



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/04.15.14.25-TDI

**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**

Otacilio Leandro de Menezes Neto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. José Antonio Marengo Orsini, e Mariane Mendes Coutinho, aprovada em 25 de maio de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JB6CU8>>

INPE

São José dos Campos

2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
(CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação
(SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/04.15.14.25-TDI

**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**

Otacilio Leandro de Menezes Neto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. José Antonio Marengo Orsini, e Mariane Mendes Coutinho, aprovada em 25 de maio de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JB6CU8>>

INPE

São José dos Campos

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Menezes Neto, Otacilio Leandro de.

M524i 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 / Otacilio Leandro de Menezes Neto. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxiv + 127 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/04.15.14.25-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadores : Drs. José Antonio Marengo Orsini, e Mariane Mendes Coutinho.

1. Queima de biomassa. 2. Aerossóis. 3. Balanço de energia. I.Título.

CDU 630*43:551.5

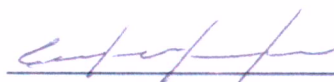


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

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

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de
Gonçalves



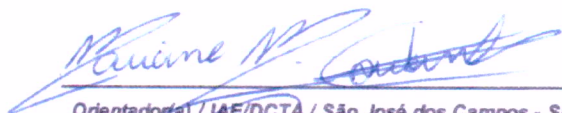
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. José Antônio Marengo Orsini



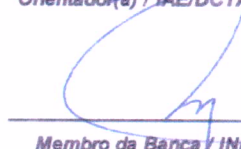
Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Mariane Mendes Coutinho



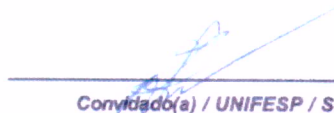
Orientador(a) / IAE/DCTA / São José dos Campos - SP

Dr. Silvio Nilo Figueroa Rivero



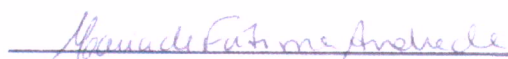
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Nilton Manuel Évora do Rosário



Convidado(a) / UNIFESP / São Paulo - SP

Dra. Maria de Fatima Andrade



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

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

“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”

Aluno (a): **Otacílio Leandro de Menezes Neto**

São José dos Campos, 25 de Maio de 2015

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

(George Bernard Shaw)

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes”. (Marthin Luther King)

A minha querida esposa.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que contribuíram com este trabalho, em especial:

Agradeço a minha esposa Sueny Angelim Gomes, por sempre me acompanhar e me apoiar na busca dos meus sonhos, independentemente da situação.

A meus pais Marcos Antônio Teixeira de Meneses e Maria Olívia da Ponte Meneses e a meus sogros Edson Gomes Angelim e Francisca Ivonetty Gomes Angelim por todo apoio, força e incentivo.

A meus orientadores José Marengo e Mariane Coutinho pelas preciosas dicas tanto no trabalho quanto na minha vida pessoal.

A equipe do UM-MODEL: Vinícius Capistrano, Marília Shimizu, Tatiane Felinto, Fernanda Vasconcelos, Eduardo Luz e Eduardo Siqueira.

Aos colegas Tiago Veloso, Guilherme Martins, Mauro Berlusconni, Linconl Alvez, Roger Torres e Manoel Cardoso, pelos momentos de descontração tão importantes no dia-a-dia do trabalho.

A dupla dinâmica Walter e Rose.

A todos da família Ferreira.

RESUMO

Nas últimas décadas o desenvolvimento de pesquisa em modelagem do sistema terrestre tem sido considerável, devido à melhoria da capacidade computacional e ao desenvolvimento de novos modelos, cada vez mais complexos. Uma das componentes do sistema climático que teve bastante desenvolvimento recente e de extrema importância para simulações climáticas são os aerossóis atmosféricos, pois estes têm a propriedade de interagir com a radiação solar, alterando assim, todo o balanço de energia na superfície. Neste contexto, para a região da América do Sul, a maior fonte de emissões de poluentes (aerossóis provenientes da queima de biomassa e gases provenientes da combustão) são as queimadas que ocorrem sazonalmente na região Amazônica. Para estudar quais seus impactos nas variáveis de temperatura e nas componentes de balanço de energia, foram feitas simulações climáticas (no período de 1979 a 2005) usando o modelo do sistema terrestre do *UK-Met Office Hadley Centre HadGEM2-ES*. Neste modelo foi ainda incluída a parametrização de levantamento de plumas quentes (do inglês *Hot Plume Rise - HPR*), desenvolvida no INPE, que estima, baseado nas características termodinâmicas do modelo global, qual a altura vertical onde os aerossóis de queima de biomassa serão liberados na atmosfera. Para avaliar os impactos dos aerossóis no balanço de energia, primeiro foram realizados e analisados dois experimentos, um contendo os aerossóis de queima de biomassa com o esquema de HPR e outro onde os aerossóis de queima de biomassa foram “desligados” (chamado *BIOMASS OFF*). Os resultados mostram que para a região de fortes emissões o impacto na temperatura é de resfriamento devido à redução no saldo de radiação de onda curta. Outra análise realizada foi avaliar a importância de se ter esta parametrização de HPR em simulações climáticas, onde foi comparado o experimento contendo esta parametrização com outro experimento onde todos os aerossóis de queima de biomassa foram liberados na superfície deixando a convecção do modelo transportar estes aerossóis verticalmente. No experimento HPR esse transporte é mais eficiente e, portanto os aerossóis de queima de biomassa deste caso estão mais sujeitos a ação de ventos mais intensos, sendo transportados mais em direção sul/sudeste, enquanto no HPR OFF o transporte se dá mais para leste da região Amazônica. Esta diferença no transporte, impacta nos fluxos de radiação solar incidente e nos fluxos turbulentos (calor sensível e calor latente) em diferentes regiões.

THE IMPACT OF A PLUME-RISE SCHEME ON EARTH SYSTEM MODELING: CLIMATOLOGICAL EFFECTS OF BIOMASS AEROSOLS ON THE SURFACE TEMPERATURE AND ENERGY BUDGET OF SOUTH AMERICA

ABSTRACT

In recent decades the development of research in earth system modeling has been considerable, due to improved computing power and the development of new models, increasingly complex. One of the components of the climate systems that developed a lot recently and are extremely important for climate simulations are the atmospheric aerosols, as they have the property to interact with solar radiation, changing so all the energy balance at the surface. In this context, the South American region, the largest sources of pollutant (biomass burning aerosols and combustion gases) are the forest fires that occur seasonally in the Amazon region. In order to study what would be the impact of aerosols on temperature variables and the energy balance components, climate simulations were performed (from 1979 to 2005) using the Earth system model of the UK-Met Office Hadley Centre HadGEM2-ES. In this model was included the Hot Plume Rise parameterization (HPR), developed at INPE, which estimates based on thermodynamic characteristics of the global model what would be the vertical height where the biomass aerosols are released into the atmosphere. To assess the impacts of aerosols on the energy budget, were first performed and analyzed two experiments, one containing biomass aerosols with HPR scheme and another where the biomass aerosols were turned off (called BIOMASS OFF). The results shows, at strong emission region, the impact on the temperature is cooling the surface due to the reduction in shortwave radiation balance. Further investigation was performed to evaluate the importance of having this HPR parameterization in climate simulations, where the experiment was compared containing this parameter with another experiment where all the biomass aerosols were released on the surface letting the model of convection transport these aerosols vertically. In the experiment HPR the vertical transport is more efficient and therefore the biomass aerosol are advected by stronger winds and are transported south/southeast, while in the OFF HPR transport occurs to east the Amazon region by low level winds. This difference in aerosols transport impacts the solar radiation and turbulent fluxes in different regions.

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1.1: MAPA GLOBAL DE FOCOS DE QUEIMADAS PARA A
PENTADA DE 17/09/2012 A 26/09/2012, OBTIDOS COMO SENSOR
MODIS A BORDO DO SATÉLITE TERRA. FONTE:
[HTTP://RAPIDFIRE.SCI.GSFC.NASA.GOV/FIREMAPS/](http://RAPIDFIRE.SCI.GSFC.NASA.GOV/FIREMAPS/). ACESSADO EM:
07/03/2013. 2
- FIGURA 1.2: IMAGEM DO MODIS, MOSTRANDO O TRANSPORTE DE
POLUENTES DAS QUEIMADAS NA AS, EVENTO OCORRIDO EM
09/09/07. OS PONTOS VERMELHOS REPRESENTAM OS FOCOS DE
QUEIMADAS DETECTADOS PELO SENSOR. FONTE:
[HTTP://EARTH OBSERVATORY.NASA.GOV/IOTD/VIEW.PHP?ID=8033](http://EARTH OBSERVATORY.NASA.GOV/IOTD/VIEW.PHP?ID=8033).
ACESSADO EM: 06/03/2013. 5
- FIGURA 2.1: RESUMO DAS INTERAÇÕES ENTRE AEROSSÓIS E
RADIÇÃO E SEUS IMPACTOS NO CLIMA. NO PAINEL À ESQUERDA É
MOSTRADO O EFEITO RADIATIVO INSTANTÂNEO DOS AEROSSÓIS,
ENQUANTO A DIREITA É MOSTRADO O IMPACTO GLOBAL DEPOIS
QUE O SISTEMA CLIMÁTICO RESPONDEU AOS EFEITOS
RADIATIVOS. FONTE: STOCKER, 2013. 12
- FIGURA 2.2: MÉDIA GLOBAL DA FORÇANTE RADIATIVA (FR) E SUAS RESPECTIVAS
INCERTEZAS DURANTE A ERA INDUSTRIAL (1750 A 2011) PARA VÁRIOS AGENTES E
MECANISMOS. FONTE: ADAPTADO DO BOUCHER, 2013. 20
- FIGURA 2.3: MÉDIAS ZONAIS PARA (A) FR DE AEROSSÓIS DE QUEIMA
DE BIOMASSA, (B) QUANTIDADE DE AEROSSÓIS, (C) ESPESSURA
ÓTICA EM 550 NM, E (D) FR NORMALIZADA PARA 16 MODELOS
GLOBAIS PARTICIPANTES DO CMIP5. MYHRE ET AL. (2013). 23
- FIGURA 2.4: FR TOTAL E AS CONTRIBUIÇÕES DE CADA TIPO DE
AEROSSOL DO CONJUNTO DE MODELOS MOSTRADOS NA FIGURA
2.3. OS RETÂNGULOS INDICAM OS DESVIOS PADRÕES E AS LINHAS
INDICAM O MÁXIMO E MÍNIMO DA DISTRIBUIÇÃO. ADAPTADO DE
MYHRE ET AL., 2013. 23
- FIGURA 2.5: FR DOS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA. FONTE:
MYHRE ET AL. (2013). 24
- FIGURA 2.6: MÉDIA GLOBAL ANUAL DA DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA
NDRF PARA OS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA CONFORME
SÃO INTRODUZIDAS AS CONTRIBUIÇÕES. ADAPTADO DE SAMSET E
MYHRE, 2011. 26
- FIGURA 2.7: FRAÇÃO DE COBERTURA DE NUVENS E SUAS
CONTRIBUIÇÕES (MÉDIAS GLOBAIS) PARA A FRND DO BC.
ADAPTADO DE ZARZYCKI E BOND, (2010). 27
- FIGURA 3.1: (A) MÉDIA GLOBAL DAS EMISSÕES DE AEROSSÓIS DE
QUEIMA DE BIOMASSA PARA O PERÍODO DE 1850 A 2100, COM OS
VÁRIOS RCPS DO TRABALHO DE BELLOUIN ET AL 2011. (B) O MESMO
DADO QUE EM (A), PORÉM ATÉ 2000 E PARA OS VÁRIOS GASES

EMITIDOS PELAS QUEIMADAS, ADAPTADO DE LAMARQUE ET AL., 2010.	40
FIGURA 4.1: MÉDIA CLIMATOLÓGICA DA TEMPERATURA A 1,5 M DA SUPERFÍCIE DOS EXPERIMENTOS HPR (LINHA PRETA), BIOMASS OFF (LINHA VERMELHA) E HPR OFF (LINHA VERDE) E DOS DADOS DO ERA-INTERIM (LINHA AZUL), PARA (A) REGIÃO DE FORTES EMISSIONES E (B) PARA UMA CAIXA DE 10°X10° CENTRADA NAS COORDENADAS 53°W E 26°S.	50
FIGURA 4.2: CORRELAÇÃO LINEAR PARA TEMPERATURA A 1,5 M, PARA O PERÍODO DE 1979 A 2005, ENTRE O EXPERIMENTO HPR EM RELAÇÃO ÀS OBSERVAÇÕES DO ERA-INTERIM, COM DESTAQUE PARA A REGIÃO DE EMISSÃO DELIMITADA PELO CONTORNO DE 0,25 NA ESPESSURA ÓTICA DE BIOMASSA E A REGIÃO A FAVOR DO VENTO. OS PONTOS REPRESENTAM AS REGIÕES COM 95% DE SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA.	51
FIGURA 4.3: RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE NA SUPERFÍCIE EM W/M ² PARA A CLIMATOLOGIA DO PERÍODO DE 1999 A 2005, PARA DADOS OBSERVADOS PELA REDE AERONET (2.0), COM OS DESVIOS PADRÃO EM BARRAS VERTICAIS E OS VÁRIOS EXPERIMENTOS DO MODELO, NAS LOCALIDADES DE ABRACOS E ALTA FLORESTA.	53
FIGURA 4.4: SÉRIE TEMPORAL DA ESPESSURA ÓTICA PARA O PERÍODO DE 1999 A 2005, PARA DADOS OBSERVADOS PELA REDE AERONET (2.0) E OS EXPERIMENTOS HPR E HPR-OFF, NAS LOCALIDADES DE ABRACOS E ALTA FLORESTA.	54
FIGURA 4.5: ESPESSURA ÓTICA PARA O COMPRIMENTO DE ONDA DE 550 nm , OBTIDA A PARTIR DO SENSOR MODIS A BORDO DO SATÉLITE TERRA. AS REGIÕES EM CINZA REPRESENTAM A AUSÊNCIA DE DADOS.	56
FIGURA 4.6: MESMO QUE A FIGURA 4.5, PORÉM PARA A EOA MODELADA PELO HADGEM2-ES.	57
FIGURA 4.7: ESPESSURA ÓTICA MODELADA (LINHA PRETA) E OBSERVADA PELO SENSOR MODIS (LINHA VERMELHA) PARA A ÁREA DA AMÉRICA DO SUL. AS LINHAS NO INFERIOR REPRESENTAM A ESPESSURA ÓTICA DE CADA ESPÉCIE DE AEROSSOL PRESENTE NO MODELO (VIDE TEXTO).	59
FIGURA 4.8: (A) AJUSTE LINEAR ENTRE A EOA MODELADA PELO HADGEM2-ES E OBSERVADA PELO SENSOR MODIS PARA O PERÍODO DE QUEIMADAS DE JUNHO A NOVEMBRO E (B) APENAS PARA OS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA.	61
FIGURA 4.9: FLUXO DE EMISSIONES DE AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA (EM <i>Kg/m² · s</i>) QUE FORAM UTILIZADOS COMO DADOS DE ENTRADA PARA OS EXPERIMENTOS, COM A VARIAÇÃO ANUAL E SUA RESPECTIVA CLIMATOLOGIA.	62

FIGURA 4.10: NÚMERO DE FOCOS DE QUEIMADAS POR ESTADO. FONTE: HTTP://WWW.INPE.BR/QUEIMADAS/ESTATISTICAS.PHP , ACESSADO EM 03/03/2014.....	63
FIGURA 4.11: DIFERENÇA DE TEMPERATURA EM 1.5 M ENTRE OS EXPERIMENTOS HPR VS. BIOMASS OFF E EM CONTORNO A ESPESSURA ÓTICA (0,1 A 0,6) DOS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA NO COMPRIMENTO DE ONDA DE 550 nm PARA A CLIMATOLOGIA DOS MESES DE JUNHO A NOVEMBRO.....	65
FIGURA 4.12: MESMO QUE A FIGURA 4.11, COM DESTAQUE PARA A AS.	68
FIGURA 4.13: PADRÃO DA CLIMATOLOGIA DA CIRCULAÇÃO EM 850 HPA PARA O EXPERIMENTO HPR.	70
FIGURA 4.14: MESMO PADRÃO DE CIRCULAÇÃO DA FIGURA 4.13, PORÉM COM CONTORNO (DE 0,1 A 0,6) REPRESENTANDO A ESPESSURA ÓTICA DOS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA.....	71
FIGURA 4.15: ESPESSURA ÓTICA DE BIOMASSA EM 550 nm PARA AGOSTO COM O CONTORNO A PARTIR DE 0,25.....	73
FIGURA 4.16: FLUXO DE DEPOSIÇÃO TOTAL (ÚMIDA + SECA) DOS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA EM $Kg/m^2 \cdot s$	75
FIGURA 4.17: DISTRIBUIÇÃO VERTICAL, AO LONGO DO TEMPO, DA RAZÃO DE MISTURA DOS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA PARA A MÉDIA ESPACIAL DA REGIÃO COM ESPESSURA ÓTICA MAIOR QUE 0,25 PARA OS MESES DE ABRIL A DEZEMBRO.....	77
FIGURA 4.18: DIFERENÇA NOS FLUXOS RADIATIVOS (ROC SUP E ROL SUP SENDO OS FLUXOS DE RADIAÇÃO DE ONDA CURTA E LONGA A SUPERFÍCIE; CL E CS SENDO OS FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL) ENTRE EXPERIMENTOS HPR VS. BIOMASS OFF PARA A MÉDIA DURANTE TODO O PERÍODO DE QUEIMADAS (JUNHO A NOVEMBRO), PARA A MÉDIA DA REGIÃO COM ESPESSURA ÓTICA DE BIOMASSA MAIOR DO QUE 0,25.	79
FIGURA 4.19: DIFERENÇA ENTRE HPR E BIOMASS OFF PARA A CLIMATOLOGIA DAS VARIÁVEIS DE TEMPERATURA A 1,5 M DA SUPERFÍCIE, ESPESSURA ÓTICA DOS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA PARA A MÉDIA DA REGIÃO COM ESPESSURA ÓTICA DE BIOMASSA MAIOR DO QUE 0,25.	80
FIGURA 4.20: BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE E SUAS COMPONENTES EM W/M^2 : SALDO DE RADIAÇÃO DE ONDA CURTA, SALDO DE ONDA LONGA, CALOR SENSÍVEL E LATENTE PARA A MÉDIA DA REGIÃO COM ESPESSURA ÓTICA DE BIOMASSA MAIOR DO QUE 0,25. A PRIMEIRA COLUNA MOSTRA O PADRÃO PARA OS DOIS EXPERIMENTOS (HPR VS. BIOMASS OFF) E A SEGUNDA COLUNA MOSTRA SUAS RESPECTIVAS DIFERENÇAS.	82

FIGURA 4.21: FLUXO DE UMIDADE DA SUPERFÍCIE (EM $Kg/m^2 \cdot s$), ENTRE OS EXPERIMENTOS HPR E BIOMASS OFF PARA A MÉDIA DA ÁREA COM ESPESSURA ÓTICA DE BIOMASSA MAIOR DO QUE 0,25.	83
FIGURA 4.22: CLIMATOLOGIA DO SALDO DE RADIAÇÃO DE ONDA CURTA, EM W/m^2 , PARA O EXPERIMENTO HPR (CURVA PRETA), RETIRANDO O EFEITO DIRETO (CURVA VERMELHA) E INDIRETO (CURVA VERDE).....	84
FIGURA 4.23: MESMO QUE PARA A FIGURA 4.18, PORÉM PARA REGIÃO DE $10^{\circ}X10^{\circ}$ CENTRADA EM $53^{\circ}W$ E $26^{\circ}S$	85
FIGURA 4.24: MESMO QUE A FIGURA 4.19, PORÉM PARA A ÁREA CENTRADA EM $53^{\circ}W$ E $26^{\circ}S$	86
FIGURA 4.25: MESMO QUE A FIGURA 4.20, PORÉM PARA A REGIÃO CENTRADA EM $53^{\circ}W$ E $26^{\circ}S$	88
FIGURA 4.26: MESMO QUE A FIGURA 4.21, PORÉM PARA REGIÃO DE $10^{\circ}X10^{\circ}$ CENTRADA EM $53^{\circ}W$ E $26^{\circ}S$	90
FIGURA 4.27: FRAÇÃO DE COBERTURA DE NUVEM ESTRATIFORME PARA REGIÃO DE $10^{\circ}X10^{\circ}$ CENTRADA EM $53^{\circ}W$ E $26^{\circ}S$	91
FIGURA 4.28: PERFIL VERTICAL DA CONCENTRAÇÃO DE AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA NA ZONA DE EMISSÃO (MÉDIA ESPACIAL PARA ÁREA COM ESPESSURA ÓTICA DE BIOMASSA MAIOR QUE 0,25) PARA A CLIMATOLOGIA DO MÊS DE AGOSTO PARA OS EXPERIMENTOS HPR (PRETO) E HPR OFF (VERMELHO).....	94
FIGURA 4.29: DIFERENÇA DO PERFIL VERTICAL DOS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA POR MÊS ENTRE OS EXPERIMENTOS HPR E HPR OFF.....	95
FIGURA 4.30: PADRÕES DE CIRCULAÇÃO EM 925 E 700 HPA PARA AGOSTO E SETEMBRO PARA O EXPERIMENTO HPR.....	96
FIGURA 4.31: DIFERENÇA DA ESPESSURA ÓTICA ENTRE OS EXPERIMENTOS HPR E HPR OFF PARA A MÉDIA DOS MESES DE AGOSTO E SETEMBRO.....	97
FIGURA 4.32: DIFERENÇA DO FLUXO DE DEPOSIÇÃO TOTAL ENTRE OS EXPERIMENTOS HPR E HPR OFF PARA A CLIMATOLOGIA DOS MESES DE JUNHO A NOVEMBRO.....	98
FIGURA 4.33: DIFERENÇA DE TEMPERATURA EM 1,5 M ENTRE OS EXPERIMENTOS HPR VS. HPR OFF E EM CONTORNO A ESPESSURA ÓTICA (0,1 A 0,6) DOS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA NO COMPRIMENTO DE ONDA DE 550 NM PARA A CLIMATOLOGIA DOS MESES DE JUNHO A NOVEMBRO.....	100
FIGURA 4.34: DIFERENÇA NOS FLUXOS RADIATIVOS (ROC SUP E ROL SUP SENDO O SALDO DE RADIAÇÃO DE ONDA CURTA E LONGA EM SUPERFÍCIE; CL E CS SENDO OS FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL) OS EXPERIMENTOS HPR VS. HPR OFF PARA A MÉDIA	

DURANTE TODO O PERÍODO DE QUEIMADAS (JUNHO A NOVEMBRO), PARA A MÉDIA DA ÁREA COM ESPESSURA ÓTICA DE BIOMASSA MAIOR QUE 0,25.....	101
FIGURA 4.35: FLUXO DE UMIDADE DO SOLO ENTRE HPR E HPR OFF (HPR EM PRETO E HPR OFF EM VERMELHO), PARA A MÉDIA DA ÁREA COM ESPESSURA ÓTICA MAIOR QUE 0,25.	102
FIGURA 4.36: DIFERENÇA ENTRE HPR E HPR OFF PARA A CLIMATOLOGIA DAS VARIÁVEIS: TEMPERATURA E ESPESSURA ÓTICA DOS AEROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA (HPR EM PRETO E HPR OFF EM VERMELHO), PARA A MÉDIA DA ÁREA COM ESPESSURA ÓTICA MAIOR QUE 0,25.....	103
FIGURA 4.37: BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE E SUAS COMPONENTES: SALDO DE RADIAÇÃO DE ONDA CURTA, SALDO DE ONDA LONGA, CALOR SENSÍVEL E LATENTE PARA A MÉDIA DA ÁREA COM ESPESSURA ÓTICA MAIOR QUE 0,25. A PRIMEIRA COLUNA MOSTRA O PADRÃO PARA OS DOIS EXPERIMENTOS (HPR VS. HPR OFF) E A SEGUNDA COLUNA MOSTRA SUAS RESPECTIVAS DIFERENÇAS.....	105
FIGURA 4.38: FRAÇÃO DE COBERTURA DE NUVEM ESTRATIFORME PARA A MÉDIA DA REGIÃO COM ESPESSURA ÓTICA DE BIOMASSA MAIOR QUE 0,25, PARA A COMPARAÇÃO ENTRE OS EXPERIMENTOS HPR E HPR OFF.	106

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1: COMPOSIÇÃO QUÍMICA, MECANISMOS DE FORMAÇÃO, FONTES E TEMPO DE VIDA DOS AEROSSÓIS DE MODAS FINA E GROSSA.	9
TABELA 2.2: CLASSIFICAÇÃO DAS PARTÍCULAS DE AEROSSÓIS COM RELAÇÃO AO TAMANHO.	10
TABELA 2.3: RESUMO DOS EFEITOS INDIRETOS DOS AEROSSÓIS, IMPLICAÇÕES DA MÉDIA GLOBAL DO SALDO DE RADIAÇÃO DE ONDA CURTA NA SUPERFÍCIE E O ENTENDIMENTO CIENTÍFICO, SEGUNDO O FORSTER, 2007.	ERROR! BOOKMARK NOT DEFINED.
TABELA 2.4: FORÇANTES RADIATIVAS MÉDIAS PARA RADIAÇÃO DE ONDA CURTA (SWARF), ONDA LONGA (LWARF) E O SALDO (NETARF) PARA QUATRO ECOSISTEMAS DISTINTOS.	16
TABELA 4.1: DIFERENÇAS ENTRE OS EXPERIMENTOS HPR E BIOMASS OFF APRESENTADAS NA FIGURA 4.18, FIGURA 4.19, FIGURA 4.23 E FIGURA 4.24, SENDO TEMP EM °C, EOA ADIMENSIONAL E DE AS VARIÁVEIS DO BALANÇO DE ENERGIA EM W/M ²	92
TABELA 4.2: VALORES DAS VARIÁVEIS APRESENTADAS NAS FIGURAS 4.35 E 4.36, SENDO TEMP EM °C, EOA ADIMENSIONAL DO EXPERIMENTO HPR OFF E DE AS VARIÁVEIS DO BALANÇO DE ENERGIA EM W/M ²	107

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

τ_{500}	- Espessura ótica no comprimento de onda de 500 nm.
ACTAS	- Arctic Research of the Composition of the Troposphere from Aircraft and Satellites
AS	- América do Sul
BC	- Carbono grafítico (do inglês, black carbon)
BIO OFF	- Experimento com a interação dos aerossóis desligada
CATT-BRAMS	- Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System
CLASSIC	- Coupled Large-scale Aerosol Simulator for Studies in Climate
CLP	- Camada Limite Planetária
CMIP5	- Climate Model Intercomparison Program Version 5
COrg	- Carbono orgânico
EOA	- Espessura Ótica dos Aerossóis
FR	- Forçante Radiativa
FRND	- Forçante Radiativa Normalizada Direta
HadGEM2-ES	- Hadley Centre Global Environment Model version 2 – Earth System
HPR	- Hot Plume Rise
HPR OFF	- Experimento com a parametrização HPR desligada
IPCC	- Intergovernmental Panel on Climate Change
LBA	- Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
MODIS	- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NCN	- Núcleos de condensação de nuvens
RegCM3	- Regional Climate Model, version 3
SAFARI	- Southern African Regional Science Initiative
TOA	- Topo da Atmosfera
WRF-CHEM	- Weather Research and Forecasting Model with Chemistry

SUMÁRIO

RESUMO	xi
ABSTRACT	xiii
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABELAS	xxi
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	xxiii
SUMÁRIO	xxv
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJETIVO	6
2. REVISÃO DA LITERATURA.....	9
2.1. Efeitos gerais dos aerossóis.....	9
2.2. Propriedades e Efeitos dos Aerossóis de queima de biomassa.....	14
2.3. Parametrização Hot Plume Rise.....	16
2.4. Forçante Radiativa	18
2.4.1. Forçante radiativa dos aerossóis de queima de biomassa	19
2.4.2. Relação entre forçante radiativa e altitude.....	25
2.5. Balanço de Energia	27
3. DADOS E METODOLOGIA	31
3.1. Descrição do Tratamento de Aerossol	31
3.2. Dados de Emissões	40
3.3. Descrição da Parametrização de Hot Plume Rise	42
3.4. Descrição dos Experimentos.....	46
4. RESULTADOS	49
4.3.1. HPR vs. BIOMASS OFF.....	65
4.3.2. HPR vs. HPR OFF.....	92
5. CONCLUSÕES	109
6. TRABALHOS FUTUROS	115
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	117

1. INTRODUÇÃO

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

As queimadas têm um papel importante neste contexto de mudanças climáticas devido à grande quantidade de poluentes que liberam. A queima da vegetação em biomas como florestas e savana é uma das maiores fontes de aerossóis do planeta, que consistem predominantemente de carbono orgânico (COrg) proveniente da queima incompleta e carbono grafitico (BC) composto por partículas finas de fuligem (ANDREAE; ROSENFELD, 2008).

Segundo estimativas recentes (VAN DER WERF et al., 2010), durante o período de 1997 a 2009, as emissões globais de queimadas foram da ordem de $2,0 \times 10^{15} g$, sendo a América do Sul (AS) responsável por 15% deste total.

A Figura 1.1 mostra a quantidade de eventos de queimadas observados pelo sensor MODIS em uma pentada de Setembro de 2012, com as cores representando a contagem de focos, onde os tons em amarelo representando mais focos que os tons em vermelho. Mesmo para um período curto de 10 dias a quantidade de focos de queimadas é considerável e, neste caso, abrange uma área considerável da AS.

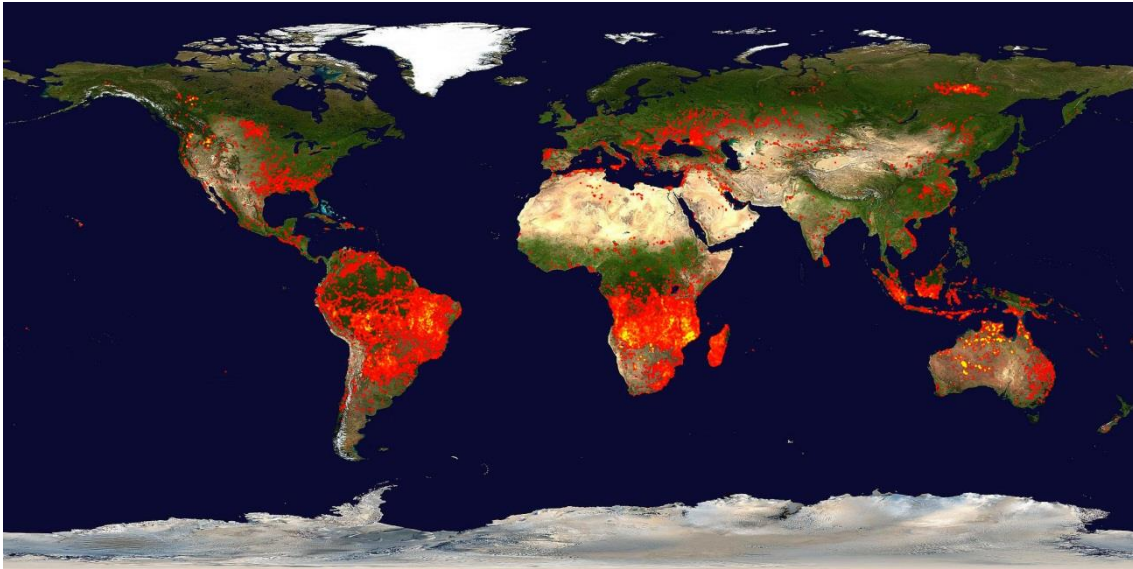


Figura 1.1: Mapa global de focos de queimadas para a pentada de 17/09/2012 a 26/09/2012, obtidos como sensor MODIS a bordo do satélite Terra. Fonte: <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/firemaps/>. Acessado em: 07/03/2013.

Na AS, as queimadas ocorrem praticamente sobre toda sua extensão, porém a maior fonte de aerossóis são as queimadas que ocorrem na região Amazônica, devido ao tipo de vegetação desta região e o desmatamento que ocorre na região. Durante a estação seca, que compreende os meses de Julho a Setembro, as concentrações podem chegar até a ordem de 15.000 a 30.000 partículas por cm^{-3} , em contraste com concentrações da ordem de 100 a 300 partículas por cm^{-3} durante a estação chuvosa (ANDREAE et al., 2004; ARTAXO et al., 2006). Outra forma de medição da quantidade de poluição presente na atmosfera é através da espessura ótica em 500 nm (τ), que é a medida da quantidade de material opticamente ativo atravessada por um feixe de radiação. Em condições normais de queimadas τ mede valores próximos a 1. Devido a essas altas concentrações de aerossóis τ_{500} (espessura ótica no comprimento de onda de 500 nm) pode facilmente ser maior ou igual a 2 (ECK et al., 2003); chegando a valores de $\tau_{500} = 3,3$ de pico durante o experimento *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* - LBA (ARTAXO et al., 2002).

Os aerossóis, em geral, alteram a quantidade de radiação solar incidente na superfície através dos processos de espalhamento e absorção, reduzindo os fluxos de energia que chegam à superfície da Terra e causando seu resfriamento, que é chamado de efeito radiativo direto (CHARLSON et al., 1992; RAMANATHAN et al., 2001).

O efeito indireto se dá devido a vários tipos de aerossóis (como os compostos orgânicos liberados pela queima de biomassa e vários componentes solúveis) atuarem como núcleos de condensação na nuvem (NCN). A maior quantidade de NCN aumenta a concentração de gotículas dentro na nuvem, porém o raio desta gotícula é menor, alterando as propriedades da microfísica das nuvens, como o tempo de vida da nuvem e a eficiência de precipitação. Isto pode alterar os padrões de precipitação em escala local (ANDREAE, et al., 2004; ARTAXO et al., 2006; LOHMANN; FEICHTER, 2005; ROSENFELD et al., 2008; ANDREAE; ROSENFELD, 2008).

Estas mudanças nos fluxos radiativos podem modificar a temperatura da superfície e, portanto os fluxos de calor sensível e latente nas camadas mais baixas da atmosfera (YU et al., 2003; ICHOKU et al., 2003). Isto ainda altera o perfil vertical da temperatura, afetando a estabilidade atmosférica, altura da camada limite, padrões de circulação local, taxa de evapotranspiração, formação de nuvem e precipitação (ANDREAE, et al., 2004, 2005; PROCÓPIO et al., 2004; LONGO et al., 2006).

O saldo dos efeitos dos aerossóis no clima é o resfriamento da superfície, porém dependendo das suas propriedades como absorvedores, os aerossóis podem também aquecer a atmosfera enquanto resfriam a superfície (KAUFMAN et al., 2002; RAMANATHAN et al., 2001). A absorção dos aerossóis depende principalmente da concentração de carbono grafítico, (do inglês BC, componente particulado fino com diâmetro menor do que 2,5 nm consiste em carbono puro) (JACOBSON, 2001), e os aerossóis de queima de biomassa, compostos por BC e compostos orgânicos voláteis, contém grande quantidade de BC, porém o espalhamento é predominante nas partículas de fumaça como foi verificado pela

magnitude do albedo de espalhamento simples nos trabalhos de (DUBOVİK et al., 2002; PROCÓPIO et al., 2003).

Além dos impactos locais associados ao uso da terra (como a remoção da vegetação), as queimadas podem impactar regiões distantes da zona de emissão devido ao transporte dos poluentes e aerossóis que segue o mesmo padrão da circulação atmosférica (ARTAXO et al., 2006). A fumaça das queimadas, contendo gases e aerossóis, em geral concentra-se dentro da camada limite planetária (CLP) chegando até 2 km de altitude. Os picos de concentração em plumas e camadas de fumaça ocasionalmente alcançam quase 3 km (ANDREAE et al., 2012). A distribuição horizontal dos aerossóis de queima de biomassa depende do seu transporte pelo vento, pois acima da CLP o vento é mais intenso do que próximo à superfície e este é um fator que deve ser considerado pelos modelos numéricos.

No caso da AS vários autores como Freitas et al., 2005 e 2006; Longo et al, 2010 e Rosário, 2011 evidenciam que os produtos das queimadas provenientes da Amazônia são advectados para as regiões sul do Brasil e norte da Argentina, deixando o continente pelo oceano Atlântico (FREITAS et al., 2006). Os aerossóis de queima de biomassa advectados pelo vento que segue o mesmo padrão da circulação sobre o continente, ou seja, os ventos alísios vindos do oceano Atlântico são defletidos devido à barreira da cordilheira dos Andes, fazendo com que parte do escoamento seja direcionado para sul e sudeste e outra parte para o oceano Pacífico pela Colômbia e Peru.

Como exemplo deste transporte a Figura 1.2 mostra uma imagem do sensor MODIS a bordo do satélite Aqua da NASA para um evento de queimadas ocorrido no dia 9 de Setembro de 2007.

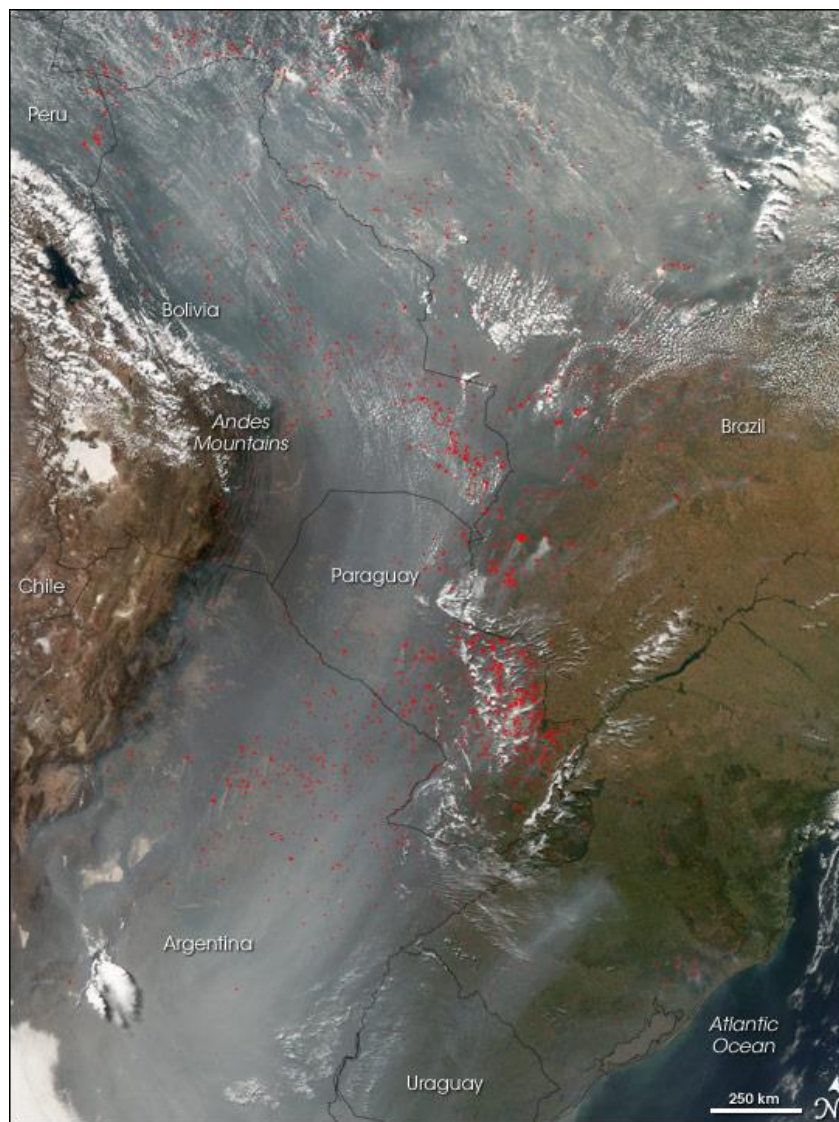


Figura 1.2: Imagem do MODIS, mostrando o transporte de poluentes das queimadas na AS, evento ocorrido em 09/09/07. Os pontos vermelhos representam os focos de queimadas detectados pelo sensor. Fonte: <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=8033>. Acessado em: 06/03/2013.

Atualmente as pesquisas sobre o efeito dos aerossóis de queima de biomassa têm avançado consideravelmente, sendo elas concentradas em dados observados em experimentos de campo como LBA, SAFARI, ACTAS (ARTAXO et al., 2006; HAYWOOD et al., 2003b; JACOB et al., 2010, respectivamente), dados de satélites (BELLOUIN et al., 2005; CHUNG et al., 2005) ou em modelagem numérica usando modelos como CATT-BRAMS, WRF-CHEM, RegCM3 (FREITAS et al., 2009; GRELL et al., 2009; ZHANG et al., 2008,

respectivamente) porém para curtos períodos de tempo. A exceção às análises feitas para pequenos intervalos de tempo é o trabalho de Granier et al. (2011), que compara vários inventários de emissões globais e regionais para espécies antropogênicas e de emissão de queima de biomassa para um período mais longo entre 1980 a 2010.

O intuito deste trabalho é avaliar os impactos climatológicos das emissões de queimadas na AS durante o período de 1979 a 2005, sendo que este período foi escolhido por coincidir com dados disponíveis do ERA-Interim (BERRISFORD et al., 2009), que é a base de dados utilizada. O foco é analisar os impactos na temperatura e balanço de energia na superfície, devido aos efeitos dos aerossóis de queimadas utilizando o modelo do sistema terrestre do UK Met Office, o HadGEM2-ES (Hadley Centre Global Environment Model version 2 – Earth System, COLLINS et al., 2008; 2011; JONES et al., 2011). Neste modelo foi implementado o algoritmo desenvolvido por Freitas et al. (2005, 2007, 2010) para a inclusão do processo de levantamento de plumas quentes, do inglês *Hot Plume Rise* (HPR), que estima a camada de injeção, a partir das características termodinâmicas do ambiente, onde os gases e aerossóis proveniente das queimadas serão liberados na atmosfera.

