento da destreza das variáveis mencionadas deve-se a melhor representação da dinâmica, que por sua vez responde à forçante térmica que também foi melhor representada pelo modelo, quando levou em consideração a presença dos aerossóis. O impacto do método de prescrição das emissões dos aerossóis de queimadas foi expressivo para a destreza do sistema numérico de previsão, principalmente para a precipitação. A área identificada com destreza útil foi expressivamente aumentada, quando as emissões foram fornecidas a partir de estimativas diárias.

(5) Qual a relação entre precipitação na AS e a carga de aerossóis produzida via queima de biomassa na Amazônia legal para o período de 2000 a 2015?

Esta análise evidenciou a relação negativa entre a precipitação e a carga de aerossóis, ou seja, anomalias positivas de precipitação estão associadas a anomalias negativas do AOD dos aerossóis de queimadas e, vice e versa. Esta relação foi mais evidente para anos de extremos climáticos como, por exemplo, os anos de atuação do ENOS. No entanto, a questão causa/efeito mais provável é que os anos secos favoreçam as queimadas e, com isso, estimule o prolongamento do período seco. A associação negativa entre a precipitação e os aerossóis de queimadas também foram observados em regiões remotas à fonte como a RSAOD, que recebe os aerossóis da RMAOD transportados pelo vento. A precipitação dos experimentos EQC e EQD foram melhor ajustadas com a observação do que a precipitação do experimento EQZ, evidenciando a importância da inclusão dos aerossóis de queimadas na previsão numérica.

Por fim, o presente trabalho visa enfatizar a importância da representação dos aerossóis de queimadas interativos em modelos numéricos para a previsão climática na escala sazonal. Os efeitos dos aerossóis sobre a forçante radiativa e demais variáveis meteorológicas estudadas não podem ser negligenciados. O método de prescrição das emissões de queimadas também mostrou-se importante, sendo que quando as

emissões foram representadas de forma mais realista os resultados foram expressivamente melhorados. Entretanto, esforços adicionais são necessários para melhorar a representação das emissões em modelos de previsão climática.

7.1.1 Perspectivas para trabalhos futuros

Os resultados obtidos nesta tese são relativos aos impactos dos aerossóis de queimadas na destreza da previsão climática sazonal, principalmente para as variáveis precipitação e temperatura. Mostrou-se que a inclusão dos aerossóis provenientes da queima de biomassa é capaz de alterar o padrão climatológico da termodinâmica da atmosfera e, com isso, modificar a precipitação. A realização de previsões retrospectivas é de extrema importância na investigação da habilidade dos modelos numéricos em responder a tais variações. Para ajudar a compreender ainda mais o impacto dos aerossóis no clima e preencher as atuais lacunas ainda existentes, segue algumas sugestões para trabalhos futuros:

- Avaliar o impacto dos aerossóis de queimadas durante a estação de transição seca-chuvosa da região Amazônica, com o intuito de verificar se a forçante radiativa dos aerossóis influência o início das monções sobre a AS.
- Avaliar a influência dos aerossóis de queimadas no posicionamento e intensidade da ZCIT. Principalmente, da fonte de emissões de queimadas localizada no continente africano.
- Avaliar a influência dos aerossóis de queimadas na TSM, uma vez que alterações nos padrões de TSM resultam em diferentes respostas na circulação atmosférica e no clima global e regional.
- Avaliar o impacto dos aerossóis de queimadas nos eventos climáticos extremos sobre a América do Sul.
- Investigar outros métodos de representar/prescrever as emissões de queimadas como, por exemplo, o acoplamento de um modelo de emissões ou o desenvolvimento de parametrizações que relacionem as emissões climatológicas com as variáveis meteorológicas para a escala sazonal.
- Realizar previsões retrospectivas com um número maior de membros para que seja possível realizar análises de destreza do ponto de vista probabilístico, uma vez que previsões probabilísticas são fundamentais para a elaboração de prognósticos climáticos sazonais.

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. 34

ALBRECHT, B. Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. **Science**, v. 245, p. 1227–1230, 1989. 3, 25, 26, 94, 132

ALLEN, M. R.; INGRAM, W. J. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. **Nature**, v. 419, n. 6903, p. 228–232, 2002. 114

ALLEN, R.; SHERWOOD, S. Aerosol-cloud semi-direct effect and land-sea temperature contrast in a GCM. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 7, 2010. 112

ALLEN, R. J.; SHERWOOD, S. C. The impact of natural versus anthropogenic aerosols on atmospheric circulation in the community atmosphere model. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 9-10, p. 1959–1978, 2011. 3, 135

ANDERSON, D.; BALMASEDA, M.; STOCKDALE, T.; FERRANTI, L. Development of the ECMWF seasonal forecast system 3. **System**, v. 503, p. 56 pp, 2007. Disponível em: <http://hal.inria.fr/inria-00176170/>. 15

ANDREAE, M. O. Biomass burning-its history, use, and distribution and its impact on environmental quality and global climate. In: LEVINE, J. S. E. (Ed.). **Global biomass burning-atmospheric, climatic, and biospheric implications**. [S.l.]: Cambridge, MA: MIT Press, 1991. p. 3–21. 3, 46

ANDREAE, M. O.; MERLET, P. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 15, n. 4, p. 955–966, 2001. 62

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D. Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. the nature and sources of cloud-active aerosols. **Earth-Science Reviews**, v. 89, n. 1-2, p. 13–41, 2008. ISSN 00128252. 3

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A.; FRANK, G.; LONGO, K.; SILVA-DIAS, M. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1337–1342, 2004. 3, 4, 25, 26

ARAGAO, L. E. O.; MALHI, Y.; ROMAN-CUESTA, R. M.; SAATCHI, S.; ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 7, 2007. 5

