



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS

FLÁVIO AUGUSTO FARIAS D'OLIVEIRA

INFLUÊNCIA DA QUEIMA DE BIOMASSA NOS TRANSPORTES DE GASES E
CHUVA NA AMAZÔNIA CENTRAL

BELÉM-PARÁ

2022

FLÁVIO AUGUSTO FARIAS D'OLIVEIRA

**INFLUÊNCIA DA QUEIMA DE BIOMASSA NOS TRANSPORTES DE GASES E
CHUVA NA AMAZÔNIA CENTRAL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Pará em parceria com a EMBRAPA Amazônia Oriental e o Museu Paraense Emílio Goeldi, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Ciências Ambientais.

Área de concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia.

Linha de Pesquisa: Interação Clima, Sociedade e Ambiente.

Orientadora: Dra. Júlia Clarinda Paiva Cohen

Coorientadores: Dr. Cleo Quaresma Dias Júnior

Dr. Dominick Vincent Spracklen

BELÉM-PARÁ

2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBDSistema
de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a)
autor(a)

D664i D' Oliveira, Flávio Augusto Farias.

Influência da queima de biomassa nos transportes de gases e
chuva na Amazônia central / Flávio Augusto Farias D' Oliveira. — 2022.
135 f. : il. color.

Orientador(a): Prof^a. Dra. Júlia Clarinda Paiva Cohen
Coorientador(a): Prof. Dr. Cleo Quaresma Dias Júnior
Coorientador(a): Prof. Dr. Dominick Vincent Spracklen
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais,
Belém, 2022.

1. Queima de biomassa. 2. Sistema convectivo de mesoescala. 3.
Brisa fluvial. 4. Amazônia. I. Título.

CDD 577.27609811

FLÁVIO AUGUSTO FARIAS D'OLIVEIRA

**INFLUÊNCIA DA QUEIMA DE BIOMASSA NOS TRANSPORTES DE GASES E
CHUVA NA AMAZÔNIA CENTRAL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Pará em parceria com a EMBRAPA Amazônia Oriental e o Museu Paraense Emílio Goeldi, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia

Linha de Pesquisa: Interação Clima, Sociedade e Ambiente.

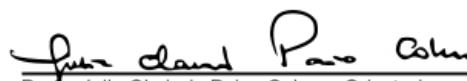
Orientadora: Dra. Júlia Clarinda Paiva Cohen

Coorientadores: Dr. Cleo Quaresma Dias Júnior

Dr. Dominick Vincent Spracklen

Data de defesa: 14/07/2022

Banca examinadora:



Prof. Julia Clarinda Paiva Cohen - Orientadora
Doutora em Ciências Atmosféricas
Universidade Federal do Pará - UFPA



Prof. Everaldo Barreiros de Souza - Membro Interno
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará - UFPA



Prof. Marcos Adami - Membro Interno
Doutor em Sensoriamento Remoto
Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE



Prof. Adan Sady de Medeiros Silva - Membro Externo
Doutor em Clima e Meio Ambiente
Universidade Estadual do Amazonas - UEA



Prof. Maria Assunção Faus da Silva Dias - Membro Externo
Doutora em Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo - USP

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais Walmir Botelho e Deury Farias, pelo investimento e confiança depositada que permitiu minha dedicação integral aos estudos.

A Priscila Monteiro, por ter estado ao meu lado em todos os momentos durante a realização desta tese e ter me dado total apoio.

A professora Júlia Cohen, por ser responsável pela orientação desde o momento de iniciação científica, TCC e agora no desenvolvimento desta tese, além de me inspirar desde a graduação a seguir na área científica.

Ao professor Cléo Quaresma Dias Júnior, que abraçou a co-orientação deste projeto e também foi determinante para o desenvolvimento desta tese.

Ao professor Dominick Spracklen, também co-orientador desta tese, que conheci durante o período que estive desenvolvendo esta tese na Universidade de Leeds na Inglaterra, e auxiliou em diversas análises essenciais para a tese.

A todos os membros das bancas de qualificação e de defesa: Everaldo Souza, Henrique Cattanio, Marcos Adami, Maria Assunção Silva Dias, Adan Silva e Glauber Cirino. Cada comentário, crítica e elogios foram essenciais ao longo deste processo.

Aos professores David Galbraith e Marcos Adami pela oportunidade do intercâmbio de conhecimento em Leeds.

Ao meus colegas Paulo Moura, pela ajuda de sempre, e o Sérgio Ibarra-Espinosa pela ajuda com o modelo VEIN. Sem isso, essa pesquisa teria sido muito diferente.

Aos meus colegas da turma de doutorado do PPGCA de 2018, que foram essenciais para o meu desenvolvimento interdisciplinar e auxiliar em diversas questões, além de tornar as aulas bem mais divertidas.

Ao corpo docente do curso de Pós-Graduação em Ciências Ambientais.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de doutorado, fazendo que eu pudesse me dedicar em tempo integral a esta pesquisa.

Ao Newton Advanced Fellowships pelo auxílio durante o período em Leeds (processo: NAF\R1\180405) e aos meus colegas que fiz na Universidade de Leeds, que me ajudaram bastante no meu desenvolvimento com a ferramenta do WRF-Chem, principalmente ao Luke Conibear e Edward Butt, que me auxiliaram diversas vezes durante o período de aprendizagem bem intenso.

Ao ARC (Advanced Research Computer) da Universidade de Leeds onde se permitiu o uso para rodar o modelo que possibilitou toda essa pesquisa.

*“Não há aprendizado sem ter que representar uma pergunta. E uma pergunta requer
dúvida.”*