1.1. OBJETIVO

Os objetivos específicos propostos neste trabalho são:

- I. Analisar os impactos da presença de aerossóis produzidos pela queima de biomassa na climatologia da temperatura da América do Sul.
- II. Quantificar o impacto dos aerossóis de queima de biomassa no balanço de energia e suas componentes: radiação de onda curta, radiação de onda longa, calor sensível e calor latente.
- III. Analisar regiões ao sul/sudeste da zona de emissões de queimadas e avaliar o impacto do transporte dos aerossóis pelo vento;

- IV. Avaliar o impacto do esquema de levantamento de pluma de queimada (HPR) proposto por Freitas et al. (2005), que estima a camada de injeção onde os produtos da queima de biomassa serão liberados no modelo. Analisar o impacto desta parametrização no transporte dos aerossóis de queima de biomassa sobre a América do Sul.

2. REVISÃO DA LITERATURA

2.1. Efeitos gerais dos aerossóis

Segundo Senfield e Pandis (1997), os principais constituintes dos aerossóis atmosféricos são as espécies inorgânicas (tais como sulfatos, nitrato, sal marinho), espécies orgânicas (também chamadas de carbono orgânico ou aerossol orgânico), carbono grafítico (BC) e espécies minerais (principalmente, poeira do deserto). A Tabela 2.1 classifica os tipos de aerossóis quanto ao seu tamanho e principais características físicas.

Tabela 2.1: Composição química, mecanismos de formação, fontes e tempo de vida dos aerossóis das modas fina e grossa.

	Moda fina	Moda grossa
Formação	Reações Químicas Nucleação Condensação Coagulação Processamento por nuvens	Ação Mecânica Suspensão de poeiras
Composição	Sulfato Nitrato Amônia Carbono elementar Compostos orgânicos Metais (Pb, Cd, V, Ni, Cu, Zn, Fe, entre outros	Poeira suspensa Cinzas Elementos de crosta (Si, Al, Ti, Fe) CaCO ₃ , NaCl Pólen, restos de vegetação
Fontes	Combustão (carvão, madeira, gasolina, diesel) Conversão gás-partícula de NO _x , SO ₂ , VOC's Mineradoras	Ressuspensão de poeira industrial e do solo Fontes biogênicas Spray marinho
Tempo de vida	Dias a semanas	Minutos a dias
Distância percorrida devido ao transporte	Centenas de milhares de km	Menos que algumas dezenas de km.

Fonte: adaptado de Senfield e Pandis (1997).

Os efeitos climáticos das partículas de aerossóis atmosféricos dependem de sua distribuição, juntamente com características como higroscopia, propriedades

ópticas e sua habilidade de atuar como núcleo de condensação de nuvem (NCN) ou de gelo (NCG). As características dos aerossóis importantes para as propriedades ópticas e de formação de nuvem são: a distribuição de tamanho das partículas, sua composição química, estado de mistura e forma. Estas propriedades são determinadas através de efeitos recíprocos entre as fontes de emissões, as transformações ocorridas na atmosfera e os processos de remoção dos aerossóis (SENFELD e PANDIS, 1997).

A distribuição do tamanho dos aerossóis é o parâmetro importante para determinar tanto as propriedades ópticas espectrais, quando as propriedades de núcleo de condensação. A classificação das partículas por tamanho é também chamada de moda, e em geral as partículas são classificadas em duas modas: fina e grossa. A distinção entre as duas modas é o diâmetro de $2,5 \mu m$. Outro tipo de classificação divide o tamanho dos aerossóis em três grupos, sendo chamados de Aitken, acumulação e moda grossa. Com relação aos efeitos radiativos, a moda de acumulação é a mais importante devido ao seu tamanho ser da ordem de grandeza do comprimento de onda da radiação de onda curta, à baixa constante de difusão e ainda ao fato de aerossóis desta moda permanecer mais tempo na atmosfera (em comparação com a moda grossa) devido à baixa velocidade de sedimentação (SENFELD e PANDIS, 1997). Na Tabela 2.2 temos outra forma de classificação dos aerossóis atmosféricos, baseado no diâmetro da partícula.

Tabela 2.2: Classificação das partículas de aerossóis com relação ao tamanho.

Diâmetro (d)	Tipo	Exemplo
$d < 0,1 \mu m$	Aitken	Ácido Sulfúrico Carbono grafítico (black carbon)
$0,1 \mu m \leq d \leq 2,5 \mu m$	Acumulação	Fumaça de Biomassa Orgânicos marinhos
$d > 2,5 \mu m$	Grossa	Sal marinho Pólen Poeira

Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 1997.

A umidificação dos aerossóis altera as propriedades de espalhamento e absorção através de mudanças no formato da partícula, tamanho e índice de refração (FRENEY et al., 2010). Por isso, outra informação crucial é o tempo de vida dos aerossóis na atmosfera, por que aerossóis envelhecidos têm a probabilidade maior de se umidificarem.

Outra característica chave, relevante para o clima, é a propriedade de absorção dos aerossóis. A espessura ótica dos aerossóis (EOA), que é a integral na vertical do coeficiente de extinção, pode ser estimada através de medida de heliofotômetro em situações onde a EOA for maior do que 0,2. Koch et al (2009b) usou dados de EOA da AERONET (HOLBEN et al., 1998; HOLBEN et al., 2001) para mostrar que a maioria dos modelos do projeto AeroCom (TEXTOR et al., 2006) subestimavam a absorção em muitas regiões, mas continuavam representativos quando se observava as climatologias dos modelos. O projeto AeroCom é uma iniciativa científica internacional com o intuito de aumentar o conhecimento científico em relação aos aerossóis atmosféricos, bem como sua comparação entre modelos globais de vários centros.

Um subconjunto de partículas de aerossóis pode agir como NCN. Esta característica das partículas de aerossóis de reter água é determinada pelo seu tamanho e composição. Estas partículas podem eventualmente se tornar gotícula de nuvem ou não, e o entendimento da quantidade de vapor captado pelo aerossol é um importante passo para se avaliar a interação aerossol-radiação. Os tipos de NCN mais comuns presentes na atmosfera são: sal marinho, sulfatos e ácido sulfúrico, nitratos e alguns compostos orgânicos. O parâmetro de higroscopia (PETTERS; KREIDENWIES, 2007) foi introduzido para prover uma forma concisa para descrever quão eficientemente uma partícula de aerossol pode funcionar como NCN. Esta propriedade é medida experimentalmente e sua aplicação vem aumentando como uma forma de caracterizar as propriedades dos aerossóis.

Os aerossóis alteram o balanço radiativo de várias maneiras e em geral os efeitos radiativos dos aerossóis podem ser classificados em efeito direto, efeito indireto primário e secundário. No efeito direto há o espalhamento e absorção da

radiação solar, diminuindo a quantidade líquida de radiação solar que chega à superfície (FORSTER, 2007). Todos os tipos de aerossóis contribuem para o efeito direto, embora alguns tipos sejam mais eficientes que outros, por exemplo, o carbono gráfico é mais absorvedor enquanto os sulfatos são mais espalhadores. As incertezas em relação ao efeito direto ainda são consideráveis, apesar do bom conhecimento deste processo (KINNE et al., 2005; SCHULZ et al., 2006) e a representação do saldo de onda curta ainda tende a ser superestimado em muitos modelos climáticos (WILD, 2005). A Figura 2.1 apresenta um esquema representativo do efeito direto dos aerossóis.

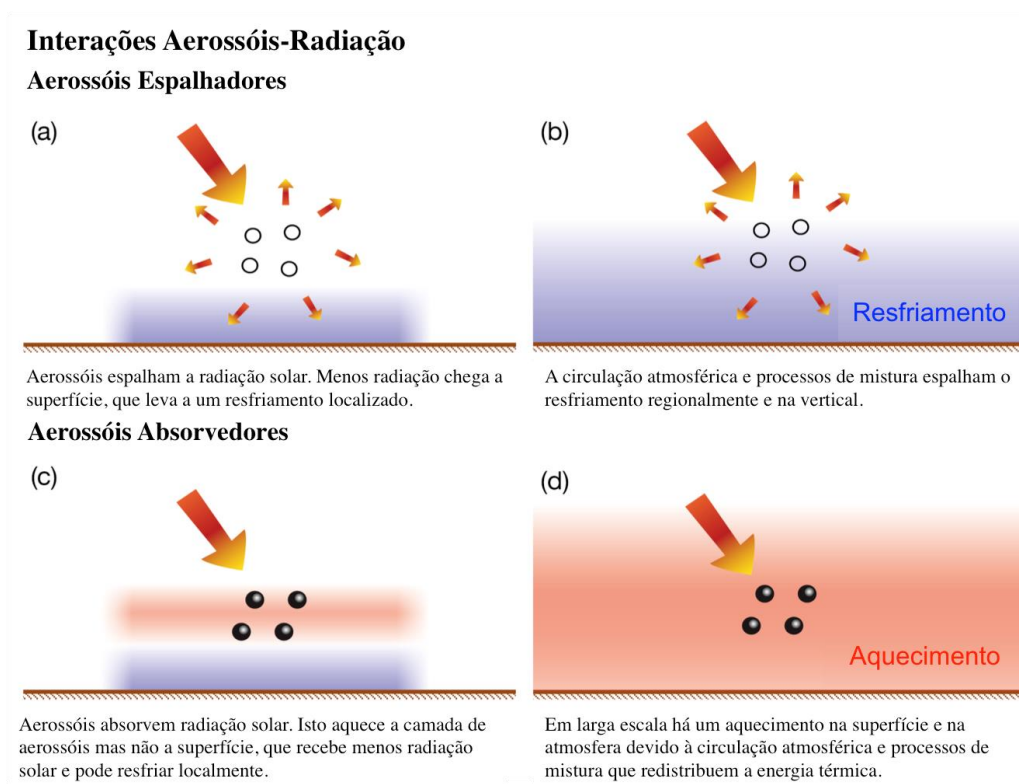


Figura 2.1: Resumo das interações entre aerossóis e radiação e seus impactos no clima. No painel à esquerda é mostrado o efeito radiativo instantâneo dos aerossóis, enquanto a direita é mostrado o impacto global depois que o sistema climático respondeu aos efeitos radiativos. Fonte: STOCKER, 2013.

O efeito indireto pode ser dividido em primário e secundário, e ambos estão relacionados à interação dos aerossóis com as nuvens e têm como consequência a diminuição da radiação na superfície (FORSTER, 2007). O efeito indireto primário – também conhecido como efeito do albedo das nuvens

ou efeito Twomey (TWOMEY, 1977) – se dá pela alteração das propriedades microfísicas das nuvens pelos aerossóis, mudando assim as suas características radiativas. Devido a maior disponibilidade de NCN devido aos aerossóis, há o aumento da quantidade de gotículas de tamanho menor e estas gotículas interagem de forma mais eficiente com a radiação solar (TWOMEY, 1977; LOHMANN; FEICHTER, 2005). O efeito indireto secundário – também conhecido como efeito no tempo de vida das nuvens ou efeito Albrecht – está relacionado com a eficiência da precipitação das nuvens poluídas. Ou seja, as nuvens que contém o maior número de gotículas menores têm uma eficiência de precipitação menor e como consequência permanece na atmosfera por mais tempo impactando no balanço radiativo (ALBRECHT, 1997; LOHMANN; FEICHTER, 2005).

Há ainda o efeito semidireto onde ocorre o aquecimento da atmosfera como consequência da absorção dos aerossóis (consequência do efeito direto), causando a evaporação de nuvens pré-existent e a estabilização da atmosfera, prevenindo a formação de novas nuvens (HANSEN et al., 1997; ACKERMAN et al., 2000a; MENON et al., 2003; KOREN et al., 2004). É o único efeito que contribui com o aquecimento do sistema climático por inibir as nuvens e permitir a maior passagem de radiação solar. Entretanto, segundo o Stocker et al. (2013) seu entendimento científico ainda é insuficiente para caracterizar o seu impacto. Um resumo da forçante radiativa e da comparação entre os efeitos radiativo diretos e indiretos, bem como o nível de entendimento científico é mostrada na **Error! Reference source not found.**

Tabela 2.3: Forçante radiativa entre os efeitos radiativos direto e indireto e seu respectivo entendimento científico, segundo o BOUCHER, 2013.

Efeito Radiativo	Forçante Radiativa (W/m ²)	Intervalo de Confiança	Entendimento Científico
Direto	-0,27	-0,77 a 0,23	Médio a Alto
Indireto	-0,55	-1,33 a -0,06	Baixo

2.2. Propriedades e Efeitos dos Aerossóis de queima de biomassa

Os aerossóis de queimadas consistem predominantemente de material carbonáceo, ou seja, carbono orgânico, carbono quase-elementar produto da queima incompleta da vegetação – fuligem ou carbono grafítico (BC, do inglês) – e vários componentes inorgânicos secundários (ARTAXO et al., 2005; REID et al., 2005; FUZZI et al., 2007). A componente inorgânica é composta de poeira e cinzas insolúveis e sais solúveis, nos quais o potássio, amônia, sulfatos e nitratos são as espécies químicas mais importantes (ANDREAE; ROSENFELD, 2008).

Segundo Artaxo et al. (2006), a maior parte das partículas biogênicas, com diâmetro maior que 2,0 μm são constituídos principalmente de fungos, esporos, bactérias e etc. A composição química apresenta traços de potássio, cálcio, magnésio, enxofre, fósforo, zinco e outros elementos. O tamanho destas partículas orgânicas é comparável à ordem do comprimento de onda da luz visível, tornando-as eficientes espalhadoras de radiação solar (ARTAXO et al., 1990, 1994, 1995).

O efeito principal do BC é o de absorção da radiação solar principalmente na faixa de comprimentos de onda do visível (CHIN et al., 2009). Uma consequência da absorção do BC é o aquecimento da camada atmosférica e a estabilização

da atmosfera (LONGO et al., 2006; KOREN et al., 2008; ROSENFELD et al., 2008). Apesar dos aerossóis de queima de biomassa apresentarem grandes concentrações de BC, o efeito predominante é o de espalhamento, segundo Dubovik et al. (2002) e Procópio et al. (2003). Assim, os aerossóis de queima de biomassa contribuem significativamente para o efeito direto, podendo levar tanto ao aquecimento quanto ao resfriamento da superfície, dependendo das propriedades intrínsecas das partículas de aerossóis e da refletividade da superfície (MARTINS, 1999; ARTAXO et al., 2006; FORSTER et al., 2007). Eles têm papel importante no balanço de energia do planeta (RAMANATHAN et al., 2001; KAUFMAN et al., 2002).

O trabalho de Christopher e Wang (1998) mostra a relação entre a forçante radiativa dos aerossóis de queima de biomassa e o tipo de vegetação em superfície, usando dados do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a bordo do satélite NOAA-9 para a AS, de acordo com a Tabela 2.4. Os valores negativos da Tabela 2.4 indicam maior reflexão da radiação solar incidente na comparação de casos com queimadas e condições de céu claro. Os valores negativos do NETARF (SEARF menos LWARF) em todos os ecossistemas mostram indicam que o saldo do efeito radiativo dos aerossóis é o de resfriamento da superfície. O trabalho de Sena et al. (2013) mostra que regiões cobertas por floresta absorvem mais radiação solar e portanto o fluxo ascendente no TOA sobre o cerrado é maior (cerca de 13 W/m²) do que regiões com florestas densas, para mesmas condições de iluminação, geometria de observação e quantidade de aerossóis, pois mais radiação solar é absorvida pelo dossel da floresta do que na vegetação do cerrado. Ou seja, os resultados indicam que regiões com floresta e menor albedo de superfície são sujeitas a maior forçante radiativa do que regiões com maior albedo, e com isso, o impacto dos aerossóis de queima de biomassa na forçante radiativa é maior sobre a floresta do que sobre o cerrado, pasto ou plantações.

Tabela 2.4: Forçantes radiativas médias para radiação de onda curta (SWARF), onda longa (LWARF) e o saldo (NETARF) para quatro ecossistemas distintos, em W/m².

a)	Floresta Tropical	Folhosas Sazonais	Savana e grama / vegetação sazonal	Arbusto
SWARF	-40,6	-36,0	-25,3	-35,8
LWARF	6,7	0,7	-0,3	5,3
NETARF	-33,9	-35,3	-25,6	-30,5

Fonte: Christopher e Wang (1998).

2.3. Parametrização Hot Plume Rise

As emissões de gases e partículas de queima de biomassa têm um grande impacto na composição química da troposfera e da estratosfera, e são um importante agente de mudanças no tempo e clima (LONGO et al., 2010). Representar de forma mais realista as emissões de gases de queimadas em modelos regionais e globais tem sido o foco de trabalhos como Freitas et al. (2005, 2007 e 2010).

A parametrização Hot Plume Rise (HPR) foi originalmente desenvolvida por Latham (1994) e implementada no modelo regional *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System - BRAMS* por Freitas et al. (2006, 2007). Nesta parametrização é estimada qual a camada de injeção onde serão liberados os produtos das queimadas, com base nas condições termodinâmicas da atmosfera. Esse mecanismo tem um grande impacto na dispersão de poluentes, pois na troposfera, com ventos mais intensos do que na camada limite, os gases são advectados mais rapidamente para longe sua origem.

Uma visão geral desta parametrização, segundo Freitas et al. (2007):

- Um modelo unidimensional de nuvem é embutido em cada coluna vertical do modelo atmosférico (chamado de hospedeiro), e são aplicadas condições de contorno inferiores;

- Para cada caixa de grade ($1,25^\circ$ de latitude por $1,875^\circ$ de longitude) contendo emissões de queimadas (neste trabalho foi utilizado a base de dados disponibilizada pelo *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 - CMIP-5*) as condições de grande escala do modelo hospedeiro são passadas ao modelo de nuvem 1-D;
- As extensões verticais da pluma para cada categoria de fogo e os fluxos de energia são resolvidas explicitamente, definindo os níveis de injeção superiores e inferiores;
- Os limites finais de levantamento da pluma são passados ao modelo hospedeiro;
- O material emitido durante a fase de queima (gases e material particulado) é liberado na camada delimitada pelas alturas superiores e inferiores (chamada de camada de injeção).

No trabalho Freitas et al. (2010) foi feita a inclusão do efeito de deflexão da pluma de queimada na presença de forte vento horizontal. Este processo é representado pela adição de um termo de entranhamento proporcional à diferença entre a velocidade do vento horizontal no centro de massa da pluma de fumaça e do ar ambiente.

Na ausência de um cálculo de altura de camada de injeção as emissões de queimadas são geralmente liberadas na superfície do modelo, ou verticalmente distribuídas de maneira arbitrária ou usando alguma relação empírica entre a altura da camada de injeção e a intensidade do fogo (FREITAS et al., 2007). Por exemplo, no modelo HadGEM2-ES as emissões de queima de pastagem são localizadas na superfície, enquanto as emissões de queima de floresta são injetadas homogeneamente na camada limite de 0,8 a 2,9km (JONES et al., 2011).

Em relação aos impactos dos aerossóis de queima de biomassa na microfísica das nuvens, esta parametrização permite que os produtos das queimadas sejam liberados em camadas mais altas e conseqüentemente mais frias, favorecendo

a nucleação das gotículas de chuva, caso haja umidade disponível, possivelmente contribuindo para o maior crescimento vertical da nuvem de acordo com Rosenfeld et al. (2008). Porém este efeito não foi analisado neste trabalho devido à parametrização de precipitação convectiva não considerar os aerossóis como núcleos de condensação, embora este tratamento esteja em desenvolvimento (FREITAS, 2012. comunicação pessoal).

2.4. Forçante Radiativa

A métrica comumente utilizada para quantificar os efeitos no sistema climático de um agente climático específico é a forçante radiativa (FR), que pode ser relacionada linearmente com a mudança na temperatura superficial global média de equilíbrio através da equação:

$$\Delta T_s = \lambda \cdot FR \quad (2.1)$$

Onde λ é o parâmetro de sensibilidade climática (RAMASWAMY et al. 2001). O termo “forçante radiativa” refere-se à medida da influência que um dado agente tem em perturbar o balanço de energia do sistema Terra-Atmosfera, ou seja, é um índice da importância deste dado agente como um potencial mecanismo de mudanças climáticas. As forçantes radiativas podem ser de natureza externa (como variações orbitais) ou interna, como atividades vulcânicas, transporte de calor por correntes marinhas e mudanças na composição atmosférica, como exemplo os gases de efeito estufa e aerossóis (HOFFMAN et al., 1987; KAUFMAN et al., 1997; PROSPERO et al., 2002).

Forster et al. (2007) define a FR como sendo a diferença da irradiância líquida na tropopausa, entre um estado de referência e um estado perturbado devido a um dado agente climático. As temperaturas da superfície e da troposfera são mantidas fixas, mas permite-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo. O estado de referência pode ser a ausência do agente climático, ou seu impacto em uma dada situação ou época, como por exemplo, no início da revolução industrial. A forçante visa estimar a influência de uma perturbação climática em

particular na média da temperatura global da temperatura da superfície num estado de equilíbrio climático, portanto permite a comparação de diferentes perturbações. Porém, Lohmann et al. (2010) explica que os efeitos indiretos dos aerossóis não podem ser avaliados utilizando a definição usual da forçante radiativa como a mudança instantânea no fluxo radiativo causado quando um agente climático é imposto, devido aos efeitos não agirem “instantaneamente”. O conceito de FR vem sendo gradualmente refinado, devido às limitações encontradas na concepção original de FR instantânea. Para agentes forçantes que afetam a temperatura estratosférica, tais como o CO₂ e o ozônio, o procedimento recomendado por Forster et al. (2007) permite que a temperatura estratosférica se ajuste à forçante imposta (um processo que pode levar alguns meses), antes de calcular a forçante “ajustada” na tropopausa (SHINE et al., 1994).

É evidenciado no Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC Cap. 07, 2012) que o uso do estado de referência, ou seja, uma condição atmosférica livre de aerossóis de queimadas pode ser subjetivo e sua caracterização depende hipóteses e considerações para sua modelagem. “Outra opção é considerar a completa ausência do agente climático forçante como o estado de referência, ou ainda alguma definição do nível “natural” ou não perturbado para o agente forçante” (FORSTER et al., 2007).

2.4.1. Forçante radiativa dos aerossóis de queima de biomassa

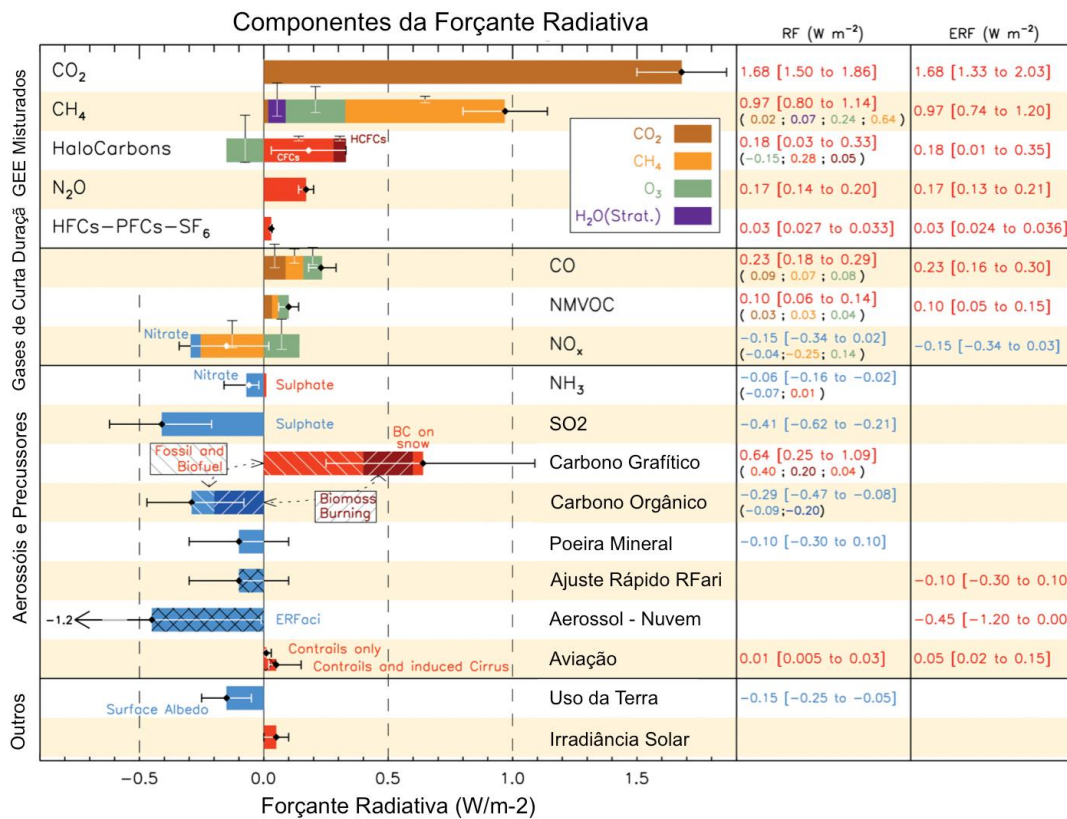


Figura 2.2: Média global da forçante radiativa (FR) e suas respectivas incertezas durante a Era Industrial (1750 a 2011) para vários agentes e mecanismos. Fonte: Adaptado do BOUCHER, 2013.

Nos relatórios do IPCC (2001, 2007 e 2013), a FR dos aerossóis de queima de biomassa (carbono orgânico primário, BC e componentes inorgânicos como nitratos e sulfatos), como mostrado na Figura 2.2 foi agrupada em uma única categoria, pois suas emissões são essencialmente incontroláveis, ou seja, têm grande variabilidade espacial e temporal.

Para compreender melhor os impactos das queimadas no clima global várias campanhas de campo foram destacadas pelo IPCC como sendo cruciais para o entendimento do efeito dos aerossóis. A campanha SAFARI (Southern African Regional Initiative) ocorreu durante os anos de 2000 e 2001 e tinha como objetivo principal estudar a influência dos aerossóis de queimadas e emissões biogênicas no balanço de energia via efeitos diretos e indiretos (BERGSTROM et al., 2003; KEIL; HAYWOOD, 2003; Myhre et al., 2003; Ross et al., 2003). Esforços em modelagem usaram os dados medidos nesta campanha para melhorar a

representação das propriedades físicas e óticas assim como o perfil vertical dos aerossóis de queima de biomassa (MYHRE et al., 2003; PENNER et al., 2003). Estas modificações tiveram importantes consequências para as estimativas da FR dos aerossóis de queima de biomassa, pois esta é significativamente mais positiva quando os aerossóis de queima de biomassa recobrem as nuvens quando comparados com estudos anteriores (KEIL; HAYWOOD, 2003; MYHRE et al., 2003; ABEL et al., 2005).

Enquanto a FR devido aos aerossóis de queima de biomassa em condições de céu claro são certamente negativas, a FR total pode ser positiva. Além dos estudos de modelagem, observações deste efeito foram realizadas com satélites. Hsu et al. (2003) usou dados dos satélites SeaWiFs (Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor), TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) e CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) para mostrar que os aerossóis de queima de biomassa emitidos no sudeste da Ásia são frequentemente levantados acima da camada de nuvens, levando a uma redução na radiação solar refletida sobre as áreas com nuvens da ordem de -100 Wm^{-2} e apontou que este efeito de FR positiva pode ser uma combinação dos efeitos direto e indireto. Como os aerossóis de queima de biomassa podem exercer uma significativa FR quando acima de nuvens, o seu perfil vertical é crítico para avaliar a magnitude e até mesmo o sinal da FR direta em regiões contendo nuvens. Textor et al. (2006) mostrou que existem diferenças nos perfis verticais entre os modelos globais, comparando os resultados de dezesseis modelos globais no projeto de comparação de modelos climáticos com tratamento de aerossóis (*AeroCom - Aerosol Comparisons between Observations and Models*). A FR mais negativa de $-0,05 \text{ Wm}^{-2}$ do modelo de Koch (2001) e de Myhre et al. (2003), enquanto vários modelos apresentam FRs que são levemente positivas. Portanto, o sinal da FR dos aerossóis de queima de biomassa é uma incerteza. A média e mediana da FR direta dos aerossóis de queima de biomassa pelo agrupamento de todos os estudos são similares em $+0,04$ e $+0,02 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, com desvio padrão de $0,07 \text{ Wm}^{-2}$. Esta estimativa da FR direta é mais positiva do que o 3º Relatório do IPCC devido a melhoramentos nos modelos em representar as

propriedades de absorção dos aerossóis e dos efeitos dos aerossóis de queima de biomassa encobrirão as nuvens.

No trabalho de Myhre et al. (2013), é relatado o efeito direto dos aerossóis (EDA) na segunda fase do experimento AeroComII (SCHULZ et al., 2009), nos mesmos moldes da primeira versão do projeto, ainda com 16 modelos globais com o detalhamento de aerossóis. Foram avaliadas as mudanças na distribuição dos aerossóis e a FR entre a era industrial em comparação com a era pré-industrial (os anos de 2000 ou 2006 foram comparados com o ano de 1850). Deve-se ressaltar o espalhamento significativo entre os modelos, conforme a Figura 2.3, indicando que ainda há muitas incertezas na representação dos aerossóis de queima de biomassa nos modelos globais. Schulz et al., (2006) mostrou que as variações da FR podem ser separadas na variedade dos aerossóis como tempo de residência, coeficiente de extinção e forçante normalizada (FR dividido pela espessura ótica). Foi encontrado que a forçante normalizada apresenta maior variabilidade e que diferenças no perfil vertical dos aerossóis entre os modelos é um dos fatores que contribuem para as diferenças na forçante normalizada (ZARZYCKI; BOND, 2010). A FR simulada para os aerossóis de queima de biomassa varia entre positiva e negativa, dependendo bastante do albedo de espalhamento simples (AES) e também da provável altitude dos aerossóis de queima de biomassa. A média do FR dos modelos é próxima à zero, porém apesar do FR dos aerossóis de queima de biomassa ser pequena em magnitude, é importante notar que esta forçante consiste na parte positiva do BC e da parte negativa do COrg que possuem magnitudes muito maiores que a forçante resultante dos aerossóis de queima de biomassa (Figura 2.4). A Figura 2.5 mostra especialmente a distribuição da FR para o trabalho de Myhre et al., (2013), reforçando que mesmo que para aerossóis de queima de biomassa tem-se uma diferença na resposta radiativa e que isso é dependente da distribuição espacial.

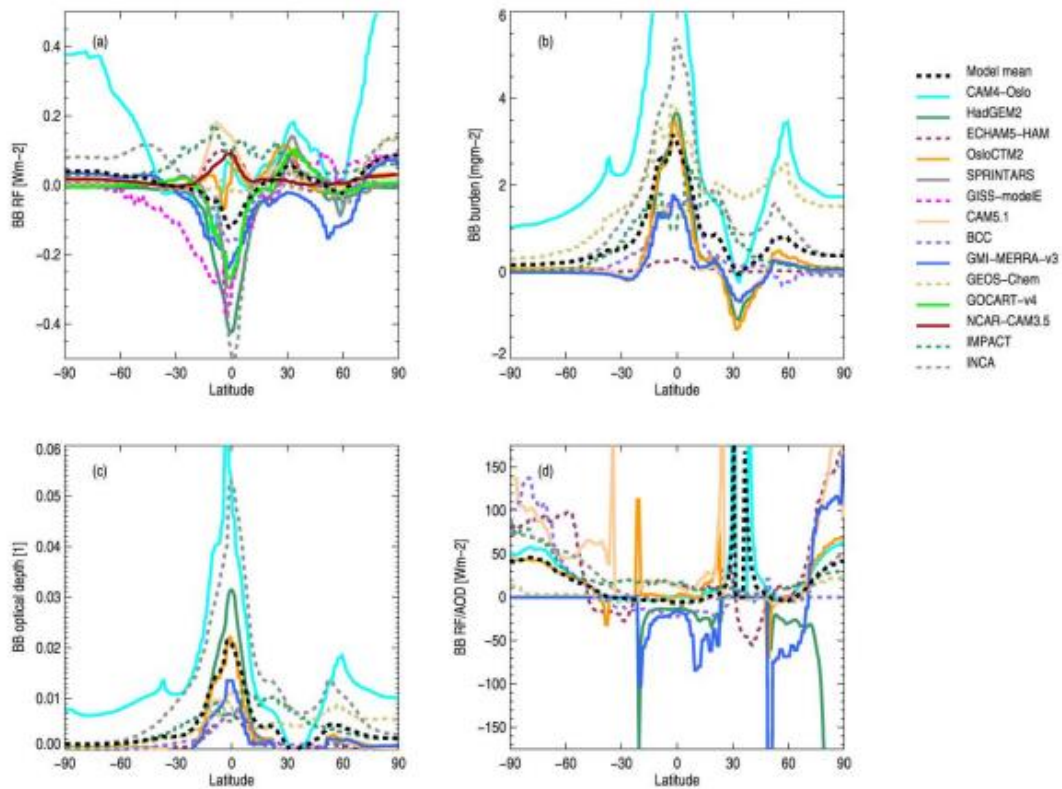


Figura 2.3: Médias zonais para (a) FR de aerossóis de queima de biomassa, (b) quantidade de aerossóis, (c) espessura ótica em 550 nm, e (d) FR normalizada para 16 modelos globais participantes do CMIP5. Myhre et al. (2013).

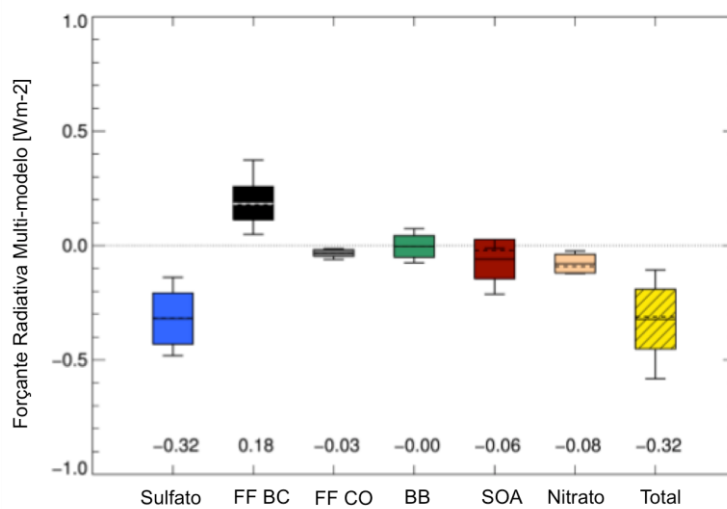


Figura 2.4: FR total e as contribuições de cada tipo de aerossol do conjunto de modelos mostrados na Figura 2.3. Os retângulos indicam os desvios padrões e as linhas indicam o máximo e mínimo da distribuição. Adaptado de Myhre et al., 2013.

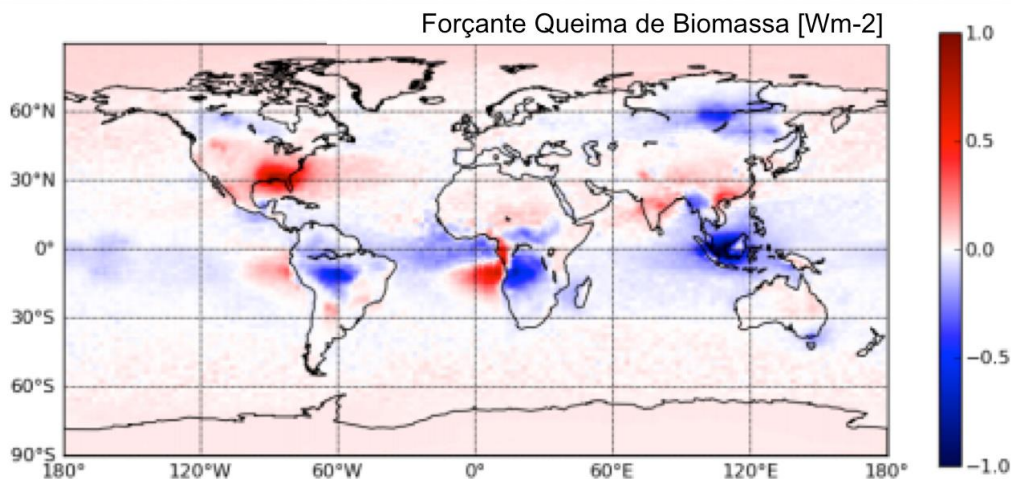


Figura 2.5: FR dos aerossóis de queima de biomassa. Fonte: Myhre et al. (2013).

Para a região da AS, o trabalho de Rosário et al. (2013) avaliou as forçantes radiativas das plumas de fumaça. No estudo, foram consideradas somente as emissões de monóxido de carbono (CO) e particulado fino, ou seja, partículas de fumaça com diâmetro menor que $2,5\mu m$ ($PM_{2,5}$). Em áreas fortemente afetadas pela queima de biomassa – a região sul da bacia amazônica e parte do ecossistema de cerrado – os aerossóis de moda fina contribuem, em média, com 90% e 85%, respectivamente para a espessura ótica total no espectro visível (Rosário, 2011). Foi utilizado o modelo regional CATT-BRAMS (FREITAS et al., 2009; LONGO et al., 2010, 2013) avaliado em comparação com o conjunto com dados observacionais da rede AERONET (AERosol RObotic NETwork - HOLBEN et al., 1998) para estimar a perturbação no fluxo radiativo na superfície (PFR), que é no período de queimadas de Julho a Dezembro do ano de 2002. A PFR é calculada como a diferença no TOA do saldo de radiação entre uma simulação do tempo presente e uma simulação da era pré-industrial, ambas com a mesma temperatura da superfície do mar (LOHMANN et al., 2010). A PFR em superfície (média em 24h) varia de $-55 W/m^2$, em áreas fortemente afetadas pelas emissões de queima de biomassa, para $-10 W/m^2$ próximos a costa sudoeste do Brasil. As perturbações máximas ocorrem ao meio-dia do horário local (15:00 UTC) e são da ordem de $-100 W/m^2$ em áreas próximas as fontes de emissão. O saldo dos efeitos dos aerossóis de queimadas é o aquecimento da

atmosfera até 1 km de altitude, e o saldo as taxas de aquecimento radiativo quando a fumaça das queimadas está presente, pode ser até duas vezes maior do que no caso sem aerossóis. O impacto climático líquido da redução da radiação solar incidente na superfície e o aumento da taxa de aquecimento radiativo pela fumaça, na região da América do Sul, é ainda incerto e objeto de investigação.

2.4.2. Relação entre forçante radiativa e altitude

Nesta seção será considerado o perfil vertical dos aerossóis em geral, e que vários trabalhos apontam que as estimativas da FR são fortemente influenciadas pela sobreposição dos aerossóis pelas nuvens. A variação da FR dos aerossóis com a altitude foi estudada por Samset e Myhre (2011), onde o principal objetivo foi entender melhor os fatores que contribuem para mudanças na forçante radiativa direta normalizada (FRDN) com a altitude, que mede a quantidade de energia espalhada ou absorvida pela atmosfera por unidade de massa, para um conjunto de aerossóis absorvedores e espalhadores. Para as discussões seguintes foi definida a sensibilidade vertical como a derivada de FRDN em relação à pressão atmosférica:

$$s_v = - \frac{dFRDN}{dP} [W/(ghPa)] \quad (2.2)$$

Valores altos da sensibilidade vertical indicam rápidas mudanças na FRDN em relação à altitude. O sinal negativo é incluído para fazer que valores positivos de s_v indiquem que FRDN aumenta com o aumento da altitude. Simulações foram feitas para três espécies de aerossóis carbono grafítico, sulfato e aerossóis de queima de biomassa (BC, SO₄ e BIO, respectivamente), primeiro com as propriedades de espalhamento e absorção apenas. Depois, foi adicionado progressivamente o espalhamento Rayleigh, ozônio atmosférico, vapor d'água, outros aerossóis e por último, nuvens. Ao adicionar nuvens o aumento na FRDN foi bem mais intenso, como esperado do trabalho de Zarzycki and Bond, (2010).

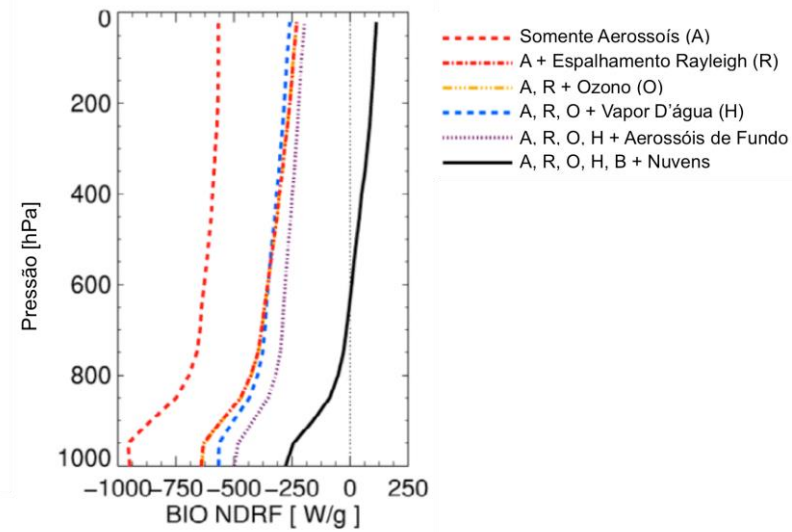


Figura 2.6: Média global anual da distribuição vertical da NDRF para os aerossóis de queima de biomassa conforme são introduzidas as contribuições. Adaptado de Samset e Myhre, 2011.