ARAGÃO, L. E. O. C.; SHIMABUKURO, Y. E. The incidence of fire in Amazonian forests with implications for REDD. **Science**, v. 328, n. 5983, p. 1275–1278, 2010. ISSN 1095-9203. Disponível em: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20522775>. 5

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. 3a, p. 168–22, 2006. 3, 4, 21, 24, 33

ARTAXO, P. et al. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, 2005. 32

ARTAXO, P.; RIZZO, L. V.; BRITO, J. F.; BARBOSA, H. M. J.; ARANA, A.; SENA, E. T.; CIRINO, G. G.; BASTOS, W.; MARTIN, S. T.; ANDREAE, M. O. Atmospheric aerosols in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. **Faraday Discussions**, v. 165, p. 203–235, 2013. ISSN 1359-6640. 3, 29

ARTAXO, P.; RIZZO, L. V.; PAIXÃO, M.; LUCCA, S. D.; PAULO, H.; LARA, L. L.; WIEDEMANN, K. R.; ANDREAE, M. O.; HOLBEN, B.; SCHAFER, J.; CORREIA, A. L.; PAULIQUEVIS, T. M. Partículas de aerossóis na Amazônia: composição, papel no balanço de radiação, formação de nuvem e ciclos de nutrientes. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. (Ed.). **Amazonia and global change**. [S.l.]: AGU, 2009. p. 233–250. 4, 5

BACMEISTER, J.; SUAREZ, M. Rain reevaporation, boundary layer-convection interactions, and Pacific rainfall patterns in an AGCM. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, p. 3383–3403, 2006. ISSN 0022-4928. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAS3791.1>. 51

BARAHONA, D.; MOLOD, A.; BACMEISTER, J.; NENES, A.; GETTELMAN, A.; MORRISON, H.; PHILLIPS, V.; EICHMANN, A. Development of two-moment cloud microphysics for liquid and ice within the nasa goddard earth

observing system model (GEOS-5). **Geoscientific Model Development**, v. 7, n. 4, p. 1733–1766, 2014. 51, 58

BARONA, E.; RAMANKUTTY, N.; HYMAN, G.; COOMES, O. T. The role of pasture and soybean in deforestation of the Brazilian Amazon. **Environmental Research Letters**, v. 5, n. 2, p. 024002, 2010. ISSN 1748-9326. 29

BENEDETTI, A.; VITART, F. Can the direct effect of aerosols improve subseasonal predictability? **Monthly Weather Review**, v. 146, n. 10, p. 3481–3498, 2018. 2, 47, 110

BEY, I.; JACOB, D. J.; YANTOSCA, R. M.; LOGAN, J. A.; FIELD, B. D.; FIORE, A. M.; LI, Q.; LIU, H. Y.; MICKLEY, L. J.; SCHULTZ, M. G. Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: model description and evaluation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D19, p. 23073–23095, 2001. 50

BIAN, H. et al. Source attributions of pollution to the western Arctic during the NASA ARCTAS field campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 9, p. 4707–4721, 2013. 57

BOND, T. C. et al. Bounding the role of black carbon in the climate system: a scientific assessment. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 11, p. 5380–5552, 2013. 35

BOROVIKOV, A.; CULLATHER, R.; KOVACH, R.; MARSHAK, J.; VERNIERES, G.; VIKHLIAEV, Y.; ZHAO, B.; LI, Z. GEOS-5 seasonal forecast system. **Climate Dynamics**, p. 1–27, 2017. 49

BOSILOVICH, M.; AKELLA, S.; COY, L.; CULLATHER, R.; DRAPER, C.; GELARO, R.; KOVACH, R.; LIU, Q.; MOLOD, A.; NORRIS, P.; WARGAN, K.; CHAO, W.; REICHLE, 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**. [S.l.]: Washington: NASA, 2015. 66

BRASSINGTON, G. et al. Progress and challenges in short-to medium-range coupled prediction. **Journal of Operational Oceanography**, v. 8, n. sup2, p. s239–s258, 2015. 50

BRITO, J.; RIZZO, L. V.; MORGAN, W. T.; COE, H.; JOHNSON, B.; HAYWOOD, J.; LONGO, K.; FREITAS, S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.

Ground-based aerosol characterization during the South American Biomass Burning Analysis (SAMBBA) field experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 22, p. 12069–12083, 2014. 34, 111

BROWN, I. F.; SCHROEDER, W.; SETZER, A.; MALDONADO, M. D. L. R.; PANTOJA, N.; DUARTE, A.; MARENGO, J. Monitoring fires in southwestern Amazonia rain forests. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 87, n. 26, p. 253–259, 2006. 155

CHARNEY, J. G. Predictability of monsoons. **Monsoon Dynamics**, p. 99–110, 1981. 13

CHIN, M.; GINOUX, P.; KINNE, S.; TORRES, O.; HOLBEN, B. N.; DUNCAN, B. N.; MARTIN, R. V.; LOGAN, J. a.; HIGURASHI, A.; NAKAJIMA, T. Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and sun photometer measurements. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p. 461–483, 2002. ISSN 0022-4928. 50, 57

CHOI, I.-J.; PARK, R.-S.; LEE, J. Impacts of a newly-developed aerosol climatology on numerical weather prediction using a global atmospheric forecasting model. **Atmospheric Environment**, v. 197, p. 77–91, 2019. 47, 165

CHOU, M.-D.; SUAREZ, M. J. **An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models**. Washington: NASA, 1994. Disponível em: <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/summary?doi=10.1.1.26.4850>. 51