Richard Feynman

RESUMO

O objetivo desta tese é investigar como os sistemas convectivos de mesoescala e circulação de brisa fluvial, na região da Amazônia central, atuam em um cenário de poluição causada por queima de biomassa no período seco de 2014. Este estudo utilizou como ferramenta principal o modelo *Weather Research and Forecast* acoplado com a química da atmosfera (WRF-Chem). Inicialmente, foi investigado um estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala (SCM) ocorrido na região da Amazônia central em 16 de agosto de 2014, quando havia poluição oriunda da queima de biomassa. Para isto, foram feitas simulações com dois cenários, sendo um considerando a queima de biomassa (bb_on) e outro sem a queima de biomassa (bb_off). O cenário bb_on mostrou importante impacto no desenvolvimento das nuvens convectivas e nos seus *downdrafts*, onde foram encontradas nuvens menos desenvolvidas e com menores taxas de precipitação do que aquelas encontradas para a simulação bb_off. Além disso, o enfraquecimento do sistema convectivo apresentou menor capacidade de “limpar” o ambiente, ou seja, diluir vertical e horizontalmente as concentrações locais de gases tais como o monóxido de carbono. O segundo aspecto analisado esteve associado a ocorrência da brisa fluvial durante o período de 1 a 5 de agosto de 2014. A brisa fluvial foi observada durante dois dias em dois locais distintos: em um ambiente com um contraste do rio com a floresta, e em um ambiente com contraste do rio com a região urbana da cidade de Manaus. Os resultados mostraram que durante os eventos de brisa fluvial, foi observado que a brisa foi responsável por aprisionar gases como o monóxido de carbono e ozônio na margem em que ocorreram (margem leste do rio Negro) nas duas regiões. A brisa fluvial mais intensa teve seu tempo de duração maior, além de manter os gases em uma área dentro do continente, quando comparado a uma brisa menos intensa que aprisionou estes gases dentro da área do rio. Adicionalmente, a região em que a brisa fluvial foi responsável por concentrar a maior quantidade de gases é uma região predominantemente residencial (porção oeste da cidade de Manaus), enquanto a porção leste (região industrial) foi favorecida pela limpeza do ambiente através dos ventos de leste.

Palavras-chave: queima de biomassa; sistema convectivo de mesoescala; brisa fluvial; amazônia.

ABSTRACT

The objective of this thesis is to investigate how the mesoscale convective systems and fluvial breeze circulation act in the central Amazon region in a scenario of pollution caused by biomass burning in the dry period of 2014. This investigation was carried out through numerical modeling with the Weather Research and Forecast coupled with Atmosphere Chemistry (WRF-Chem). It was investigated, through a case study of a mesoscale convective system (MCS) that occurred in the central Amazon region on August 16th, 2014, how pollution from biomass burning can alter this MCS. For this, simulations with two scenarios was taken, one considering biomass burning (bb_on) and another without biomass burning (bb_off). The results showed that the bb_on scenario had important consequences on the formation of convective clouds and their downdrafts, being observed with less developed clouds and lower precipitation rates than for the bb_off simulation. It was also observed that the weakening of the convective system showed a lower ability to "clean" the environment, that is, to dilute vertically and horizontally the local concentrations of gases such as carbon monoxide. When analyzing the occurrence of the river breeze during the period from August 1st to 5th, 2014, it was found that the breeze occurred for two days in two different places: in an environment with a contrast between the river and the forest, and in an environment with contrast of the river with the urban region of the city of Manaus. The results showed that during the river breeze events, it was observed that the breeze was responsible for trapping gases such as ozone carbon monoxide on the bank where they occurred (east bank of the Negro River) in both regions. The more intense river breeze had its duration longer, in addition to keeping the gases in an area within the continent, when compared to a less intense breeze, it trapped these gases within the river area. Additionally, the region in which the river breeze was responsible for concentrating the largest amount of gases is a predominantly residential region (western portion of the city of Manaus), while the eastern portion (industrial region) was favored by the cleaning of the environment through the trade winds.

Keywords: biomass burning; mesoscale convective system; river breeze; amazônia.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Os três principais tipos de fogo observados na Amazônia: (1) desmatamento recente; (2) manejo agropecuário; e (3) incêndio florestal.	30
Figura 1.2 - Desmatamento anual (agosto-julho, linha amarela) e número de fogos ativos (janeiro-agosto, barras cinza, empilhadas para separar janeiro-julho e agosto). O desmatamento em 2019 (laranja) foi estimado com base no DETER-b. As contagens de fogo ativo são do BDQueimadas. Anos com secas extremas são mostrados com um asterisco.	32
Figura 1.3 - Concentração de massa ($\mu\text{g m}^{-3}$) das sete maiores componentes dos aerossóis para partículas com diâmetro menor que $10 \mu\text{m}$, em diversas localidades urbanas e rurais.	33
Figura 1.4 – Processo de formação de gotícula de nuvem através da condensação do vapor d’água em um NCN.	35
Figura 1.5 – Evolução de nuvens convectivas profundas desenvolvendo-se na atmosfera limpa (superior) e poluída (inferior).	37
Figura 1.6 - Esquema simples ilustrando os efeitos indiretos dos aerossóis nas nuvens de acordo com estudos realizados.	39
Figura 1.7 - Distribuição mensal dos SCM continentais na bacia amazônica de acordo com seu ciclo de vida.	47
Figura 1.8 - Modelo idealizado de brisa marítima. O Δz representa a altura, P_0 e P_1 representam a pressão inicial e pressão final, respectivamente. A e B representam os pontos da circulação.	48
Figura 1.9 - Modelo conceitual dos mecanismos que levam a formação da linha de convergência de baixos níveis na margem leste do rio Tapajós: (a) distribuição horizontal e (b) seção transversal vertical.	50
Figura 1.10 - Média mensal da variação diurna da concentração de BC (primeiro painel), direção do vento (segundo painel) e velocidade do vento (terceiro painel). A linha pontilhada vertical indica o nascer e pôr do sol, e a linha pontilhada horizontal indica a brisa marítima.	51

Figura 1.11 - Representação esquemática do sistema de modelagem do WRF-Chem.54

Figura 2.1 - Os domínios do WRF-Chem usados no estudo. Os locais das estações de superfície no domínio d03 estão representadas por pontos vermelhos. 56

Figura 2.2 - Pontos de emissão de queima de biomassa do FINN nos domínios d02 e d03 (destacado pelos quadrados preto e azul, respectivamente) no período de 24 horas entre 12:00 UTC do dia 15 até as 12:00 UTC de 16 de agosto de 2014. 60

Figura 2.3 - Dados de reanálise do modelo ERA5 com resolução espacial de 0,125° do dia 16 de agosto de 2014 às 07:00 UTC no nível de 1000 hPa: (A) Temperatura (°C); e (B) Umidade específica (g kg⁻¹). As setas pretas indicam a velocidade e direção do vento e os pontos amarelos indicam a localização dos sítios experimentais. 61

Figura 2.4 - Imagens de satélite do GOES-13 no canal 4 (Infravermelho) para o dia 16 de agosto de 2014: (A) 09:15 UTC; (B) 12:15 UTC; (C) 14:15 UTC; e (D) 18:45 UTC. As cores indicam a temperatura do topo de nuvens em graus Celsius. 62