Para a inclusão dos aerossóis de queima de biomassa (chamado de BIO), há um deslocamento a partir de um forte e negativo FRDN somente com aerossóis para um perfil vertical que vai do negativo para o positivo por volta de 700 hPa quando todos os efeitos são incluídos (Figura 2.6). Vale ressaltar a importância da contribuição das nuvens na FRDN, pois somente quando o efeito das nuvens “é ligado” tem-se a mudança no sinal da FRDN.

Para avaliar a sensibilidade da forçante do BC na vertical, Zarzycki e Bond, (2010) utilizaram um modelo de transferência radiativa colunar para produzir a média global da forçante radiativa normalizada direta (FRND) acima e abaixo de vários tipos de nuvens. A presença de nuvens altamente refletivas abaixo da camada de aerossóis dramaticamente aumenta a FR (HAYWOOD; SHINE, 1997). Haywood e Ramaswamy (1998) encontraram que a FR do BC aumenta em torno de 70% quando eles são levantados acima de 5 km em modelos globais. Chan et al. (2009) demonstrou que a covariância espacial entre a cobertura de nuvem e o campo de aerossol pode aumentar o aquecimento regional dos aerossóis de queima de biomassa por um fator de três. A FR do BC é significativamente maior quando o aerossol está localizado acima da camada de nuvem. Para todos os tipos de nuvens analisados, a FRND aumenta por um

fator de dois a cinco, relativo a condições de céu claro. Abaixo das nuvens houve redução da FRND da ordem de 1/4 das condições de céu claro. A contribuição das forçantes em relação à posição vertical está sumarizada na Figura 2.7, que mostra a divisão entre a quantidade de aerossóis e a forçante radiativa para cada tipo de fração de cobertura de nuvem e a posição relativa dos aerossóis, na média global.

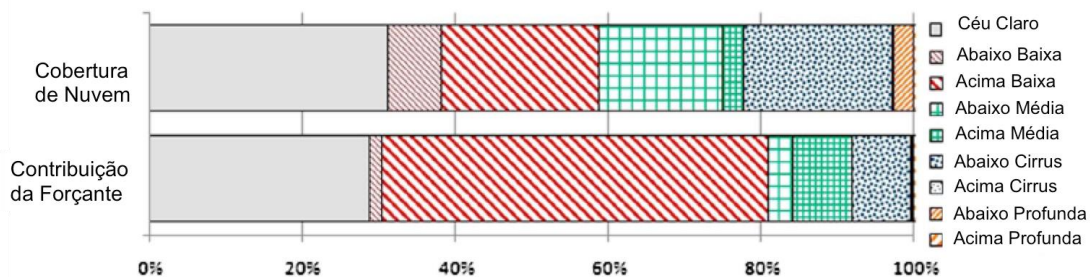


Figura 2.7: Fração de cobertura de nuvens e suas contribuições (médias globais) para a FRND do BC. Adaptado de Zarzycki e Bond, (2010).

2.5. Balanço de Energia

Mudanças de origem antropogênica nas características físicas da superfície podem perturbar o sistema climático, tanto pela ação de uma FR quanto pela modificação de outros processos tais como alterações nos fluxos de calor sensível e latente. Somado às contribuições nas mudanças das concentrações dos gases de efeito estufa e quantidade de aerossóis, as mudanças em grande escala na característica da cobertura vegetal podem afetar as propriedades físicas como o albedo de superfície (FORSTER, 2007).

O albedo de plantações pode ser bastante diferente de outras paisagens naturais, principalmente florestas. O albedo das florestas é geralmente menor do que do terreno sem vegetação por que há múltiplas reflexões da radiação incidente pela copa das árvores resultando numa maior absorção. Bastable et al. 1993, mostra que o albedo da floresta Amazônica é menor do que o área desflorestada da ordem de 5 a 7% dependendo do horário. Mudanças do albedo da superfície induzem uma FR pela perturbação no saldo de radiação de onda curta

(RAMASWAMY et al., 2001). Mudanças na cobertura vegetal também afetam outras propriedades físicas tais como a emissividade, fluxos de umidade através de evaporação e transpiração, razão entre calor latente e sensível (razão de Bowen) e rugosidade da superfície, que exerce arrasto de fricção na atmosfera e também afeta as transferências turbulentas de calor e umidade. Todos os processos podem afetar a temperatura do ar próximo à superfície, como também modificar a umidade, precipitação e velocidade do vento.

Moraes et al. (2004) estudou as contribuições relativas às mudanças no balanço radiativo e no clima causado pelos aerossóis de queima de biomassa, gases de efeito estufa e alterações nas características da superfície (mudança do uso da terra) devido às emissões de aerossóis de queima de biomassa na floresta Amazônica. Para isto, um modelo estatístico-dinâmico (MED) com acoplamento atmosfera-biosfera com uma parametrização radiativa detalhada foi usado. Este tipo de modelo é essencialmente mecanicista, sendo orientado para o entendimento de como é a dependência de um mecanismo em particular afeta os outros parâmetros do problema. O modelo usado foi desenvolvido por Varejão-Silva et al. (1998), com sua formulação de radiação substituída pelo modelo de radiação detalhado de Chou e Suarez (1994, 1999). Isto permitiu o estudo detalhado dos efeitos radiativos dos gases de efeito estufa emitido pelas queimadas no clima. O impacto climático devido às queimadas na floresta Amazônica foi estudado considerando separadamente o efeito de mudança no tipo de vegetação e nas concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis (MORAES et al. 2004).

Assim, cinco experimentos foram realizados:

- (1) mudança na concentração dos aerossóis,
- (2) alterações na concentração de CO₂,
- (3) alterações na concentração de CH₄,
- (4) mudança em todos os parâmetros de superfície (de floresta para semideserto) e

(5) todas as mudanças juntas.

A energia na superfície diminuiu no experimento com mais aerossóis mostrando que o efeito de redução da radiação solar incidente é maior do que o efeito da redução da radiação de onda longa saindo da superfície. Isto indica que os efeitos dos aerossóis de queimadas no retro-espalhamento, absorção e espalhamento são maiores do que o efeito do aumento da opacidade a onda longa. Os aerossóis de queimadas causam uma diminuição de 14,1% no balanço radiativo da superfície na média sobre o continente na faixa de latitude que contém a floresta Amazônica, enquanto as reduções devido ao CO₂ e CH₄ são menores do que 0,01%. As queimadas também afetam a partição do saldo de energia disponível na superfície em calor sensível e latente. Há uma diminuição tanto nos fluxos de calor sensível quanto latente, sendo que o fluxo de calor sensível é mais influenciado pelos aerossóis de queima de biomassa (calor latente é mais influenciado pela mudança do uso da terra). Na média sobre o continente da faixa de latitude de 20°S até 10°N os fluxos de calor sensível e latente diminuíram em 38,6% e 26,2%, respectivamente (MORAES et al. 2004).

Zhang et al. (2009), usando o modelo regional RegCM3 alterado os parâmetros de solo como a profundidade das raízes e adicionando água ao solo para mitigar o viés seco do solo, encontrou que foi possível diminuir as discrepâncias entre o ciclo diurno modelado dos fluxos de calor sensível e latente. Comparando os ensembles (10 membros cada - controle e aerossol) a redução na radiação solar incidente devido à presença de aerossóis de queima de biomassa foi de 20~35 W/m², que é compensada pela redução no fluxo de calor sensível (15~25 W/m²). A redução no calor latente foi de 5~15 W/m². As diferenças nos fluxos de calor têm impacto direto na altura da camada limite planetária.

3. DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo serão apresentados as características do modelo HadGEM2-ES, como a forma de tratamento dos aerossóis de queima de biomassa e a interação destes com a parametrização de radiação. Em seguida serão descritos os diferentes experimentos realizados. Finalizando, serão analisados os dados de emissões que foram utilizados nos experimentos, disponibilizados pelo CMIP5.

O modelo utilizado foi o HadGEM2-ES (Hadley Centre Global Environment Model version 2) desenvolvido pelo UK-Met Office, que é do tipo “Sistema Terrestre”, isto é, um modelo acoplado oceano-atmosfera com vários outros modelos integrados (COLLINS et al., 2008; 2011; JONES et al., 2011). As componentes do modelo são: TRIFFID (Cox, 2001) representando a vegetação dinâmica global e diat-HadOCC (Palmer e Torrerdell, 2001) representando os ciclos bioquímicos do oceano e ambos representam o ciclo de carbono; o modelo UKCA (O’Connor et al, 2009, 2011) representando a química troposférica interativamente, permitindo que os componentes atmosféricos (gases e aerossóis) afetem a forçante radiativa através, por exemplo, de mudanças no metano e no ozônio, bem como nas taxas em que o dióxido de enxofre é convertido em aerossóis sulfatos.

A resolução da componente atmosférica para as rodadas do HadGEM2-ES é de 38 níveis na vertical, se estendendo até aproximadamente 40 km de altura, com resolução horizontal 1,25° de latitude por 1,875° de longitude. A seguir são detalhados o tratamento de aerossóis e o esquema de radiação, e em ambos foi dado ênfase ao caso dos aerossóis de queimada.

3.1. Descrição do Tratamento de Aerossol

O módulo responsável pelo tratamento de aerossóis no modelo é chamado de CLASSIC (sigla em inglês para *Coupled Large-scale Aerosol Simulator for Studies in Climate*) Bellouin et al. (2011). A parametrização para os aerossóis de queima de biomassa é descrita em Davison et al., 2004 com melhoramentos descritos em Bellouin et al., 2007. Em contraste com a maioria dos outros esquemas existentes, que simulam o carbono grafítico (BC) de queima de

biomassa independente do carbono orgânico (ou biogênico) de queima de biomassa, o CLASSIC usa traçadores de queima de biomassa para representar a soma destes dois componentes (BC + COrg).

A massa dos aerossóis de queima de biomassa é distribuída em três categorias: fresca (ou recém-emitida), envelhecida e dissolvida em gotas de nuvem. As emissões na forma fresca são depois convertidas na forma envelhecida, higroscópica, com decaimento exponencial ao longo de 6h. Ao “envelhecer”, a massa de aerossóis de queima de biomassa aumenta por um fator de 1,62 para representar a condensação com compostos orgânicos voláteis. Este fator foi escolhido para diminuir a fração de massa de carbono grafítico (BC) de 8,75% na categoria fresca para 5,4% na categoria envelhecida, de acordo com as medições feitas por Abel et al. (2003). Por ser higroscópica, a forma envelhecida dos aerossóis atua como CCN, ou seja, é dissolvida em gotículas de nuvem por nucleação na presença de nuvens e pode retornar a forma anterior caso haja evaporação das gotículas de nuvem (BELLOUIN et al., 2007).

3.1.1. Descrição do Esquema de Radiação¹

A transferência radiativa é um processo importante do sistema climático e o cálculo das taxas de aquecimento da atmosfera e os fluxos de superfície devem ser estimados a cada integração do modelo. Devido às diferenças conceituais, os fluxos radiativos de onda longa e onda curta podem ser estimados separadamente, entretanto no modelo HadGEM2-ES, este código é comum para os dois tipos radiação com diferenças condicionais para diferenciar a parte de onda curta da parte de onda longa.

Para onda curta, que chega ao topo da atmosfera, os comprimentos de onda estão contidos na região da 0,2–5 μm com pico em 0,55 μm . É considerada a absorção do ozônio, vapor d'água e dióxido de carbono; espalhamento em toda

¹ O código radiativo do HadGEM2-ES é descrito na documentação do modelo por J. M. Edwards, J. C. Thelen e W. J. Ingram (2004), porém sem publicação na literatura científica.

a região de onda curta; espalhamento Rayleigh (por moléculas), juntamente com espalhamento por aerossóis, gotas de nuvem e cristais de gelo nas nuvens.

A radiação de onda longa emitida pela superfície e atmosfera tem comprimentos de onda maiores que $3 \mu m$, onde temos que o vapor d'água absorve significativamente fora da faixa de $8-12 \mu m$; dióxido de carbono absorve fortemente próximo a $15 \mu m$ (esta é a característica mais importante para se considerar nas mudanças climáticas antropogênicas); ozônio absorve próximo a $9,6 \mu m$.

Neste esquema da radiação, os fluxos são determinados somando os resultados de uma série de cálculos quase-monocromáticos, realizados usando a aproximação de dois fluxos. Seja F qualquer fluxo, seja ele direto, difuso ou o saldo. Uma certa região espectral é dividida em um número de bandas espectrais onde todas as quantidades (exceto o coeficiente de absorção dos gases) são tratados independente de sua frequência. O fluxo total é então a soma dos fluxos parciais, F_j^b , em cada banda:

$$F = \sum_j F_j^b \quad (3.1)$$

O fluxo de cada banda é calculado dividindo-a em um número de regiões quase-monocromáticas onde cada coeficiente de absorção para os gases e aerossóis presentes na atmosfera tenham seus valores fixos. O peso, w_k , é associado a k – ésima região, e o fluxo, tomando os valores apropriados dos coeficientes de absorção em consideração, é calculado para cada região. O fluxo em uma banda é calculado como a soma ponderada destes fluxos quase-monocromáticos, F_k^{qm} .

$$F_j^b = \sum_k w_k F_k^{qm} \quad (3.2)$$

O número de cálculos quase-monocromáticos e seus pesos são determinados pelo método adotado para o tratamento de sobreposição dos gases. O cálculo dos fluxos monocromáticos é feito dividindo a atmosfera em N camadas que são tratadas como homogêneas. As camadas são numeradas de 1 a N , começando

do topo. Os limites destas camadas, chamados de níveis, são numerados de 0 a N, sendo que o i-ésimo nível é a base da i-ésima camada. As camadas são as mesmas camadas do modelo, com o limite interior da camada correspondendo aos níveis $\rho - 2$ a N, embora invertido, ou seja, o primeiro nível ρ é omitido da grade física do modelo. Incrementos às taxas de aquecimento são aplicados aos níveis θ . Para diminuir o tempo de execução, é conveniente escolher o fluxo ascendente U, o total descendente (difuso e direto) V, e o fluxo solar direto Z, como as variáveis primárias na região solar (note que esta escolha não convencional do fluxo total ao invés do fluxo difuso descendente permite a redução do tempo de execução). Na região do infravermelho é conveniente usar os fluxos diferenciais ascendentes e descendentes (os fluxos ascendentes e descendentes menos πB), que denota-se como U e V para ter-se uma descrição unificada para ambas as regiões espectrais. Para aplicações onde somente as taxas de aquecimento são necessárias, é conveniente trabalhar com o saldo dos fluxos $N = V - U$. Os fluxos dentro da coluna consistem de N camadas homogêneas é determinado pelas equações:

$$U_{i-1} = T_i U_i + R_i V_{i-1} + S_i^+ \quad (3.3)$$

$$V_i = T_i V_{i-1} + R_i U_i + S_i^- \quad (3.4)$$

$$Z_i = T_0 Z_{i-1} \quad (3.5)$$

Onde T e R são os coeficientes de transmitância e refletância e T_0 é o coeficiente de transmissão direto e os subscritos referem-se aos níveis. No topo da atmosfera não existe fluxo difuso, então as condições de contorno para a radiação solar são $V_0 = Z_0 = \Phi_0 / \chi_0$ onde Φ_0 é a irradiância solar em dada banda no topo da atmosfera e χ_0 é a secante do ângulo solar zenital. Na região do infravermelho, as condições de contorno são $V_0 = 0$. Na superfície, as condições de contorno apropriadas para os fluxos de radiação de onda curta são:

$$U_N = \alpha_s Z_N + \alpha_d (V_N - Z_N) \quad (3.6)$$

Onde α_s e α_d são os albedos de superfície para radiação direta e difusa. No infravermelho:

$$U_N = \alpha_d V_N + \epsilon_* \pi B_* \quad (3.7)$$

Onde ϵ_* é a emissividade da superfície e B_* corresponde à função de Planck. Os termos S^\pm são relacionados ao fluxo solar direto (espalhamento do raio direto em radiação difusa) ou as variações da função fonte de Planck através de uma camada, em uma certa região espectral. No espectro solar,

$$S_i^+ = c_{1i} Z_{i-1} \text{ e } S_i^- = c_{2i} Z_{i-1} \quad (3.8)$$

Onde o termo c_j depende das propriedades da camada e das condições abaixo. No infravermelho

$$S_i^+ = c_{1i} \Delta_{1i} + c_{2i} \Delta_{2i} \text{ e } S_i^- = -c_{1i} \Delta_{1i} + c_{2i} \Delta_{2i} \quad (3.9)$$

Onde Δ_1 e Δ_2 são relacionados com a primeira e segunda diferença da função de Planck através da camada. Explicitamente,

$$\Delta_{1i} = B_i - B_{i-1} \quad (3.10)$$

$$\Delta_{2i} = 2(B_i + B_{i-1} - 2B_i^m) \quad (3.11)$$

Onde B denota a função de Planck integrada através de uma banda no nível apropriado na atmosfera e B_i^m denota a função de Planck no meio da i -ésima camada. B é dado pelo polinômio:

$$B = \sum_{k=0}^n \beta_k \left(\frac{\theta}{\theta_R} \right)^k \quad (3.12)$$

Onde a ordem do polinômio, n , o coeficiente β_k e a temperatura de referência θ_R são determinados externamente. Para o cálculo dos fluxos, como as camadas atmosféricas são consideradas como sendo homogêneas, o subscrito i será desconsiderado a partir deste ponto. As propriedades fundamentais do espalhamento simples de uma dada camada são a espessura ótica (τ) o albedo se espalhamento simples (ω) e o fator de assimetria (g). A forma precisa de determinar os coeficientes de transmissão e de reflexão dependem da forma aproximações de dois-fluxos escolhida. Neste esquema, primeiro precisa-se calcular as quantidades s e d . As equações de dois-fluxos são expressas em termos dos fluxos difusos, F^\pm como:

$$\frac{dF^+}{d\tau} = \alpha_1 F^+ - \alpha_2 F^- - Q^+ \quad (3.13)$$

$$\frac{dF^-}{d\tau} = \alpha_2 F^+ - \alpha_1 F^- - Q^- \quad (3.14)$$

Onde Q^\pm são os termos fonte. Em termos das variáveis usadas, tem-se que: $s = \alpha_1 + \alpha_2$ e $d = \alpha_1 - \alpha_2$. Usando a aproximação de Eddington,

$$s = \frac{3}{2}(1 - \omega g) \quad (3.15)$$

$$d = 2(1 - \omega) \quad (3.16)$$

Usando a aproximação de Zdunkowski et al. (1985),

$$s = D - \frac{3}{2}\omega g \quad (3.17)$$

$$d = D(1 - \omega) \quad (3.18)$$

Onde D é o fator de difusividade, que é cujo valor segundo o trabalho citado é de 2, porém o valor de 1,66 é mais comumente utilizado para o infravermelho. Em ordenadas discretas:

$$s = \sqrt{3}(1 - \omega g) \quad (3.19)$$

$$d = \sqrt{3}(1 - \omega) \quad (3.20)$$

Em aproximação hemisférica, temos:

$$s = 2(1 - \omega g) \quad (3.21)$$

$$d = 2(1 - \omega) \quad (3.22)$$

Estas variáveis determinam os coeficiente de transmissão difusa e de reflexão:

$$\lambda = \sqrt{sd} \quad (3.23)$$

$$p = e^{-\lambda\tau} \quad (3.24)$$

$$\Gamma = \frac{s - \lambda}{s + \lambda} \quad (3.25)$$

$$T = \frac{p(1 - \Gamma^2)}{1 - p^2\Gamma^2} \quad (3.26)$$

$$R = \frac{\Gamma(1 - p^2)}{1 - p^2\Gamma^2} = \Gamma(1 - pT) \quad (3.27)$$

E na região do infravermelho:

$$c_1 = \frac{1 - T + R}{s\tau} \quad (3.28)$$

$$c_2 = -\frac{1}{s\tau} \left[1 + R + T - 2 \frac{1 - T - R}{\tau d} \right] \quad (3.29)$$

Note que esta expressão torna-se indeterminada quando $\tau \rightarrow 0$. Esta indeterminação é resolvida pela adição de uma pequena condição de tolerância (a raiz quadrada da precisão computacional utilizada) para os termos $s\tau$, $d\tau$, $1 - T + R$ e $1 + R + T$. Entretanto, quando τ for muito pequeno é preferível usar uma forma assintótica para o segundo termo do lado direito da equação 3.28:

$$\frac{1 - T - R}{\tau d} \approx 2 - \tau d \quad (3.30)$$

Para definir c_i em uma certa região do espectro solar, foi introduzido a variável ξ_0 , onde

$$\xi = \frac{3g}{2\chi_0} \quad (3.31)$$

Para todas as aproximações de dois fluxo utilizadas anteriormente, exceto para a aproximação de ordenada discreta, em que

$$\xi_0 = \frac{\sqrt{3}g}{\chi_0} \quad (3.32)$$

Em regiões espectrais, define-se

$$f = \omega \frac{\chi_0}{2} \quad (3.33)$$

$$v_+ = f(S - \chi_0 - \xi_0(d - \chi_0)) \quad (3.34)$$

$$v_- = f(S + \chi_0 + \xi_0(d + \chi_0)) \quad (3.35)$$

Então,

$$c_1 = (v_+ - R(1 + v_-)) - v_+TT_0 \quad (3.36)$$

$$c_2 = T_0(1 + v_- - Rv_+) - (1 + v_-)T \quad (3.37)$$

A representação grosseira da variação angular da irradiância nas equações de dois fluxos causam erros inaceitáveis na representação do espalhamento. Entretanto, estes erros pode ser reduzidos substancialmente utilizando a transformação de δ re-escalonado, que permite o forte espalhamento a frente exibido pela maioria dos espalhadores atmosféricos. A fração de espalhamento a frente, f , é definida usando a prescrição padrão $f = g^2$, e o as propriedades de espalhamento simples são re-escalonadas usando a transformação:

$$\tau \rightarrow \tau(1 - \omega f) \quad (3.38)$$

$$\omega \rightarrow \frac{\omega(1 - f)}{1 - \omega f} \quad (3.39)$$

$$g \rightarrow \frac{g - f}{1 - f} \quad (3.40)$$

As propriedades do espalhamento simples mais facilmente relacionadas às fontes são a extinção de massa e os coeficientes de espalhamento, k^e e k^s , e a assimetria g . Quando um número de processos óticos estão ativos para uma região, as contribuições de cada um deles é combinado de acordo com a fórmula:

$$k^e = \sum_j k_j^e \quad (3.41)$$

$$k^s = \sum_j k_j^s \quad (3.42)$$

$$g = \frac{\sum_j k_j^s g_j}{\sum_j k_j^s} \quad (3.43)$$

$$f = \frac{\sum_j k_j^s f_j}{\sum_j k_j^s} \quad (3.44)$$

Onde, para cada processo indexado por j , $f_j = g_j^2$. A espessura ótica e a assimetria são determinadas pela fórmula:

$$\tau = k^e \Delta m \quad (3.45)$$

$$\omega = \frac{k^s}{k^e + k^s} \quad (3.46)$$

Onde Δm é massa colunar da camada.

3.1.2. Espalhamento e absorção por aerossóis

Para cada espécie de aerossóis em cada banda espectral, as contribuições para a extinção total e espalhamento são proporcionais à razão de mistura do aerossol: as constantes de proporcionalidade e a assimetria são determinadas externamente. Não são permitidos variações na forma da função de distribuição de tamanho dentro do modelo. Portanto, sejam: g o fator de assimetria, $k^{(e,a)}$ o coeficiente de extinção total e $k^{(s,a)}$ o coeficiente de espalhamento

$$k^{(e,a)} = \sum_j k_j^{(e,a)} q_j \quad (3.47)$$

$$k^{(e,a)} = \sum_j k_j^{(e,a)} q_j \quad (3.48)$$

$$k^{(e,a)} = \sum_j k_j^{(e,a)} q_j \quad (3.49)$$

Onde o somatório é feito para cada espécie de aerossol presente na camada e q_j é a razão de mistura do aerossol. Depois de estimadas estas propriedades óticas, a espessura ótica e a assimetria são obtidas através das fórmulas:

$$\tau = k^{(e,a)} \Delta m \quad (3.50)$$

$$\omega = \frac{k^{(s,a)}}{k^{(e,a)} + k^{(s,a)}} \quad (3.51)$$

Onde Δm é a massa na camada.

3.2. Dados de Emissões

Os dados de emissões de queimadas fornecidos pelo CMIP5 cobrindo o período de 1850 a 2000 apresentam resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e com escala mensal, descritos por Lamarque et al., 2010. Para cobrir todo o período citado, foram usados vários inventários de emissões de queima de biomassa, da seguinte forma: GICC (MIEVILLE et al., 2010) é usado como base para as décadas de 1900 a 1950, RETRO (SCHULTZ et al., 2008) para as décadas de 1960 a 1990 e o GFEDv2 (VAN DER WERF, 2006) para a estimativa para os anos 2000.

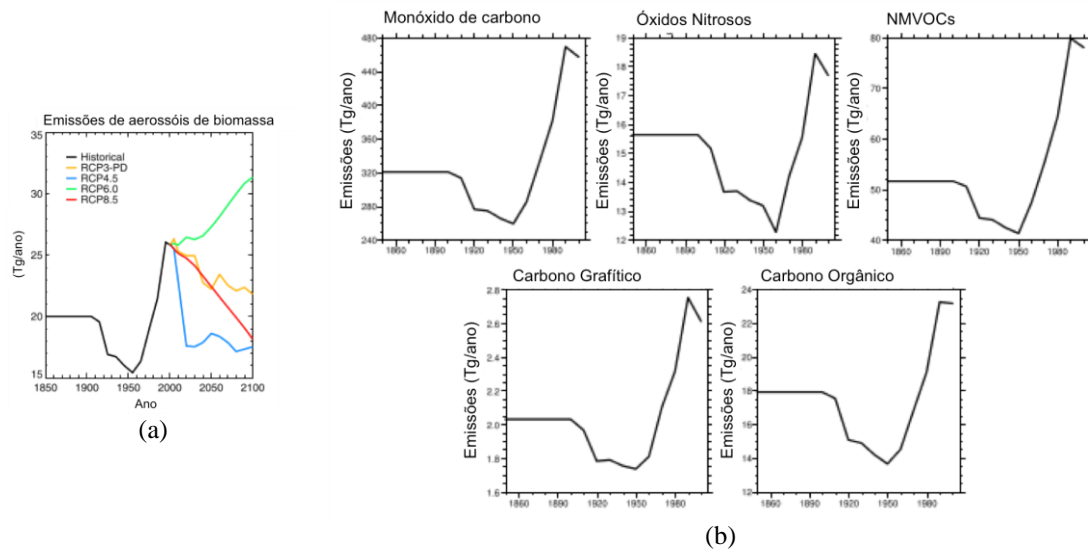


Figura 3.1: (a) Média global das emissões de aerossóis de queima de biomassa para o período de 1850 a 2100, com os vários RCPs do trabalho de Bellouin et al 2011. (b) O mesmo dado que em (a), porém até 2000 e para os vários gases emitidos pelas queimadas, adaptado de Lamarque et al., 2010.

A Figura 3.1 mostra a evolução temporal das emissões globais dos principais produtos da queima de biomassa. Segundo Mieville et al., 2010, o declínio das emissões entre 1900 e 1950 se deve a políticas de supressão de queimadas, melhoramento em sistemas de combate ao fogo e ao fim do desflorestamento intenso nas regiões de florestas temperada e boreal. Segundo Bellouin et al., 2011, o aumento das emissões a partir de 1950 se deve à atividade humana, principalmente na AS e na África.

Como exemplo de como é estimado as emissões globais contidas nos dados de entrada do CMIP5, o trabalho de Mieville et al., 2010 apresenta a seguinte formulação: a emissão de dada espécie X proveniente de queimadas, $E(X)$ é expressa como produto do cada tipo de classe de vegetação i , da área que foi queimada BA (em m^2), da densidade de biomassa BD_i (em $kg\ m^{-2}$) e da eficiência de queima BE_i , além do fator de emissão de cada espécie X , $EF_i(X)$:

$$E(X) = \sum_1^N BA_i \cdot BD_i \cdot BE_i \cdot EF_i(X) \quad (3.52)$$

Onde N é o numero de classes de vegetação levadas em consideração. Para o cálculo de emissões do período histórico foi utilizado uma reconstrução de áreas de queimada realizada por Mouillot & Field (2005), e tal estimativa é também utilizada por outros trabalhos como Schultz et al., 2008. A incerteza estimada na reconstrução das áreas de queimadas é de 1% ao ano a partir de 1960, ou seja, a incerteza das áreas de queimadas em 1900 é de 60%.

Sobre as incertezas presentes nos dados de emissões de queimadas, Schultz et al., 2008 enumera os principais fatores e são eles:

1. Para as áreas de queimadas, o monitoramento para longos períodos só foi feito em algumas regiões e as informações obtidas a partir de satélites em escala global só estão disponíveis a partir de 1995, geralmente.
2. Para o consumo de combustível, intensidade do fogo, e, portanto a quantidade de biomassa que é realmente consumida pelo fogo depende

do tipo de biomassa, densidade, umidade na vegetação e no solo e ainda da taxa de espalhamento do fogo (dependente da velocidade do vento, topografia, etc.). Muito destes parâmetros são fortemente variáveis, mesmo para um evento de queimada e são pobremente estimados em escala global.

3. Para os fatores de emissão, a quantidade individual de cada espécie química e aerossóis liberados pela queimada são dependentes do tipo de biomassa e das características do fogo, que também é pobremente determinada. Geralmente a combustão mais completa (fase de fogo) libera grande fração de espécies oxidadas (como CO_2 , NO_x) enquanto a fase de brasa libera outros tipos de gases (por exemplo, CO , NH_3 , etc).

3.3. Descrição da Parametrização de Hot Plume Rise

A descrição desta parametrização segue os trabalhos de Freitas et al. (2005; 2007; 2010).

A queima de biomassa emite gases e partículas que são transportados para cima devido ao empuxo positivo causado pelo fogo. Devido ao resfriamento radiativo e o eficiente transporte de calor pela convecção, há um rápido decréscimo da temperatura acima do foco de queimada. Há ainda a interação entre a pluma de fumaça com o ambiente que produz turbulência que entranha ar frio (do ambiente) para dentro da pluma de fumaça, diluindo a pluma e reduzindo o empuxo. A característica dominante é um forte fluxo ascendente com um moderado acréscimo na temperatura. A altura final que a pluma de fumaça alcança é controlada pela estabilidade termodinâmica do ambiente e o fluxo de calor em superfície liberado pelo fogo. Além disso, se o vapor d'água puder condensar, o empuxo adicional ganho pela parcela devido a liberação de calor latente tem um papel importante na determinação da altura da camada de injeção da pluma (onde os gases e aerossóis de queima de biomassa serão liberados no modelo atmosférico). Entretanto, na presença de forte vento horizontal, há o aumento do entranhamento lateral, podendo até evitar que a pluma alcance o nível de condensação, principalmente para focos de queimadas

pequenos em extensão, impactando na altura da injeção. Este mecanismo de levantamento de pluma de queimada pode ter um grande impacto na dispersão de poluentes, já que os ventos na troposfera livre apresentam maiores velocidades do que na camada limite, com os poluentes sendo advectados para longe da região de emissão. Os processos de remoção são mais eficientes na camada limite e quando os poluentes são transportados para a troposfera livre, seu tempo de residência na atmosfera também aumenta (Chatfield e Delany, 1990).

O levantamento de pluma associado a queima de biomassa é explicitamente resolvido usando um modelo unidimensional de entranhamento de pluma dependente do tempo desenvolvido por Latham (1994). As equações governantes deste modelo são baseadas na primeira lei da termodinâmica, na equação do movimento vertical (Simpson e Wiggert, 1969) e nas equações da continuidade para as fases da água. As Equações 4.2 a 4.5 introduzem o modelo de nuvem (do inglês, CRM):

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \omega \frac{\partial \omega}{\partial z} = \frac{1}{1 + \gamma} g B - \frac{2\alpha}{R} \omega^2 + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) \quad (3.53)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + \omega \frac{\partial T}{\partial z} = & -\omega \frac{g}{c_p} - \frac{2\alpha}{R} |\omega| (T - T_e) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) \\ & + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{microfísica} \end{aligned} \quad (3.54)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial r_v}{\partial t} + \omega \frac{\partial r_v}{\partial z} = & -\frac{2\alpha}{R} |\omega| (r_v - r_{ve}) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial r_v}{\partial z} \right) \\ & + \left(\frac{\partial r_v}{\partial t} \right)_{microfísica} \end{aligned} \quad (3.55)$$

$$\frac{\partial r_c}{\partial t} + \omega \frac{\partial r_c}{\partial z} = -\frac{2\alpha}{R} |\omega| r_c + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial r_c}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial r_c}{\partial t} \right)_{microfísica} \quad (3.56)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial r_{gelo,chuva}}{\partial t} + \omega \frac{\partial r_{gelo,chuva}}{\partial z} & \\ = & -\frac{2\alpha}{R} |\omega| r_{gelo,chuva} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial r_{gelo,chuva}}{\partial z} \right) \\ & + \left(\frac{\partial r_{gelo,chuva}}{\partial t} \right)_{microfísica} + sedim_{gelo,chuva} \end{aligned} \quad (3.57)$$

Onde ω , T , r_v , r_c , r_{chuva} e r_{gelo} são respectivamente a velocidade vertical, a temperatura do ar, as razões de mistura do vapor d'água, nuvem, chuva e gelo, e estão associados com parcelas de ar dentro da nuvem. O entranhamento do ar do ambiente é tomado como sendo proporcional a velocidade vertical da nuvem e o entranhamento é baseado na formulação $2\alpha R^{-1}$ onde R é o raio da pluma e $\alpha = 0,1$. Na Equação 3.53, γ é 0,5 e foi introduzido para compensar a negligência das perturbações não-hidrostática da pressão (Simpson e Wiggert, 1969), g é a aceleração da gravidade e B é o termo de empuxo relacionado a diferença de temperatura entre a parcela de ar dentro da nuvem e o ambiente ao redor e inclui o arrasto para baixo da água condensada. Nas Equações 3.54 e 3.55 o índice e significa os valores do ambiente e c_p é o calor específico a pressão constante. Os cálculos de microfísica são baseados na parametrização por crescimento de Kessler (1969) e inclui a formação de gelo de acordo com Ogura e Takahashi (1971). A autoconversão é feita seguindo a formulação de Berry (1967). A concentração inicial de núcleos de condensação de nuvem é definida como 10^5 cm^{-3} , como descrito por Andrea et al. (2004) para nuvens piro-cumulus. Estas parametrizações fornecem os termos de tendência da microfísica para as Equações 3.53 a 3.57. Os cálculos de sedimentação do gelo e da chuva são feitos usando a velocidade terminal dado por Kessler (1969) e Ogura e Takahashi (1971). K_m e K_T são os coeficientes turbulentos para a difusividade de momento e calor, respectivamente. Esses parâmetros são baseados nos trabalhos de Smagorinsky (1963) e inclui as correções para a influência das frequências de Brunt-Vaisala (Hill, 1974) e o número de Richardson (Lilly, 1962).

A condição de contorno inferior é baseada numa fonte virtual de empuxo localizada abaixo da superfície do modelo (Turner, 1973; Latham, 1994). Este empuxo gerado por esta fonte é obtido a partir do fluxo de energia convectiva E e do raio da pluma, cujos valores são obtidos da seguinte forma: para cada grade do modelo, todos os focos de queimadas são agregados em três categorias (floresta, savana ou pasto) fazendo a comparação da localização do foco de queimada com os dados de uso da terra. Para cada categoria são definidos dois

fluxos de calor (limite inferior e superior) e a fração de biomassa consumida, de acordo com Freitas et al. (2007). Todas as variáveis de localização dos focos de queimadas, área e raio da pluma são obtidas de produtos de sensoriamento remoto, como por exemplo, GOES-8 WF_ABBA (Prins et al., 1998). Com o fluxo de energia convectiva e o raio da pluma, o fluxo de empuxo F é calculado com a seguinte expressão (Viegas, 1998):

$$F = \frac{g\mathfrak{R}}{c_p p_e} ER^2 \quad (3.58)$$

Onde \mathfrak{R} é a constante do gás ideal e p_e é pressão em superfície. Uma vez que o fluxo de empuxo é determinado, ele fornece a velocidade vertical (ω_0) e o excesso de temperatura ($T_0 - T_{e,0}$) para a parcela de ar de acordo com Latham (1994).

$$\omega_0 = \frac{5}{6\alpha} \left(\frac{0,9\alpha F}{z_v} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (3.59)$$

$$\frac{\Delta\rho_0}{\rho_{e,0}} = \frac{5}{6\alpha} \frac{F}{g} \frac{z_v^{-5/3}}{(0,9\alpha F)^{1/3}} \quad (3.60)$$

$$T_0 = \frac{T_{e,0}}{1 - \frac{\Delta\rho_0}{\rho_{e,0}}} \quad (3.61)$$

Onde $z_v = (5/6)\alpha^{-1}R$ é a altura virtual do empuxo, e $\Delta\rho_0$ é a diferença de densidade entre a parcela de ar dentro da nuvem e o ar ambiente na superfície. Para considerar a deflexão da pluma devido ao vento horizontal, Freitas et al. (2010) fez a inclusão dos termos:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \omega \frac{\partial u}{\partial z} = -(\gamma_{entr} + \delta_{entr})(u - u_e) \quad (3.62)$$

$$\frac{\partial R}{\partial t} + \omega \frac{\partial R}{\partial z} = \left(\frac{3}{5}\gamma_{entr} + \frac{1}{2}\delta_{entr} \right) R \quad (3.63)$$

Onde u representa a velocidade horizontal no centro de massa da pluma de queimada no nível z . A Equação 4.9 representa o ganho de velocidade horizontal da pluma devido ao arrasto do escoamento ao ar ambiente. Os termos do

entranhamento horizontal são responsáveis pela deflexão da pluma. A Equação 4.10 representa o aumento do raio da pluma devido ao entranhamento, neste caso, amplificado pelo escoamento organizado do ar ambiente. O termo γ_{entr} é o entranhamento lateral dado por

$$\gamma_{entr} = \frac{2\alpha}{R} |\omega| \quad (3.64)$$

Onde R é o raio da pluma e $\alpha = 0,05$. Em um ambiente com vento, o movimento horizontal relativo entre a pluma e o ar ambiente aumenta o entranhamento lateral através de um processo “de colisão” promovendo uma troca adicional de momento, energia, água, gases traços e aerossóis entre as duas massas de ar. É assumido que existe mistura instantânea entre o ar dentro da pluma e as propriedades do ambiente. Para incluir este processo, é adicionado um termo extra chamado “entranhamento dinâmico” formulado como

$$\delta_{entr} = \frac{2}{\pi R} (u_e - u) \quad (3.65)$$

O termo do entranhamento dinâmico é proporcional a diferença de magnitude do vento horizontal dentro da pluma e do ambiente, por que não há entranhamento quando ambas as massas de ar possuem a mesma velocidade. Além disso, δ_{entr} é inversamente ao raio da pluma significando que quanto maior for a pluma de queimada menos sensível é o processo de entranhamento.

É importante mencionar as adaptações que a parametrização HPR sofreu para ser incluída no modelo HadGEM2-ES, sem a representação do fogo. Diferente do modo que ela é aplicada a previsão de tempo, onde os focos de queimadas são obtidos via produtos de sensoriamento remoto, neste caso tinha-se disponíveis as emissões de gases e aerossóis de queima de biomassa, sem os focos de queimadas. Então, para região onde havia emissões, a parametrização HPR foi ativada, sem a remoção de vegetação, ou seja, sem haver a representação do fogo.

3.4. Descrição dos Experimentos

Todos os experimentos descritos abaixo possuem as mesmas configurações de espaçamento de grade ($1,25^\circ$ de latitude e $1,875^\circ$ de longitude), e as simulações foram para o período de 1979 a 2005. Por se tratar de um modelo do sistema terrestre, as condições oceânicas (spin-up) foi obtido de uma simulação acoplada de 300 anos.

A fim de analisar os efeitos dos aerossóis de queimadas foram utilizados três experimentos com diferentes configurações do modelo descritas a seguir:

- HPR: Utilização da parametrização de levantamento de pluma quente, os aerossóis e gases provenientes das queimadas são liberados na camada de injeção estimada. 50% das emissões são liberadas na superfície e 50% são liberados na atmosfera para representar as fases de queimada de fogo (*flaming*) e brasa (*smoldering*).
- BIOMASS OFF: Os efeitos dos aerossóis são desativados (desligada a parametrização), ou seja, seus efeitos não estão sendo considerados na parametrização de radiação e precipitação de larga escala. Note que somente as interações com os aerossóis de queima de biomassa são desligadas, ou seja, os efeitos dos outros gases e aerossóis continuam atuando normalmente.
- HPR OFF: As emissões de biomassa são liberadas em superfície, porém, após a liberação, o modelo pode transportar livremente, via convecção, os aerossóis para níveis mais altos.

4. RESULTADOS

4.1. Observado vs. Modelado

A fim de verificar quão bem o modelo HadGEM2-ES representa o comportamento geral da atmosfera, nesta seção foi realizada a comparação de resultados do modelo com os dados do ERA-Interim (temperatura próxima à superfície) e de duas torres da AERONET para as localidades de Abracos (62,35°W e 10,76°S) e Alta Floresta (56,10°W e 9,87°S) para radiação solar incidente.