_____. **Technical report series on global modeling and data assimilation**. [S.l.]: Washington: NASA, 1999. 51, 59

COCHRANE, M. a.; LAURANCE, W. F. Fire as a large-scale edge effect in Amazonian forests. **Journal of Tropical Ecology**, v. 18, n. 03, p. 311–325, 2002. ISSN 0266-4674. 5

COCHRANE, M. A.; SCHULZE, M. D. Fire as a recurrent event in tropical forests of the eastern Amazon: effects on forest structure, biomass, and species composition. **Biotropica**, v. 31, n. 1, p. 2–16, 1999. ISSN 1744-7429. 5

COELHO, C.; PEZZULLI, S.; BALMASEDA, M.; DOBLAS-REYES, F.; STEPHENSON, D. Forecast calibration and combination: a simple Bayesian approach for ENSO. **Journal of Climate**, v. 17, n. 7, p. 1504–1516, 2004. 16

COELHO, C. A. S.; CAVALCANTI, I. A. F.; COSTA, S. M. 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. ISSN 13504827. 3, 5, 40, 41, 155, 164

COLARCO, P.; DA SILVA, A.; CHIN, M.; DIEHL, T. Online simulations of global aerosol distributions in the NASA GEOS-4 model and comparisons to satellite and ground-based aerosol optical depth. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 14, 2010. ISSN 01480227. 50, 57

COLARCO, P. R.; NOWOTTNICK, E. P.; RANDLES, 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. 58

COLLINS, N. Design and implementation of components in the earth system modeling framework. **International Journal of High Performance Computing Applications**, v. 19, n. 3, p. 341–350, 2005. ISSN 1094-3420. Disponível em: <http://hpc.sagepub.com/cgi/doi/10.1177/1094342005056120>. 50

DARMENOV, A.; SILVA, A. da. **The Quick Fire Emissions Dataset (QFED)–documentation of versions 2.1, 2.2 and 2.4**. Washington: NASA, 2015. Disponível em: <http://gmao.gsfc.nasa.gov/pubs/docs/Darmenov796.pdf>. 61, 62, 65

DECESARI, S.; FUZZI, S.; FACCHINI, M. C.; MIRCEA, M.; EMBLICO, L.; CAVALLI, F.; MAENHAUT, W.; CHI, X.; SCHKOLNIK, G.; FALKOVICH, A.; RUDICH, Y.; CLAEYS, M.; PASHYNSKA, V.; VAS, G.; KOURTCHEV, I.; VERMEYLEN, R.; HOFFER, A.; ANDREAE, M. O.; TAGLIAVINI, E.; MORETTI, F.; ARTAXO, P. 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. 2001, p. 375–402, 2006. ISSN 1680-7324. Disponível em: <http://www.atmos-chem-phys.net/6/375/2006/acp-6-375-2006.pdf>. 33

DEE, D.; BALMASEDA, M.; BALSAMO, G.; ENGELEN, R.; SIMMONS, A.; THÉPAUT, J.-N. Toward a consistent reanalysis of the climate system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 8, p. 1235–1248, 2014. 50

DEE, D. P.; RUKHOVETS, L.; TODLING, R.; SILVA, A. M. D.; LARSON, J. W. An adaptive buddy check for observational quality control. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, n. 577, p. 2451–2471, 2001. 68

DIEHL, T.; HEIL, A.; CHIN, M.; PAN, X.; STREETS, D.; SCHULTZ, M.; KINNE, S. Anthropogenic, biomass burning, and volcanic emissions of black carbon, organic carbon, and SO2 from 1980 to 2010 for hindcast model experiments. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 12, n. 9, p. 24895–24954, 2012. 65

DOBLAS-REYES, F. J.; GARCÍA-SERRANO, J.; LIENERT, F.; BIESCAS, A. P.; RODRIGUES, L. R. L. Seasonal climate predictability and forecasting: status and prospects. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change**, v. 4, n. 4, p. 245–268, 2013. ISSN 17577780. 1

DOBLAS REYES, F. J.; HAGEDORN, R.; PALMER, T. N. The rationale behind the success of multi model ensembles in seasonal forecasting–II. calibration and combination. **Tellus A**, v. 57, n. 3, p. 234–252, 2005. 16

DOBLAS-REYES, F. J.; HAGEDORN, R.; PALMER, T. N.; MORCRETTE, J. J. Impact of increasing greenhouse gas concentrations in seasonal ensemble forecasts. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 7, p. 1–5, 2006. ISSN 00948276. 2, 37, 38, 42

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. 29

EUROPEAN COMMISSION. **European Commission/Joint Research Centre (JRC)/Netherlands Environmental Assessment agency (PBL): Emission Database for Global Atmospheric Research (EDGAR), release version 4.1**. 2010. Disponível em: <http://edgar.jrc.ec.europa.eu>. 65

_____. **European Commission/Joint Research Centre (JRC)/Netherlands Environmental Assessment agency (PBL): Emission Database for Global Atmospheric Research (EDGAR), release version 4.2**. 2011. Disponível em: <http://edgar.jrc.ec.europa.eu>. 65

FORSTER, P. et al. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. chapter 2. In: INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE.