Figura 2.5 - Refletividade do CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) de 1 km do radar de Banda-S do SIPAM de Manaus em: (A) 09:12 UTC; (B) 12:12 UTC; (C) 14:12; e (D) 18:48 UTC. As cores indicam a refletividade do radar em dBZ. 63

Figura 2.6 - Comparação da temperatura do ar superficial (°C) em: (A) T0z; (B) T3 para dados experimentais (linha preta), cenário bb_on (linha azul) e cenário bb_off (linha verde). 64

Figura 2.7 - Intensidade de precipitação e velocidade do vento em: (A) Intensidade da precipitação (mm hr⁻¹) no T0z; (B) Velocidade do vento (m s⁻¹) no T0z; (C) Intensidade da precipitação (mm hr⁻¹) no T3; (D) Velocidade do vento (m s⁻¹) no T3 para dados experimentais (linha preta), cenário bb_on (linha azul) e cenário bb_off (linha verde). 65

Figura 2.8 - Comportamento do O₃ nos sítios (A) T0z, (C) T3; comportamento do CO no (B) T0z e (D) T3 nos cenários bb_on (linha azul) e bb_off (linha verde) e observado (linha preta). 67

Figura 2.9 - Corte vertical da razão de mistura de água de nuvem e gelo (g kg⁻¹) para a latitude do sítio T3 (3,2133°S) no horário de 18:00 UTC para as simulações (A) bb_on e (B) bb_off. 69

Figura 2.10 - Perfil vertical no T3 para os cenários bb_on (linha azul) e bb_off (linha verde) da velocidade do vento vertical (w) em: (A) 17:40 UTC; (B) 18:10 UTC; e (C) 18:20 UTC. O ₃ em: (D) 17:40 UTC; (E) 18:10 UTC; e (F) 18:20 UTC. CO em: (G) 17:40 UTC; (H) 18:10 UTC; e (I) 18:20 UTC.....	70
Figura 2.11 - Distribuição espacial da taxa ou intensidade da precipitação (mm hr ⁻¹) no domínio d03: 15 UTC em (A) bb_on; (B) bb_off; e (C) diff; às 16:30 UTC em (D) bb_on; (E) bb_off; e (F) diff; às 18:10 UTC em (G) bb_on; (H) bb_off; e (I) diff; às 19:30 UTC em (J) bb_on; (K) bb_off; e (L) diff.....	71
Figura 2.12 - Distribuição espacial da concentração de O ₃ (ppbv) no nível mais próximo a superfície no domínio d03 em: 15 UTC em (A) bb_on; (B) bb_off; e (C) diff; às 16:30 UTC em (D) bb_on; (E) bb_off; e (F) diff; às 18:10 UTC em (G) bb_on; (H) bb_off; e (I) diff; às 19:30 UTC em (J) bb_on; (K) bb_off; e (L) diff.....	72
Figura 2.13 - Distribuição espacial da concentração de CO (ppbv) junto a superfície no domínio d03 em: às 15 UTC em (A) bb_on; (B) bb_off; e (C) diff; às 16:30 UTC em (D) bb_on; (E) bb_off; e (F) diff; às 18:10 UTC em (G) bb_on; (H) bb_off; e (I) diff; às 19:30 UTC em (J) bb_on; (K) bb_off; e (L) diff.....	73
Figura 2.14 - Fluxos horizontais médios no T3 em: (a) O ₃ (ppbv m s ⁻¹) e (b) CO (ppbv m s ⁻¹).....	75
Figura 3.1 - Localização geográfica da área de estudo e dos sítios experimentais utilizados neste estudo na região da Amazônia central.....	79
Figura 3.2 - Domínios do WRF-Chem utilizados neste trabalho. O domínio d01 possui 10 km de resolução horizontal e o domínio d02 possui 2 km.....	82
Figura 3.3 - Acumulado de precipitação em mm nos sítios experimentais durante o período de estudo.....	83
Figura 3.4 - Classificação do uso do solo obtidos através MODIS <i>Land Cover Type Data Product</i> (MCD12Q1) e classificação do <i>International Geosphere-Biosphere Programme</i> (IGBP) e a localização geográfica das áreas analisadas em: (1) Floresta; e (2) Urbana.....	85
Figura 3.5 - Vento horizontal (setas, m s ⁻¹) e vento zonal (sombreado, m s ⁻¹) em 925 hPa da reanálise do ERA5 entre os dias 1 e 4 de agosto de 2014: (a) e (e) 18:00 UTC do dia 1 de agosto; (b) e (f) 18:00 UTC do dia 2 de agosto; (c) e (g) 18:00 UTC do dia 3 de agosto; e (d) e (h) 18:00 UTC do dia 4 de agosto.....	86

Figura 3.6 - Temperatura nos sítios (a) T0z, (b) T2 e (c) T3. Linha sólida preta representa os dados experimentais e a linha sólida azul os dados da simulação com o WRF no nível mais próximo a superfície. 87

Figura 3.7 - Direção e velocidade do vento para os sítios experimentais T0z, T2 e T3. A linha sólida preta representa os dados experimentais e a linha sólida azul os dados da simulação com o WRF-Chem no nível mais próximo a superfície. 88

Figura 3.8 - Concentração de CO e O₃ medidas e simuladas no nível mais próximo a superfície nos sítios experimentais T0z, T2 e T3. A linha preta representa os dados coletados e a linha azul os dados da simulação do WRF-Chem. 89

Figura 3.9 - Temperatura (sombreado, °C) em 2 m de altura e vento (seta, m s⁻¹) no nível de 150 m entre os dias 1 e 4 de agosto de 2014 as 15:00 UTC. As elipses brancas representam a brisa fluvial identificada em: (1) Floresta (FLO); e (2) Urbana (URB). 90

Figura 3.10 - Temperatura (sombreado, °C) em 2 m e vento horizontal (seta, m s⁻¹) em 150 m de altura entre os dias 1 e 4 de agosto de 2014 as 15:00 UTC. Retângulos brancos indicam a área analisada no rio Negro (RIO), de floresta (FLO) e urbana (URB). 92

Figura 3.11 - Diferença entre as temperaturas (ΔT) entre FLO e RIO e URB e RIO (°C) para o período de 1 a 4 de agosto de 2014 entre 10 e 16 UTC. A linha sólida preta representa a ΔT no dia 1 (D1), linha sólida azul representa a ΔT no dia 2 (D2), a linha sólida vermelha representa a ΔT no dia 3 (D3), e linha sólida verde representa a ΔT no dia 4 (D4). 93