A Figura 4.1 mostra a comparação entre os experimentos e os dados do ERA-Interim para duas áreas distintas: a região de fortes emissões, representada pela área que apresenta espessura ótica de aerossóis de queima de biomassa maior que 0,25 para o mês de Agosto (KOREN et al. 2008 e DAVIDI et al. 2009); e uma área corrente abaixo dessa região representada por uma caixa de 10°x10°, centrada na coordenada 53°W e 26°S (vide as áreas marcadas na Fig. 12). Nota-se que para região de emissão, o modelo tende a subestimar a temperatura principalmente para os meses Junho e Julho com temperaturas em até 2°C menores do que as do ERA-Interim. As subestimativas são maiores do que o desvio padrão dos dados observados, representados pela área sombreada no gráfico, indicando um erro sistemático do modelo em representar o ciclo anual de temperatura para esta região, já que os três experimentos mostrados no gráfico apresentam o mesmo comportamento. Para região mais ao sul, em 26°S, ocorre novamente a subestimativa, mostrando que o modelo apresenta um viés mais frio do que o observado para esta região.

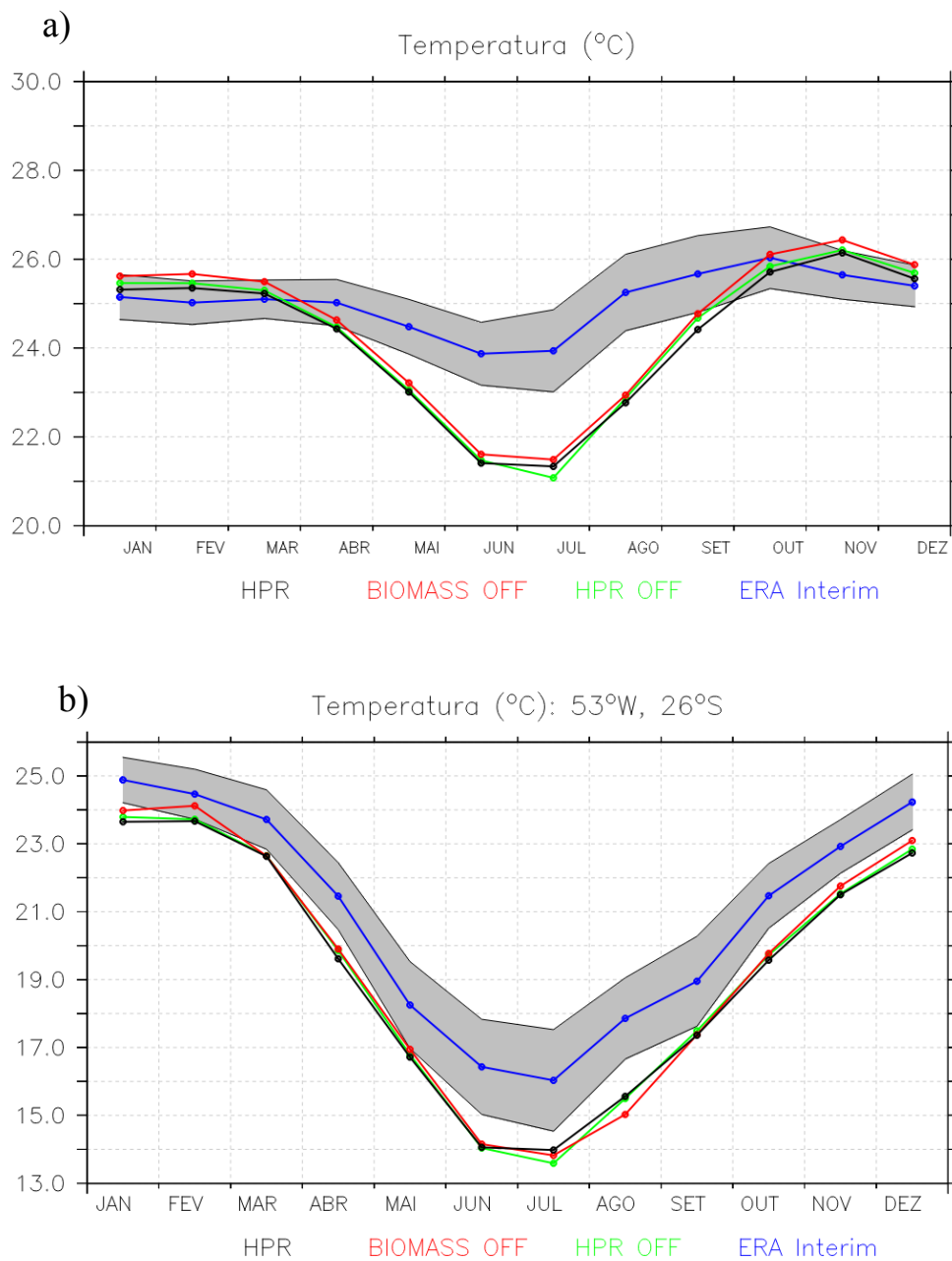


Figura 4.1: Média climatológica da temperatura a 1,5 m da superfície dos experimentos HPR (linha preta), BIOMASS OFF (linha vermelha) e HPR OFF (linha verde) e dos dados do ERA-Interim (linha azul), para (a) região de fortes emissões e (b) para uma caixa de $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ centrada nas coordenadas 53°W e 26°S .

A Figura 4.2 mostra a correlação linear para temperatura entre o experimento HPR e os dados do ERA-Interim, para todo o período de simulação (1979 a 2005). Percebe-se para a região de emissões as correlações são baixas (menores do que 0,3), principalmente para o sul do Pará, indicando que o modelo

e os dados do ERA-Interim não estão completamente em fase nessa região. Estas baixas correlações estão associadas ao fato de o modelo exagerar na amplitude do ciclo anual de temperatura para a região de queimadas (Figura 4.1a). Em compensação, mais ao sul da região de emissões até o sul da AS, as correlações aumentam gradativamente com significância estatística ao nível de 95%, para a região ao favor do vento (representada pela caixa de 10°x10° centrada nas coordenadas 53°W e 26°S) apresentando correlações altas acima de 0,8.

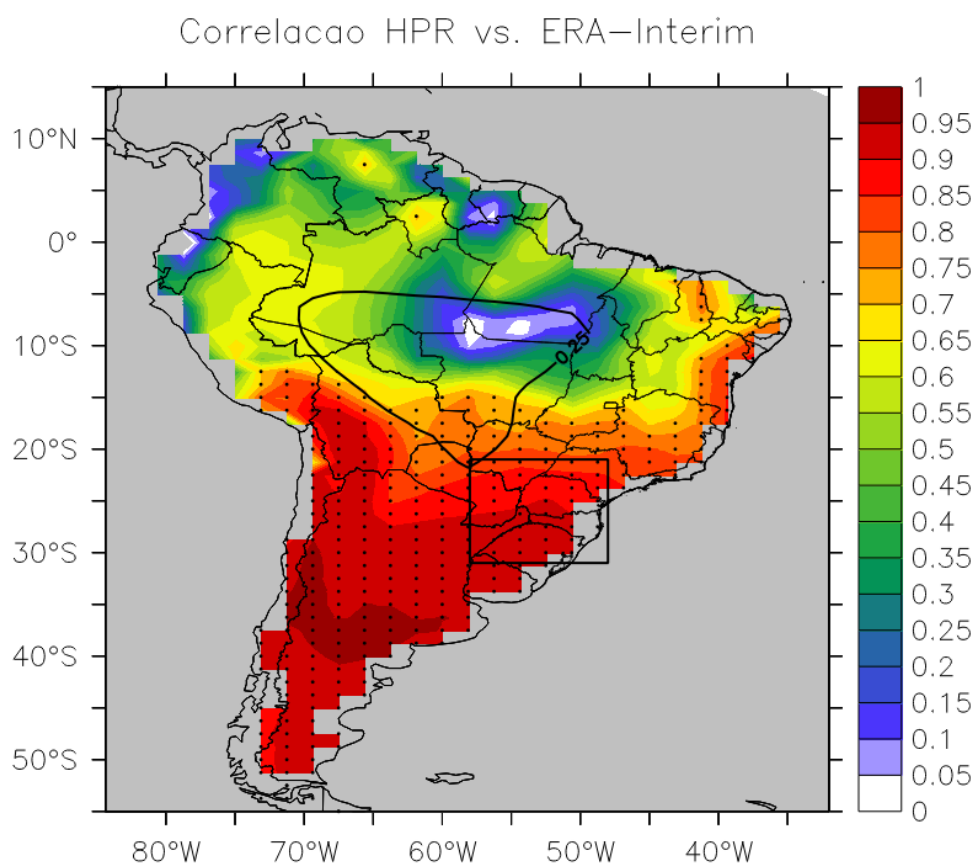


Figura 4.2: Correlação linear para temperatura a 1,5 m, para o período de 1979 a 2005, entre o experimento HPR em relação às observações do ERA-Interim, com destaque para a região de emissão delimitada pelo contorno de 0,25 na espessura ótica de biomassa e a região a favor do vento. Os pontos representam as regiões com 95% de significância estatística.

Outra comparação necessária foi avaliar a radiação solar incidente com relação às observações pelas torres da rede AERONET, para Abracos e Alta Floresta

para o período de 1999 a 2005. Na Figura 4.4 vemos que para as duas localidades o modelo tende a subestimar a quantidade de radiação no primeiro semestre. Para Abracos, por exemplo, nos meses de Agosto e Setembro, o experimento BIOMASS OFF apresenta valores acima dos que observado mostrando a importância de se considerar os aerossóis de queima de biomassa em simulações do sistema terrestre.

A Figura 4.4 mostra a série temporal, de 1999 a 2005, para as mesmas localidades (Abracos e Alta Floresta) para a espessura ótica dos aerossóis (feita a média para todos os comprimentos de onda). As lacunas nos dados observados, para a espessura ótica, impediram que fosse feita a climatologia, como para a radiação solar incidente. Na Figura 4.4, temos que o modelo consegue capturar o início e o fim do período de queimadas, porém sistematicamente subestima os valores de pico da espessura ótica em ambas as localidades analisadas.

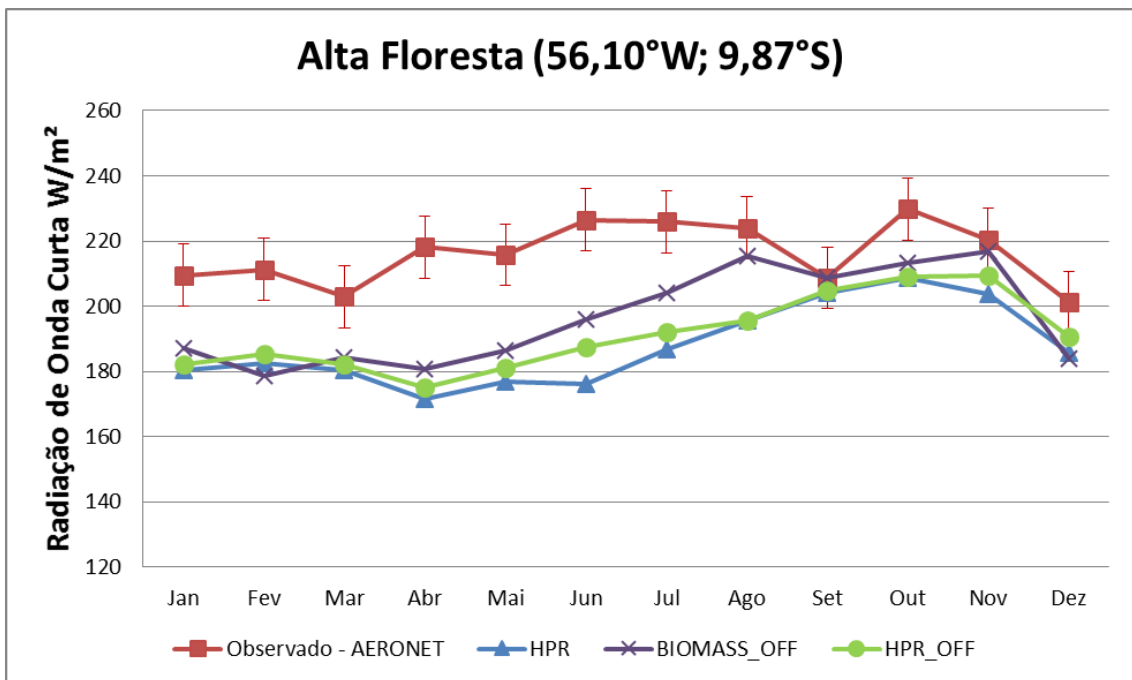
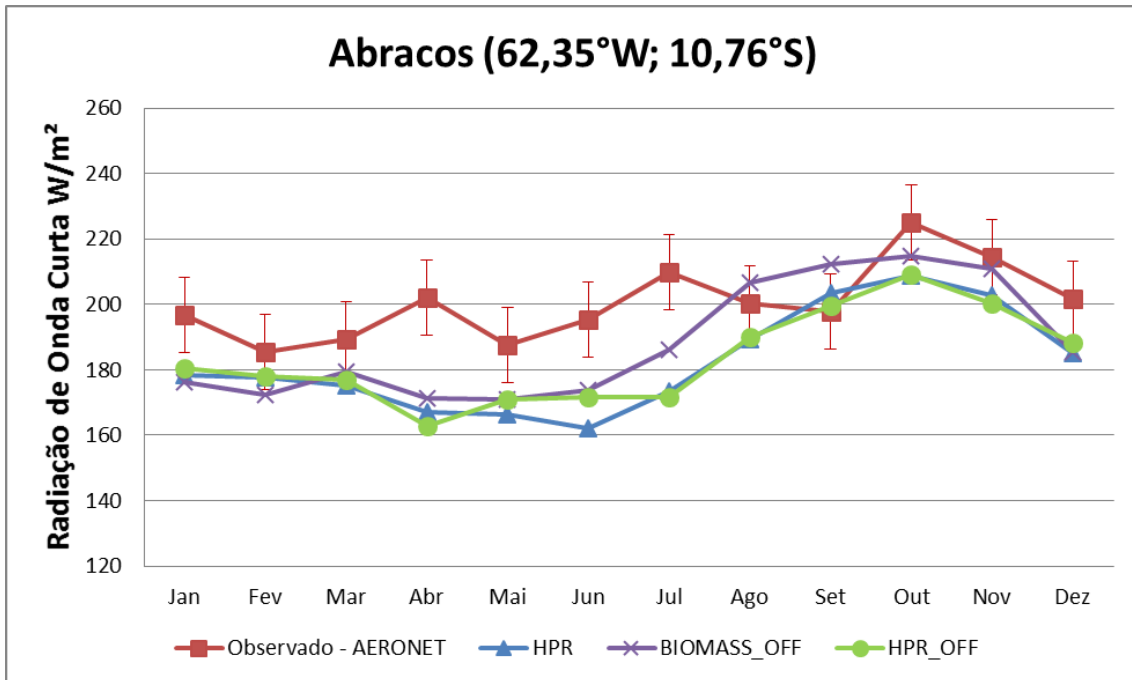


Figura 4.3: Radiação solar incidente na superfície em W/m^2 para a climatologia do período de 1999 a 2005, para dados observados pela rede AERONET (2.0), com os desvios padrão em barras verticais e os vários experimentos do modelo, nas localidades de Abracos e Alta Floresta.

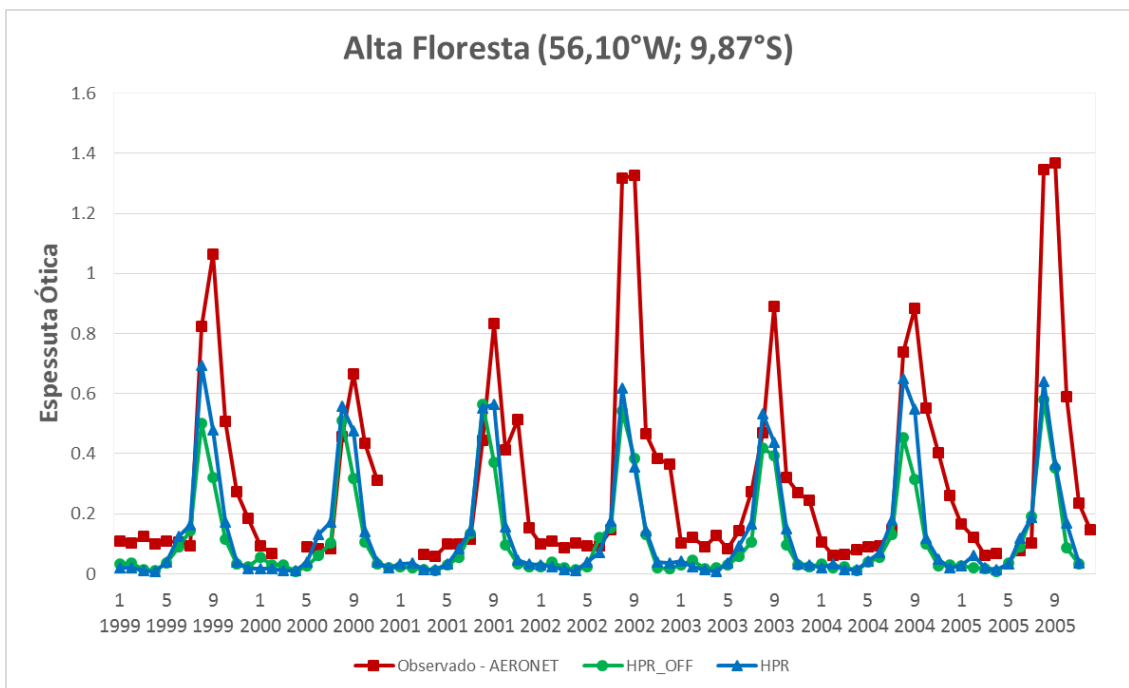
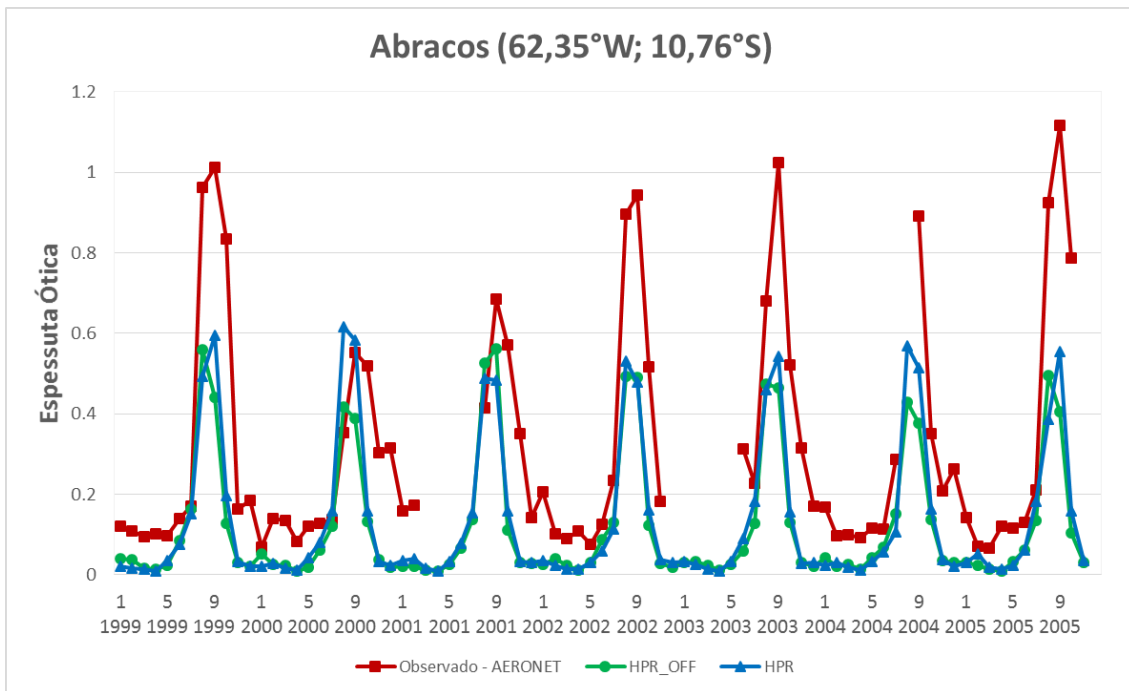


Figura 4.4: Série temporal da espessura ótica para o período de 1999 a 2005, para dados observados pela rede AERONET (2.0) e os experimentos HPR e HPR-OFF, nas localidades de Abracos e Alta Floresta.

4.2. Profundidade Ótica dos Aerossóis.

A fim de comparar a distribuição espacial dos aerossóis, foi analisada a climatologia da espessura ótica dos aerossóis (EOA) para o comprimento de onda de 550 *nm* entre os dados do sensor MODIS-Terra e os resultados do modelo para o período de 03/2000 a 12/2005 (disponível em <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/overview/index.html>). O período cobre o máximo de tempo possível, desde o começo das medidas deste sensor até o final das simulações do modelo. Como as estimativas do satélite não fazem distinção de qual tipo de aerossol está atuando em dada região, na EOA modelada são utilizados todos os tipos de aerossóis do modelo que são: sulfatos, poeira mineral, sal marinho, fuligem, biomassa, biogênicos, e de origem da queima de combustíveis fósseis. A Figura 4.5 mostra a espessura ótica observada pelo satélite enquanto a Figura 4.6 mostra os resultados do modelo.

EOA Observado (550nm): MODIS-Terra (2000-2005)

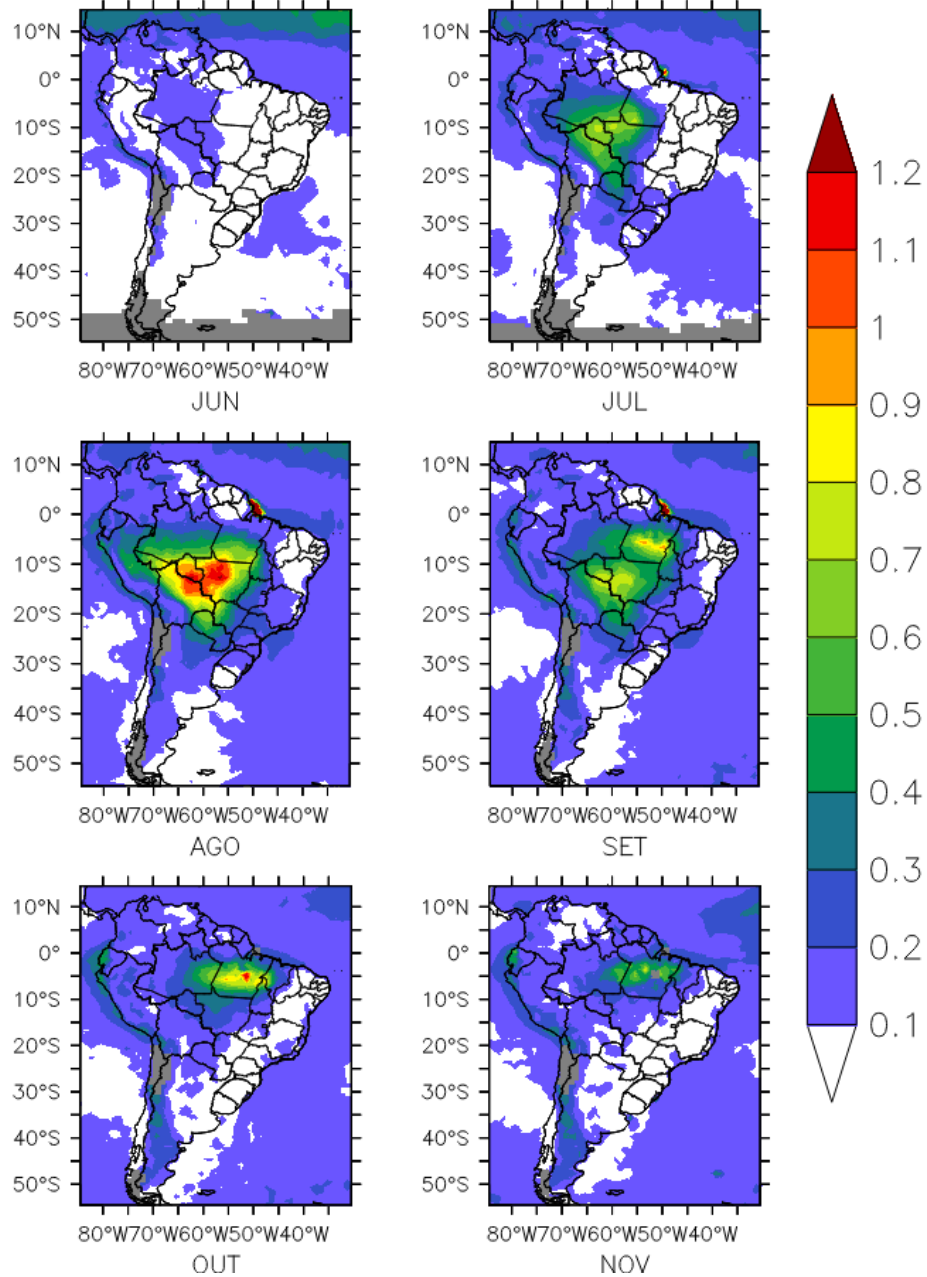


Figura 4.5: Espessura ótica para o comprimento de onda de 550 nm , obtida a partir do sensor MODIS a bordo do satélite Terra. As regiões em cinza representam a ausência de dados.

EOA Modelado (550nm): HPR (2000–2005)

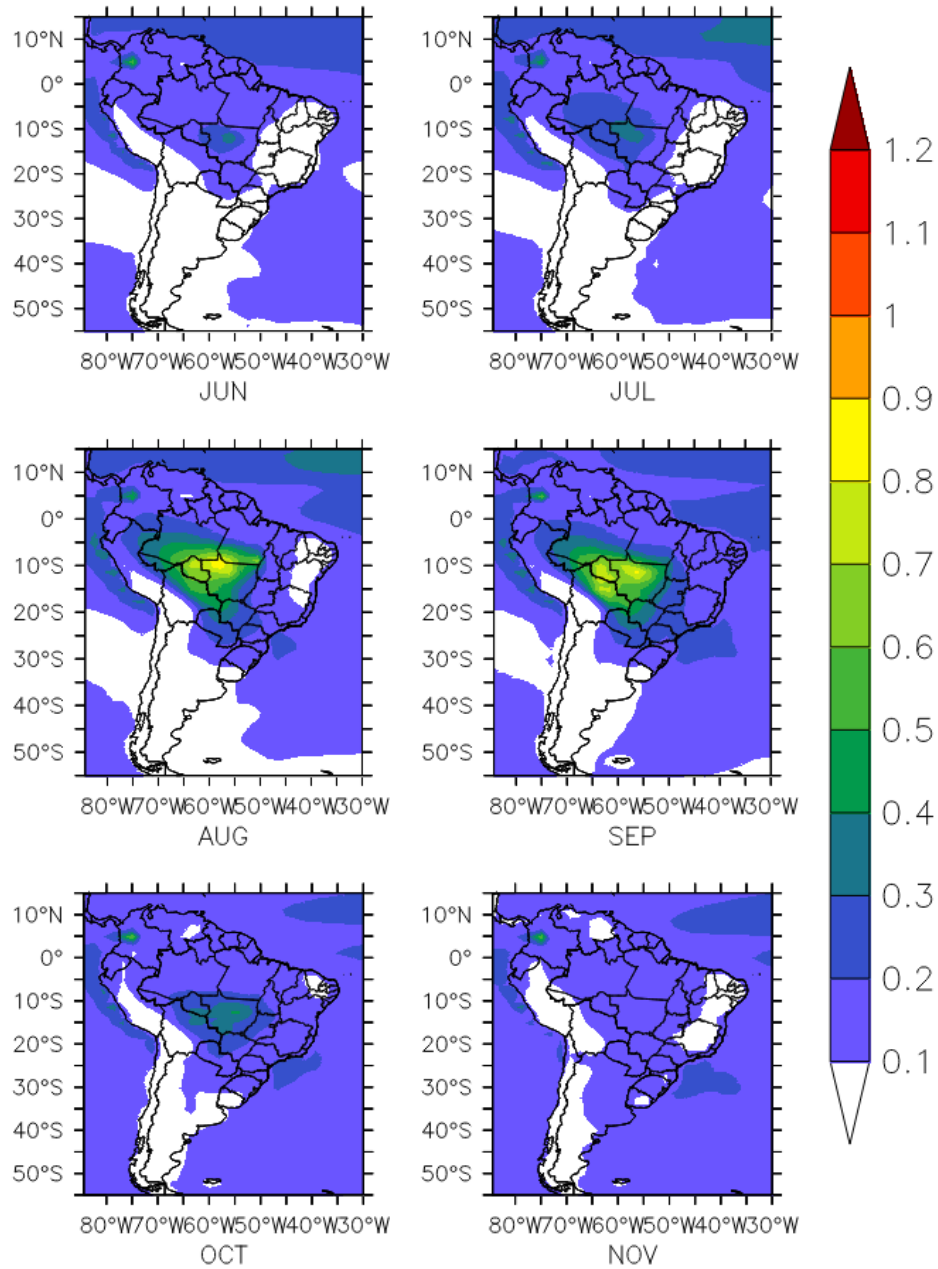


Figura 4.6: Mesmo que a Figura 4.5, porém para a EOA modelada pelo HadGEM2-ES.

Fica evidente, na Figura 4.5, o papel da cordilheira dos Andes na canalização dos ventos vindos do oceano Atlântico. Deve-se destacar que o começo do período de queimadas ocorre no fim da estação seca, onde padrão de circulação é caracterizado pela intensificação do vento de noroeste associado com a intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (mais próxima do continente)

e com o deslocamento para norte da Zona de Convergência Intertropical (SATYAMURTY et al., 1998 e MARENGO et al., 2004). Os ventos não poluídos ao entrarem na região de emissões transportam os aerossóis provenientes das queimadas para as direções sul e sudeste da AS associado aos padrões de circulação mencionados e ao bloqueio topográfico dos Andes. Há ainda o transporte dos aerossóis para oeste devido aos ventos alísios de baixos níveis que fazem que os aerossóis de queima de biomassa atravessem toda a bacia Amazônica chegando até o Peru e a Bolívia. Isto acontece quando o anticiclone associado a Alta Subtropical do Atlântico Sul está mais ao norte e a oeste, intensificando os ventos e exportando os aerossóis para o oceano Pacífico em torno de 5°S, onde a cordilheira dos Andes apresenta uma depressão (FREITAS et al., 2005).

Na comparação entre a EOA observada e modelada, em geral, o modelo subestima a magnitude da espessura ótica a região de queimadas (Agosto da Figura 4.5), subestimando a quantidade de aerossóis de queima de biomassa liberados na atmosfera, principalmente nos meses de Julho e Agosto. Espacialmente, a área de maior concentração da espessura ótica está bem representada no modelo, entretanto nota-se que o modelo apresenta superestimativa da espessura ótica certas regiões, por exemplo, nos meses de Junho e Julho a espessura ótica nas regiões norte e nordeste do Brasil estão superestimadas e em Outubro e Novembro tem-se a região com baixa espessura ótica se estendo desde do nordeste do Brasil até o norte da Argentina que apresenta espessura ótica no modelo. Outra exceção pode ser observada em Outubro e Novembro para o estado do Pará que não aparecem nos dados de emissões utilizados como entrada do modelo. Uma hipótese para esta subestimativa reside em como os dados de emissões foram “construídos”. Os trabalhos de van der Werf et al., (2010) e Lamarque et al., (2010) detalham como é feita a estimativa de emissão de queima de biomassa baseado na área queimada e em modelos bioquímicos (com resolução de 0,5°) aliado com produtos de vários satélite (MODIS, TRMM-VIRS e AVHRR) para quantificar quanto foi emitido durante um episódio de queimada para certa região. Longo et al. (2009) mostrou que os inventários de emissões de CO utilizados pelo CMIP5

apresentam subestimativa para as queimadas da AS. Como a espessura ótica de Outubro e Novembro não é tão intensa quanto em Agosto, algum fator pode ter atrapalhado a detecção das áreas queimadas, como a cobertura de nuvem, por exemplo.

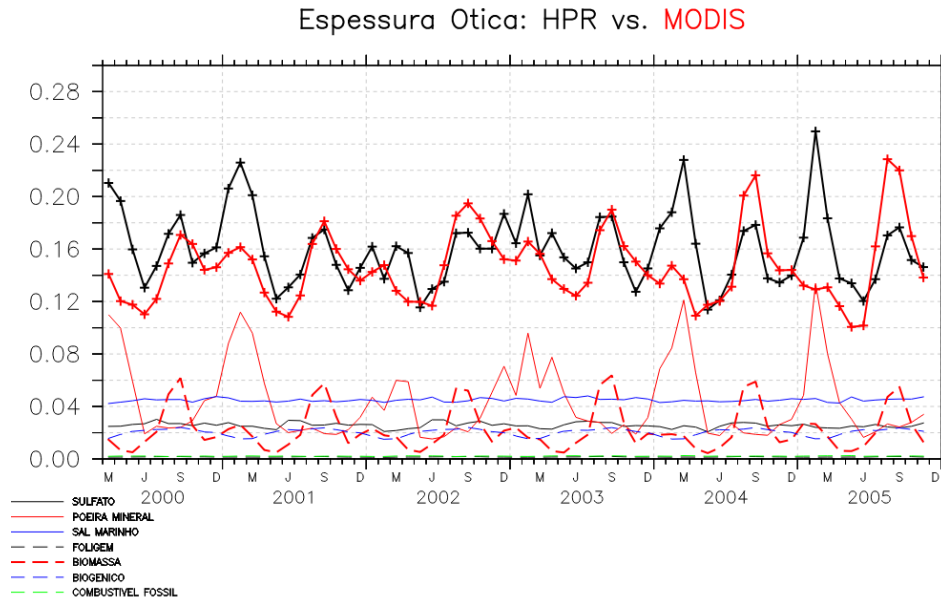
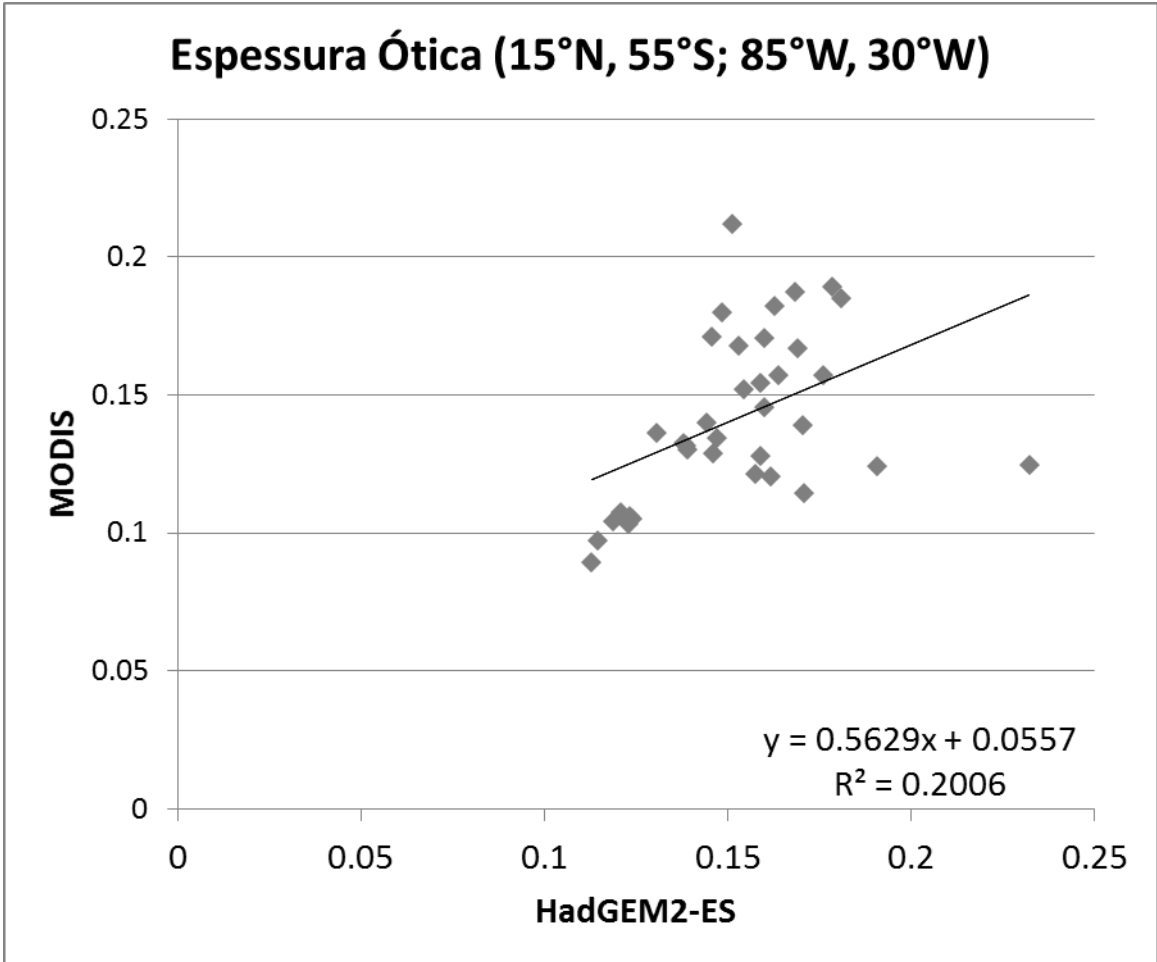


Figura 4.7: Espessura ótica modelada (linha preta) e observada pelo sensor MODIS (linha vermelha) para a área da América do Sul. As linhas no inferior representam a espessura ótica de cada espécie de aerossol presente no modelo (vide texto).

A Figura 4.7 apresenta a série temporal da espessura ótica estimada pelo modelo contra a espessura ótica observada pelo MODIS. Esta figura apresenta ainda todas as espécies de aerossóis que o modelo HadGEM2-ES utiliza para compor a espessura ótica total e são elas: sulfato, poeira mineral, sal marinho, fuligem, queima de biomassa, biogênicos e aerossóis provenientes da queima de combustíveis fósseis. Nota-se que o modelo apresenta a mesma magnitude média para a espessura ótica, porém existem casos de superestimativa nos anos de 2001, 2004 e 2005, devido principalmente à pluma de poeira mineral proveniente do deserto do Saara (ROSÁRIO, 2011). Portanto, estas estimativas de emissões fornecidas pelo CMIP5 ainda é uma fonte de incertezas para os modelos do sistema terrestre e por este motivo devem ser constantemente refinados a fim de melhorar a representação do sistema climático.



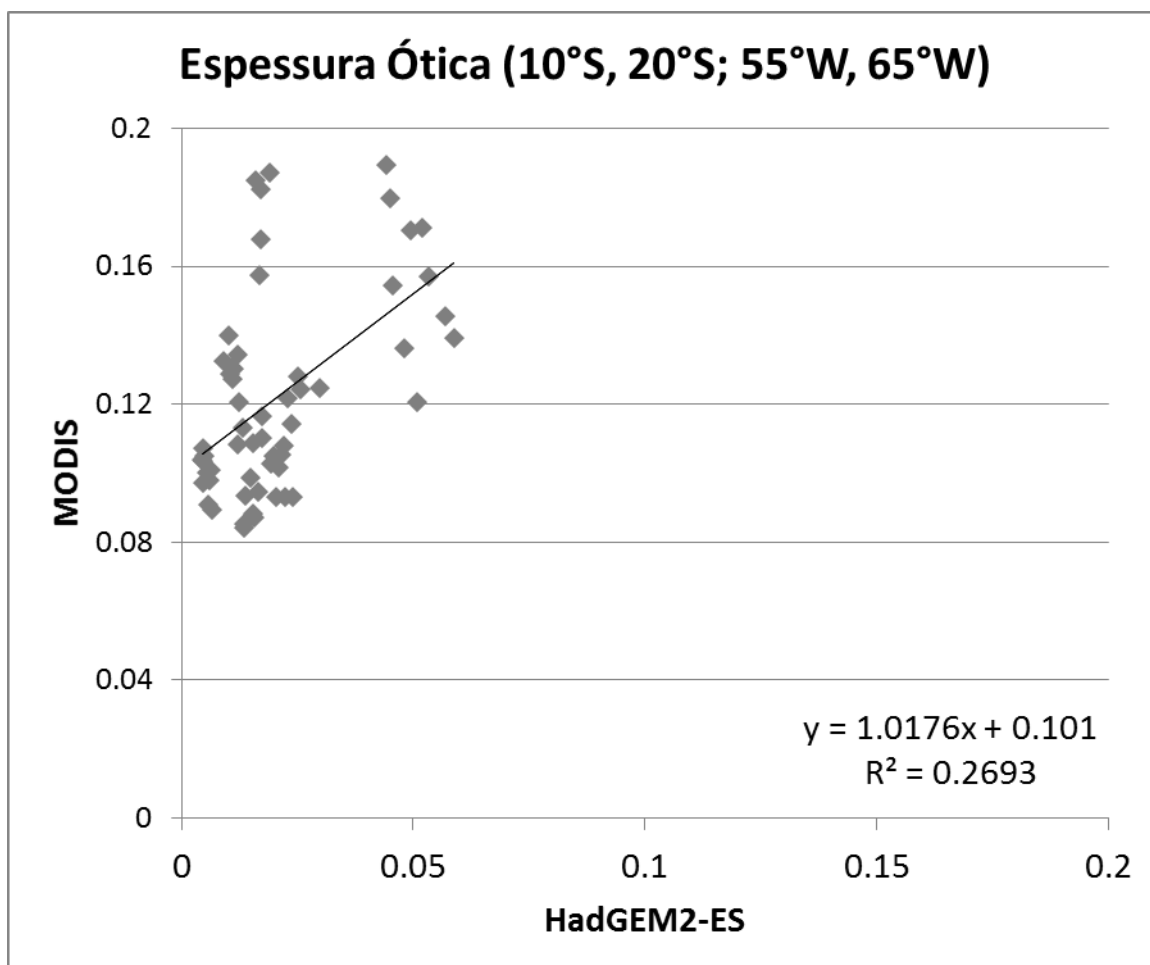


Figura 4.8: (a) Ajuste linear entre a EOA modelada pelo HadGEM2-ES e observada pelo sensor MODIS para o período de queimadas de Junho a Novembro e (b) apenas para os aerossóis de queima de biomassa.