(Ed.). **Climate change 2007. The physical science basis**. [S.l.: s.n.], 2007. 33, 34, 35

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. 3, 33

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; DIAS, M. A. F. 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. ISSN 15677419. 3, 4, 17, 21, 32, 78

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. xv, xviii, 4, 50, 66, 71, 72

GINOUX, P.; CHIN, M.; TEGEN, I.; PROSPERO, J. M.; HOLBEN, B.; DUBOVIK, O.; LIN, S.-J. Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D17, p. 20255–20273, 2001. 57, 65

GODDARD, L.; MASON, S. J.; ZEBIAK, S. E.; ROPELEWSKI, C. F.; BASHER, R.; CANE, M. A. Current approaches to seasonal-to-interannual climate predictions. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 9, p. 1111–1152, 2001. ISSN 08998418. 15

GONÇALVES, W.; MACHADO, L.; KIRSTETTER, P.-E. Influence of biomass aerosol on precipitation over the central Amazon: an observational study. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 12, p. 6789–6800, 2015. 27, 136, 164

GONG, S. A parameterization of sea-salt aerosol source function for sub-and super-micron particles. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17, n. 4, 2003. 57

GRELL, G.; BAKLANOV, A. Integrated modeling for forecasting weather and air quality: a call for fully coupled approaches. **Atmospheric Environment**, v. 45, n. 38, p. 6845–6851, 2011. 47, 165

GRELL, G.; FREITAS, S.; STUEFER, M.; FAST, J. Inclusion of biomass burning in WRF-Chem: impact of wildfires on weather forecasts. **Atmospheric Chemistry & Physics**, v. 11, n. 11, 2011. 47, 165

GRIFFIES, S. M. Elements of the modular ocean model (MOM). **GFDL Ocean Group Technical Report**, v. 7, p. 620, 2012. 50, 52

GRIFFIES, S. M.; GNANADESIKAN, A.; DIXON, K. W.; DUNNE, J. P.; GERDES, R.; ROSATI, A.; RUSSELL, J. L.; SAMUELS, B. L.; SPELMAN, M. J.; GRIFFIES, S. M.; GNANADESIKAN, A.; DIXON, K. W.; DUNNE, J. P.; GERDES, R. Formulation of an ocean model for global climate simulations. **Ocean Sciences**, v. 1, p. 45–79, 2005. 50

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. 65

HAGEDORN, R.; DOBLAS-REYES, F. J.; PALMER, T. N. The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting - I. basic concept. **Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 57, n. 3, p. 219–233, 2005. ISSN 02806495. 16

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R. Radiative forcing and climate response. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D6, p. 6831–6864, 1997. 24

HASTENRATH, S.; SUN, L.; MOURA, A. D. Climate prediction for Brazil's Nordeste by empirical and numerical modeling methods. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 6, p. 921–926, 2009. 15

HAYWOOD, J.; BOUCHER, O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. **Reviews of Geophysics**, v. 38, n. 4, p. 513–543, 2000. 17

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. 58

HILL, C. et al. The architecture of the earth system modeling framework. **Computing in Science & Engineering**, v. 6, n. 1, p. 18–28, 2004. 49

HOEVE, J. T.; REMER, L.; CORREIA, A. L.; JACOBSON, M. Recent shift from forest to savanna burning in the Amazon Basin observed by satellite. **Environmental Research Letters**, v. 7, n. 2, p. 024020, 2012. 29

HOLANDA, B. A. **Absorção da radiação por aerossóis na Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Ciências) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015. 35

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J.; WOLFF, D. B.; ADLER, R. F.; GU, G.; HONG, Y.; BOWMAN, K. P.; STOCKER, E. F. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38–55, 2007. 69

HUNKE, E. C.; LIPSCOMB, W. H.; TURNER, A. K.; JEFFERY, N.; ELLIOTT, S. **CICE : the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual LA-CC-06-012**. [S.l.]: Los Alamos: Los Alamos National Laboratory, 2015. 50, 52

INPE. **Monitoramento de queimadas e incendios (2000 a 2015)**. IPCC Secretariat Geneva, 2013. Disponível em: <http://www.inpe.br/queimadas/portal>. Acesso em: 02 nov. 2018. 30, 32

_____. **PRODES**. IPCC Secretariat Geneva, 2013. Disponível em: <http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2015n.htm>. Acesso em: 02 nov. 2018. 29, 32

IPCC. **Intergovernmental panel on climate change**. [S.l.]: IPCC Secretariat Geneva, 2007. 2, 9, 10, 34, 39, 58, 137

_____. _____. [S.l.]: IPCC Secretariat Geneva, 2013. 2, 9, 13, 24, 25, 34, 35, 36, 58, 73, 137

JAEGLÉ, L.; QUINN, P.; BATES, T.; ALEXANDER, B.; LIN, J.-T. Global distribution of sea salt aerosols: new constraints from in situ and remote sensing observations. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 7, p. 3137, 2011. 57

KAHN, R. A.; GAITLEY, B. J.; MARTONCHIK, J. V.; DINER, D. J.; CREAN, K. A.; HOLBEN, B. Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D10, 2005. 67

KAISER, J. et al. Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power. **Biogeosciences**, v. 110, p. 527–554, 2012. 62

KAUFMAN, Y. J.; KOREN, I. Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover. **Science**, v. 313, n. 5787, p. 655–658, 2006. 58

KAUFMAN, Y. J.; REMER, L.; OTTMAR, R.; WARD, D.; LI, R. R.; KLEIDMAN, R.; FRASER, R. S.; FLYNN, L.; MCDOUGAL, D.; SHELTON, G. Relationship between remotely sensed fire intensity and rate of emission of smoke: SCAR-C experiment. In: LEVINE, J. S. E. (Ed.). **Global biomass burning**. [S.l.]: Cambridge: MIT Press, 1996. p. 685–696. 61

KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; BOUCHER, O. A satellite view of aerosols in the climate system. **Nature**, v. 419, n. 6903, p. 215–223, 2002. ISSN 0028-0836. 24, 34

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. 34

KHAIN, A.; BENMOSHE, N.; POKROVSKY, A. Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: an attempt at classification. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 6, p. 1721–1748, 2008. 111, 167