Figura 3.12 - Concentração de CO (sombreado, ppbv) próximo a superfície e vento (seta, m s⁻¹) em 150 m entre os dias 1 e 4 de agosto de 2014 as 15:00 UTC em: (A), (B), (C) e (D) para Floresta; (E), (F), (G) e (H) para Urbana. A área do rio Negro em Floresta é indicada em (A) como *Rio*, e a área urbana da cidade de Manaus é representada pela linha tracejada preta em (E), (F), (G) e (H). 95

Figura 3.13 - Média da concentração de CO na margem leste (EM) e margem oeste (WM) do rio Negro na latitude de 2,964°S em Floresta. A linha sólida preta representa a margem oeste, a linha sólida azul representa a margem leste do rio Negro, e a linha pontilhada vermelha representa o período diurno. 96

Figura 3.14 - Média da concentração de CO próxima a superfície em Urbana nas áreas WM e EM em: (a) dia 1; (b) dia 2; (c) dia 3; e (d) dia 4 de agosto de 2014. A linha sólida amarela representa a área WC, a linha sólida azul representa a área EC. As linhas pontilhadas vermelhas representam o período diurno. 98

Figura 3.15 - Corte vertical na latitude de 2,964°S para a Floresta e 3,1079°S para Urbana até 1200 m da concentração de CO (sombreado, ppbv) vento zonal e vertical multiplicado por 10 ($u;w*10$) (setas, $m\ s^{-1}$) no dia 4 de agosto de 2014 para FLO em: (a) 15:00 UTC; (b) 16:00 UTC; (c) 17:00 UTC; (d) 18:00 UTC, e para URB em: (e) 14:00 UTC; (f) 15:00 UTC; (g) 16:00 UTC; e (h) 17:00 UTC. 99

Figura 3.16 - Concentração de O₃ (sombreado, ppbv) próxima a superfície e vento a 150 m (setas, $m\ s^{-1}$) em Floresta: (a) 15:00 UTC do dia 1 de agosto; (b) 15:00 UTC do dia 2 de agosto; 15:00 UTC do dia 3 de agosto; e (d) 15:00 UTC do dia 4 de agosto de 2014. A área do rio Negro em Floresta é indicada em (A) como *Rio*, e a área urbana da cidade de Manaus é representada pela linha tracejada preta em (E), (F), (G) e (H). 101

Figura 3.17 - Média da concentração de O₃ em Floresta na margem leste (EM) e margem oeste (WM) do rio Negro na latitude de 2,964°S. A linha sólida preta representa WM, a linha sólida azul representa EM, e a linha pontilhada vermelha representa o período diurno. 102

Figura 3.18 - Média da concentração de O₃ em Urbana na região leste da cidade (EC) e região oeste (WC) do rio Negro na latitude de 3,0179°S. A linha sólida preta representa a região oeste, a linha sólida azul representa a região leste da cidade de Manaus, e a linha pontilhada vermelha representa o período diurno. 103

Figura 3.19 - Corte vertical na latitude de 2,964°S para a Floresta e 3,1079°S para Urbana até 1200 m da concentração de O₃ (sombreado, ppbv), vento zonal e vertical mutiplicado por 10 ($u;w*10$) (setas, $m\ s^{-1}$) no dia 4 de agosto de 2014 para FLO em: (a) 15:00 UTC; (b) 16:00 UTC; (c) 17:00 UTC; (d) 18:00 UTC, e para URB em: (e) 14:00 UTC; (f) 15:00 UTC; (g) 16:00 UTC; e (h) 17:00 UTC. 104

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Configurações utilizadas do WRF-Chem na simulação.	57
Tabela 3.2 - Descrição dos instrumentos utilizados nos sítios experimentais do GoAmazon 2014/5 para a coleta de dados dos gases (CO e O ₃) e dados meteorológicos.	80
Tabela 3.3 - Configurações utilizadas no modelo WRF-Chem.	80

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABLE - *Amazonian Boundary Layer Experiment*
AFWA - *Air Force Weather Agency*
AOD - *Aerosol Optical Depth*
ARW - *Advanced Research WRF*
ATTO - *Amazonian Tall Tower Observatory*
BC - *Black Carbon*
BB - *Biomass Burning*
CAM-Chem - *Community Atmosphere Model with Chemistry*
CAPPI - *Constant Altitude Plan Position Indicator*
CAPS - *Center for Analysis and Prediction of Storms*
Cb - *Cumulonimbus*
CCM - *Complexo Convectivo de Mesoescala*
COV - *Complexo Orgânico Volátil*
ECMWF - *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
EDGAR-HTAP - *Emissions Database for Global Atmospheric Research with Task Force on Hemispheric Transport of Air Pollution*
ESRL - *Earth System Research Laboratory*
FAA - *Federal Aviation Administration*
FINN - *Fire Inventories*
GoAmazon - *Green Ocean Amazon*
HCNM - *HidroCarbonetos Não Metânico*
IBGE - *Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística*
INPE - *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*
IPCC - *International Panel for Climate Change*
LI - *Linha de Instabilidade*
MMM - *Mesoscale and Microscale Meteorology*
MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*
MOSAIC - *Model for Simulating Aerosol Interaction and Chemistry*
MOZART - *Model for Ozone and Related Chemical Tracers*
MP - *Material Particulado*
NCAR - *National Center for Atmospheric Research*
NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*

NCN - Núcleo de Condensação de Nuvem

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

NRL - *Naval Research Laboratory*

PIB - Produto Interno Bruto

PIM - Pólo Industrial de Manaus

PPCDAm - Plano de Ação para Prevenção e Controle do Desmatamento na Amazônia Legal

SCM - Sistemas Convectivos de Mesoescala

SIPAM - Sistema de Proteção da Amazônia

SOA - *Secondary Organic Aerosols*

VEIN - *Vehicular Emissions Inventory*

WPS - *WRF Preprocessing System*

WRF - *Weather Research and Forecast*

WRF-Chem - *Weather Research and Forecast with Chemistry*

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO GERAL	19
1.1 Introdução	19
1.2 Justificativa e interdisciplinaridade da pesquisa	23
1.3 Problema da pesquisa	26
1.4 Objetivos	27
1.4.1 Objetivo geral	27
1.4.2 Objetivos específicos	27
1.5 Hipóteses	27
1.6 Estrutura da tese	28
1.7 Referencial teórico	28
1.7.1 Queimadas na Amazônia	28
1.7.2 Aerossóis na Amazônia	32
1.7.3 Interação dos aerossóis com as nuvens	35
1.7.4 Gases na Amazônia	40
1.7.4.1 <i>Monóxido de carbono</i>	41
1.7.4.2 <i>Ozônio</i>	43
1.7.5 Sistemas convectivos de mesoescala	45
1.7.6 Circulações locais	47
1.7.6.1 <i>Brisas e dispersão de poluentes</i>	51
1.7.7 Modelo numérico WRF-Chem	52
CAPÍTULO 2 SIMULAÇÃO DOS EFEITOS DA QUEIMA DE BIOMASSA EM UM SISTEMA CONVECTIVO DE MESOESCALA NA AMAZÔNIA CENTRAL	55
2.1 Material e métodos	55
2.1.1 Área do estudo	55
2.1.2 Dados	56
2.1.3 Descrição das simulações	57
2.2 Resultados e discussão	61
2.2.1 Estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala	61
2.2.2 Passagem do SCM pelos sítios experimentais	63
2.2.3 Transporte vertical de gases	68
2.2.4 Transporte horizontal de gases durante a presença do SCM	71