A Figura 4.8 mostra o ajuste linear entre a espessura ótica apresentado na Figura 4.5 e na Figura 4.6, para a média de toda a AS para o mês de Agosto. A reta indica que grande parte espessura ótica para a AS estão superestimadas pelos dados de entrada do CMIP5, entretanto quando é analisado apenas os aerossóis de queima de biomassa tem-se uma melhor relação entre observado e modelado, devido principalmente ao erro na estimativa da poeira mineral. Longo et al. (2010) avaliou vários inventários de emissão de biomassa para a AS e concluiu-se que o GFEDv2 apresenta subestimativa da quantidade CO proveniente de queimadas na Amazônia. Apesar disso, este dado de emissões de queimadas do GFEDv2 compõe o conjunto de emissões utilizadas pelo

CMIP5 e por isso foram mantidos com o intuito de manter a mesma configuração das rodadas dos modelos do CMIP5.

A Figura 4.9, mostra o fluxo de aerossóis de emissões de biomassa utilizados em todos os experimentos realizados, proveniente dos dados de emissões históricos disponibilizados pelo CMIP5.

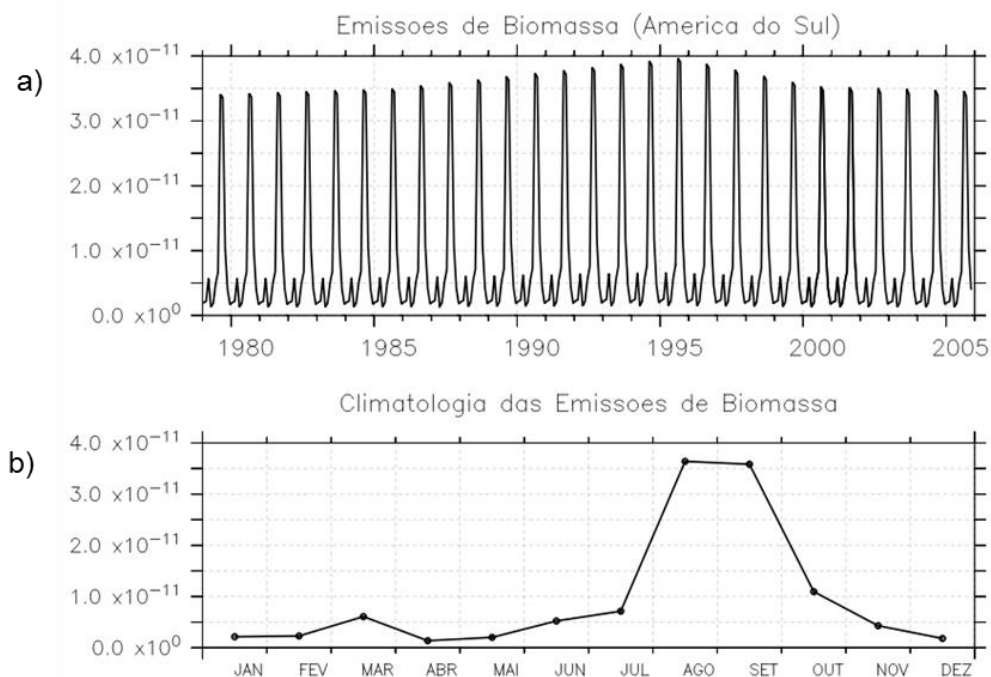


Figura 4.9: Fluxo de emissões de aerossóis de queima de biomassa (em $Kg/m^2 \cdot s$) que foram utilizados como dados de entrada para os experimentos, com a variação anual e sua respectiva climatologia.

Nota-se que não existe uma grande variação da quantidade de emissões ao longo dos anos, apesar de um leve aumento com pico em 1995, mas que logo retorna ao patamar anterior. Em outras palavras, a variação temporal dos dados de emissões utilizados é menor do que a variação temporal do número de queimadas observado, apesar da climatologia ser coerente com maior intensidade de emissões em Agosto e Setembro. Isto sugere outra fonte de incertezas, pois se assumirmos que a quantidade de aerossóis de queima de biomassa liberada seja linear com a quantidade de focos de queimada tem-se, pela Figura 4.8, que a variação observada é maior do que a variação dos dados de emissão do modelo. Vale ressaltar que as regiões escolhidas para a Figura

4.2 foram baseados no mês de Agosto da Figura 4.6, onde se tem os estados do Mato Grosso e Pará com os maiores índices de focos de queimadas e o Amazonas com os menores índices, conhecido como arco do desmatamento, ou seja, a maior degradação está ao redor da floresta Amazônica, como pode-se notar pela Figura 4.10.

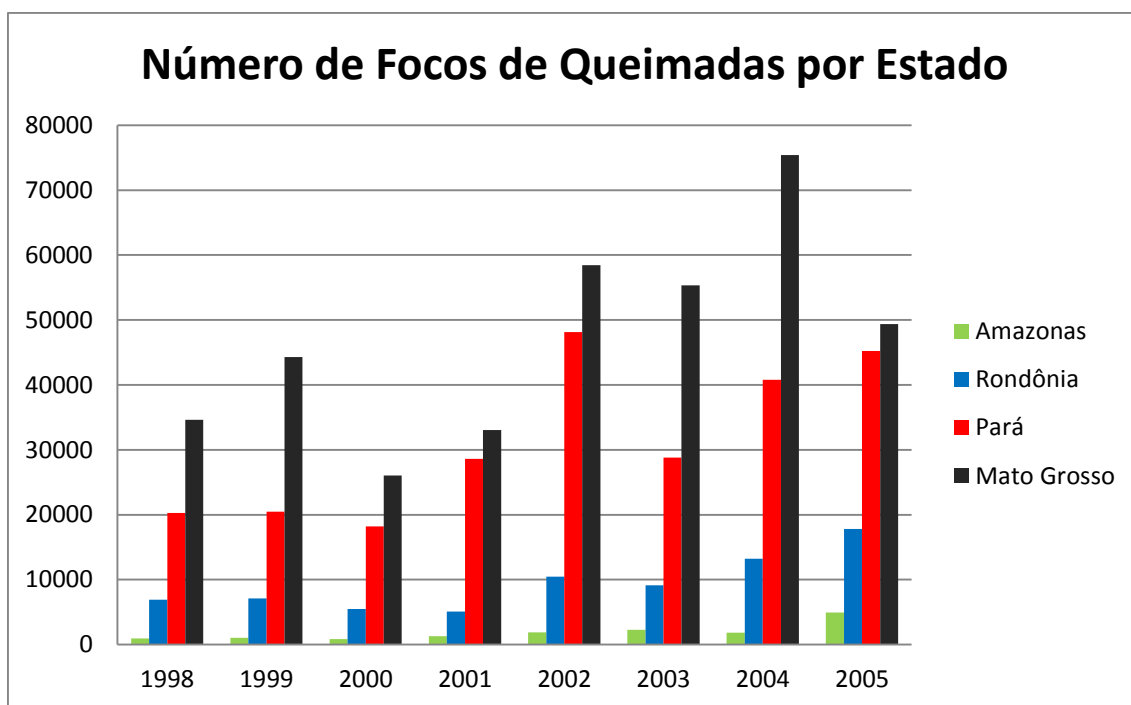


Figura 4.10: Número de focos de queimadas por estado. Fonte: <http://www.inpe.br/queimadas/estatisticas.php>, acessado em 03/03/2014.

4.3. Comparação entre os Experimentos

Na seção 4.3, são comparados os resultados entre os experimentos realizados utilizando o HadGEM2-ES, para verificar o efeito dos aerossóis no caso HPR vs. BIOMASS OFF (caso onde os efeitos dos aerossóis de queima de biomassa estão desligados) e na seção 4.2.2, é feita a análise da diferença entre os esquemas de levantamento de aerossóis no caso HPR vs. HPR OFF (caso onde o esquema de levantamento está desligado). Os resultados apresentados são referentes à climatologia para o período de 1979 a 2005, focando no período de maior ocorrência de queimadas na região Amazônica, compreendendo os meses de Junho a Novembro.

As análises na AS se concentram sobre o continente na região com emissão de queimadas e também nas regiões a sul/sudeste para onde os aerossóis de queimadas são advectados pelo vento.

4.3.1. HPR vs. BIOMASS OFF.

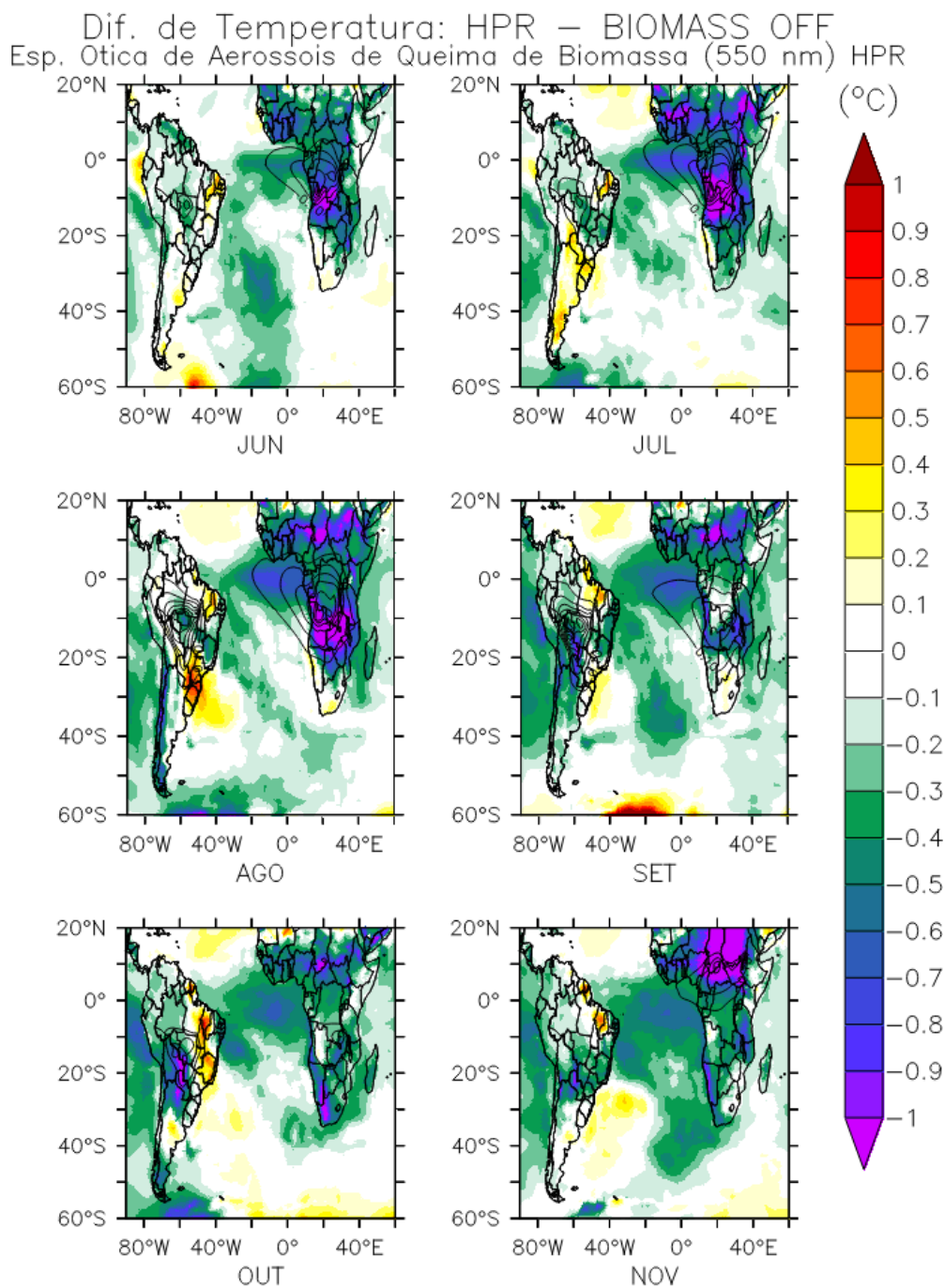


Figura 4.11: Diferença de temperatura em 1.5 m entre os experimentos HPR vs. BIOMASS OFF e em contorno a espessura ótica (0,1 a 0,6) dos aerossóis de queima de biomassa no comprimento de onda de **550 nm** para a climatologia dos meses de Junho a Novembro.

Nesta seção são comparadas as diferenças entre os experimentos HPR (onde os aerossóis são liberados na camada de injeção estimada por esta parametrização), e o experimento BIOMASS OFF (onde a interação entre os aerossóis e o esquema de radiação está desligada, ou seja, os aerossóis estão presentes mas não interagem com a radiação). Ainda, os aerossóis de queima de biomassa envelhecidos (aerossóis de queima de biomassa que foram emitidos pela queimada e continuam em suspensão na atmosfera) que normalmente agiriam como núcleos de condensação, neste caso, também não interagem com o esquema de larga escala.

Como citado na seção 3.1.1, os aerossóis de queima de biomassa funcionam como núcleos de condensação de nuvens, porém, no modelo HadGEM2-ES este efeito está presente apenas na parametrização de precipitação de larga escala (BELLOUIN et al., 2011), isto é, o efeito indireto dos aerossóis de queima de biomassa ainda não está implementado na parametrização de precipitação convectiva (Freitas, 2012, comunicação pessoal). Aliado a este fato, o modelo estima a fração de cobertura de nuvens de larga escala (estratiformes) como uma função² da fração de cobertura de nuvem convectiva, e por estes motivos deve-se ter ressalvas ao se analisar a fração de cobertura de nuvens, sendo mais apropriado fazer a separação entre nuvens convectivas e estratiformes.

Com relação ao impacto dos aerossóis na temperatura a 1,5 m analisando a diferença entre os experimentos, na Figura 4.11, nota-se que na região de fortes emissões, o efeito dos aerossóis é de resfriamento da superfície, principalmente devido aos processos de espalhamento/absorção da radiação solar pelos aerossóis de queima de biomassa, ou seja, estes aerossóis atenuam a passagem da radiação de onda curta e diminui a quantidade de energia solar que chega à superfície. Com isso, há diferenças na temperatura de superfície, com diferenças de 0,8° a 1°C, ocorrendo nas regiões da África, que apresentam as maiores espessuras óticas deste tipo de aerossol nos meses de Junho e Agosto.

² Stratiform cloud área = (1 – conv.cloud amount on each model lev.) x bulk cloud fraction in each layer x 100

Na Figura 4.12, focando sobre a América do Sul, há o efeito quase generalizado de resfriamento da superfície, principalmente nas regiões de emissão de queimadas na Amazônia e Brasil Central, sendo mais intenso nos meses de Setembro e Outubro, com picos de próximos a -1°C na região leste da Bolívia. Entretanto, em regiões mais afastadas das emissões de queimadas mais intensas, nos meses de Julho e Agosto ocorre aquecimento, da ordem de $0,5^{\circ}\text{C}$, porém vale ressaltar que essa região que apresenta aquecimento apresenta baixa espessura ótica de biomassa em relação à região de emissão.

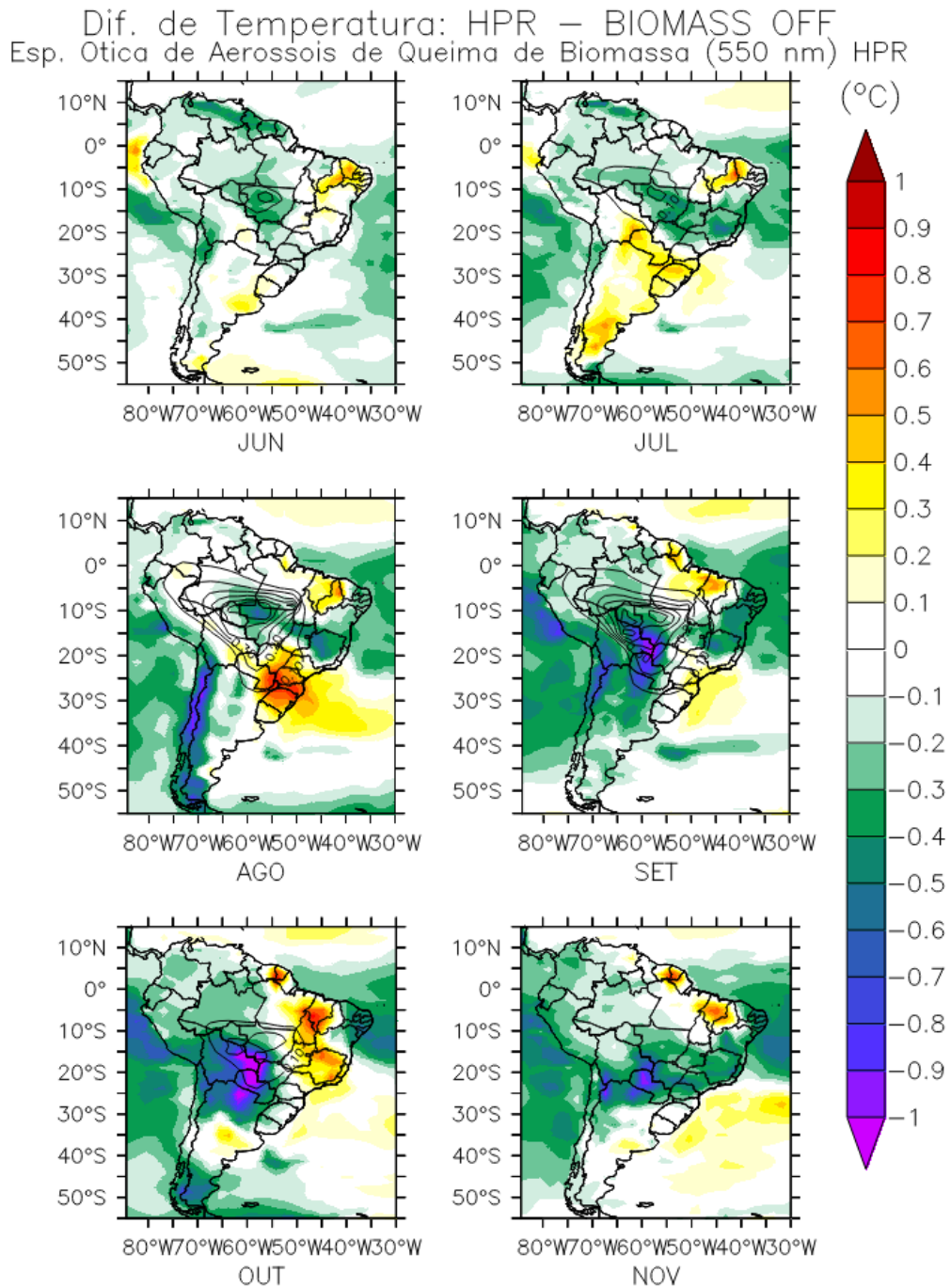


Figura 4.12: Mesmo que a Figura 4.11, com destaque para a AS.

Antes de analisar o impacto destes padrões de resfriamento/aquecimento devido a presença dos aerossóis de queima de biomassa nas variáveis do balanço de energia, será discutido como é o padrão de circulação local, dado que os aerossóis de queima de biomassa são facilmente transportados para regiões afastadas das fontes de emissões pelo vento. As Figura 4.13 e Figura 4.14

mostram o padrão de circulação dos ventos na AS e é evidente que o modelo representa corretamente o padrão de circulação descrito por autores como Satyamurty et al, 1998 e Marengo et al., 2004. No início do período de queimadas, em Junho, Julho e Agosto, os aerossóis de queima de biomassa são transportados para sul/sudeste por ventos fortes associados à atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul por esta estar mais próxima do continente e os ventos alísios se apresentarem mais zonais quando comparados com a estação chuvosa. Em Outubro e Novembro a Alta Subtropical enfraquece sobre o continente, porém os ventos alísios se intensificam. Ainda de acordo com Marengo et al., 2004, durante o inverno austral há a ocorrência, na região leste da cordilheira dos Andes, de ventos fortes associados à circulação de noroeste da Alta Subtropical que está sobre o continente.

Quando se acrescenta ao campo de vento a espessura ótica dos aerossóis de queima de biomassa (Figura 4.14), fica mais evidente que os aerossóis de queima de biomassa são advectados pelo vento, principalmente em duas direções: a oeste, saindo do Brasil e chegando aos países da Bolívia, Peru e Colômbia; e a sudeste chegando ao Paraguai e norte da Argentina.

Velocidade do Vento 850 hPa: HPR

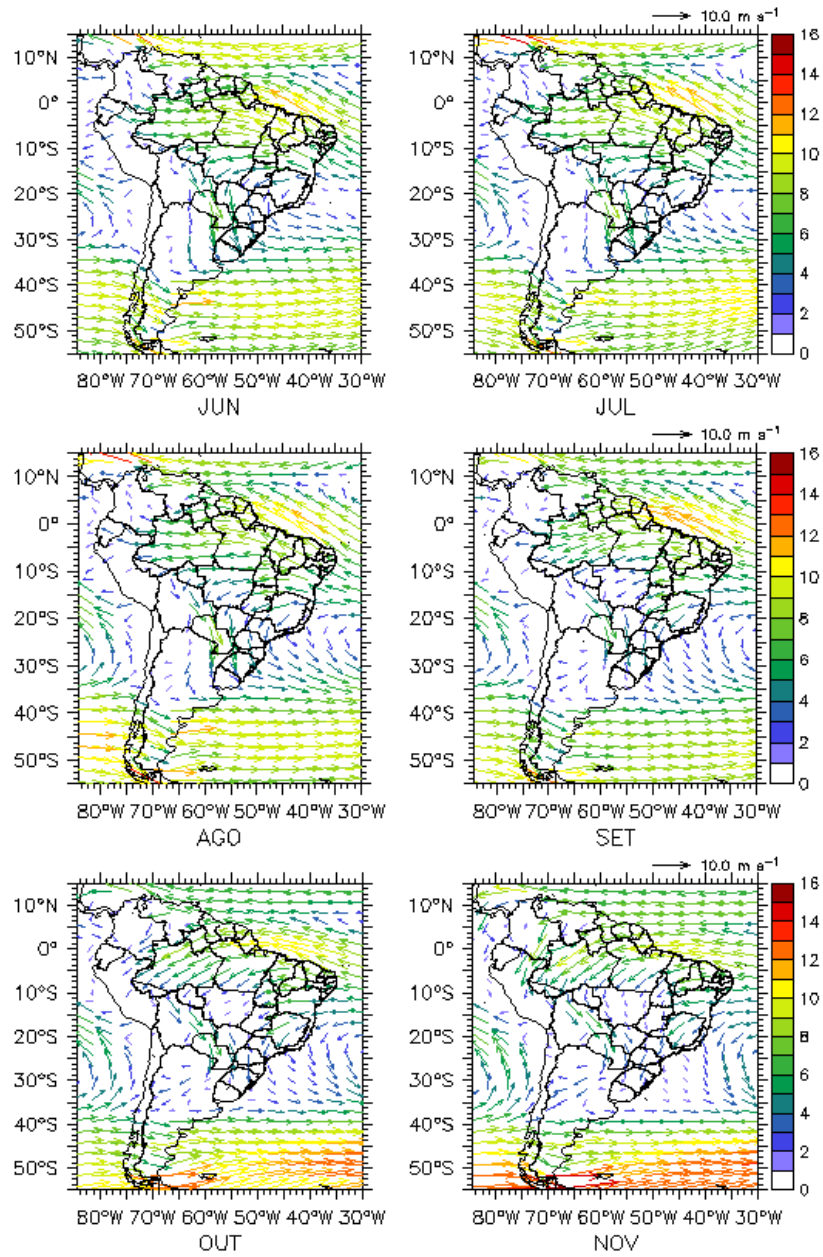


Figura 4.13: Padrão da climatologia da circulação em 850 hPa para o experimento HPR.

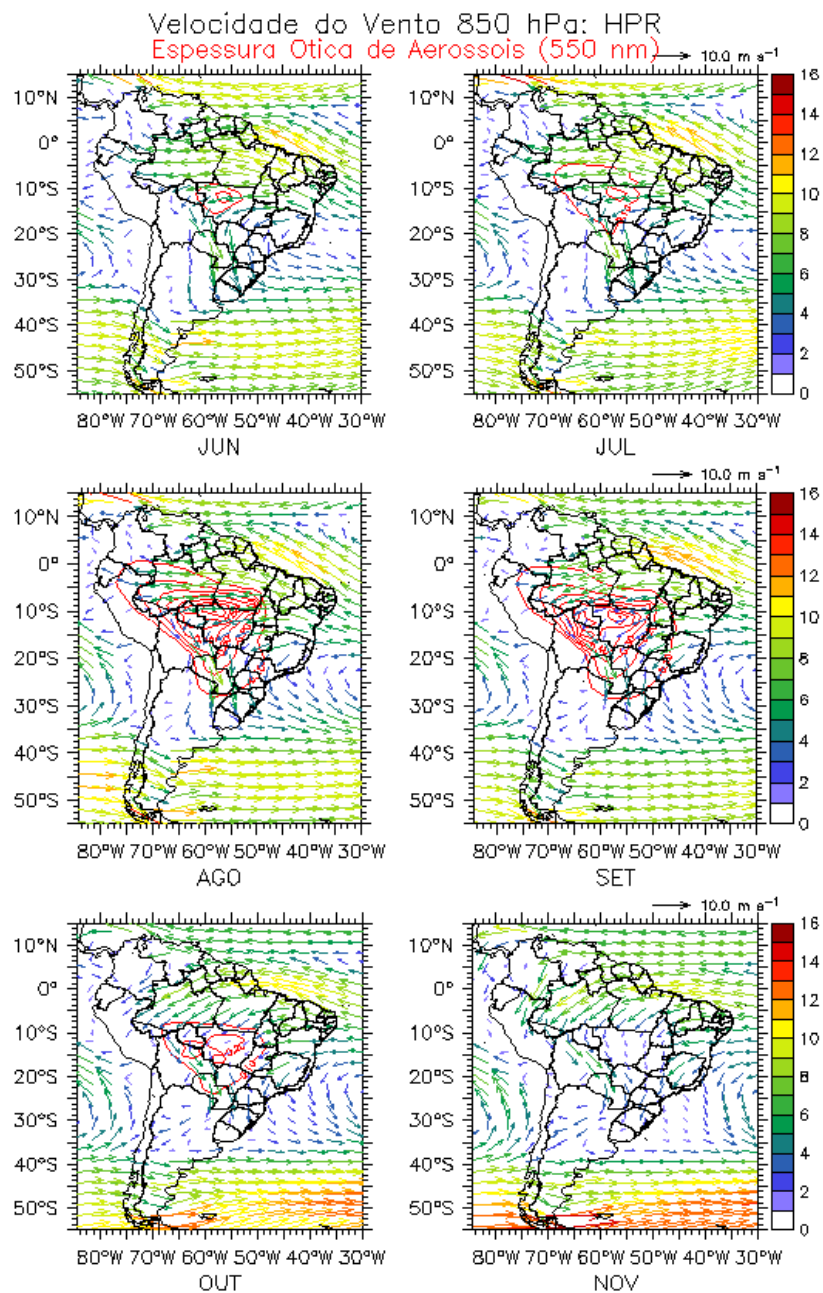


Figura 4.14: Mesmo padrão de circulação da Figura 4.13, porém com contorno (de 0,1 a 0,6) representando a espessura ótica dos aerossóis de queima de biomassa.

Nas análises seguintes, como o intuito é analisar o impacto dos aerossóis de queima de biomassa, os resultados focam na média da área com espessura ótica de biomassa maior do que 0,25 para o mês de Agosto, como mostrado na Figura 4.15. A escolha deste procedimento foi baseada nos trabalhos de Koren et al. (2008) e Davidi et al. (2009), onde esses autores estimaram que o efeito indireto

possui um ponto de saturação, ou seja, o acréscimo de aerossóis de queima de biomassa na atmosfera além deste valor espessura ótica (0,25) não irá aumentar a cobertura de nuvem indefinidamente e a partir deste valor de espessura ótica de biomassa o efeito radiativo direto passa a ser dominante.

Será analisado, na seção seguinte, uma região de $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ centrada em 53°W e 26°S situada a favor do vento, para analisar a região para onde os aerossóis são transportados, além de coincidir com a região do aquecimento anômalo em Agosto da Figura 4.12. A análise desta última região se faz importante, pois os aerossóis de queima de biomassa emitidos no sul da Amazônia são defletidos pela circulação atmosférica regional, facilitando seu escoamento para as regiões sul e sudeste da América do Sul.

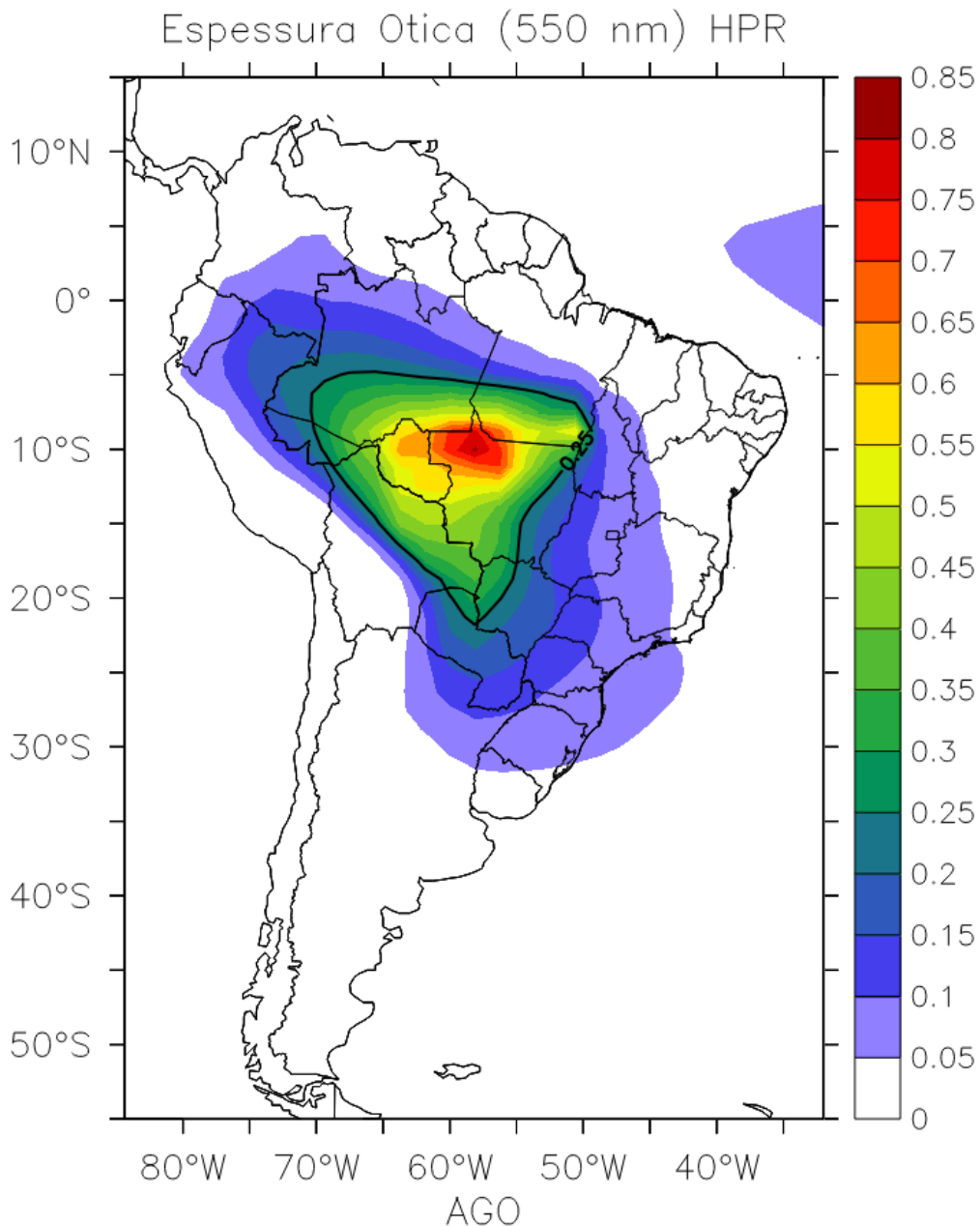


Figura 4.15: Espessura ótica de biomassa em **550 nm** para Agosto com o contorno a partir de 0,25.

Além dos padrões de circulação, é importante verificar como os aerossóis de queima de biomassa são removidos da atmosfera. O modelo HadGEM2-ES considera dois tipos de remoção - seca e úmida - e os calcula como fluxo de massa, em $Kg/m^2/s$. A deposição úmida é a maior responsável da remoção dos aerossóis de queima de biomassa da atmosfera, com cerca de 70% do total para

o mês de Setembro, apesar das poucas chuvas neste período. Na Figura 4.16 são mostradas as regiões onde a deposição dos aerossóis é mais intensa, ocorrendo principalmente sobre a Bolívia nos meses de Agosto e Setembro. Comparando as regiões de emissões da Figura 4.6, fica claro o papel do vento no deslocamento da pluma de aerossóis de queima de biomassa devido ao padrão de circulação sobre a AS, uma vez que a região de maior deposição fica mais a sudoeste do que a região de maior emissão.

Fluxo de Deposicao Total: HPR

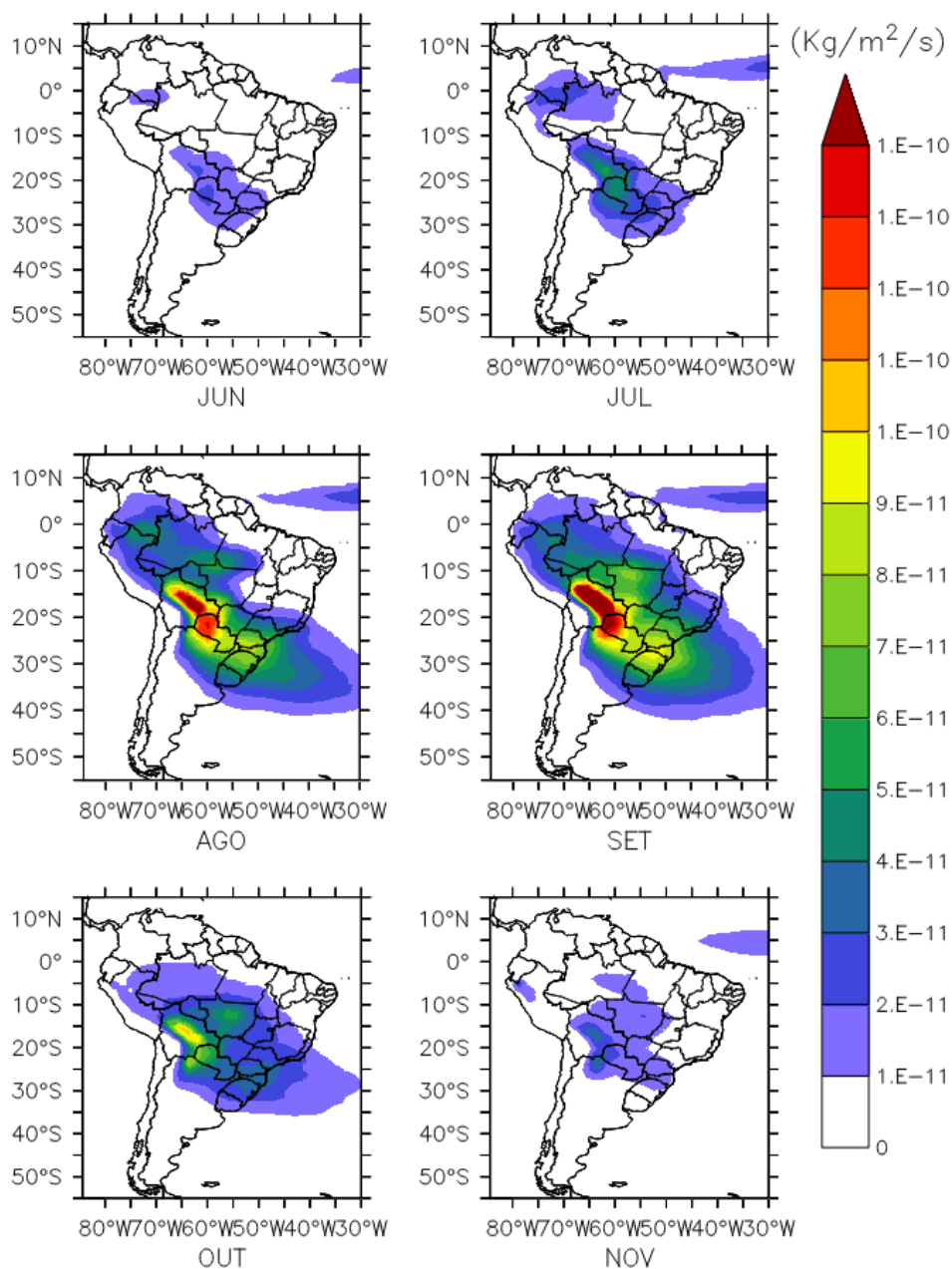


Figura 4.16: Fluxo de deposição total (úmida + seca) dos aerossóis de queima de biomassa em $\text{Kg/m}^2 \cdot \text{s}$.

Outro fator que deve ser considerado é o perfil vertical dos aerossóis de queima de biomassa e verificar que altitude eles atingem na atmosfera. Na Figura 4.17 temos a concentração de aerossóis de queima de biomassa ao longo dos meses contra a altura que estes atingem quando liberados na atmosfera, mostrando altas concentrações de aerossóis para os meses de Agosto e Setembro,

principalmente abaixo de 500 *m*. Como citado anteriormente, na seção 3.2, neste experimento 50% dos aerossóis foram liberados na superfície e os outros 50% liberados na atmosfera para representar as fases de combustão da biomassa (Freitas et al., 2007). Uma vez liberados na atmosfera, os aerossóis de queima de biomassa podem passar dos 4000 *m*. Vale ressaltar que a parametrização do HPR libera os aerossóis de queima de biomassa numa camada de injeção determinada pelas condições termodinâmicas do modelo, mas que após a liberação, os aerossóis estão “livres” para serem transportados pelo vento. Por este motivo, fica evidente a presença de uma camada atmosférica contendo muito mais aerossóis entre 1500 e 2500 *m*. A investigação mais detalhada das características desta parametrização será abordada na seção 4.4.2.

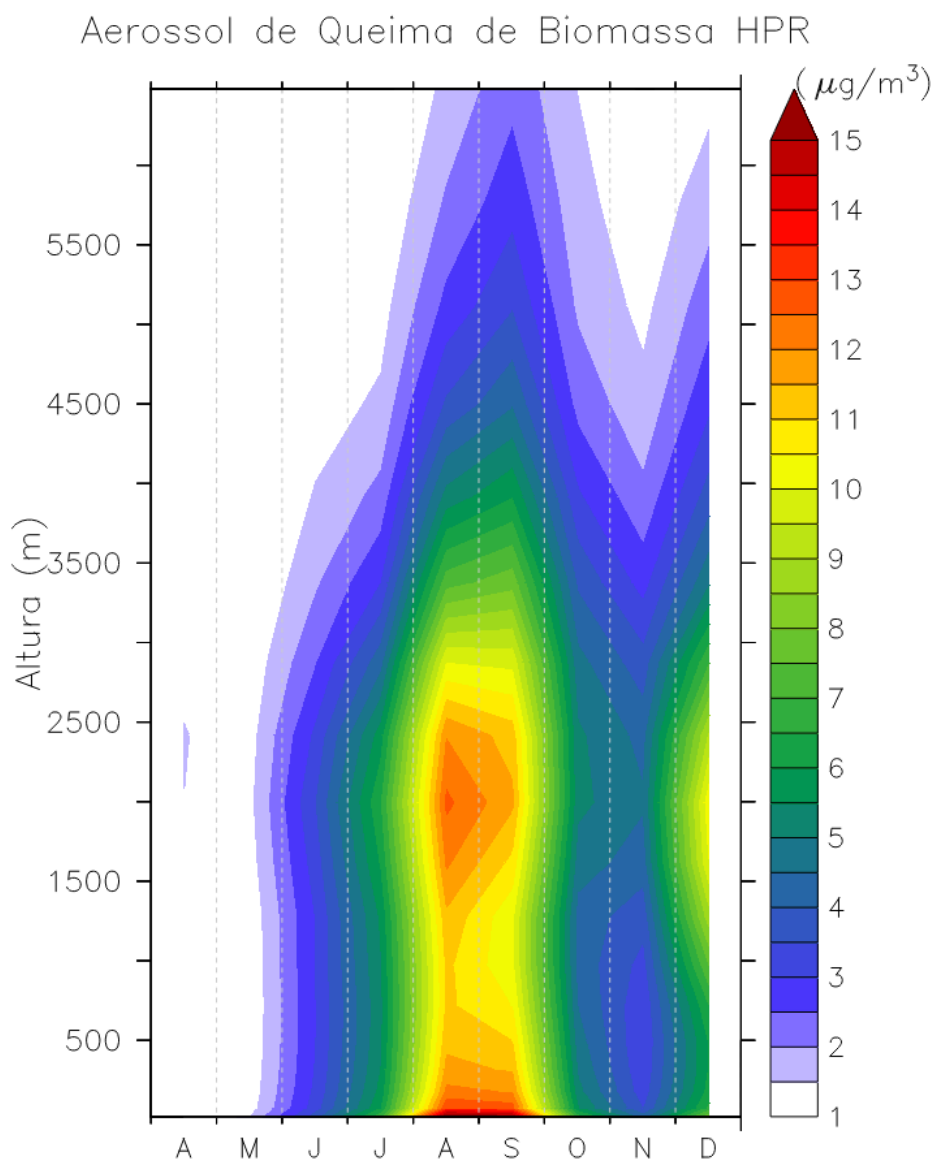


Figura 4.17: Distribuição vertical, ao longo do tempo, da razão de mistura dos aerossóis de queima de biomassa para a média espacial da região com espessura óptica maior que 0,25 para os meses de abril a dezembro.