KHAIN, A.; ROSENFELD, D.; POKROVSKY, A. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A Journal of the Atmospheric Sciences, Applied Meteorology and Physical Oceanography**, v. 131, n. 611, p. 2639–2663, 2005. 111, 167

KIRTMAN, B.; PIRANI, A. The state of the art of seasonal prediction: outcomes and recommendations from the first world climate research program workshop on seasonal prediction. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, n. 4, p. 455–458, 2009. ISSN 00030007. 1

KOCH, D.; GENIO, A. D. Black carbon semi-direct effects on cloud cover: review and synthesis. **Atmospheric Chemistry & Physics**, v. 10, n. 16, 2010. 164

KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; MARTINS, J. V. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1342–1345, 2004. 24, 111

KOREN, I.; REMER, L. A.; LONGO, K. Reversal of trend of biomass burning in the Amazon. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 20, p. 2–5, 2007. ISSN 00948276. 4, 27, 33, 155

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. 2016. Disponível em: <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/20160014544.pdf>. 66

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**, v. 105, n. D20, p. 24809, 2000. ISSN 0148-0227. Disponível em: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0034535097{&}partnerID=tZOtx3y1{%}5Cnhttp://doi.wiley.com/10.1029/2000JD900327>. 50, 51

KUG, J. S.; KANG, I. S.; CHOI, D. H. Seasonal climate predictability with Tier-one and Tier-two prediction systems. **Climate Dynamics**, v. 31, n. 4, p. 403–416, 2008. ISSN 09307575. 15

LAGZI, I.; MESZAROS, R.; GELYBO, G.; LEELOSSY, A. **Atmospheric chemistry**. [S.l.: s.n.], 2014. 21, 22

LANA, A. et al. An updated climatology of surface dimethlysulfide concentrations and emission fluxes in the global ocean. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 25, n. 1, 2011. 65

LEE, S. S.; DONNER, L. J.; PHILLIPS, V. T. J.; MING, Y. The dependence of aerosol effect on clouds and precipitation on cloud-system organization, shear and stability. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 113, n. 16, p. 1–23, 2008. ISSN 01480227. 27

LEEUWEN, T. V.; WERF, G. V. D. Spatial and temporal variability in the ratio of trace gases emitted from biomass burning. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 8, p. 3611–3629, 2011. 109

LEWIS, S. L.; BRANDO, P. M.; PHILLIPS, O. L.; HEIJDEN, V. D.; GEERTJE, M. F.; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon drought. **Science**, v. 331, n. Ci, p. 554, 2011. ISSN 0036-8075. 5, 155

LI, X.; TING, M.; LEE, D. E. Fast adjustments of the Asian summer monsoon to anthropogenic aerosols. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 2, p. 1001–1010, 2018. 137

LI, X.; TING, M.; YOU, Y.; LEE, D.-E.; WESTERVELT, D. M.; MING, Y. South Asian summer monsoon response to aerosol-forced sea surface temperatures. **Geophysical Research Letters**, 2020. 137, 164

LIN, S.-J. A "Vertically Lagrangian" finite-volume dynamical core for global models. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 10, p. 2293–2307, 2004. ISSN 0027-0644. 51

LOCK, a. P.; BROWN, a. R.; BUSH, M. R.; MARTIN, G. M.; SMITH, R. N. B. 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. ISSN 0027-0644. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2000)128{%}3C3187:ANBLMS{%}3E2.0.CO;2>. 51

LOHMANN, U.; FEICHTER, J. Global indirect aerosol effects: a review. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 5, n. 3, p. 715–737, 2005. 24, 58, 114

LONGO, K.; FREITAS, S.; ANDREAE, M.; SETZER, A.; PRINS, E.; ARTAXO, P. 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**, v. 10, n. 13, p. 5785–5795, 2010. 109

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; DIAS, M. A. S.; DIAS, P. L. S.; FLAVIO, L. Numerical modelling of the biomass-burning aerosol direct radiative effects on the thermodynamics structure of the atmosphere and precipitation. **8 Icshmo**, p. 283–289, 2006. 3, 33

Longo, K. M. and Freitas, S. R. and SILVA DIAS, M. A. F. and SILVA DIAS, P. L. 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). **Proceedings...** [S.l.], 2004. p. 283–289. 35

LOUIS, J.; TIEDTKE, M.; GELEYN, J. Ashort history of the PBL parameterization at ECMWF. In: ECMWF WORKSHOP ON PLANETARY BOUNDARY LAYER PARAMETERIZATION, 1982. **Proceedings...** [S.l.], 1982. p. 59–80. 51

LUO, J.-J.; BEHERA, S. K.; MASUMOTO, Y.; YAMAGATA, T. Impact of global ocean surface warming on seasonal-to-interannual climate prediction. **Journal of Climate**, v. 24, n. 6, p. 1626–1646, 2011. ISSN 0894-8755. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JCLI3645.1>. 13

MARENGO, J. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 79–96, 2004. 4

MARENGO, J. A.; BORMA, L. S.; RODRÍGUEZ, D. A.; PINHO, P.; SOARES, W. R.; ALVES, L. M. Recent extremes of drought and flooding in Amazonia: vulnerabilities and human adaptation. **Scientific Research Publishing**, v. 2, n. 2, 2011. 5, 155

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; OLIVEIRA, G. S. de; OLIVEIRA, R. de; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 495–516, 2008. ISSN 08948755. 5

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004. 78

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, p. 1–5, 2011. ISSN 00948276. 5

MARTIN, S. T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L. A. T.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; ANDREAE, M. O.; BARBOSA, H. M. J.; FAN, J.; FISCH, G.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; JIMENEZ, J. L.; PÖSCHL, U.; SILVA DIAS, M. A.; SMITH, J. N.; WENDISCH, M. Introduction: observations and modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 8, p. 4785–4797, 2016. ISSN 16807324. 34, 111