2.3 Conclusões	75
CAPÍTULO 3 EFEITOS DE BRISA FLUVIAL SOBRE O TRANSPORTE DE GASES NA AMAZÔNIA CENTRAL	78
3.1 Material e métodos	78
3.1.1 Área de estudo	78
3.1.2 Dados coletados nos sítios experimentais	79
3.1.3 Descrição do modelo e desenho do experimento	80
3.1.4 Identificação da brisa fluvial	84
3.2 Resultados e discussão	85
3.2.1 Análise do ambiente de grande escala e validação do modelo	85
3.2.2 Brisa fluvial e o transporte de gases	89
3.2.2.1 <i>Transporte de monóxido de carbono</i>	94
3.2.2.2 <i>Transporte de ozônio</i>	100
3.3 Conclusão	104
CAPÍTULO 4 CONCLUSÕES	107
4.1 Conclusão geral	107
4.2 Resultados chave	109
4.3 Perspectivas para trabalhos futuros	110
REFERÊNCIAS	112
APÊNDICE A	135

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO GERAL

1.1 Introdução

A floresta amazônica tem uma área de aproximadamente 5,4 milhões de km² (SOARES-FILHO et al., 2006), que engloba uma área significativa do continente sul-americano em nove países diferentes. A bacia amazônica representa aproximadamente 60% das florestas tropicais remanescentes no mundo, desempenhando um papel relevante na manutenção da biodiversidade, bem como na variabilidade hidroclimática e balanço de carbono (FEARNSIDE, 1999), sendo assim, de extrema importância para estudos de diversas áreas do conhecimento. Além de possuir uma das maiores biodiversidades do planeta, a Amazônia é uma fonte de calor e umidade nos trópicos, exercendo papel importante no sistema climático local, regional e global (SHUKLA; NOBRE; SELLERS, 1990; WERTH; AVISSAR, 2002; MALHI et al., 2008; CHENG et al., 2013; MARENGO et al., 2018).

Historicamente, a floresta amazônica como um todo é conhecida por ser um sumidouro de carbono (MALHI, 2010), porém esta característica tem se mostrado em declínio (BRIENEN et al., 2015; YANG et al., 2018). Entre os anos de 2010 e 2018, Gatti et al. (2021) mediram perfis verticais de concentrações atmosféricas de dióxido de carbono (CO₂) e monóxido de carbono (CO) acima de quatro regiões da Amazônia (noroeste, nordeste, sudoeste e sudeste), e calcularam os fluxos de carbono regionais. Os resultados mostraram que a maioria das regiões da Amazônia são sumidouros de carbono, porém a região sudeste é, na verdade, uma fonte de carbono. Além do carbono, ainda há preocupação com a emissão de gases-traço. Diversos estudos mostram a relação da bacia amazônica com os gases-traço, como isopreno, ozônio (O₃), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O) e CO (RASMUSSEN; KHALIL, 1988; RICHEY et al., 1988; LELIEVELD; CRUTZEN, 1990; ANDREAE et al., 2012; WEI et al., 2019; JARDINE et al., 2020), e apesar de muitos desses gases serem encontrados naturalmente no

ambiente de floresta, o que chama a atenção são as emissões de gases através de queimas florestais e mudança do uso do solo, visto que os mesmos apresentam maior capacidade de reter calor, portanto afetam o balanço de energia próximo à superfície. Outro mecanismo muito importante que ocorre dentro da bacia amazônica é a reciclagem de água. Estudos mostram que aproximadamente 60% da precipitação dentro da bacia amazônica é devolvida para a atmosfera através da evapotranspiração (SALATI et al., 1979; SALATI; MARQUES, 1984). Parte dessa umidade é transportada para as regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil (NOBRE, 2014), sendo estas regiões responsáveis por 70% do produto interno bruto (PIB) do país, e são diretamente favorecidas por este transporte de umidade tanto para a agricultura como para geração de energia.

Diversos estudos mostram que há uma grande variação no ciclo anual da precipitação em diferentes regiões da Amazônia (MARENGO et al., 2001; NUNES et al., 2016). Essa diferença de espacialização da chuva também foi observada por Nunes et al. (2016), que dividiram a região amazônica em seis sub-regiões e separaram casos de convecção severa potencial (CSP) durante 15 anos, sendo acumulados por trimestre. Os resultados deste estudo mostraram que região do sul da Amazônia respondeu pelo maior número de casos, enquanto que a região do leste da Amazônia teve o menor número de casos. Portanto, definir solução única para a Amazônia inteira não é correto, pois a heterogeneidade da região tem respostas diferentes para as alterações do uso da terra (LONGO et al., 2018).

Quanto ao aspecto de poluição atmosférica, a região amazônica se destaca de outras regiões devido as suas características. Dentro do ambiente de floresta primária encontram-se menores concentrações de poluentes atmosféricos, como gases e aerossóis, quando comparados com centros urbanos. Alguns estudos mostram que durante a estação chuvosa na Amazônia, as concentrações de aerossóis na atmosfera são baixas, comparáveis com períodos pré-revolução industrial, e as características das nuvens formadas nesse ambiente assemelham-se àquelas observadas em regiões marinhas remotas (ROBERTS et al., 2001; WILLIAMS et al., 2002;

MARTIN et al., 2010b). Além disso, a estrutura das nuvens durante a estação chuvosa amazônica se assemelha às áreas oceânicas, sendo esse o motivo pelo qual a região é chamada de “oceano verde” (WILLIAMS et al., 2002). Uma das variáveis mais utilizadas para se estudar os aerossóis na atmosfera é a profundidade óptica do aerossol, que é mais conhecida na literatura pela sua sigla em inglês AOD (*Aerosol Optical Depth*). O AOD é um parâmetro físico adimensional e indica o quanto um feixe de radiação é atenuado pelos aerossóis à medida que se propaga em uma determinada camada da atmosfera. Resultados encontrados na Amazônia central mostraram significativa diferença entre os valores de AOD durante os períodos seco e chuvoso (BAARS et al., 2012). Durante a estação chuvosa, os valores de AOD na região da Amazônia central ficaram em torno de 0,10 (valores típicos para a Amazônia), mas aumentaram significativamente durante a estação seca com o transporte de longo alcance das emissões de aerossóis da queima de biomassa. Durante a estação seca, o AOD médio diário atingiu valores em torno de 1,5 (CIRINO et al., 2014).