Para analisar a relação entre aerossóis de queima de biomassa e os padrões de temperatura na superfície observados na Figura 4.12, foram analisados o balanço de energia na superfície e suas componentes de acordo com a equação (Kiehl e Trenberth, 1997):

$$\text{Balanço de Energia} = \text{ROC} + \text{ROL} - (\text{CS} + \text{CL}) \quad (4.1)$$

Onde ROC é o saldo de radiação de onda curta (total descendente menos ascendente), ROL é o saldo de radiação de onda longa (total descendente menos ascendente), CS é o calor sensível e CL é o calor latente. Na equação original, o sinal do saldo de radiação de onda longa é negativo, porém o modelo disponibiliza esta variável como sendo o total ascendente menos descendente, ou seja, com direção ao contrário do que o discutido em Kiehl e Trenberth, 1997, por isso a necessidade de multiplicação desta componente por -1 .

Em geral, para a região com as maiores emissões de aerossóis de queima de biomassa, como mostrado na Figura 4.18, o maior impacto nos fluxos radiativos causados pelos aerossóis de queima de biomassa é a redução no saldo de onda curta na superfície ($-6,68 \text{ W/m}^2$), seguido da redução no fluxo de calor latente ($-4,55 \text{ W/m}^2$) para a média em todo o período de queimada (de Junho a Novembro). Para explicar este fenômeno deve-se levar em consideração que os aerossóis de queima de biomassa são compostos por dois tipos distintos de aerossóis que são produtos da queima de biomassa. O primeiro são os compostos orgânicos voláteis, que são resultados da queima incompleta da biomassa, e têm propriedades de espalhadores de radiação de onda curta diminuindo a quantidade deste tipo de radiação na superfície. Outro produto da queima são os aerossóis do tipo *black carbon* que têm a propriedade de absorvedor da radiação de onda curta e aquecem a camada atmosférica onde eles estão localizados. O impacto da estabilização da atmosfera irá aparecer no fluxo de calor latente, pois com uma atmosfera mais estável também terá uma maior pressão de vapor de saturação inibindo que a umidade passe da superfície para a atmosfera. Ou seja, a umidade passa a ficar retida mais próxima da superfície no caso de uma atmosfera poluída e mais estável, aumentando a umidade nos níveis mais baixos. Como o fluxo de calor latente é dependente da umidade, a presença de aerossóis de queima de biomassa irá diminuir o fluxo de calor latente devido à maior estabilidade da camada atmosférica que contém os aerossóis de queima de biomassa (Yamosoe et al., 2006; Freitas, 2014,

comunicação pessoal). Nota-se ainda, que a climatologia do saldo de radiação de onda longa apresenta pouca variação para a média de todo o período de queimadas, indicando que os aerossóis de queima de biomassa não têm um papel significativo neste tipo de radiação, sendo este resultado de acordo com Bellouin et al. (2011).

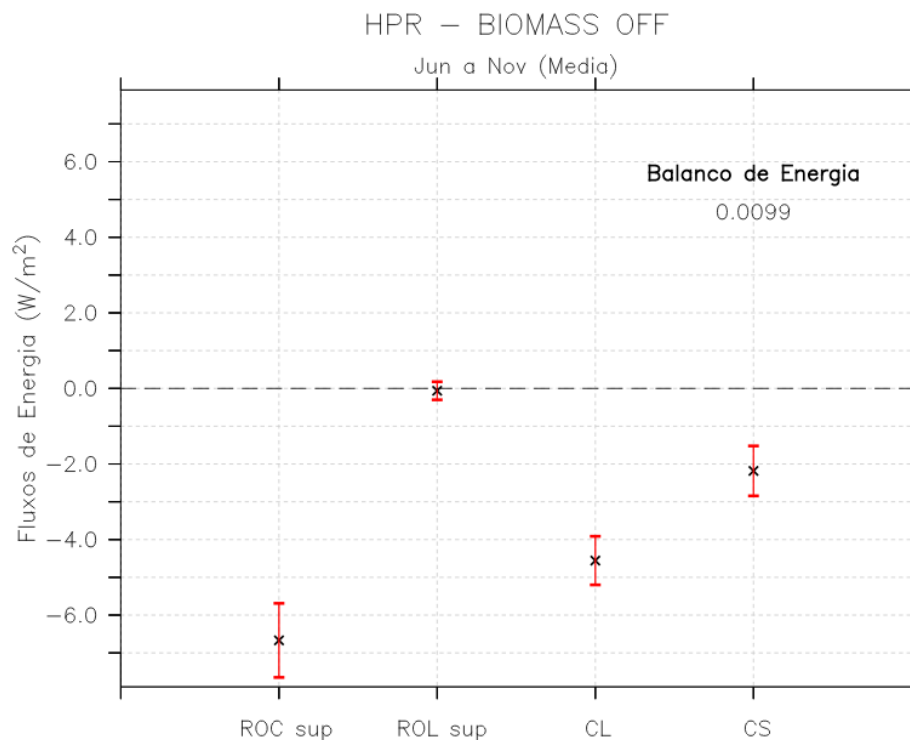


Figura 4.18: Diferença nos fluxos radiativos (ROC sup e ROL sup sendo os fluxos de radiação de onda curta e longa a superfície; CL e CS sendo os fluxos de calor latente e sensível) entre experimentos HPR vs. BIOMASS OFF para a média durante todo o período de queimadas (Junho a Novembro), para a média da região com espessura ótica de biomassa maior do que 0,25.

Analisando em mais detalhes a climatologia das variáveis de temperatura e espessura ótica dos aerossóis de queima de biomassa (Figura 4.19) para a região de emissões, percebe-se que o resfriamento da superfície ocorre para todos os meses do ano, mesmo para o período de janeiro a abril quando as concentrações de aerossóis de queima de biomassa estão baixas devido à estação chuvosa desta região. Ou seja, o sinal de resfriamento ocorrido durante

o período de queimadas em um dado ano pode impactar os primeiros meses do ano seguinte. Quando há o aumento da atividade de queimadas, de Julho a Setembro, o aumento da espessura ótica coincide com uma diminuição mais acentuada da temperatura. Isto se dá basicamente pela atenuação (espalhamento e absorção) da radiação solar incidente como discutido anteriormente.

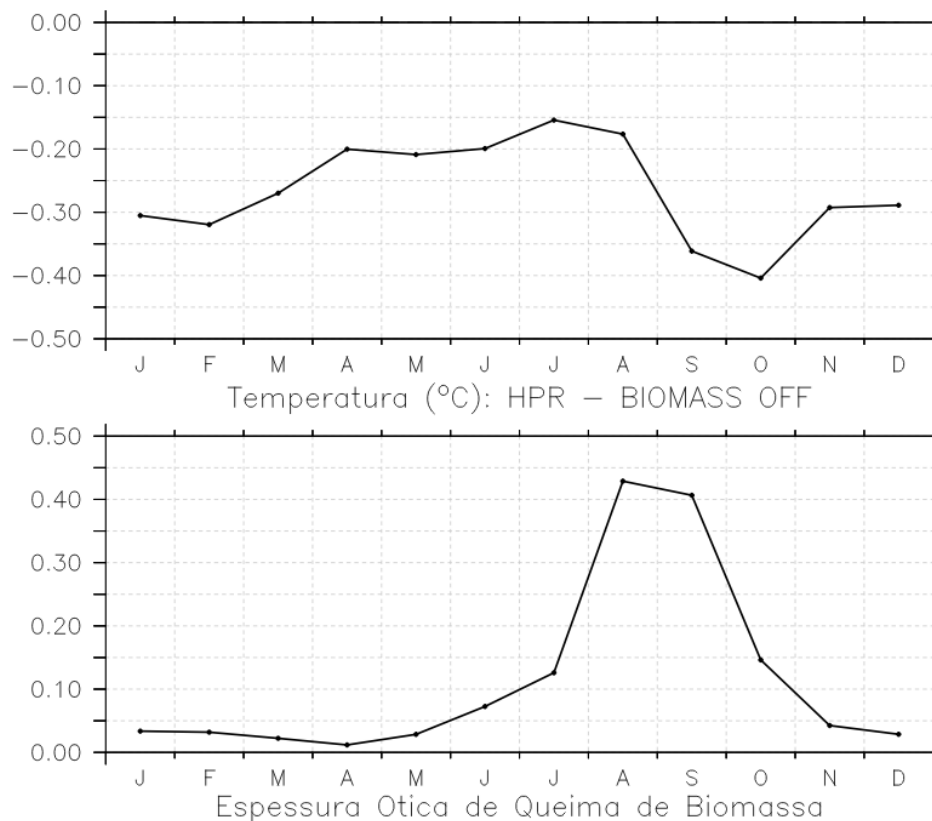


Figura 4.19: Diferença entre HPR e BIOMASS OFF para a climatologia das variáveis de temperatura a 1,5 m da superfície, espessura ótica dos aerossóis de queima de biomassa para a média da região com espessura ótica de biomassa maior do que 0,25.

Devido a utilização da área com espessura ótica maior que 0,25, como mostrado na Figura 4.19 b, apenas os meses de Agosto e Setembro ultrapassam esse limiar, então para esses meses será detalhada as componentes do balanço de energia na Figura 4.20. O efeito mais evidente é a redução no saldo de radiação de onda curta entre os experimentos, na Figura 4.20 b e g, devido aos processos de absorção e espalhamento da radiação solar pelos aerossóis de queima de biomassa. Em Agosto, quando o valor máximo da espessura ótica chega a 0,42

Figura 4.19 b, a redução na climatologia do saldo de radiação de onda curta é de $-15,96 \text{ W/m}^2$ (o que corresponde a $-9,16\%$). Para a radiação de onda longa, na Figura 4.20 c e h, a diferença é pequena entre os experimentos, menos que $1,5 \text{ W/m}^2$, indicando que os aerossóis de queima de biomassa exercem pouca influência nesta variável. Como consequência da redução da radiação de onda curta há também a redução dos fluxos turbulentos (calor sensível e latente, na Figura 4.20 d, e, i e j com diferenças, em Agosto, de $-4,93 \text{ W/m}^2$ ($-21,18\%$) e $-9,49 \text{ W/m}^2$ ($-9,94\%$), respectivamente. As correlações entre as diferenças no saldo de radiação de onda curta e os fluxos turbulentos são altas, de 0,9124 para o a diferença do fluxo de calor sensível e de 0,9774 para a diferença do fluxo de calor latente, indicando a forte relação entre estas variáveis. Para Setembro, com a espessura ótica bem próxima a Agosto (0,40), tem-se que a diferença no saldo de radiação de onda curta é de $-10,95 \text{ W/m}^2$ que corresponde a ($-5,76\%$), também com redução no calor sensível de $-3,37 \text{ W/m}^2$ ($-11,40\%$) e para o calor latente apresenta diferença de $-8,16 \text{ W/m}^2$ ($-7,66\%$).

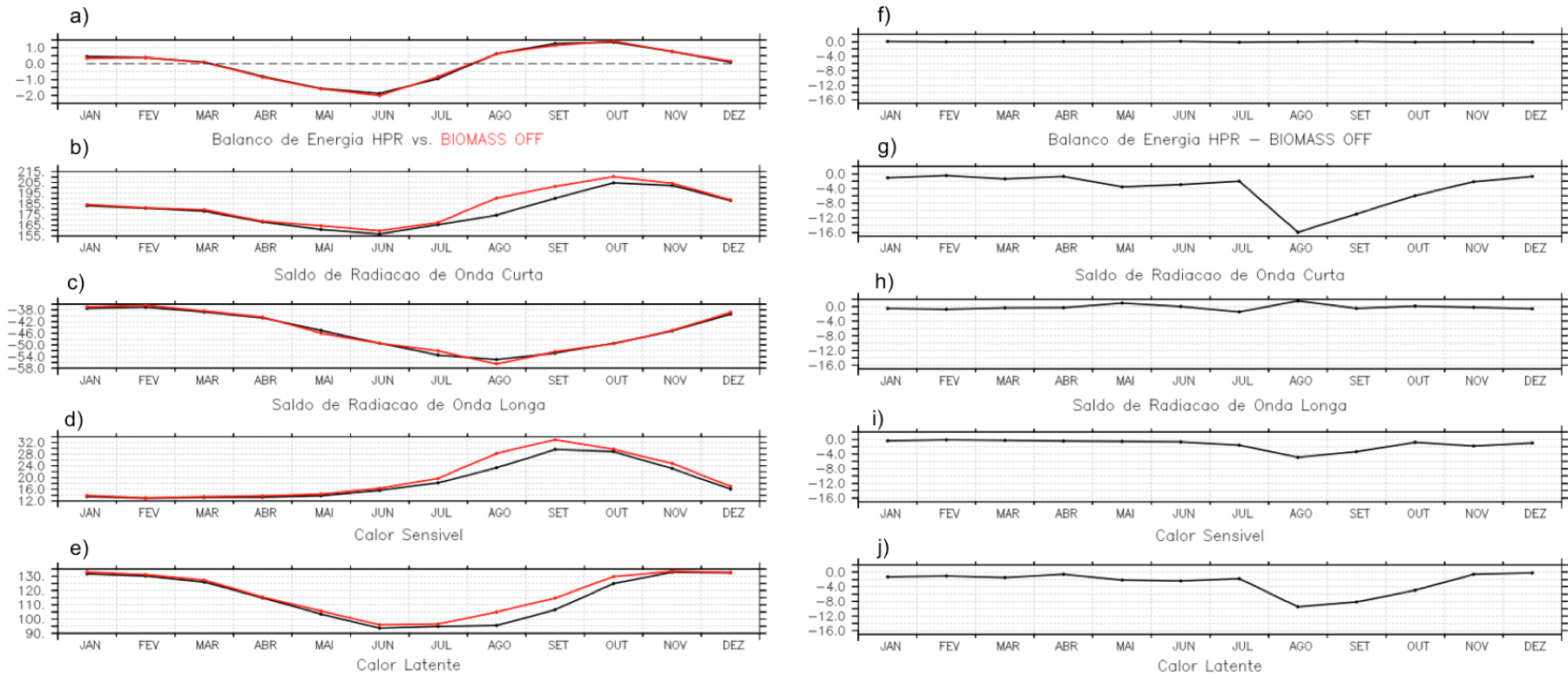


Figura 4.20: Balanço de energia na superfície e suas componentes em W/m^2 : saldo de radiação de onda curta, saldo de onda longa, calor sensível e latente para a média da região com espessura ótica de biomassa maior do que 0,25. A primeira coluna mostra o padrão para os dois experimentos (HPR vs. BIOMASS OFF) e a segunda coluna mostra suas respectivas diferenças.

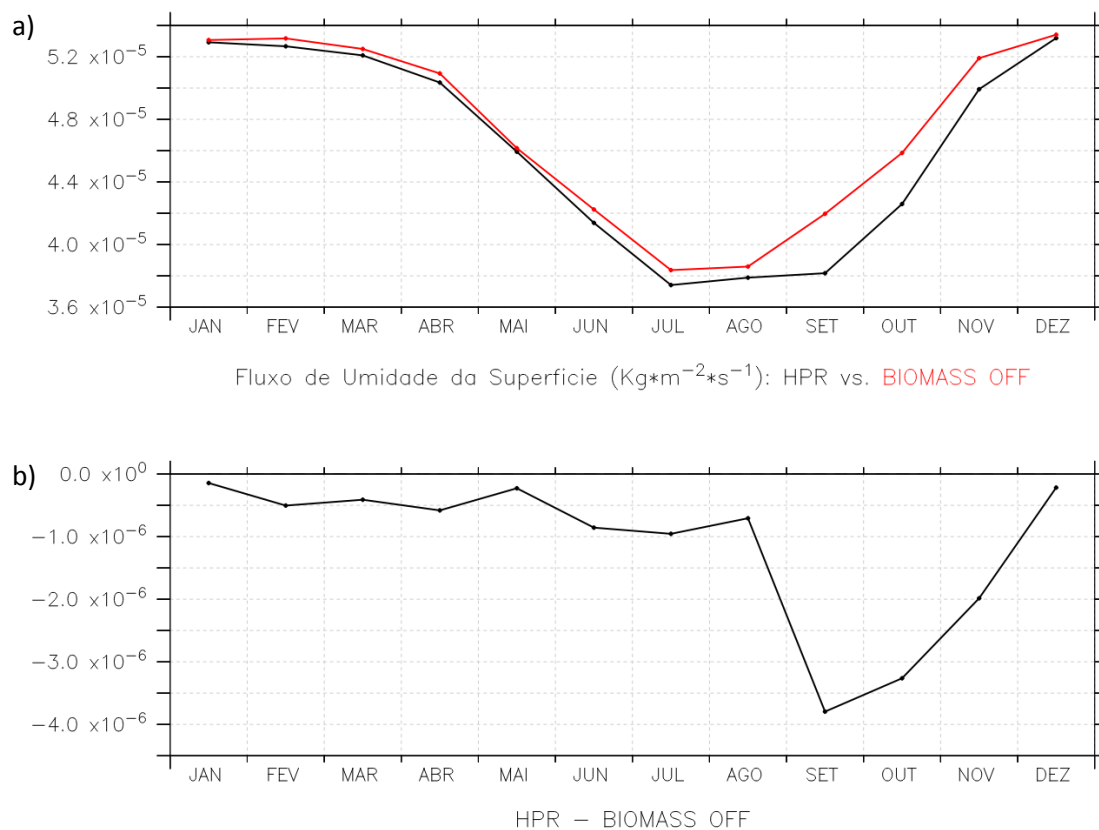


Figura 4.21: Fluxo de umidade da superfície (em $\text{Kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$), entre os experimentos HPR e BIOMASS OFF para a média da área com espessura ótica de biomassa maior do que 0,25.

Como mencionado, o maior impacto dos aerossóis de queima de biomassa é a redução da radiação de onda curta seguido por impacto no fluxo de calor latente. Devido a presença dos aerossóis de queima de biomassa, há a estabilização da atmosfera causada pelo aquecimento das camadas onde esses aerossóis estão localizados (em torno de 700 hPa), devido ao efeito semidireto do BC. Esta estabilização inibe o movimento ascendente e portanto, altera também o fluxo de umidade da superfície para a atmosfera, mostrada na Figura 4.21, com destaque para o mês de Setembro que apresenta maior redução.

Outra análise necessária é a quantificação de cada um dos efeitos radiativos: direto e indireto. Para isso foram feitos dois experimentos adicionais, semelhantes ao experimento HPR, o primeiro desligando somente o efeito direto (há a presença dos aerossóis de queima de biomassa, mas estes não sofrem

absorção e espalhamento da radiação solar) e outro onde foi desligado o efeito indireto (os aerossóis não agem com núcleos de condensação na parametrização de precipitação de larga escala). Na Figura 4.22, os resultados mostram claramente que o efeito direto é dominante, pois ao retirar os processos de absorção e o espalhamento dos aerossóis de queima de biomassa, a quantidade de radiação de onda curta que chega à superfície é sistematicamente maior de Junho a Outubro com diferenças em até $16,11 \text{ W/m}^2$ em Agosto. Para o efeito indireto, a maior diferença também acontece em Agosto com o $5,46 \text{ W/m}^2$, porém como já comentado anteriormente, os aerossóis de queima de biomassa não estão ativos como núcleos de condensação na parametrização convectiva, pois como mencionado, ainda está em desenvolvimento (FREITAS, 2012, comunicação pessoal). Portanto, o impacto do efeito indireto está subestimado neste experimento.

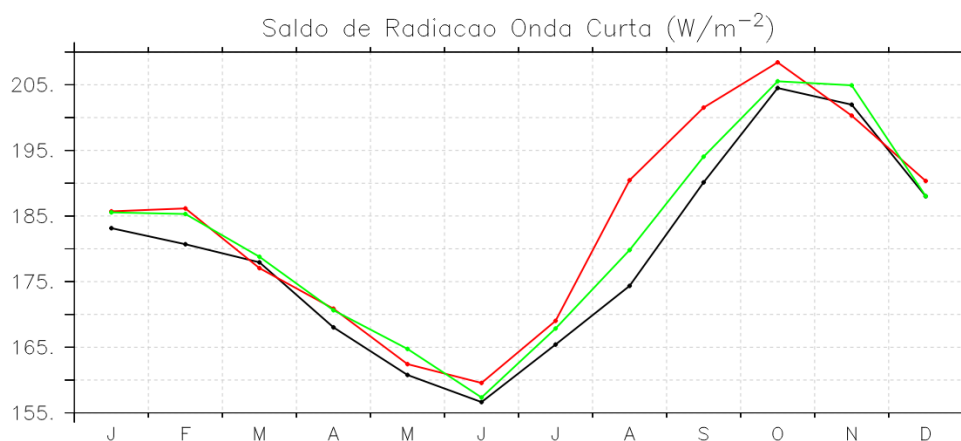


Figura 4.22: Climatologia do saldo de radiação de onda curta, em W/m^2 , para o experimento HPR (curva preta), retirando o efeito direto (curva vermelha) e indireto (curva verde).

É necessário verificar, ainda, o efeito dos aerossóis de queima de biomassa na região a favor do vento, ao sul da zona de emissões, a fim de quantificar os impactos quando os aerossóis de queima de biomassa são transportados pelo vento. Para esta região foi delimitada uma área de $10 \times 10^\circ$ centrada nas latitudes de 53°W e 26°S , abrangendo quase toda a região sul do Brasil. Porém, deve ser salientado que a redução na quantidade de aerossóis de queima de biomassa, foi cerca de quatro vezes menor.

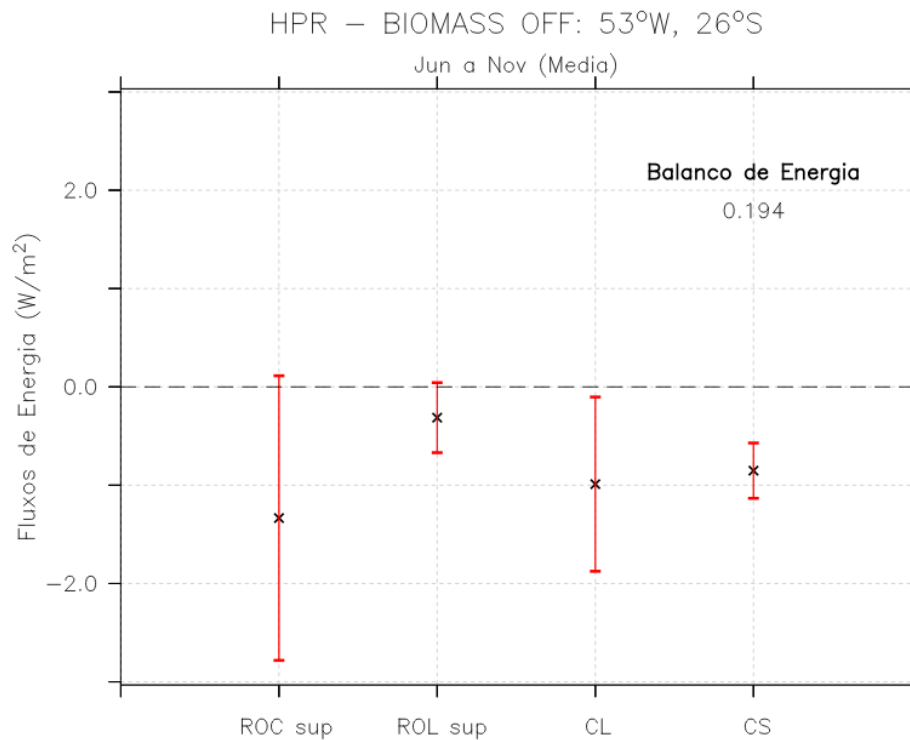


Figura 4.23: Mesmo que para a Figura 4.18, porém para região de 10°x10° centrada em 53°W e 26°S.

A Figura 4.23 mostra as componentes do balanço de energia para a região de 53°W e 26°S para todo o período de queimadas. Neste caso, a diferença na radiação de onda curta, entre os dois experimentos, é da mesma magnitude do que no caso da região de emissão (delimitada por valores de espessura ótica maior que 0,25), porém com o desvio padrão maior, indicando uma maior variabilidade das variáveis radiativas nesta região. Outro ponto que chama a atenção é que, ao contrário do caso anterior, agora as diferenças nos fluxos de calor sensível são praticamente da mesma magnitude do que as diferenças nos fluxos do calor latente. Isto pode estar relacionado ao tipo de vegetação local (diferente de floresta tropical) que diminui a disponibilidade de umidade próxima à superfície. A floresta densa, com um sistema radicular mais profundo, têm mais acesso à água do que outros tipos de vegetação, como pastagens e áreas de plantio (FREITAS et al. 2009).

Em 53°W e 26°S, tem-se mais influência de padrões como frentes frias, complexos convectivos de mesoescala e etc., que geralmente não chegam com a mesma frequência na região de emissão, onde o efeito da floresta Amazônica (alta evapotranspiração e bastante umidade) é dominante. Como consequência a Figura 4.24 e a Figura 4.25 mostram uma maior variabilidade das variáveis em 53°W e 26°S do que no caso anterior. Vale ressaltar que, o padrão de espessura ótica dos aerossóis de queima de biomassa, mostrado na Figura 4.25, apresenta magnitude bem inferior ao caso anterior (quase quatro vezes menor, chegando ao máximo de 0,12), além de ter o máximo em Setembro ao contrário de Agosto. Este “atraso” está relacionado ao transporte dos aerossóis de queima de biomassa pelo vento.

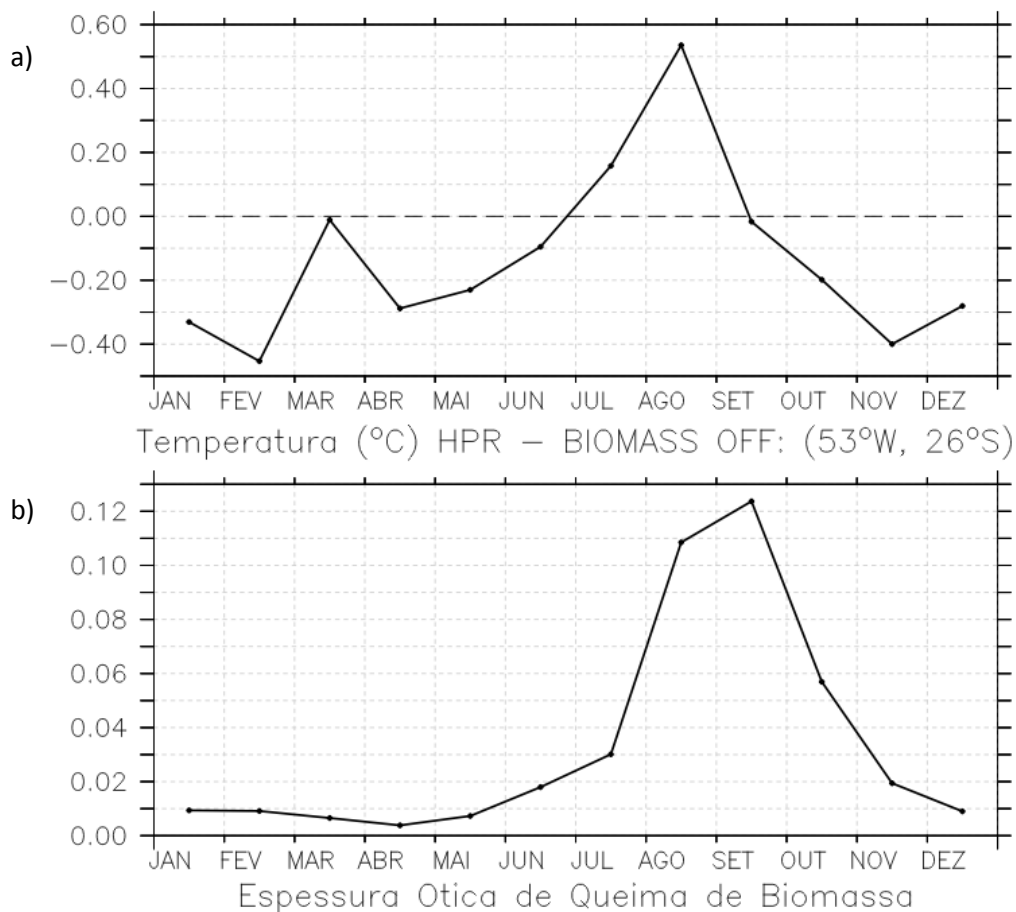


Figura 4.24: Mesmo que a Figura 4.19, porém para a área centrada em 53°W e 26°S.

A diferença na temperatura entre HPR e BIOMASS OFF, mostrado na Figura 4.25a, apresenta um padrão distinto do que na região de emissão, pois, ao

contrário do caso anterior, onde a climatologia de todos os meses apresentava resfriamento, agora os meses de Julho e Agosto apresentam aquecimento, chegando ao valor máximo de $0,54^{\circ}\text{C}$ em Agosto. Este padrão de aquecimento está relacionado com os valores positivos no balanço de energia de Junho até Setembro, como mostrado na Figura 4.25f, detalhado a seguir.

Para o mês de Julho a diferença positiva para o saldo de radiação de onda curta ($3,70 \text{ W/m}^2$ que corresponde a $3,52\%$), está de acordo com o aquecimento observado neste mês. Além disso, a redução na radiação de onda longa ($-2,29 \text{ W/m}^2$ equivalente a $-4,49\%$) sugere uma redução na cobertura de nuvens, e assim, mais radiação de onda curta chega à superfície, como verificado. Os valores do calor sensível ($-0,99 \text{ W/m}^2$ que corresponde a $-10,57\%$) e do calor latente ($1,75 \text{ W/m}^2$ que corresponde a $3,22\%$) praticamente se anulam, fazendo com que neste mês a maior contribuição para o balanço de energia seja pelo saldo radiação de onda curta.

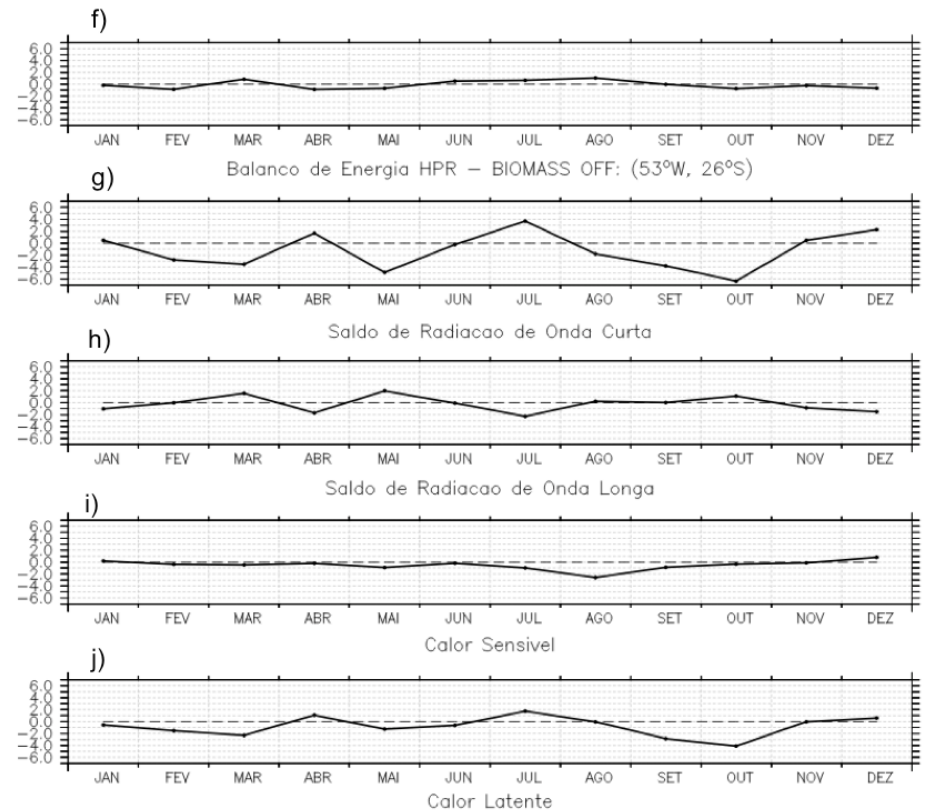
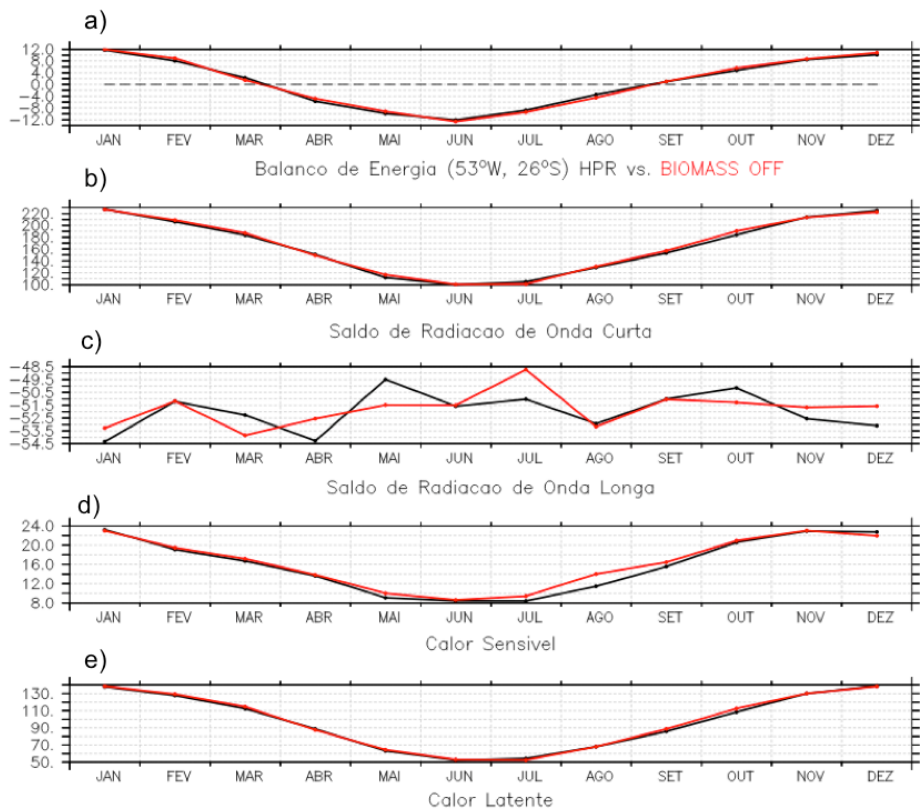


Figura 4.25: Mesmo que a Figura 4.20, porém para a região centrada em 53°W e 26°S.

Para o mês de Agosto, com o aumento da espessura ótica (chegando a 0,10, apesar de ser baixa a espessura ótica) e redução de $-1,79 W/m^2$ ($-1,37\%$) no saldo de radiação de onda curta, esperava-se que a temperatura na superfície também sofresse redução devido ao efeito direto, porém foi observado o aquecimento de $0,54^\circ C$, mostrando que, para esta região os aerossóis de queima de biomassa têm pouca influência nas variáveis climatológicas do balanço de energia desta região. Este aquecimento em Agosto pode ser explicado pela maior diferença no fluxo de calor sensível entre os experimentos (Figura 4.25i), ou seja, tem-se mais calor sensível saindo da superfície no experimento BIOMASS OFF ($-2,56 W/m^2$ que corresponde a $-18,32\%$), resfriando-a em relação ao experimento HPR.

Para a radiação de onda longa, nota-se que temos uma leve diferença positiva (no período de Agosto a Outubro) que corresponde a mais radiação de onda longa no experimento HPR, indicando a maior presença de nuvens neste período. Aliado a uma maior quantidade de umidade presente na atmosfera no mês de Agosto (Figura 4.26b) tem-se que o efeito estufa do vapor d'água é dominante sobre o efeito dos aerossóis de queima de biomassa, causando o aquecimento neste mês, ao contrário do resfriamento esperado pela presença dos aerossóis de queima de biomassa. Devido à parametrização de nuvem convectiva não tratar os aerossóis de queima de biomassa como núcleos de condensação, como citado anteriormente, foi utilizado a fração de nuvem estratiforme ao invés da fração de cobertura de nuvem total. As diferenças nos campos de fração de cobertura de nuvens (Figura 4.27b) estão de acordo com estas diferenças no saldo de radiação de onda curta/longa encontradas. Ou seja, o valor máximo de radiação de onda curta corresponde ao mínimo de fração de cobertura de nuvens estratos em Julho e, o mínimo de radiação de onda curta em Outubro corresponde a uma diferença positiva da fração de cobertura de nuvens, indicando mais fração de cobertura de nuvem no experimento HPR. Vale ressaltar que a quantidade de aerossóis de queima de biomassa na atmosfera desta região é menor do que na região de emissões, e assim, os aerossóis de queima de biomassa desempenham um papel secundário nos padrões do balanço de energia, já que a fração de cobertura de nuvens explica melhor o

comportamento das variáveis do balanço de energia do que os aerossóis de queima de biomassa. Por exemplo, os resfriamentos mais intensos ocorrem em fevereiro ($-0,45^{\circ}\text{C}$) e Novembro ($-0,4^{\circ}\text{C}$), que são meses sem a influência queimadas. Isto significa que o impacto dos aerossóis de queima de biomassa do balanço de energia e temperatura desta região não tem o sinal climatológico tão forte quanto na região de emissão, como esperado.

Estas diferenças na temperatura próximas à superfície em regiões distantes da zona de fortes emissões de biomassa podem, também, serem atribuídas à variabilidade interna do modelo uma vez que estes experimentos foram iniciados com condições de contorno diferentes (a presença dos aerossóis de queima de biomassa).

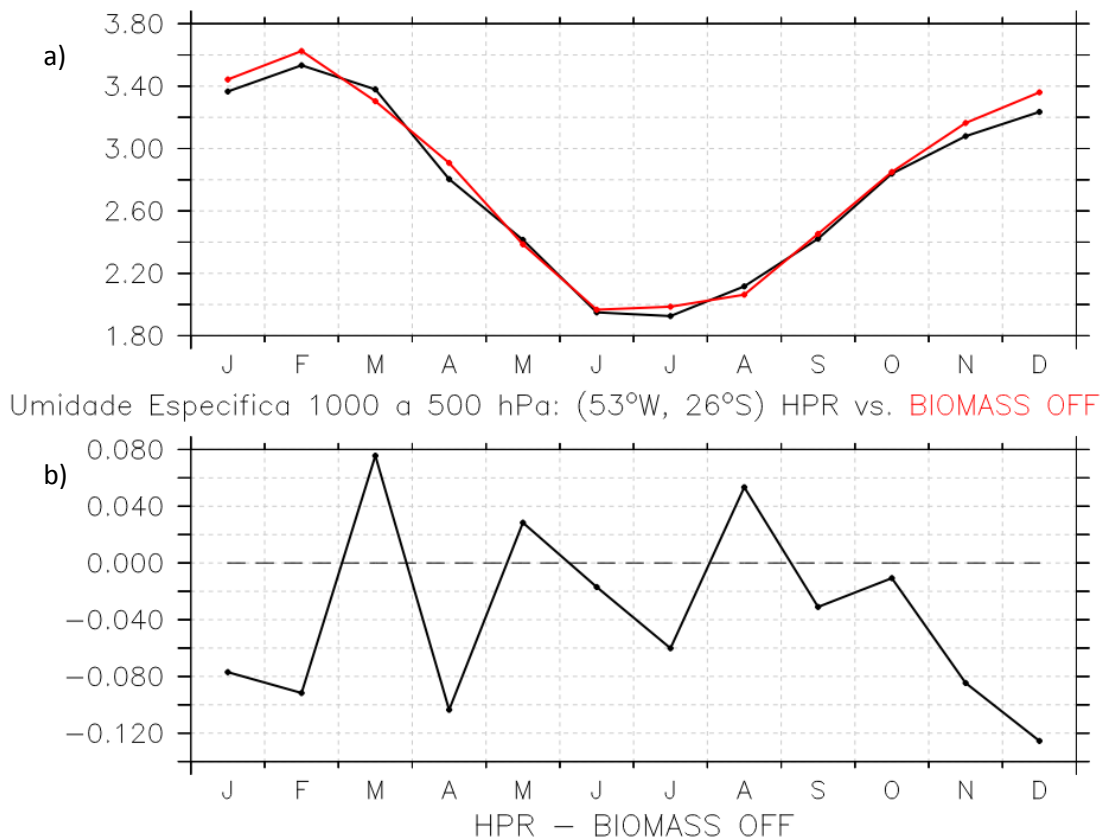


Figura 4.26: Mesmo que a Figura 4.21, porém para região de $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ centrada em 53°W e 26°S .