MARTIN, S. T. et al. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. **Reviews of Geophysics**, v. 48, n. 2, 2010. 32

Menezes Neto, O. L. **Impactos de um esquema de levantamento de pluma de queimada na modelagem do sistema terrestre: efeitos climatológicos**

dos aerossóis de biomassa na temperatura e balanço de energia para a América do Sul. 151 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/04.15.14.25>. 43, 45

MENEZES NETO, O. L.; COUTINHO, M. M.; MARENGO, J. A.; CAPISTRANO, V. B. The impacts of a plume-rise scheme on earth system modeling: climatological effects of biomass aerosols on the surface temperature and energy budget of South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, n. 3-4, p. 1035–1044, 2017. 113, 133

MENON, S.; HANSEN, J.; NAZARENKO, L.; LUO, Y. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. **Science**, v. 297, n. 5590, p. 2250–2253, 2002. ISSN 00368075. Disponível em: <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1075159{%}5Cnhttp://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/12351786>. 46

MOLOD, A. et al. GEOS-S2S version 2: the GMAO high resolution coupled model and assimilation system for seasonal prediction. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, p. e2019JD031767, 2020. 49, 53, 54, 55, 56

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. 51, 66

MONAHAN, E.; SPIEL, D.; DAVIDSON, K. A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption. In: MONAHAN, E. C.; NIOCAILL, G. M. (Ed.). **Oceanic whitecaps**. [S.l.]: Springer, 1986. p. 167–174. 57

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. 51

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653–2675, 1981. 15

MYHRE, G. et al. Radiative forcing of the direct aerosol effect from AeroCom phase II simulations. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 4, p. 1853, 2013. 34

NEPSTAD, D. et al. Slowing Amazon deforestation through public policy and interventions in beef and soy supply chains. **Science**, v. 344, n. 6188, p. 1118–1123, 2014. 29

NOWOTTNICK, E.; COLARCO, P.; FERRARE, R.; CHEN, G.; ISMAIL, S.; ANDERSON, B.; BROWELL, E. Online simulations of mineral dust aerosol distributions: comparisons to NAMMA observations and sensitivity to dust emission parameterization. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D3, 2010. 57

NOWOTTNICK, E.; COLARCO, P.; SILVA, A. da; HLAVKA, D.; MCGILL, M. **The fate of Saharan dust across the Atlantic and implications for a Central American dust barrier**. [S.l.]: Washington: NASA, 2011. 57

OLIVEIRA, G. S. d. **Niño e você: o fenômeno climático**. [S.l.]: Transtec, 1999. 14

OTT, L.; DUNCAN, B.; PAWSON, S.; COLARCO, P.; CHIN, M.; RANDLES, C.; DIEHL, T.; NIELSEN, E. Influence of the 2006 Indonesian biomass burning aerosols on tropical dynamics studied with the GEOS-5 AGCM. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 14, p. 1–16, 2010. ISSN 01480227. 46, 110, 111, 112

PALMER, T. N. Predicting uncertainty in forecasts of weather and climate. **Reports on Progress in Physics**, v. 63, n. 2, p. 71–116, 2000. ISSN 0034-4885. 16

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. 35

PETTERS, M.; KREIDENWEIS, S. A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 7, n. 8, p. 1961–1971, 2007. 25

PRADO, N. V. **Estudo da variabilidade temporal da profundidade optica do aerossol atmosferico na regiao sul da Amazonia durante o periodo de 2000 a 2015**. 91 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017. 155, 164

PRINS, E. M.; FELTZ, J. M.; MENZEL, W. P.; WARD, D. E. An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31821–31835, 1998. 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. 3, 33, 35, 113

PUTMAN, W. M.; SUAREZ, M. Cloud-system resolving simulations with the NASA Goddard Earth Observing System global atmospheric model (GEOS-5). **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 16, 2011. 51

PYNE, S. Sky of ash, earth of ash: a brief history of fire in the United States. In: LEVINE, J. S. E. (Ed.). **Global biomass burning. atmospheric, climatic, and biospheric implications**. [S.l.: s.n.], 1991. 17

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. 35

RAMANATHAN, V. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. **Science**, v. 294, n. 5549, p. 2119–2124, 2001. ISSN 00368075. Disponível em: <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1064034>. 10, 18, 24, 27

RANDLES, C.; COLARCO, P.; SILVA, A. d. Direct and semi-direct aerosol effects in the NASA GEOS-5 AGCM: aerosol-climate interactions due to prognostic versus prescribed aerosols. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 1, p. 149–169, 2013. 3, 42, 43, 57, 110, 111, 113, 135, 165

RANDLES, C. 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. xv, xviii, 4, 50, 57, 66, 67, 68, 69, 71, 72

RANDLES, C. A. et al. **Aerosol assimilation**. Washington: NASA, 2016. (NASA TM-2016-104606), 2016. Disponível em: <https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/docs/>. Acesso em: 01 set. 2019. 58, 68

RANDLES, C. a.; RAMASWAMY, V. Absorbing aerosols over Asia: a geophysical fluid dynamics laboratory general circulation model sensitivity study of model response to aerosol optical depth and aerosol absorption. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D21, p. 1–20, 2008. ISSN 0148-0227. 46

REDDINGTON, C.; BUTT, E.; RIDLEY, D.; ARTAXO, P.; MORGAN, W.; COE, H.; SPRACKLEN, D. Air quality and human health improvements from reductions in deforestation-related fire in Brazil. **Nature Geoscience**, v. 8, n. 10, p. 768, 2015. 29

REICHLE, R. H.; LIU, Q. **Observation-corrected precipitation estimates in GEOS-5**. [S.l.]: NASA, 2014. 66, 84