Estes resultados mostram que: durante a estação chuvosa, há um ambiente com menos aerossóis comparado ao observado em regiões oceânicas; enquanto no período seco há um aumento de aerossóis na atmosfera da região. Este aumento de aerossóis na região amazônica durante o período seco está associado aos incêndios florestais na Amazônia (ANDREAE et al., 2004; REDDINGTON et al., 2019) e estes incêndios estão relacionados ao desmatamento na região (ESCOBAR, 2019; CARDIL et al., 2020).

Mesmo evidenciando toda a importância desse bioma para o continente, a região tem enfrentado problemas com o desflorestamento. Quando houve um grande aumento nas taxas de desflorestamento em meados da década de 2000, o governo brasileiro criou medidas para que se reduzisse estas taxas (NEPSTAD et al., 2014; SILVA-JUNIOR et al., 2020), assim como houve o estabelecimento de uma grande rede de áreas protegidas (TRANCOSO et al., 2009). Porém desde 2013, ano seguinte ao qual o Brasil alcançou um feito importante ao reduzir as taxas de desflorestamento, tem se

observado que estas taxas têm aumentado a cada ano, saltando de aproximadamente 5000 km² em 2013 para 11000 km² em 2020 (SILVA-JUNIOR et al., 2021). Atualmente, a Amazônia tem sofrido um aumento do desflorestamento devido ao estímulo à grilagem de terras, mineração ilegal e agronegócio dentro de territórios indígenas, construção de estradas em área de floresta, entre outros (BRITO et al., 2019; FERRANTE; FEARNSSIDE, 2019; VILELA et al., 2020). Devido estes problemas, pode-se esperar que essas alterações no uso e cobertura do solo na Amazônia provoque grandes transformações no ambiente e serviços ecossistêmicos, além dos impactos no clima local, regional e até global. Diante disso, a região amazônica tem sido objeto de estudo de diversos países que vem procurando avaliar os impactos de mudanças do uso da terra na qualidade do ar e clima. Assim, vários experimentos de campo como ABLE, CHUVA, GoAmazon e ATTO (HARRISS et al., 1988, 1990; GARSTANG et al., 1990; MACHADO et al., 2014; ANDREAE et al., 2015; MARTIN et al., 2016) foram realizados na Amazônia com objetivo de entender a dinâmica de “nuvens quentes”, a contribuição dos aerossóis no processo de formação da precipitação, ciclos de vida do aerossol na Amazônia, entre outros. Estes projetos fizeram (alguns ainda fazem) coleta de dados de meteorologia, biologia, química e etc, e que resultaram em muitas pesquisas que auxiliam no entendimento integrado sobre diversos processos que ocorrem na Amazônia, além de manter um banco de dados muito importante para pesquisas futuras.

Portanto, esta tese, utilizando dados da campanha do GoAmazon 2014/5 e simulações com modelo químico atmosférico, investiga como as emissões antropogênicas observadas durante o período seco, quando há aumento de queimadas na Amazônia, podem alterar a dinâmica de sistemas convectivos de mesoescala (SCM), e como a circulação fluvial pode afetar o transporte destes poluentes causados por atividades antropogênicas na Amazônia central. Ressalta-se que o cenário de alterações causadas por atividades humanas poderá impactar na vida das pessoas que habitam a região. Dessa forma, os resultados deste estudo devem auxiliar no entendimento sobre como as mudanças que no clima e a poluição atmosférica podem afetar o futuro da região.

1.2 Justificativa e interdisciplinaridade da pesquisa

É bem estabelecido na comunidade científica a importância das florestas tropicais, com ênfase na região amazônica, para mitigar as mudanças no clima previstas no relatório do IPCC (IPCC, 2022), como aumento da temperatura média e aumento do nível dos oceanos, através da redução das emissões de gases do efeito estufa e sequestro de carbono da atmosfera através do reflorestamento. O mundo encontra-se diante do desafio de diminuir as emissões dos gases do efeito estufa e aumentar as áreas florestais para aumentar a captura de carbono, e a Amazônia é ponto central nestas discussões. Contudo, nos últimos anos o desmatamento e as emissões de gases associados a esta atividade tem aumentado na Amazônia. As políticas implementadas que foram capazes de reduzir drasticamente o desmatamento na região foram descontinuadas, e também está havendo um relaxamento das leis existentes e até incentivos a exploração predatória da Amazônia, visto que a pressão humana sobre o bioma está cada vez maior.

As mudanças do uso e cobertura do solo na região amazônica tem sido bastante significativas, e essas mudanças têm ocorrido através de um intenso processo de ocupação humana (NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991; MALHI et al., 2008; MARENGO et al., 2018). As atividades humanas na região amazônica tem alterado os regimes de fogo, sendo observado um aumento das fontes de ignição em paisagens alteradas por estas atividades. As mudanças climáticas resultantes de atividades antrópicas em escala local (AVISSAR; LIU, 1996; ROY; AVISSAR, 2000; SILVA DIAS et al., 2002), regional (WALKER; SUD; ATLAS, 1995; SUD; YANG; WALKER, 1996; AVISSAR et al., 2002; ROY; AVISSAR, 2002; SILVA et al., 2020) e possivelmente global (COX et al., 2000) podem aumentar a probabilidade de incêndio. Essas mudanças podem interagir de forma em que podem agir aditivamente ou em conjunto, reforçando-se mutuamente em perigosos *feedbacks* positivos (COCHRANE, 2001; LAURANCE; WILLIAMSON, 2001).