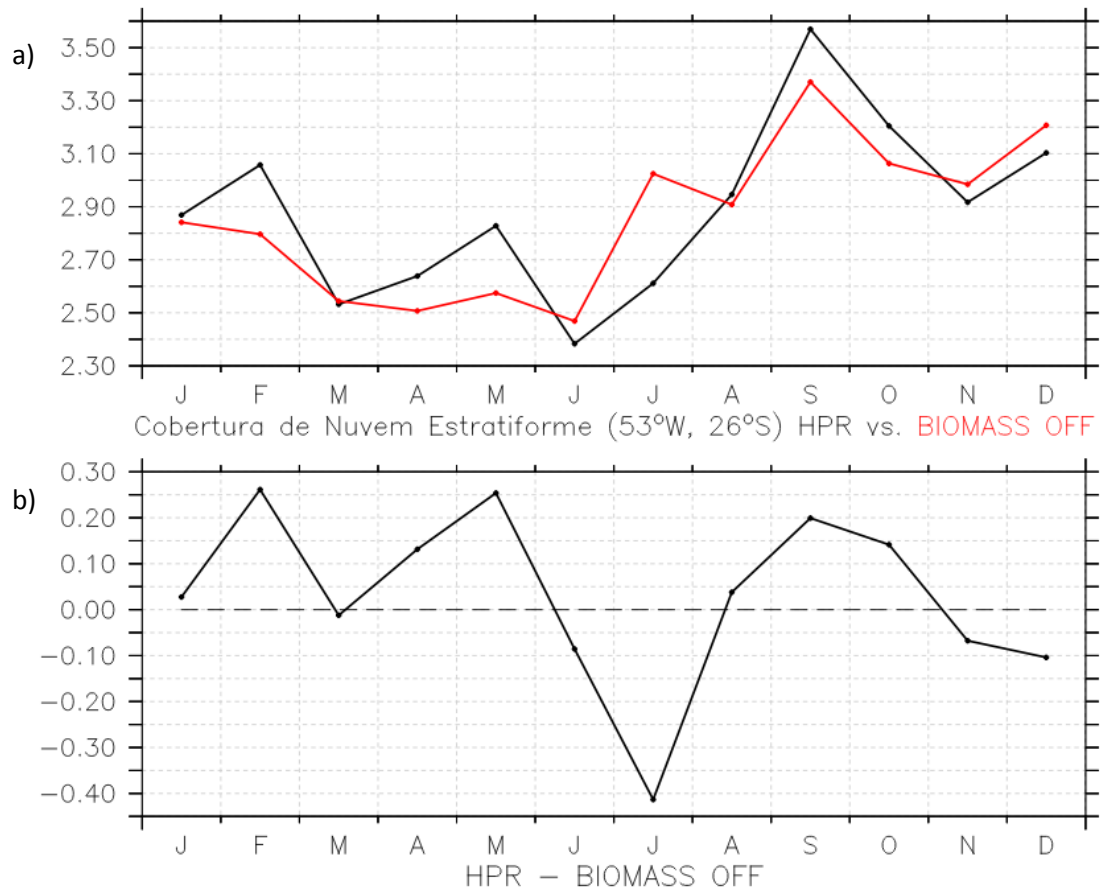


Figura 4.27: Fração de cobertura de nuvem estratiforme para região de 10°x10° centrada em 53°W e 26°S.

A Tabela 4.1 resume todos os valores apresentados nos gráficos de temperatura e variáveis do balanço de energia, para as duas regiões descritas.

Tabela 4.1: Diferenças entre os experimentos HPR e BIOMASS OFF apresentadas na Figura 4.19, Figura 4.20, Figura 4.24 e Figura 4.25, sendo Temp em °C, EOA adimensional e de as variáveis do balanço de energia em W/m².

Emissão	TEMP	EOA	BALANÇO	ROC	ROL	CS	CL
Jan	-0,3052	0,0336	0,1046	-1,05	-0,48	-0,371	-1,261
Fev	-0,3196	0,032	0,0065	-0,44	-0,711	-0,13	-1,027
Mar	-0,2699	0,0223	0,0227	-1,36	-0,334	-0,26	-1,453
Abr	-0,2003	0,0119	0,0449	-0,68	-0,285	-0,444	-0,569
Mai	-0,2088	0,0285	0,0242	-3,59	0,925	-0,543	-2,143
Jun	-0,1994	0,0726	0,1325	-2,97	0,031	-0,682	-2,39
Jul	-0,1543	0,1259	-0,117	-2,02	-1,417	-1,551	-1,768
Ago	-0,1765	0,4288	-0,0013	-15,96	1,526	-4,938	-9,493
Set	-0,3614	0,4065	0,1185	-10,95	-0,463	-3,373	-8,16
Out	-0,4041	0,1462	-0,0727	-5,95	0,132	-0,779	-4,965
Nov	-0,2926	0,0425	-0,0008	-2,16	-0,184	-1,779	-0,566
Dez	-0,2889	0,0287	-0,0664	-0,68	-0,563	-0,971	-0,207
53°W26°S	TEMP	EOA	BALANÇO	ROC	ROL	CS	CL
Jan	-0,33	0,0094	-0,1096	0,489	-1,057	0,211	-0,578
Fev	-0,45	0,0091	-0,4367	-2,788	-0,017	-0,373	-1,532
Mar	-0,02	0,0065	0,5211	-3,53	1,58	-0,474	-2,315
Abr	-0,29	0,0038	-0,344	1,683	-1,725	-0,213	1,086
Mai	-0,23	0,0073	-0,4557	-4,91	1,981	-0,927	-1,28
Jun	-0,1	0,018	0,5251	-0,238	-0,08	-0,195	-0,647
Jul	0,16	0,0301	0,3905	3,7	-2,291	-0,996	1,75
Ago	0,54	0,1085	0,1808	-1,795	0,235	-2,569	-0,043
Set	-0,02	0,1237	0,0792	-3,818	0,026	-0,896	-2,861
Out	-0,2	0,0569	-0,2242	-6,345	1,123	-0,344	-4,107
Nov	-0,4	0,0194	-0,2442	0,489	-0,891	-0,113	-0,027
Dez	-0,28	0,009	-0,3608	2,265	-1,533	0,821	0,608

4.3.2. HPR vs. HPR OFF.

Nesta seção será avaliado o impacto do esquema de levantamento (HPR) em relação ao experimento onde todos os aerossóis de queima de biomassa são liberados na superfície do modelo (HPR OFF). O intuito é verificar quais os impactos e as vantagens/desvantagens de se aplicar a parametrização de HPR (FREITAS et al. 2005; 2007; 2010) em modelos climáticos, uma vez que a parametrização foi avaliada para modelos de previsão de tempo e não em uma simulação climática.

Relembrando as características dos experimentos utilizados, o experimento HPR tem os aerossóis de queima de biomassa liberados da seguinte forma: 50% das emissões são liberadas em superfície para representar os processos de *smoldering* (fase de brasa) e 50% das emissões são liberados na atmosfera para representar o processo de *flame* (fase de combustão). A parametrização estima os níveis onde os aerossóis de queima de biomassa e gases produtos da combustão serão liberados, baseado nas características termodinâmicas do modelo global. Enquanto isso, no experimento HPR OFF, todos os aerossóis de queima de biomassa são liberados na superfície, e a parametrização de convecção do modelo os trata como “agentes passivos”, ou seja, são livres para serem advectados para cima pelo esquema de convecção do modelo.

A Figura 4.28 representa o perfil vertical dos dois experimentos para o mês de Agosto (que é o mês com a maior emissão) e mostra claramente a diferença no perfil vertical dos aerossóis de queima de biomassa entre os dois experimentos. Com os aerossóis de queima de biomassa liberados na superfície no experimento HPR OFF é evidente que este iria apresentar os maiores valores próximos à superfície, enquanto que a parametrização HPR apresenta maiores concentrações de aerossóis de queima de biomassa desde os 2000 aos 5000 m de altura devido à sua melhor representação dos processos de levantamento dos aerossóis liberados na queima da biomassa. A partir de 5000 m de altura praticamente não há mais diferença entre o tipo de levantamento de aerossóis. Na Figura 4.29 é mostrado um gráfico de Hovmoller com a diferença entre os dois experimentos por mês, mostrando que os aerossóis de queima de biomassa no HPR OFF alcançam alturas da ordem de 1000 m enquanto a camada de injeção no HPR chega aos 3500 m.

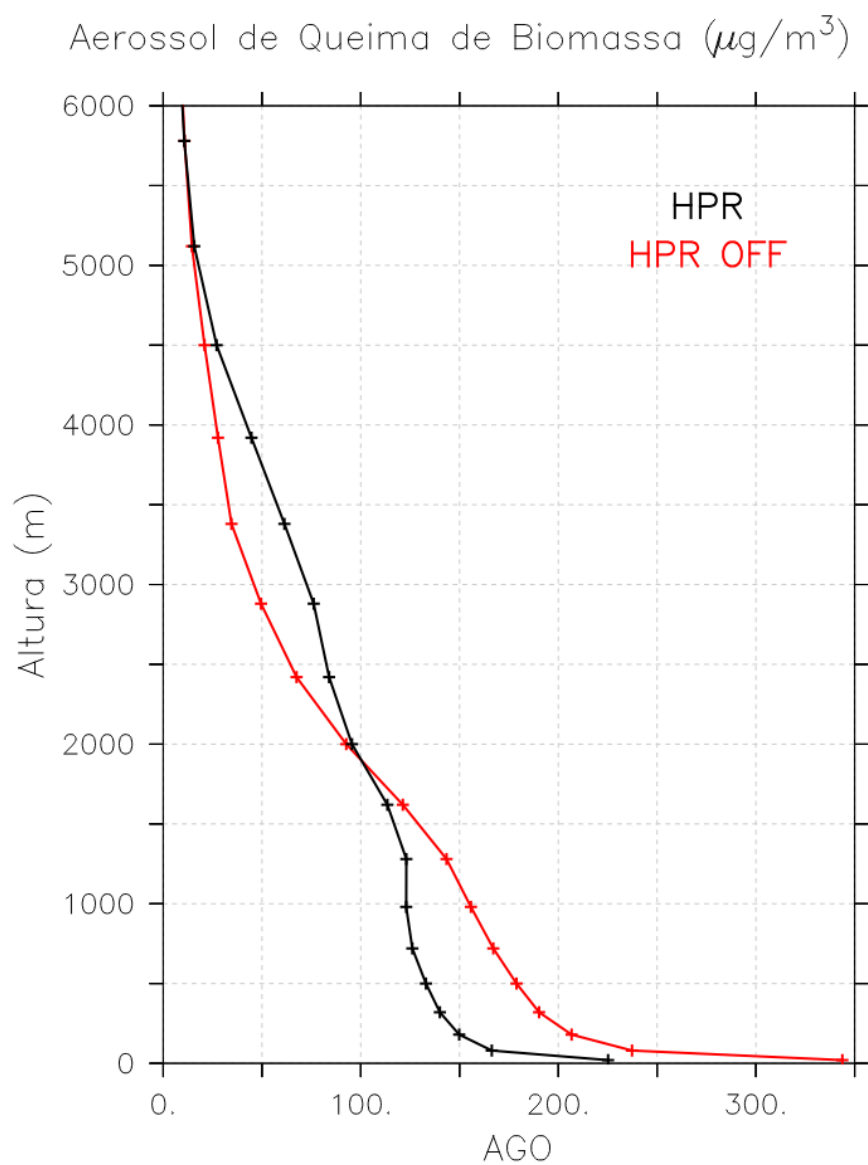


Figura 4.28: Perfil vertical da concentração de aerossóis de queima de biomassa na zona de emissão (média espacial para área com espessura ótica de biomassa maior que 0,25) para a climatologia do mês de Agosto para os experimentos HPR (preto) e HPR OFF (vermelho).

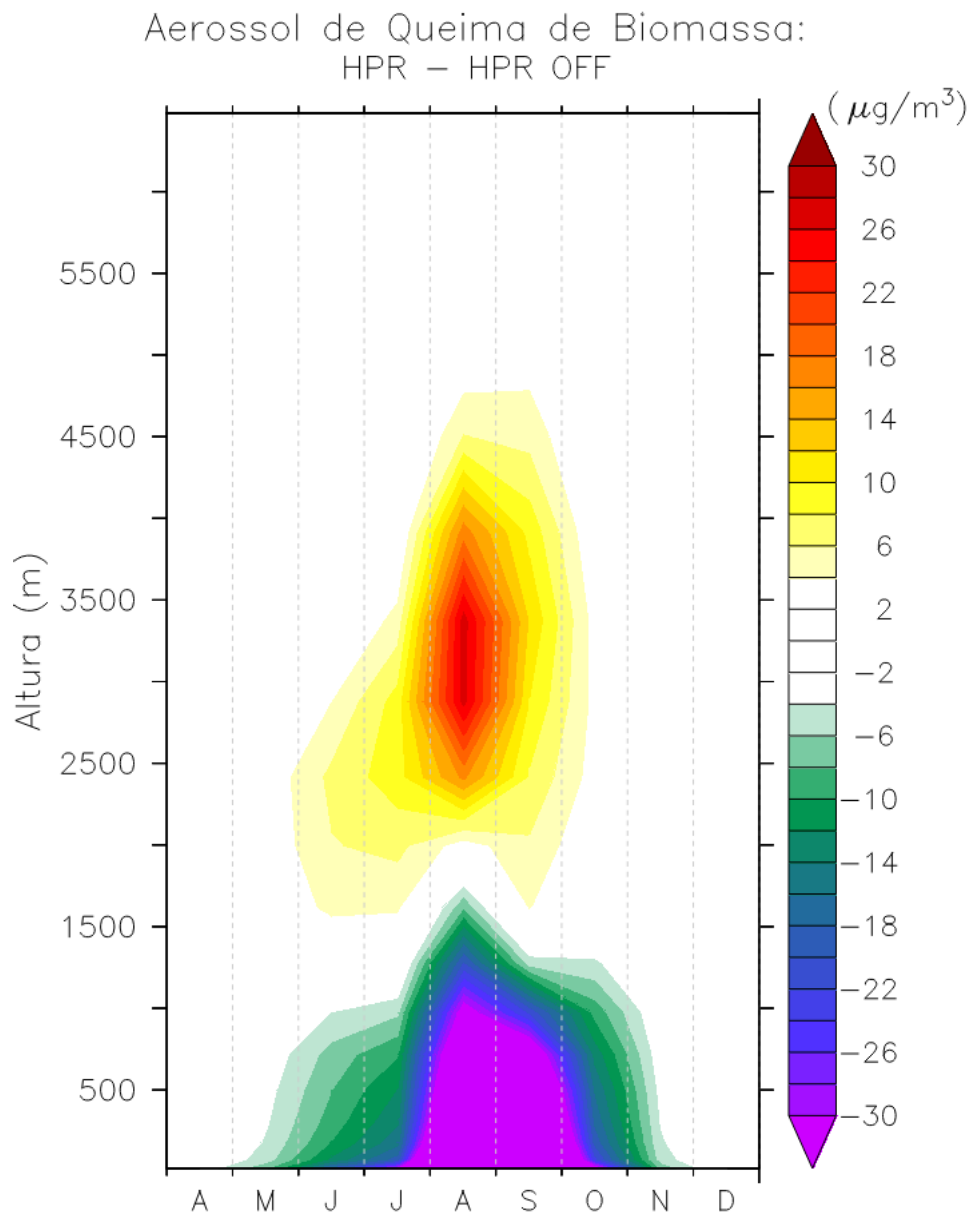


Figura 4.29: Diferença do perfil vertical dos aerossóis de queima de biomassa por mês entre os experimentos HPR e HPR OFF.

Com parte dos aerossóis de queima de biomassa do experimento HPR liberados na atmosfera em níveis mais altos, em torno de 700 hPa (em torno dos 3500 m), estes certamente serão advectados por ventos mais intensos. O padrão da circulação em 700 hPa transporta os aerossóis de queima de biomassa no experimento HPR para sul/sudeste ao contrário do caso HPR OFF que é mais influenciado pelos ventos de baixos níveis, sendo transportado majoritariamente

para o oeste da Amazônia. A Figura 4.30 mostra os padrões de circulação para duas alturas, 925 e 700 hPa, para Agosto e Setembro, onde fica evidente os ventos mais intensos sobre a Bolívia e o Paraguai em 700 hPa.

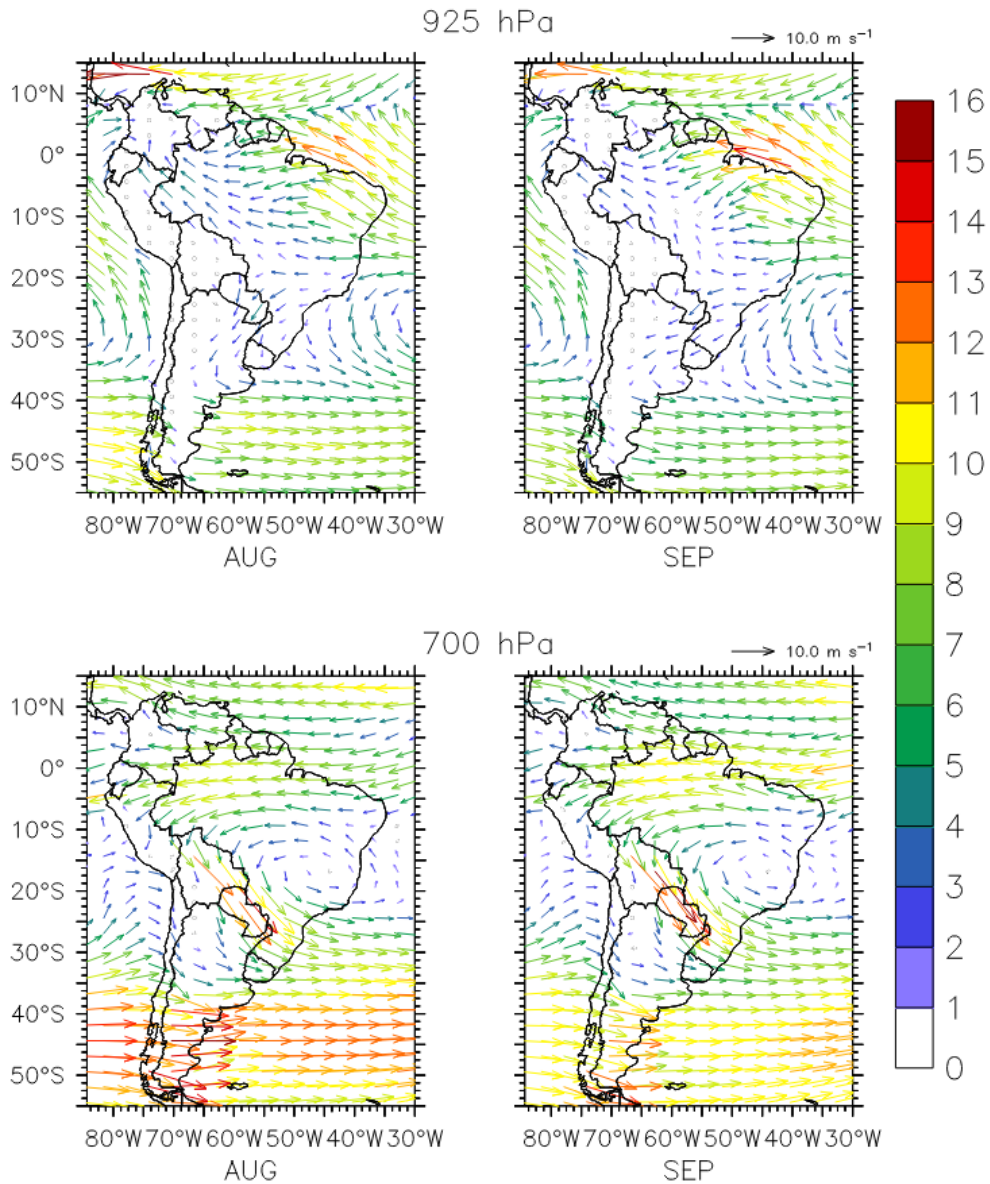


Figura 4.30: Padrões de circulação em 925 e 700 hPa para Agosto e Setembro para o experimento HPR.

A distribuição dos aerossóis de queima de biomassa será diferente entre os experimentos devido aos padrões de circulação e fica ainda mais evidente quando comparamos a espessura ótica de biomassa em 550 nm, como mostrado na Figura 4.31. No experimento HPR os aerossóis de queima de biomassa estão

localizados mais a sul/sudeste da região de emissão e se apresentam mais espalhados, devido a influência de ventos mais intensos, enquanto os aerossóis de queima de biomassa no HPR OFF se encontram mais concentrados e são transportados mais para oeste.

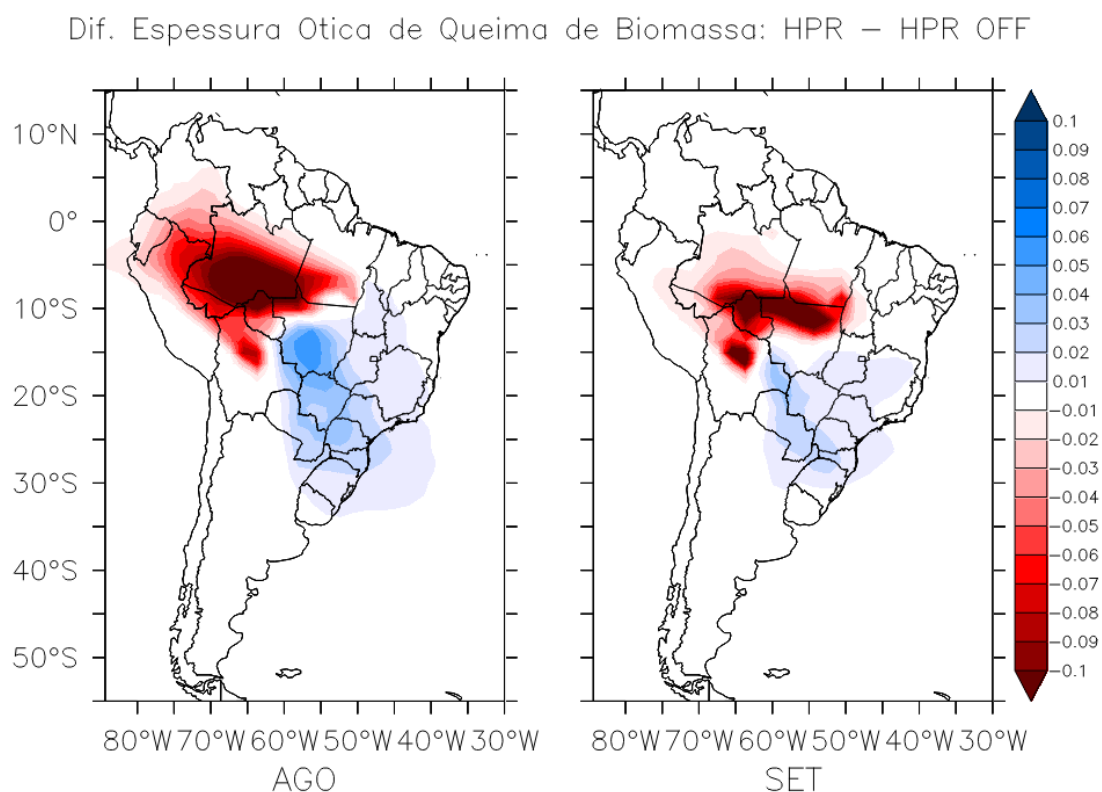


Figura 4.31: Diferença da espessura ótica entre os experimentos HPR e HPR OFF para a média dos meses de Agosto e Setembro.

Este padrão pode também ser observado em outras variáveis como, por exemplo, na diferença da deposição total (seca + úmida) mostrado na Figura 4.32.

Dif. do Fluxo de Deposicao: HPR – HPR OFF

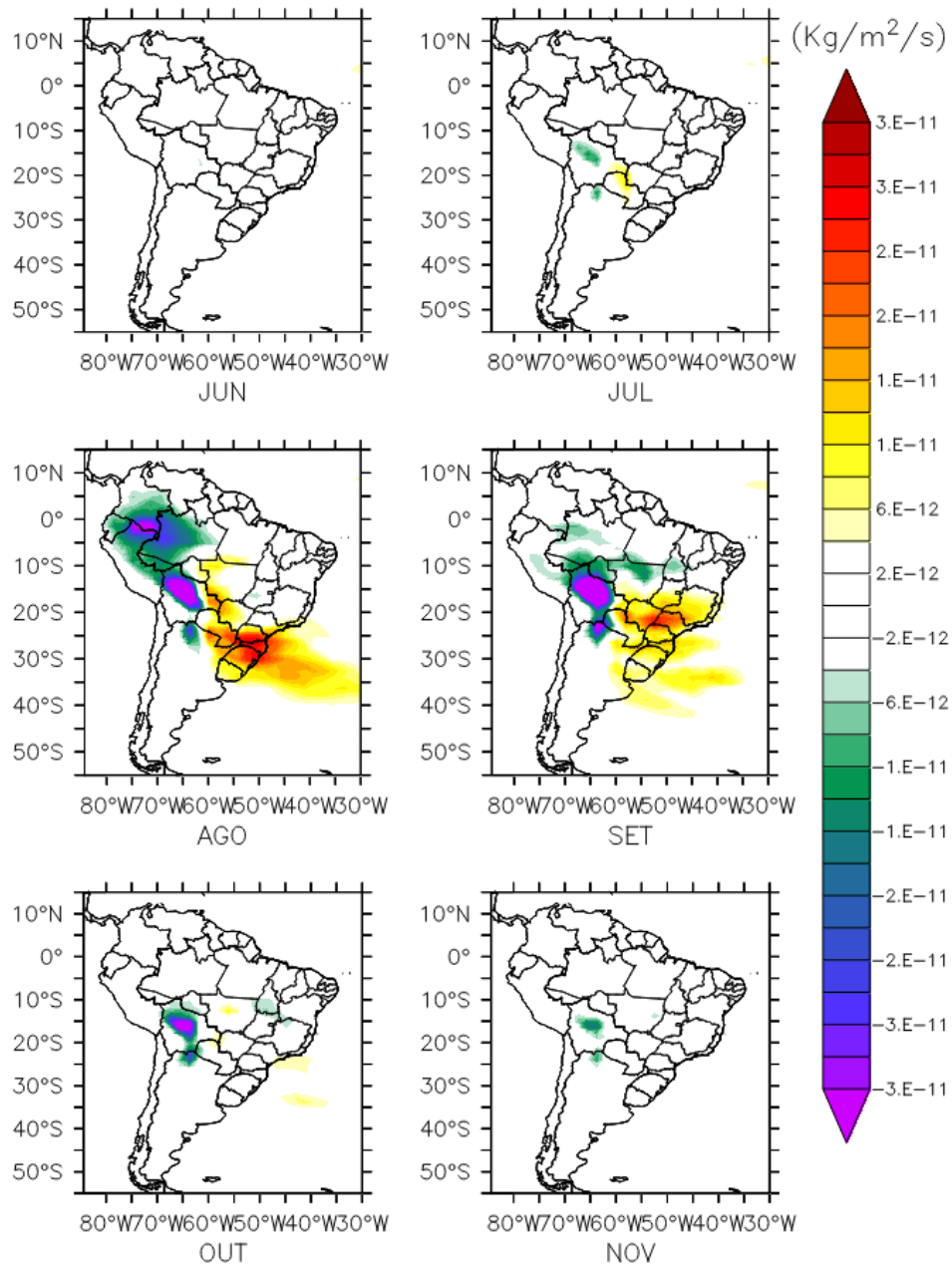


Figura 4.32: Diferença do fluxo de deposição total entre os experimentos HPR e HPR OFF para a climatologia dos meses de Junho a Novembro.

Para verificar os impactos da parametrização de HPR, analisando os padrões de temperatura da Figura 4.33, nota-se que em geral a temperatura do experimento HPR é menor do que o experimento HPR OFF principalmente nas regiões logo ao sul da região de emissão (leste da Bolívia e norte do Paraguai) nos meses de Agosto, Setembro e Outubro. Entretanto, o mês de Julho apresenta aquecimento

anômalo que se estende desde o norte Amazônia até o norte da Argentina e será avaliado em detalhes a seguir. Os aquecimentos que ocorrem na porção norte da Amazônia em Agosto e Setembro são devido a menor cobertura de nuvem e maior quantidade de radiação de onda curta.

Dif. de Temperatura: HPR – HPR OFF
 Esp. Ótica de Aerossóis de Queima de Biomassa (550 nm) HPR

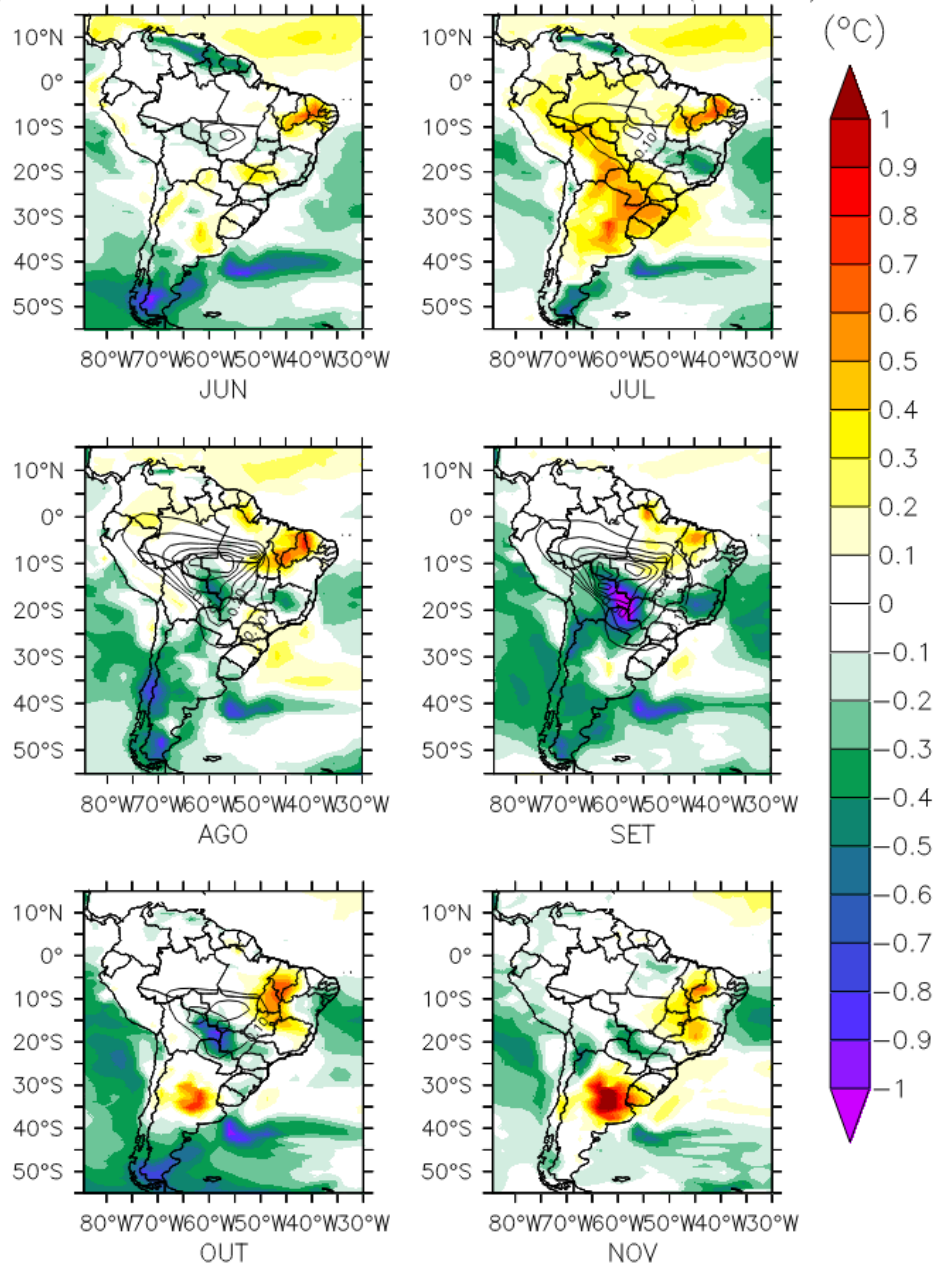


Figura 4.33: Diferença de temperatura em 1,5 m entre os experimentos HPR vs. HPR OFF e em contorno a espessura ótica (0,1 a 0,6) dos aerossóis de queima de biomassa no comprimento de onda de 550 nm para a climatologia dos meses de Junho a Novembro.

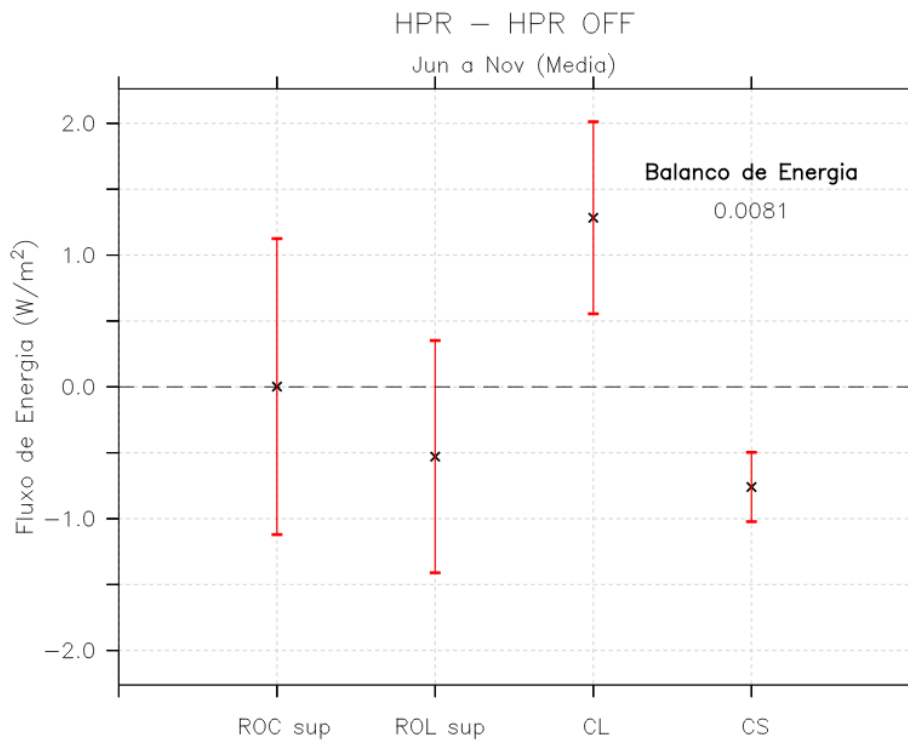
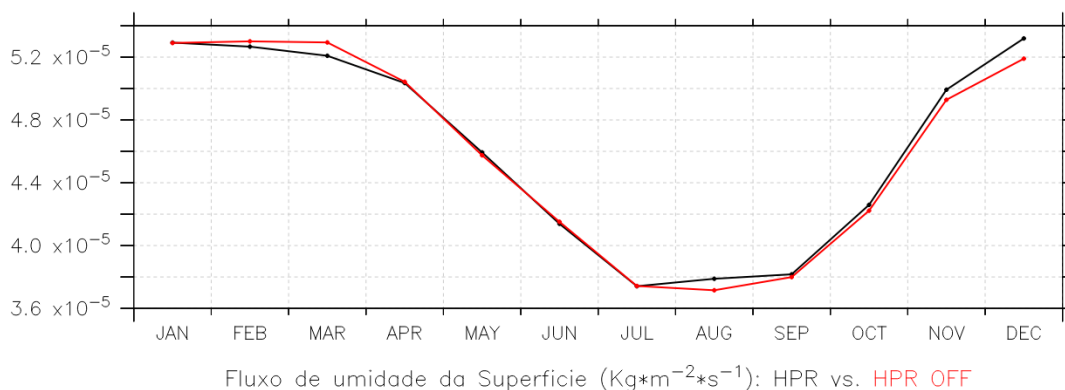


Figura 4.34: Diferença nos fluxos radiativos (ROC sup e ROL sup sendo o saldo de radiação de onda curta e longa em superfície; CL e CS sendo os fluxos de calor latente e sensível) os experimentos HPR vs. HPR OFF para a média durante todo o período de queimadas (Junho a Novembro), para a média da área com espessura ótica de biomassa maior que 0,25.

Analisando a média das variáveis do balanço de energia para todo o período de queimadas, de Junho a Novembro, o efeito geral é o aumento do desvio padrão com exceção apenas do calor sensível. Nota-se ainda o aumento do fluxo de calor latente em cerca de $1,28 W/m^2$ para todo o período de queimadas, de acordo com a Figura 4.34. Esta diferença no fluxo do calor latente se deve à estabilização da atmosfera na presença de aerossóis, que é mais intensa no caso HPR, pois os aerossóis são liberados em níveis mais altos na atmosfera. Em uma atmosfera mais estável, o fluxo de umidade da superfície é alterado, impactando no fluxo de calor latente, como mostrado na Figura 4.35. As consequências do aumento do fluxo de calor latente é a redução do fluxo de calor sensível (Figura 4.34) e resfriamento da superfície (Figura 4.36).

a)



b)

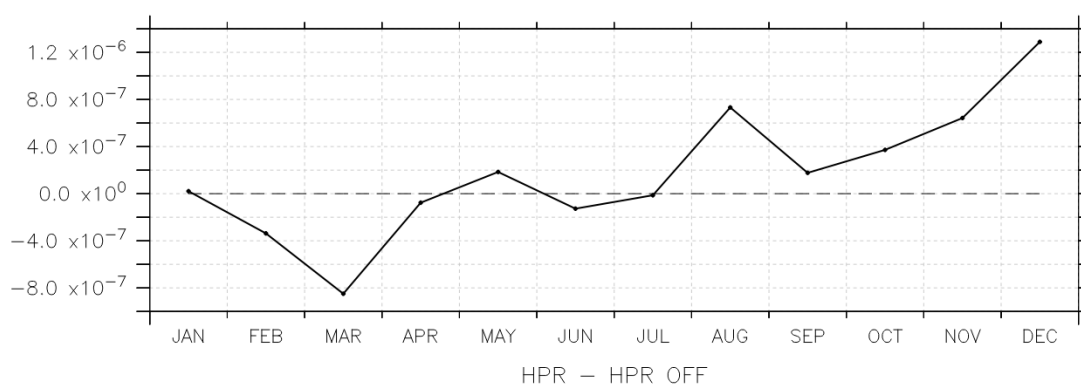


Figura 4.35: Fluxo de umidade do solo entre HPR e HPR OFF (HPR em preto e HPR OFF em vermelho), para a média da área com espessura ótica maior que 0,25.

Analisando a climatologia da temperatura a 1,5 m na Figura 4.36a, o que mais chama a atenção é o aquecimento diferenciado em Julho, como mencionado anteriormente. Além disso, fica evidente que o experimento HPR, devido ao seu transporte vertical fisicamente mais realista, consegue advectar mais facilmente os aerossóis de queima de biomassa para longe da região de emissões, ficando assim o experimento HPR OFF com maior quantidade de espessura ótica de biomassa nesta região (Figura 4.36b).

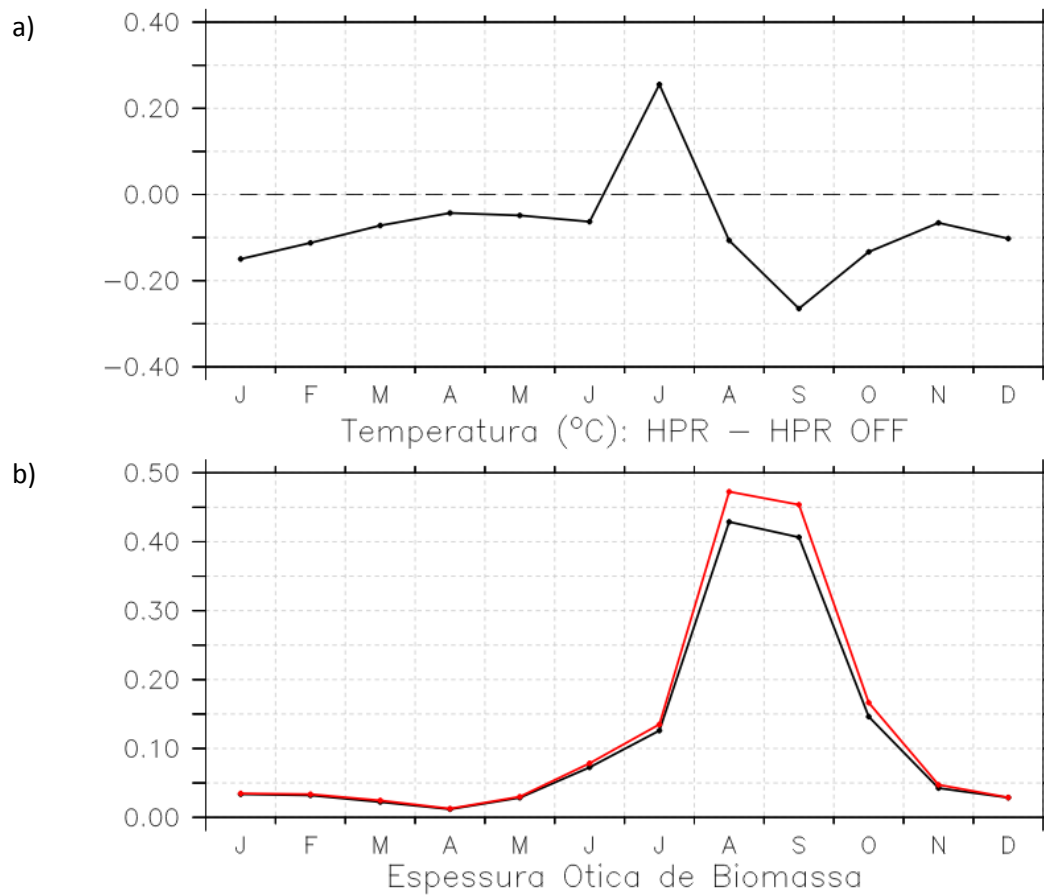


Figura 4.36: Diferença entre HPR e HPR OFF para a climatologia das variáveis: temperatura e espessura ótica dos aerossóis de queima de biomassa (HPR em preto e HPR OFF em vermelho), para a média da área com espessura ótica maior que 0,25.