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. 68

RIENECKER, M.; SUAREZ, M.; TODLING, R.; BACMEISTER, J.; TAKACS, L.; LIU, H.-C.; GU, W.; SIENKIEWICZ, M.; KOSTER, R.; GELARO, R.; STAJNER, I.; NIELSEN, J. **The GEOS-5 data assimilation system-documentation of versions 5.0.1, 5.1.0, and 5.2.0**. [S.l.]: Washington: NASA, 2008. 51

RIENECKER, M. M.; SUAREZ, M. J.; GELARO, R.; TODLING, R.; BACMEISTER, J.; LIU, E.; BOSILOVICH, M. G.; SCHUBERT, S. D.; TAKACS, L.; KIM, G. K.; BLOOM, S.; CHEN, J.; COLLINS, D.; CONATY, A.; Da Silva, A.; GU, W.; JOINER, J.; KOSTER, R. D.; LUCCHESI, R.; MOLOD, A.; OWENS, T.; PAWSON, S.; PEGION, P.; REDDER, C. R.; REICHLE, R.; ROBERTSON, F. R.; RUDDICK, A. G.; SIENKIEWICZ, M.; WOOLLEN, J. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. **Journal of Climate**, v. 24, n. 14, p. 3624–3648, 2011. ISSN 08948755. 66

ROCHA, A.; SIMMONDS, I. Interannual variability of south-eastern African summer rainfall . Part 1: relationships with air – sea interaction processes. **International Journal of Climatology**, v. 17, p. 235–265, 1997. ISSN 08998418. 15

RODRÍGUEZ-FONSECA, B.; POLO, I.; GARCÍA-SERRANO, J.; LOSADA, T.; MOHINO, E.; MECHOSO, C. R.; KUCHARSKI, F. Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 20, 2009. ISSN 00948276. 15

ROSÁRIO, 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. 2011. 212 p**. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas)-Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas — Universidade de São Paulo, 2011. 21, 32, 35

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 20, p. 3105–3108, 1999. ISSN 00948276. 27

_____. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. **Science**, v. 287, n. 5459, p. 1793–1796, 2000. ISSN 00368075. 26, 27, 94

ROSENFELD, D.; LOHMANN, U.; RAGA, G. B.; O'DOWD, C. D.; KULMALA, M.; FUZZI, S.; REISSELL, A.; ANDREAE, M. O. Flood or drought: how do aerosols affect precipitation? **Science**, v. 321, n. 5894, p. 1309–1313, 2008. ISSN 0036-8075. 3, 27, 28, 33, 111, 167

SAIDE, P.; CARMICHAEL, G.; LIU, Z.; SCHWARTZ, C.; LIN, H.; SILVA, A. D.; HYER, E. Aerosol optical depth assimilation for a size-resolved sectional model: impacts of observationally constrained, multi-wavelength and fine mode retrievals on regional scale forecasts. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 13, n. 5, p. 12213–12261, 2013. 69

SANTOS, P. R.; SILVÉRIO, A. C. de M.; PEREIRA, G.; ROCHA, L. C.; CARDOZO, F. da S. Análise da frequência da incidência de queimadas na América do Sul para o período de 2000 a 2012. **Revista Territorium Terram**, v. 2, n. 4, p. 101–112, 2014. 28

SCHROEDER, W.; CSISZAR, I.; GIGLIO, L.; SCHMIDT, C. C. On the use of fire radiative power, area, and temperature estimates to characterize biomass burning via moderate to coarse spatial resolution remote sensing data in the Brazilian Amazon. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D21, 2010. 61

SCHULTZ, M. G.; HEIL, A.; HOELZEMANN, J. J.; SPESSA, A.; THONICKE, K.; GOLDAMMER, J. G.; HELD, A. C.; PEREIRA, J. M.; BOLSCHER, M. van H. Global wildland fire emissions from 1960 to 2000. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, n. 2, 2008. 109

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. 2. ed. [S.l.]: New Jersey: Wiley Interscience, 2006. 17, 18, 19

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. 35, 113

SHUKLA, J. Predictability in the midst of chaos: a scientific basis for climate forecasting. **Science**, v. 282, n. 5389, p. 728–731, 1998. ISSN 1095-9203. 15

SHUKLA, J.; KINTER, J. L. Predictability of seasonal climate variations: a pedagogical review. In: PALMER T.; HAGEDORN, R. (Ed.). **Predictability of weather and climate.** [S.l.]: Cambridge: Cambridge University Press, 2006 p.306-341. ISBN 9780511617652. 13

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H. R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; ALVALÁ, R. C. S.; ANDRCAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 107, n. 20, 2002. ISSN 01480227. 27

SILVA DIAS, M. A. F. d.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. Aerosols impact clouds in the Amazon basin. **GEWEX Newsletter**, v. 14, n. 4, p. 4–6, 2004. 26

SIMPSON, J.; KUMMEROW, C.; TAO, W.-K.; ADLER, R. F. On the tropical rainfall measuring mission (TRMM). **Meteorology and Atmospheric physics**, v. 60, n. 1-3, p. 19–36, 1996. 69

SIQUEIRA, R. A. d. **Estudo numérico do efeito dos aerossóis de queimadas na previsão de chuvas convectivas na América do Sul**. Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016. 24

SLINGO, J.; PALMER, T. Uncertainty in weather and climate prediction. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, v. 369, p. 4751–4767, 2011. ISSN 1364-503X. 16

SMITH, D. M.; CUSACK, S.; COLMAN, A. W.; FOLLAND, C. K.; HARRIS, G. R.; MURPHY, J. M. Improved surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model. **Science**, v. 317, n. 5839, p. 796–799, 2007. 2