As queimadas provocadas por estas atividades humanas, tanto de pastagens como de floresta primária, tem sido fontes significativas de emissões de gases traço e aerossóis para a atmosfera (ARTAXO et al., 1998; ARTAXO et al., 2002; POPE et al., 2020). Um fato importante a ser analisado é que devido a expansão da área de agricultura e pecuária no Brasil, os números de focos de incêndio no estado do Amazonas tem crescido bastante, saltando de 1297 focos de incêndio, detectados através do satélite NOAA-12 em 2001, para 11446 focos de incêndio, detectados pelo satélite AQUA em 2018 (INPE, 2019). Este aumento de queimadas na região pode causar diversas alterações no ciclo hidrológico devido ao aumento de partículas de aerossóis por emissão de queima de biomassa, além da redução da qualidade de vida dos habitantes da região por conta do aumento da poluição do ar.

Devido a sua localização, a região amazônica recebe no topo da atmosfera um valor máximo de radiação solar de $36,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em dezembro/janeiro e um valor mínimo de $30,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em junho/julho (SALATI; MARQUES, 1984). Apesar destes valores serem reduzidos devido a interação com a atmosfera, ainda assim essa pequena variação de energia recebida durante o ano faz com que a região amazônica receba uma grande quantidade de energia à superfície, e conseqüentemente ocorra forte atividade convectiva com diversos tipos de sistemas atuantes na região (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998; COHEN et al., 1995; REHBEIN et al., 2019). Essa intensa atividade convectiva é a principal responsável em “limpar” a camada de ar localizada acima da superfície, lançando os gases traço e aerossóis presentes nessa região a grandes altitudes, onde podem ser transportados de modo eficiente a longas distâncias (ANDREAE; MERLET, 2001).

Andreae et al. (2004) mostraram que há um atraso na precipitação em ambientes poluídos na Amazônia, ocasionando assim uma diminuição da precipitação devido ao crescimento mais lento das gotas de chuva, porém, este atraso favorece a formação de tempestades mais intensas, ou seja, diminui a ocorrência de chuvas fracas e aumenta a severidade das

tempestades quando ocorrem. Porém, Grabowski e Mirroson (2021) mostraram que as diferenças de fluatubilidade troposférica inferior entre simulações pristinas e poluídas vêm de uma combinação de diferenças de temperatura (ou seja, calor latente) e diferenças de condensação que trabalham juntas para tornar as flutuações poluídas e as velocidades de corrente ascendente ligeiramente maiores quando comparadas aos seus análogos ambientes pristinos, e que no geral, os efeitos são bastante pequenos e contradizem as alegações anteriores de um fortalecimento significativo da convecção profunda em ambientes poluídos. Isto mostra que ainda há uma grande discussão nos estudos de aerossóis e chuva.

Sendo assim, em um cenário em que há um aumento de queimadas e o crescimento de cidades, é importante que se tenha mais estudos para que possa contribuir com um melhor entendimento da relação entre a intensificação das emissões de aerossóis e gases na atmosfera da região amazônica e o os sistemas convectivos amazônicos. Com emissões mais intensas e ambientes mais poluídos, os sistemas convectivos podem ter precipitações mais intensas, e estes podem trazer grandes prejuízos para as cidades (FARIAS et al., 2017, OLIVEIRA et al, 2020, 2022), navegação nos rios (MATOS; COHEN, 2016) e para florestas (GARSTANG et al., 1998; NEGRÓN-JUÁREZ et al., 2010, MELO ET AL, 2019). Além de tempestades severas, tem-se a circulação de brisa que pode influenciar no transporte de gases em uma região. Portanto, é importante analisar como as circulações de brisa e o SCM, dentro de um cenário com aumento de emissões antropogênicas, influenciam no transporte e/ou dispersão dos poluentes na região da Amazônia central.

A interdisciplinaridade desta pesquisa se mostra através de uma série de elementos que estão sendo analisados. O ponto principal desta pesquisa é analisar os impactos causados pelas atividades humanas, através das mudanças no ambiente de floresta pelas queimadas, no clima e na qualidade do ar da região. O tempo e o clima são de interesse da sociedade como um todo, seja para as atividades econômicas ou para recreação. E além disso, esta pesquisa ainda tem como abordagem o transporte de gases poluentes,

que afetam a qualidade do ar, sendo estes prejudiciais para saúde das pessoas e plantas. Esta pesquisa analisa como a mudança no ambiente da Amazônia devido à ocorrência das queimadas pode causar impactos tanto na precipitação, como na qualidade do ar. Sendo assim, estes pontos preenchem todos os requisitos da linha de pesquisa de Interação Clima, Sociedade e Ambiente.

1.3 Problema da pesquisa

Estudos sobre interação entre aerossóis e precipitação mostram o aumento de aerossóis podem intensificar tempestades (ANDREAE et al., 2014), assim como também podem causar redução da precipitação (LIU et al., 2020). Porém, esses resultados não são um consenso, pois há uma enorme polêmica na área de estudo de aerossóis e chuva e suas consequências, visto que esta interação não é linear. Várias possibilidades para isso são apresentadas por Grabowski e Morrison (2021).

Estas interações dos aerossóis com nuvens impactam na dinâmica dos sistemas convectivos, e seguindo o que foi apresentado anteriormente, ainda há um grande debate sobre esses impactos. Os sistemas convectivos além do transporte de energia (HARROP; HARTMANN, 2015) e precipitação (HOUZE JR, 1994), também estão associados aos transporte de gases (PICKERING et al., 1988; FREITAS et al., 2000; MARI; JACOB; BECHTOLD, 2000; GERKEN et al., 2016; LI et al., 2018; MELO et al., 2019; BEZERRA et al., 2021). Outro fator que impacta no transporte de aerossóis e poluentes é através da circulação local de brisa. Estudos mostram que a brisa pode estar associada a redução de aerossóis (BABU; MOORTHY, 2002; DI BERNARDINO et al., 2021) e gases (DAVID; NAIR, 2011; MA et al., 2020), quanto com o aumento de gases (MOURA et al., 2004; SHANG et al., 2019; AUGUSTIN et al., 2020).

O transporte vertical e horizontal de gases é pouco explorado na região amazônica, e conforme mostrado, é muito importante que se tenha estudos

que contribuam para um melhor entendimento sobre como estes transportes ocorrem dentro da região em ambientes poluídos através de sistemas convectivos (transportes verticais) e através de brisa fluvial (transporte horizontal).

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo geral

O objetivo geral dessa pesquisa é analisar o comportamento de um sistema convectivo de mesoescala e circulação local do tipo brisa fluvial em um ambiente poluído pelas emissões antropogênicas na região da Amazônia central através de análises de estudos de casos utilizando modelagem numérica e observações.