No caso do aquecimento no mês de Julho, a diferença entre os experimentos chega até $0,25^{\circ}C$. Apesar deste mês ainda não apresentar valores tão altos de espessura ótica para os aerossóis de queima de biomassa (0,13), percebe-se pela Figura 4.37f que o aquecimento verificado corresponde à diferença positiva no balanço de energia ($0,24 W/m^2$). Para o saldo de radiação de onda curta (Figura 4.37g), não há praticamente diferença entre os experimentos ($0,11 W/m^2$), nem grandes diferenças na fração de cobertura de nuvem estratiforme, mostrada na Figura 4.38. No caso deste mês em especial, o fluxo de calor sensível ($-1,93 W/m^2$, que corresponde a $-10,64\%$, na Figura 4.37i) fez com que mais energia saísse da superfície e assim, resfriando-a em relação ao experimento HPR.

Para o mês de Agosto, a temperatura sofre uma queda, chegando a $-0,10^{\circ}\text{C}$ e a diferença no saldo de radiação de onda curta chega $-3,67 \text{ W/m}^2$ ($-2,11\%$) enquanto a diferença no saldo de radiação de onda longa apresenta valor máximo de $2,71 \text{ W/m}^2$ (Figura 4.37h) que corresponde a $5,02\%$, indicando um maior efeito estufa devido ao vapor d'água como pode-se verificar pela fração de cobertura de nuvem estratiforme (Figura 4.38).

Em Setembro, a temperatura apresenta ainda mais resfriamento ($-0,26^{\circ}\text{C}$), embora a diferença no saldo de radiação de onda curta seja positiva com valor de $0,63 \text{ W/m}^2$ ($0,33\%$). Esta maior quantidade de radiação solar se deve ao fato de o experimento HPR OFF ser menos eficiente em transportar os aerossóis de queima de biomassa para fora da região de fortes emissões, como mostrado no maior valor de espessura ótica da Figura 4.36b. Ou seja, os maiores valores de espessura ótica de biomassa implicam também em maior espalhamento e absorção da radiação e assim a atenuação será maior do que no experimento HPR. A diferença no saldo de radiação de onda longa é pequena ($0,49 \text{ W/m}^2$, $0,94\%$) indicando que há pouca influência da cobertura de nuvem neste mês e os aerossóis de queima de biomassa regulam o comportamento do saldo de radiação de onda curta conforme discutido. Para o fluxo de calor sensível, Setembro apresenta uma diferença de $0,15 \text{ W/m}^2$ ($0,51\%$) e também não tem impacto discernível. Para os fluxos de calor latente a diferença é de $0,93 \text{ W/m}^2$ que corresponde a $0,87\%$ e esta variável exerce pouca influência neste mês.

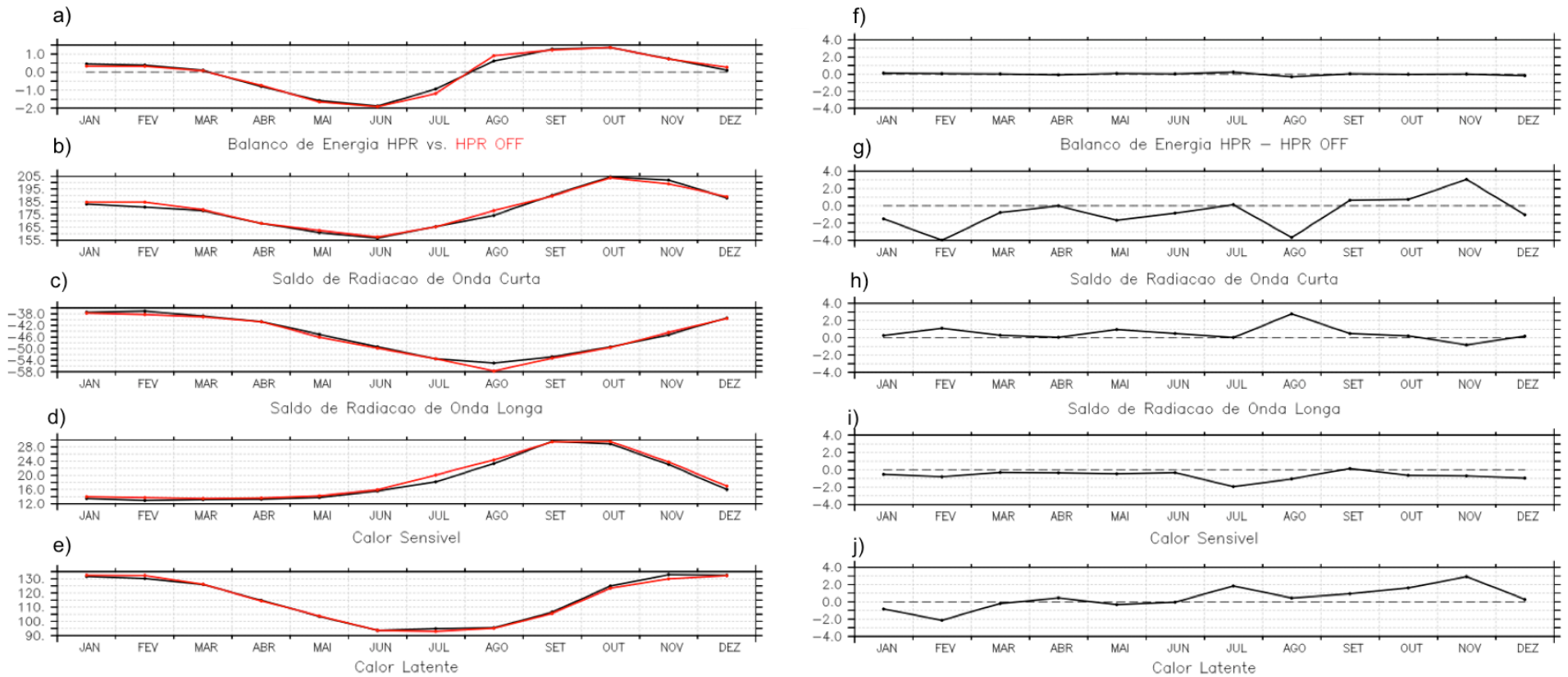


Figura 4.37: Balanço de energia na superfície e suas componentes: saldo de radiação de onda curta, saldo de onda longa, calor sensível e latente para a média da área com espessura ótica maior que 0,25. A primeira coluna mostra o padrão para os dois experimentos (HPR vs. HPR OFF) e a segunda coluna mostra suas respectivas diferenças.

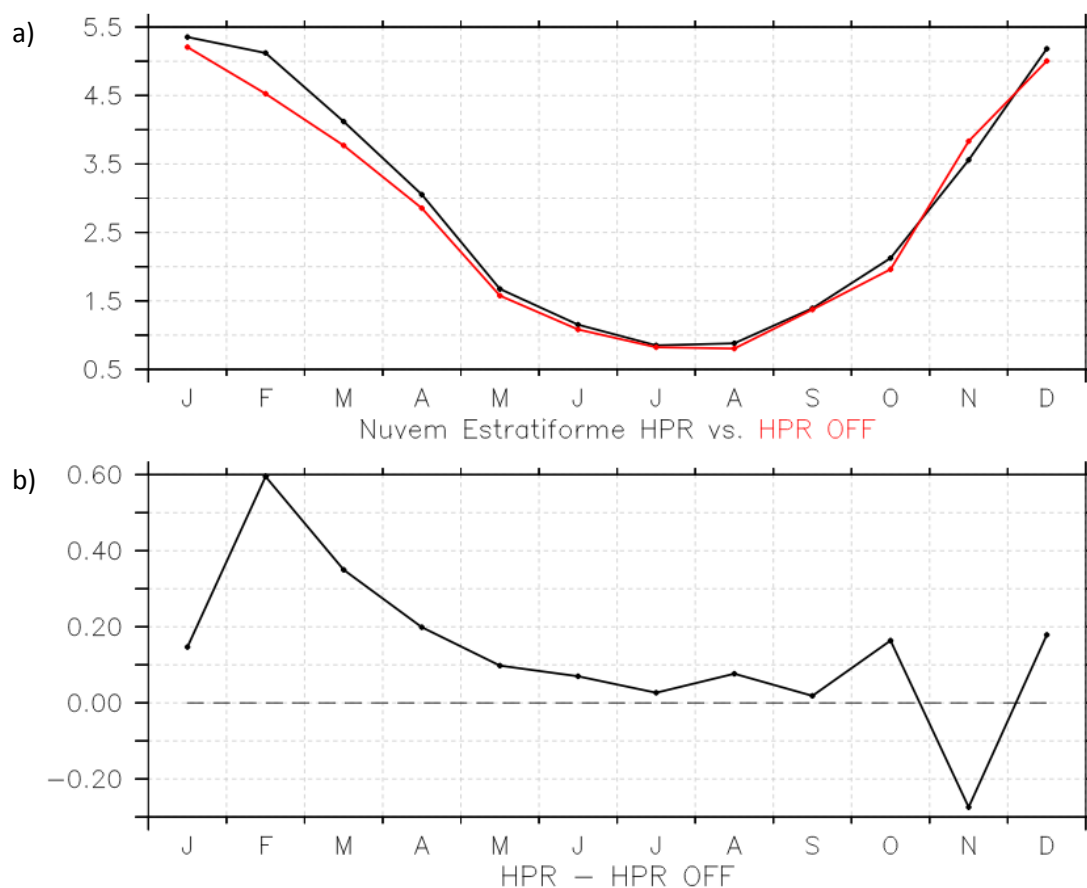


Figura 4.38: Fração de cobertura de nuvem estratiforme para a média da região com espessura ótica de biomassa maior que 0,25, para a comparação entre os experimentos HPR e HPR OFF.

A Tabela 4.2 resume os valores apresentados nos gráficos de temperatura e variáveis do balanço de energia, para a região de emissão.

Tabela 4.2: Valores das variáveis apresentadas nas Figuras 4.36 e 4.37, sendo Temp em °C, EOA adimensional do experimento HPR OFF e de as variáveis do balanço de energia em W/m².

Emissão	TEMP	EOA	BALANÇO	ROC	ROL	CS	CL
Jan	-0,1498	0,0336	0,1242	-1,518	0,262	-0,536	-0,844
Fev	-0,1124	0,032	0,0685	-3,989	1,118	-0,814	-2,125
Mar	-0,0721	0,0223	0,0302	-0,764	0,289	-0,314	-0,192
Abr	-0,043	0,0119	-0,0668	-0,014	0,046	-0,362	0,461
Mai	-0,0487	0,0285	0,0808	-1,683	0,972	-0,474	-0,318
Jun	-0,0632	0,0726	0,0377	-0,837	0,497	-0,343	-0,034
Jul	0,2553	0,1259	0,244	0,114	0,028	-1,933	1,831
Ago	-0,1067	0,4288	-0,297	-3,672	2,761	-1,057	0,442
Set	-0,2648	0,4065	0,0497	0,633	0,496	0,15	0,93
Out	-0,1333	0,1462	-0,006	0,731	0,215	-0,655	1,606
Nov	-0,0658	0,0425	0,02	3,043	-0,82	-0,721	2,924
Dez	-0,1024	0,0287	-0,1662	-1,033	0,184	-0,966	0,283

Vale ressaltar, como mencionado, que no experimento HPR OFF o transporte dos aerossóis de queima de biomassa para as regiões sul/sudeste da região de emissões é ineficiente e que o resfriamento nas regiões da Bolívia e Paraguai similar ao da Figura 4.12 quando comparou-se HPR e BIOMASS OFF. Isto sugere que liberar os aerossóis de queima de biomassa na superfície do modelo ou simplesmente não representar este tipo de aerossol levaria a um resultado similar para estas regiões específicas, uma vez que os aerossóis liberados em superfície não iriam atingir a altura necessária para serem advectados para sul/sudeste, mostrando a importância da parametrização de HPR em simulações climáticas.

5. CONCLUSÕES

As queimadas na região Amazônica ocorrem sazonalmente, durante o período de transição entre a estação seca e a estação chuvosa desta região que abrange de Junho a Novembro, emitindo todo ano grandes quantidades de aerossóis, da ordem de $6 Tg/ano$ segundo Boucher et al. (2013), provenientes da queima da biomassa. Num contexto global, a América do Sul fica em segundo lugar como a região de maior emissão de queimadas, perdendo apenas para o continente Africano, por este motivo o estudo dos impactos que os aerossóis de queima de biomassa causam no clima do continente Sul Americano é importante.

Para realizar os estudos sobre os impactos dos aerossóis de queima de biomassa na climatologia da América do Sul foi utilizado o modelo global do sistema terrestre HadGEM2-ES do *UK Met Office-Hadley Center*, com simulações que datam desde de 1979 a 2005, contendo as mesmas configurações sugeridas pelo CMIP5. Este modelo contém os vários componentes do sistema climático, incluindo a química atmosférica. A este modelo foi acrescentado um esquema de levantamento de plumas de queimadas desenvolvido por Freitas et al, 2005; 2007; 2010; onde é estimada a camada de injeção dos aerossóis de queima de biomassa, com base nas propriedades termodinâmicas do modelo global.

Foram feitos vários experimentos a fim de verificar qual o impacto dos aerossóis de queima de biomassa nas variáveis de temperatura e balanço radiativo e segundo para verificar qual a importância de se considerar num modelo de sistema terrestre o levantamento de plumas de queimadas. As análises foram feitas sobre duas áreas: área que apresenta espessura ótica de aerossóis de queima de biomassa maior que 0,25 (segundo os trabalhos de Koren et al., 2008 e Davidi et al., 2009), com o intuito de representar a região que apresenta a maior quantidade de emissões de aerossóis de queima de biomassa e para uma caixa

de $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ centrada nas coordenadas de 53°W e 26°S para representar os efeitos dos aerossóis de queima de biomassa quando estes são transportados a favor do vento.

As questões abordadas neste trabalho foram:

1. Qual é o impacto dos aerossóis de queima de biomassa na climatologia de temperatura na América do Sul?

Para investigar os efeitos dos aerossóis de queima de biomassa sobre o clima, os resultados do experimento HPR, no qual os aerossóis de queima de biomassa e seus efeitos estão presentes, foram comparados aos do experimento BIOMASS OFF, no qual os efeitos dos aerossóis de queima de biomassa estão desligados, ou seja, estes aerossóis não interagem com as parametrizações de radiação e microfísica. O principal resultado obtido nesta comparação foi o resfriamento da superfície em até 1°C , coincidindo com maior espessura ótica dos aerossóis de queima de biomassa. O motivo para o resfriamento é o bloqueio da radiação de onda curta devido aos processos de absorção e espalhamento da radiação solar, que diminui o saldo de radiação de onda curta ($-6,68 \text{ W}/\text{m}^2$), e conseqüentemente também há a diminuição dos fluxos turbulentos, sendo a maior diminuição no fluxo de calor latente ($-4,55 \text{ W}/\text{m}^2$).

2. Qual é o impacto nas variáveis do balanço de energia devido à presença dos aerossóis de queimadas?

A análise do balanço radiativo, ainda na comparação entre os experimentos HPR e BIOMASS OFF, mostra que durante o período de queimadas há a redução do saldo de radiação de onda curta, com valores máximos em Agosto de $-15,96 \text{ W}/\text{m}^2$, que impacta diretamente na redução dos fluxos de calor sensível e latente em $-4,93 \text{ W}/\text{m}^2$ e $-9,49 \text{ W}/\text{m}^2$, respectivamente. O maior impacto no calor latente devido à presença de aerossóis de queima de biomassa se dá pela estabilização da atmosfera que inibe o fluxo de umidade da superfície alterando, assim, o fluxo de calor latente.

A fim de quantificar os efeitos radiativos (direto e indireto), foram realizados dois experimentos, similares ao HPR, onde cada um destes efeitos radiativos foi desligado. Na presença dos aerossóis de queima de biomassa o efeito direto exerce a maior influência do que o efeito indireto ($16,11 W/m^2$ e $5,46 W/m^2$, respectivamente), mas deve-se ressaltar que os aerossóis de queima de biomassa funcionam como núcleos de condensação apenas na parametrização de precipitação de larga escala e que para a parametrização convectiva este tipo de aerossol é tratado como “traço”, ou seja, é apenas advectado pela convecção. Com os aerossóis funcionando também como núcleos de condensação na parametrização convectiva o efeito indireto poderia ser maior.

3. Qual é o impacto dos aerossóis de queima de biomassa transportados pelo vento para regiões distantes das emissões?

Verificou-se, para a região a favor do vento, representada pela caixa de $10^\circ \times 10^\circ$ centrada nas coordenadas $53^\circ W$ e $26^\circ S$, a diminuição na concentração dos aerossóis (cerca de quatro vezes menos no mês de Agosto) e isso faz com que os impactos dos aerossóis de queima de biomassa passem a ser secundários. Para a região mais ao sul, outras variáveis como a fração de cobertura de nuvem estratiforme, explicam melhor os padrões de balanço de energia e o saldo de radiação de onda curta do que o efeito direto causado pelos aerossóis de queima de biomassa.

4. Qual a importância da representação dos processos físicos do levantamento de plumas de queimadas (parametrização de *Hot Plume Rise*) e quais as suas implicações na distribuição dos aerossóis sobre o continente?

Esta análise é em relação ao esquema de levantamento em si, ou seja, o experimento HPR, que estima o nível de injeção dos aerossóis de queima de biomassa, foi comparado com a situação onde todos os aerossóis de queima de biomassa foram liberados na superfície (HPR OFF) e advectados para níveis mais altos pela convecção do modelo. Com os aerossóis de queima de biomassa sendo liberados em altitudes mais elevadas, estes estão sujeitos a ventos mais

intensos e assim o transporte é diferenciado em comparação com o caso HPR OFF. No caso HPR os aerossóis são advectados mais em direção sul/sudeste seguindo os padrões de circulação de níveis médios, onde o vento é defletido pela cordilheira dos Andes, enquanto no caso HPR OFF os aerossóis são transportados por ventos de mais baixos níveis com o maior deslocamento em direção ao oeste da Amazônia. Essa diferença no transporte dos aerossóis é verificada também na diferença do fluxo de deposição.

Na comparação das variáveis do balanço de energia percebe-se que agora o experimento HPR apresenta saldo positivo de radiação de onda curta ao longo de todo o período de queimadas, porém essa diferença sendo muito inferior em relação à comparação do experimento BIOMASS OFF. Com o experimento HPR sendo mais eficiente em transportar os aerossóis de queima de biomassa verticalmente, e conseqüentemente para regiões mais distantes da zona de emissões, os aerossóis de queima de biomassa do experimento HPR OFF demoram mais para serem transportados impactando no saldo de radiação de onda curta e espessura ótica. Para as diferenças de temperatura, ainda verifica-se resfriamento nos meses de maior intensidade de queimadas (Agosto e Setembro) com diferenças de temperatura da ordem de $-0,10^{\circ}\text{C}$ e $-0,26^{\circ}\text{C}$ respectivamente. Deve-se ainda, levar em consideração o fato que os padrões de temperatura são similares na comparação HPR – BIOMASS OFF e HPR – HPR OFF, principalmente para o mês de Setembro, sugerindo que liberar os aerossóis na superfície do modelo ou simplesmente não representar estes aerossóis levou a resultados similares em certas regiões.

As queimadas na região Amazônica são sazonais e têm na maioria dos casos a contribuição antropogênica para “limpeza” da área para pastos e plantações. É imperativo que haja a conscientização da população para reduzir ao máximo as queimadas e o desmatamento na América do Sul para se reduzir a quantidade de poluentes emitidos para a atmosfera e assim reduzir os impactos do aquecimento global, sem falar na perda da biodiversidade e outros impactos nos biomas da Amazônia e do cerrado.

Concluindo, o presente trabalho visa enfatizar a importância da representação dos aerossóis de queima de biomassa em simulações climáticas do sistema terrestre, pois seus impactos na climatologia da temperatura e nas variáveis do balanço de energia não podem ser negligenciados. É importante considerar também a representação do levantamento de plumas de queimadas, pois com esta parametrização o transporte dos aerossóis de queima de biomassa sobre a América do Sul foi representado de forma mais realista, seguindo uma representação física mais precisa do que a simples distribuição homogênea ao longo da camada limite atmosférica.

6. TRABALHOS FUTUROS

Para aprimorar constantemente os resultados do presente trabalho, algumas sugestões de trabalhos futuros são:

1. Avaliar os impactos dos aerossóis de queima de biomassa também no regime de chuva da região Amazônica também é importante para verificar se a presença dos aerossóis inibe ou intensifica a quantidade de chuvas durante o período de uma estação chuvosa ou na climatologia das chuvas assim como na duração da estação seca. Porém, como mencionado, o efeito dos aerossóis de queima de biomassa como núcleo de condensação ainda não está presente na parametrização de chuva convectiva, que o tipo mais comum de precipitação na região Amazônica. Esta implementação é crucial para que este tipo de avaliação seja possível.
2. Outro ponto que merece destaque é em relação à remoção da vegetação para a área que está emitindo os aerossóis de queima de biomassa. No presente trabalho, não houve alteração da superfície devido às emissões de aerossóis de queima de biomassa, ou seja, não havia fogo presente. A inclusão de uma nova parametrização representando os efeitos do fogo em desenvolvimento no INPE com remoção da vegetação alteraria consideravelmente os fluxos de calor sensível e latente, os fluxos de umidade solo/atmosfera, etc., nas regiões de emissões.
3. Vários estudos na literatura abordam os aerossóis de queima de biomassa do ponto de vista radiativo estimando a forçante radiativa, perturbação no fluxo de radiação solar etc., e o cálculo dessas variáveis seria importante para intercomparação dos resultados obtidos em outros trabalhos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABEL S.J. et al. Evolution of biomass burning aerosol properties from an agricultural fire in southern Africa. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 15, p. 1783, 2003. doi: 10.1029/2003GL017342

ABEL, S. J. et al. The direct radiative effect of biomass burning aerosols over southern Africa. **Atmospheric Chemistry and Physics**, p. 1999–2018, 2005. doi: 10.5194/acpd-5-1165-2005

ACKERMAN, A. S. et al. Reduction of Tropical Cloudiness by Soot. **Science**, v. 288, n. 5468, p. 1042–1047, 2000. doi: 10.1126/science.288.5468.1042

ANDREAE, M. O. et al. Carbon monoxide and related trace gases and aerosols over the Amazon Basin during the wet and dry seasons. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 13, p. 6041–6065, 2012. doi: 10.5194/acp-12-6041-2012

ANDREAE, M. O. et al. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science** (New York, N.Y.), v. 303, n. 5662, p. 1337–42, 2004. doi: 10.1126/science.1092779

ANDREAE, M. O.; JONES, C. D.; COX, P. M. Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. **Nature**, v. 435, n. 7046, p. 1187–90, 30 jun. 2005. doi: 10.1038/nature03671

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. doi: 10.1016/j.earscirev.2008.03.001

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, p. 185–196, jun. 2005. doi: 10.1590/S0044-59672005000200008

ARTAXO, P. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8081, 2002. doi: 10.1029/2001JD000666

ARTAXO, Paulo et al. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1-22, 2006.

BASTABLE, H. et al. Observations of climate, albedo, and surface radiation over cleared and undisturbed amazonian forest. **International Journal of Climatology**, v. 13, p. 783–796, 1993. doi: 10.1002/joc.3370130706

BELLOUIN, N. et al. Aerosol forcing in the Climate Model Intercomparison Project (CMIP5) simulations by HadGEM2-ES and the role of ammonium nitrate. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. D20, p. 1–25, 2011. doi: 10.1029/2011JD016074

BELLOUIN, N. et al. Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements. **Nature**, v. 438, n. 7071, p. 1138–41, 2005. doi: 10.1038/nature04348

BELLOUIN, N., O. BOUCHER, J. HAYWOOD, C. JOHNSON, A. JONES, J. RAE, AND S. WOODWARD.), Improved representation of aerosols for HadGEM2 **Hadley Center Technical Note 73**. 43 p. Met Office Hadley Center, 2007.

BERGSTROM, R. W. et al. Estimates of the Spectral Aerosol Single Scattering Albedo and Aerosol Radiative Effects during SAFARI 2000. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 2002, p. 1–11, 2003. doi: 10.1029/2002JD002435

BOUCHER, O. et al. Clouds and Aerosols: In Climate Change 2013: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA**, 2013.

CHALMERS, N. et al. Aerosol contribution to the rapid warming of near-term climate under RCP 2.6. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 18, 2012. doi: 10.1029/2012GL052848

CHAND, D. et al. Satellite-derived direct radiative effect of aerosols dependent on cloud cover. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 3, p. 181-184, 2009. doi:10.1038/ngeo437

CHARLSON, R. J. et al. Anthropogenic Aerosols Anthropogenic Perturbation of Tropospheric. **Science**, v. 255, n. January, p. 423– 430, 1992. doi: 10.1126/science.255.5043.423

CHIN, M. et al. Light absorption by pollution, dust, and biomass burning aerosols: a global model study and evaluation with AERONET measurements. **Annales Geophysicae**, v. 27, n. 9, p. 3439–3464, 2 set. 2009. doi: 10.5194/angeo-27-3439-2009

CHOU, Ming-Dah; SUAREZ, Max J. An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models. **NASA Tech. Memo**, v. 104606, n. 3, p. 85, 1994.

CHRISTOPHER, S.; WANG, M. The 1985 biomass burning season in South America: satellite remote sensing of fires, smoke, and regional radiative energy budgets. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, 1998. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<0661:TBBSIS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0661:TBBSIS>2.0.CO;2)

CHUNG, C. E. et al. Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D24, p. D24207, 2005. doi: 10.1029/2005JD006356

CHYLEK, Petr; WONG, J. Effect of absorbing aerosols on global radiation budget. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 8, p. 929-931, 1995.

COLLINS, W. et al. **Evaluation of the HadGEM2 model**. Hadley Centre Technical Note, v. 74. 47 p. 2008 Disponível em: http://www.metoffice.gov.uk/media/pdf/8/7/HCTN_74.pdf. Acessado em 18 out 2011.

COLLINS, W. J. et al. Development and evaluation of an Earth-system model – HadGEM2. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 4, n. 2, p. 997–1062, 2011. doi: 10.5194/gmdd-4-997-2011

DAVISON, P. S. et al. Estimating the direct radiative forcing due to haze from the 1997 forest fires in Indonesia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 109, n. D10, p. 1–12, 2004. doi: 10.1029/2003JD004264

DUBOVIK, O. et al. Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p. 590–608, 2002. doi: 10.1175/1520-0469(2002)059<0590:VOAAOP>2.0.CO;2

ECK, T. F. High aerosol optical depth biomass burning events: A comparison of optical properties for different source regions. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 20, p. 2035, 2003. doi: 10.1029/2003GL017861

FORSTER, Piers et al. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Chapter 2. In: **Climate Change 2007. The Physical Science Basis**. 2007.

FREITAS, S. R. et al. Technical Note: Sensitivity of 1-D smoke plume rise models to the inclusion of environmental wind drag. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 2, p. 585–594, 2010. doi: 10.5194/acp-10-585-2010

FREITAS, S. R. et al. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 8, p. 2843–2861, 28 abr. 2009. doi: 10.5194/acp-9-2843-2009

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; ANDREAE, M. O. Impact of including the plume rise of vegetation fires in numerical simulations of associated

atmospheric pollutants. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 17, p. 0–4, 2006. doi: 10.1029/2006GL026608

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; RODRIGUES, L. F. Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 188–207, 2009.

FRENEY, E. J.; ADACHI, K.; BUSECK, P. R. Internally mixed atmospheric aerosol particles: Hygroscopic growth and light scattering. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. 19, p. 1–8, 2010. doi: 10.1029/2009JD013558

FUZZI, S. et al. Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondônia, Brazil, from the biomass-burning period to the onset of the wet season. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. D1, p. D01201, 2007. doi: 10.1029/2005JD006741

GRANIER, C. et al. Evolution of anthropogenic and biomass burning emissions of air pollutants at global and regional scales during the 1980–2010 period. **Climatic Change**, v. 109, n. 1-2, p. 163–190, 2011. doi:10.1007/s10584-011-0154-1

GRELL, G. et al. Inclusion of biomass burning in WRF-Chem: impact of wildfires on weather forecasts. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 11, p. 5289–5303, 2011. doi:10.5194/acp-11-5289-2011

GUAN, H. et al. Modeling the effect of plume-rise on the transport of carbon monoxide over Africa and its exports with NCAR CAM. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 7, n. 6, p. 18145–18177, 2007. doi: 10.5194/acpd-7-18145-2007

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R. Radiative forcing and climate response. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres** (1984–2012), v. 102, n. D6, p. 6831–6864, 1997.

HAYWOOD, J. M.; SHINE, K. P. The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 5, p. 603–606, 1995.

HAYWOOD, Jim M. et al. The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres** (1984–2012), v. 108, n. D13, 2003. doi:10.1029/2002JD002226.

HOLBEN, B. N. et al. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote sensing of environment**, v. 66, n. 1, p. 1–16, 1998. doi:10.1016/s0034-4257(98)00031-5

HOLBEN, B. N. et al. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres** (1984–2012), v. 106, n. D11, p. 12067-12097, 2001.

HSU, N. Christina; HERMAN, Jay R.; TSAY, Si-Chee. Radiative impacts from biomass burning in the presence of clouds during boreal spring in southeast Asia. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 5, 2003. doi:10.1029/2002GL016485.

ICHOKU, Charles et al. MODIS observation of aerosols and estimation of aerosol radiative forcing over southern Africa during SAFARI 2000. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres** (1984–2012), v. 108, n. D13, 2003. doi:10.1029/2002JD002366

JACOB, D. J. et al. The Arctic Research of the Composition of the Troposphere from Aircraft and Satellites (ARCTAS) mission: design, execution, and first results. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 11, p. 5191–5212, 14 jun. 2010. doi:10.5194/acp-10-5191-2010

JACOBSON, Mark Z. Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. **Nature**, v. 409, n. 6821, p. 695-697, 2001. doi:10.1038/35055518

JONES, C. D. et al. The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 543–570, 2011. doi:10.5194/gmd-4-543-2011

KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; BOUCHER, O. A satellite view of aerosols in the climate system. **Nature**, v. 419, n. 6903, p. 215–23, 12 set. 2002. doi: 10.1038/nature01091

KEIL, Andreas; HAYWOOD, Jim 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** (1984–2012), v. 108, n. D13, 2003. doi:10.1029/2002JD002315.

KIEHL, J. T.; TRENBERTH, K. E. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 2, p. 197–208, 1997. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2

KINNE, Stefan et al. An AeroCom initial assessment—optical properties in aerosol component modules of global models. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 5, n. 5, p. 8285-8330, 2005.

KLEIDMAN, Richard G. et al. Evaluation and wind speed dependence of MODIS aerosol retrievals over open ocean. **Geoscience and Remote Sensing**, IEEE Transactions on, v. 50, n. 2, p. 429-435, 2012.

KOCH, D. et al. Evaluation of black carbon estimations in global aerosol models. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 22, p. 9001-9026, 2009.

KOCH, Dorothy. Transport and direct radiative forcing of carbonaceous and sulfate aerosols in the GISS GCM. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres** (1984–2012), v. 106, n. D17, p. 20311-20332, 2001.

KOREN, I. et al. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. **Science (New York, N.Y.)**, v. 303, n. 5662, p. 1342–1345, 2004.

KOREN, I. et al. Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon. **Science (New York, N.Y.)**, v. 321, n. 5891, p. 946–9, 15 ago. 2008. doi:10.1126/science.1159185

LAMARQUE, J.-F. et al. Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 15, p. 7017–7039, 2010. doi:10.5194/acp-10-7017-2010

LATHAM, D. PLUMP: A one-dimensional plume predictor and cloud model for fire and smoke managers. **General Technical Report INT-GTR-314, Intermountain Research Station, USDA Forest Service**, v. 11526, p. 11528-11529, 1994.

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

LOHMANN, Ulrike et al. Total aerosol effect: radiative forcing or radiative flux perturbation? **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 7, p. 3235-3246, 2010. doi: 10.5194/acpd-9-25633-2009

LONGO, K. M. et al. Numerical modeling developments towards a system suitable to a real time air quality forecast and climate changes studies in South America. **Newsletter of the International Global Atmospheric Chemistry Project**, p. 12–16, 2006.

LONGO, K. M. et al. The chemistry CATT–BRAMS model (CCATT–BRAMS 4.5): a regional atmospheric model system for integrated air quality and weather forecasting and research. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 6, n. 1, p. 1173–1222, 2013. doi:10.5194/gmdd- 6-1173-2013, 2013.

MARENGO, J. A. et al. 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, jun. 2004. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2

MARENGO, J. A. et al. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1–21, 2012. doi: 10.1002/joc.2254

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and applied climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 79-96, 2004.

MARTINS, Jose Vanderlei. **O Efeito de Partículas de Aerossol de Queimadas da Amazônia no Balanço Radiativo da Atmosfera**. 1999. Tese (Doutorado em Física Nuclear) - Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/43/43131/tde-20072012-121657/>>. Acesso em: 2013-02-14.

MENON, Surabi et al. Evaluating aerosol/cloud/radiation process parameterizations with single-column models and Second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) cloudy column observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres** (1984–2012), v. 108, n. D24, 2003.

MIEVILLE, A. et al. Emissions of gases and particles from biomass burning during the 20th century using satellite data and an historical reconstruction. **Atmospheric Environment**, v. 44, n. 11, p. 1469–1477, abr. 2010. doi:10.1016/j.atmosenv.2010.01.011

MORAES, E. C.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B. Effects of biomass burning in Amazonia on climate: A numerical experiment with a statistical-dynamical model. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, p. 1–12, 2004. doi:10.1029/2003JD003800

MOUILLOT, F.; FIELD, C. B. Fire history and the global carbon budget: a 10x 10 fire history reconstruction for the 20th century. **Global Change Biology**, v. 11, n. 3, p. 398–420, mar. 2005. doi:10.1111/j.1365-2486.2005.00920.x

MYHRE, G.; MYHRE, A. Uncertainties in Radiative Forcing due to Surface Albedo Changes Caused by Land-Use Changes. **Journal of Climate**, v. 16, n. 10, p. 1511–1524, maio 2003. doi:10.1029/2002JD002313.

PBMC, 2014: **Base científica das mudanças climáticas**. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas [Ambrizzi, T., Araújo, M. (eds.)]. COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 464 pp. ISBN: 978-85-285-0207-7

PENNER, Joyce E.; ZHANG, Sophia Y.; CHUANG, Catherine C. Soot and smoke aerosol may not warm climate. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres** (1984–2012), v. 108, n. D21, 2003. doi:10.1029/2003JD003409.

- PETTERS, M. D.; KREIDENWEIS, S. M. A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 7, n. 8, p. 1961-1971, 2007.
- PROCOPIO, A. S. et al. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 24, p. 2265, 2003. doi:10.1029/2003GL018063
- PROCOPIO, A. S., ARTAXO, P., KAUFMAN, Y. J., REMER, L. A., SCHAFER, J. S., & HOLBEN, B. N. (2004). Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophysical Research Letters**, 31(3), 1–4. doi:10.1029/2003GL018646
- RAMANATHAN, V. et al. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. **Science (New York, N.Y.)**, v. 294, n. 5549, p. 2119–24, 2001. doi:10.1126/science.1064034
- RAMASWAMY, VENKATACHALA et al. **Radiative forcing of climate change**. Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), Richland, WA (US), 2001.
- REID, J. S. et al. A review of biomass burning emissions part III: intensive optical properties of biomass burning particles. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, 2004. Disponível em: <<http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00295638/>>. Acesso em: 14 mar. 2013. doi: 10.5194/acpd-4-5201-2004
- ROSÁRIO, N. E. et al. Modeling South America regional smoke plume: aerosol optical depth variability and shortwave surface forcing. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 12, n. 7, p. 17465–17501, 2013. doi:10.5194/acp-13-2923-2013
- 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**. 255 p. Tese de Doutorado em Ciências Atmosféricas - Universidade de São Paulo, 2011.
- ROSENFELD, D. et al. Flood or drought: how do aerosols affect precipitation? **Science (New York, N.Y.)**, v. 321, n. 5894, p. 1309–13, 5 set. 2008. doi:10.1126/science.1160606
- ROSS, K. E. et al. Spatial and seasonal variations in CCN distribution and the aerosol-CCN relationship over southern Africa. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres** (1984–2012), v. 108, n. D13, 2003. doi:10.1029/2002JD002384.
- SAMSET, B. H.; MYHRE, G. Vertical dependence of black carbon, sulphate and biomass burning aerosol radiative forcing. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 24, p. n/a–n/a, 2011. doi:10.1029/2011GL049697

- SATYAMURTY, Prakki; NOBRE, Carlos A.; DIAS, Pedro L. Silva. South America. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. American Meteorological Society, 1998. p. 119-139.
- SCHULTZ, M. G. et al. Global wildland fire emissions from 1960 to 2000. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, n. 2, p. 1–17, 9 abr. 2008. doi:10.1029/2007GB003031
- SCHULZ, M.; CHIN, M.; KINNE, S. The aerosol model comparison project. AeroCom, phase II: Clearing up diversity, **IGAC Newsletter**, n. 41, 2009.
- SEINFELD, J. H. .; PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change**. Toronto: John Wiley & Sons Inc., 1997.
- SENA, E. T.; ARTAXO, P.; CORREIA, A. L. Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use change in Amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 3, p. 1261–1275, 2013.
- SHINE, K. P. et al. Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission scenarios, ed. JT Houghton, LG Meira Filho, J. Bruce, H. Lee, BA Callander, E. Haites, N. Harris and K. Maskell, **IPCC, Cambridge University Press, Cambridge**, 1994.
- STOCKER, T. F. et al. **Summary for Policymakers. Climate Change 2013: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2013. doi:10.1017/ CBO9781107415324.005.
- SUAREZ, M. J. et al. A Solar Radiation Parameterization (CLIRAD-SW) Developed at Goddard Climate and Radiation Branch for Atmospheric Studies. In: **Technical Memorandum 15, Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, NASA Tech. Rep. TM-1999-104606**. 1999.
- TEXTOR, C. et al. Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 7, p. 1777–1813, 2006.
- TWOMEY, Sean. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 34, n. 7, p. 1149-1152, 1977.
- VAN DER WERF, G. R. et al. 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. doi:10.5194/acp-10-11707-2010
- VAREJÃO-SILVA, M. A.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B. A coupled biosphere-atmosphere climate model suitable for studies of climatic change due to land surface alterations. **Journal of climate**, v. 11, n. 7, p. 1749-1767, 1998.

VENDRASCO, E. P.; SILVA DIAS, P. L.; FREITAS, E. 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. doi:10.1016/j.atmosres.2009.06.016

WILD, Martin. Solar radiation budgets in atmospheric model intercomparisons from a surface perspective. **Geophysical research letters**, v. 32, n. 7, 2005.

YU, Hongbin; LIU, S. C.; DICKINSON, R. E. Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres** (1984–2012), v. 107, n. D12, p. AAC 3-1-AAC 3-14, 2002.

ZARZYCKI, C. M.; BOND, T. C. How much can the vertical distribution of black carbon affect its global direct radiative forcing? **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 20, p. n/a–n/a, 26 out. 2010. doi:10.1029/2010GL044555

ZHANG, Y. et al. A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the Amazon. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D14, p. 1–13, 12 jun. 2008. doi:10.1029/2007JD009449

ZHANG, Y. et al. Impact of biomass burning aerosol on the monsoon circulation transition over Amazonia. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 10, p. 1–6, 2009. doi:10.1029/2009GL037180

BERRISFORD, P. et al. **The ERA-Interim Archive**. [s.l.: s.n.]. Disponível em: <<http://www.ecmwf.int/publications/library/do/references/list/782009>>.

COX, Peter M. **Description of the TRIFFID dynamic global vegetation model**. Technical Note 24, Hadley Centre, United Kingdom Meteorological Office, Bracknell, UK, 2001.

PALMER, J. R.; TOTTERDELL, I. J. Production and export in a global ocean ecosystem model. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 48, n. 5, p. 1169-1198, 2001.

O'CONNOR, F. M. et al. Evaluation of the new UKCA climate-composition model-Part 2: The Troposphere. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 6, p. 1743-1857, 2013.

CHATFIELD, Robert B.; DELANY, Anthony C. Convection links biomass burning to increased tropical ozone: However, models will tend to overpredict

O3. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 95, n. D11, p. 18473-18488, 1990.

SIMPSON, Joanne; WIGGERT, Victor. Models of precipitating cumulus towers. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 7, p. 471-489, 1969.

OGURA, Yoshimitsu; TAKAHASHI, Tsutomu. Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell. **Monthly Weather Review**, v. 99, n. 12, p. 895-911, 1971.

KESSLER, Edwin. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. 1969.

BERRY, Edwin X. Modification of the warm rain process. In: **Proc. First Conf. on Weather Modification**. 1968. p. 81-88.

HILL, Geoffrey E. Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 3, p. 646-673, 1974.

LILLY, Douglas K. On the numerical simulation of buoyant convection. **Tellus A**, v. 14, n. 2, 2011.

SMAGORINSKY, Joseph. General circulation experiments with the primitive equations: I. the basic experiment*. **Monthly weather review**, v. 91, n. 3, p. 99-164, 1963.

PRINS, Elaine M. et al. An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-**, v. 103, p. 31,821-31,836, 1998.

VIEGAS, D. X. Convective processes in forest fires. In: **Buoyant Convection in Geophysical Flows**. Springer Netherlands, 1998. p. 401-420.