SPENCER, H.; SLINGO, J. M.; DAVEY, M. K. Seasonal predictability of ENSO teleconnections: the role of the remote ocean response. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 5, p. 511–526, 2004. 15

STEVENS, B.; FEINGOLD, G. Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system. **Nature**, v. 461, n. 7264, p. 607–613, 2009. ISSN 0028-0836. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/nature08281>. 3, 25, 27, 94

STOCKDALE, T. N.; ANDERSON, D. L. T.; ALVES, J. O. S.; BALMASEDA, M. a. Global seasonal rainfall forecasts using a coupled ocean-atmosphere model. **Nature**, v. 392, n. 6674, p. 370–373, 1998. ISSN 0028-0836. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/32861{%}5Cnhttp://www.nature.com/nature/journal/v392/n6674/abs/392370a0.html>. 15

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. 66

TESFAYE, M.; TESFAYE, M.; BOTAI, J.; SIVAKUMAR, V.; SIVAKUMAR, V.; TSIDU, G. M. Simulation of biomass burning aerosols mass distributions and their direct and semi-direct effects over South Africa using a regional climate model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 125, n. 3-4, p. 177–195, 2014. ISSN 14365065. 46

THORNHILL, G. D.; RYDER, C. L.; HIGHWOOD, E. J.; SHAFFREY, L. C.; JOHNSON, B. T. The effect of south american biomass burning aerosol emissions on the regional climate. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 8, p. 5321–5342, 2018. 2, 3, 45, 46, 110, 111, 113, 114, 133, 137, 164

TRENBERTH, K. E. Development and forecasts of the 1997/98 El Niño: CLIVAR scientific issues. **CLIVAR Exchanges**, v. 3, p. 4–14, 1998. 14

TRENBERTH KEVIN 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. 12

TWOMEY, S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 7, p. 1149–1152, 1977. ISSN 0022-4928. 3, 18, 25, 26, 94, 131

VAN DER WERF, G. R.; RANDERSON, J. T.; GIGLIO, L.; COLLATZ, G. J.; MU, M.; KASIBHATLA, P. S.; MORTON, D. C.; DEFRIES, R. S.; JIN, Y.; Van Leeuwen, T. T. 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. ISSN 16807316. 3, 109

VENDRASCO, E.; DIAS, P. S.; FREITAS, E. D. d. A case study of the direct radiative effect of biomass burning aerosols on precipitation in the Eastern Amazon. **Atmospheric Research**, v. 94, n. 3, p. 409–421, 2009. 3, 28, 112, 137, 164

VERMOTE, E.; ELLICOTT, E.; DUBOVIK, O.; LAPYONOK, T.; CHIN, M.; GIGLIO, L.; ROBERTS, G. J. An approach to estimate global biomass burning emissions of organic and black carbon from MODIS fire radiative power. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D18, 2009. 61

VERNIERES, G.; RIENECKER, M. M.; KOVACH, R.; KEPPENNE, C. L. **The GEOS-iODAS: Description and evaluation**. [S.l.]: Washington: NASA, 2012. 52

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 784–812, 1981. 14

WANG, X.; HEALD, C. L.; SEDLACEK, A. J.; SÁ, S. S. d.; MARTIN, S. T.; ALEXANDER, M. L.; WATSON, T. B.; AIKEN, A. C.; SPRINGSTON, S. R.; ARTAXO, P. Deriving brown carbon from multiwavelength absorption measurements: method and application to AERONET and Aethalometer observations. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 19, p. 12733–12752, 2016. 33

WARD, D. E.; SUSOTT, R. a.; KAUFFMAN, J. B.; BABBITT, R. E.; CUMMINGS, D. L.; DIAS, B.; HOLBEN, B. N.; KAUFMAN, Y. J.; RASMUSSEN, R. a.; SETZER, a. W. Smoke and fire characteristics for cerrado and deforestation burns in Brazil - BASE-B experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. 92, p. 14601–14619, 1992. ISSN 0148-0227. 33

WOOSTER, M. J.; ROBERTS, G.; PERRY, G.; KAUFMAN, Y. Retrieval of biomass combustion rates and totals from fire radiative power observations: Frp derivation and calibration relationships between biomass consumption and fire radiative energy release. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D24, 2005. 61

WU, R.; KIRTMAN, B. P.; VAN DEN DOOL, H. An analysis of ENSO prediction skill in the CFS retrospective forecasts. **Journal of Climate**, v. 22, n. 7, p. 1801–1818, 2009. ISSN 08948755. 14

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. 66

XIE, X.; WANG, H.; LIU, X.; LI, J.; WANG, Z.; LIU, Y. Distinct effects of anthropogenic aerosols on the East Asian summer monsoon between multidecadal strong and weak monsoon stages. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 12, p. 7026–7040, 2016. 137, 164

YU, H.; LIU, S.; DICKINSON, R. E. Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D12, p. AAC–3, 2002. 3

ZHANG, J.; REID, J. S. MODIS aerosol product analysis for data assimilation: assessment of over-ocean level 2 aerosol optical thickness retrievals. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 111, n. D22, 2006. 69

ZHANG, Y. **The radiative effect of aerosols from biomass burning on the transition from dry to wet season over the Amazon as tested by a regional climate model**. 93 p. Tese (Doutorado) — Georgia Institute of Technology, Atlanta, 2008. 39, 40, 42

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. 35, 113

ZHAO, M.; HENDON, H. H. Representation and prediction of the Indian Ocean dipole in the POAMA seasonal forecast model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 135, n. 639, p. 337–352, 2009. 15

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

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.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Seriadas

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

Pré-publicações (PRE)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

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.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

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.