1.4.2 Objetivos específicos

- I. Verificar qual a influência da concentração de aerossóis nos níveis de precipitação, no desenvolvimento de tempestades severas, na intensificação de correntes de ar ascendentes e descendentes, e o papel da emissão de queimadas nos transportes verticais de gases através de um estudo de caso de um SCM.
- II. Analisar a influência da brisa de rio sobre o transporte dos gases O_3 e CO através de simulação numérica com o WRF-Chem na região da Amazônia central durante o período de 1 a 5 de agosto de 2014.

1.5 Hipóteses

H1: A precipitação associada ao sistema convectivo de mesoescala é intensificada em um ambiente poluído pela emissão de queima de biomassa.

H2: Há uma maior concentração de gases transportados pelo sistema convectivo de mesoescala mais intenso.

H3: A brisa fluvial intensifica os ventos de leste e auxilia na limpeza de CO e O₃ em níveis próximos a superfície na região da cidade de Manaus.

1.6 Estrutura da tese

A organização desta tese está estruturada em quatro capítulos, onde o Capítulo 1 apresenta a introdução, objetivos e o referencial teórico.

O Capítulo 2 apresenta uma análise do papel das emissões de queimadas sobre o desenvolvimento de um sistema convectivo de mesoescala, ocorrido no dia 16 de agosto de 2014 na região da Amazônia central. Essa análise foi baseada nos resultados de simulações numéricas com o modelo WRF-Chem realizadas através de cenários com as emissões de queimadas, e sem estas emissões.

O Capítulo 3 analisa a influência da brisa fluvial na região de Manaus sobre a dispersão dos gases produzidos pela cidade e pelas queimadas. Esta análise também foi feita através dos resultados de simulações numéricas com o modelo WRF-Chem, onde pode-se observar como a brisa influencia o transporte de O₃ e CO na região.

O Capítulo 4 apresenta a conclusão geral sobre os resultados obtidos através desta pesquisa e sugestões para estudos futuros.

1.7 Referencial teórico

1.7.1 Queimadas na Amazônia

Durante muito tempo, a ocupação na Amazônia se deu ao longo dos principais rios da região e por muitas vezes, se fez a partir da valorização de

produtos extrativos no mercado internacional (BECKER, 2004). Este cenário começa a mudar a partir da década de 1960, quando o governo militar interfere na ocupação da região através da criação, organização e planejamento da colonização dirigida para as terras da Amazônia Legal, com programas e políticas públicas que favoreceram a ocupação da região (FURTADO, 2014). Assim, a ocupação na Amazônia aumentou a pressão pelo uso da Terra para alguma atividade econômica.

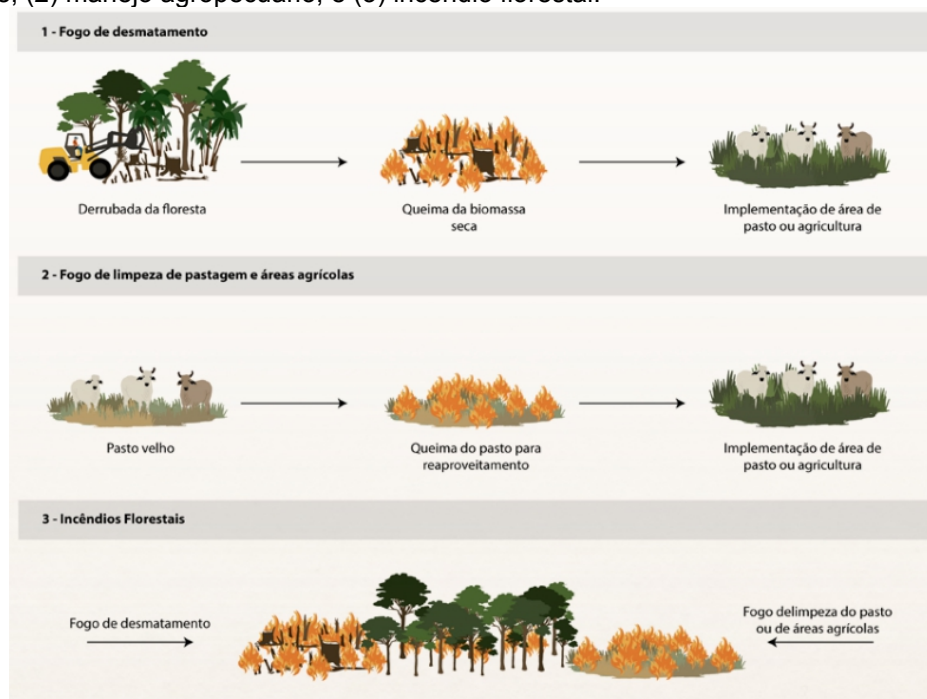
O trabalho de Barreto et al. (2006) identifica que em 2002, aproximadamente 47% da região da floresta amazônica brasileira esteve sob algum tipo de pressão humana, seja por assentamentos (desflorestamento, zonas urbanas e assentamentos de reforma agrária) ou por pressão incidente (zonas de incêndios florestais e áreas de licenciamento para exploração mineral). Segundo os autores, cerca de 28% da Amazônia brasileira esteve sujeita a alguma pressão incidente associada a atividade de fogo, sendo dois terços destas atividades concentradas próximas a área desflorestadas ou urbanas.

É comum que o fogo em áreas florestais na Amazônia esteja associado às atividades humanas, pois sendo esta região é úmida seria raro a ocorrência de fogo (THONICKE et al., 2001). Por outro lado, o fogo é natural de alguns ecossistemas onde umidade é baixa, como o cerrado brasileiro (DURIGAN, 2020; BARONIO et al., 2021). Especialmente na Amazônia, o fogo é associado a um dos mais importantes perturbadores do bioma por meio de sua conexão com as atividades de uso da terra, composição atmosférica e ciclo global do carbono (NEPSTAD et al. 1999, MORISETTE et al. 2005; BARBOSA et al., 2021). O uso do fogo no manejo de pastagens, cultivos agrícolas, vegetação secundária e derrubada da floresta faz parte do paradigma de desenvolvimento da Amazônia (FEARNSIDE, 1990; VAN DER WERF et al. 2010; FRANÇA et al., 2021), ocorrendo principalmente nos meses de setembro e outubro (MARTIN et al., 2010b; MARTINS et al., 2020).

Alencar et al. (2020) destacam que o fogo na Amazônia pode ser classificado em três tipos principais: Fogo de desmatamento recente, fogo de manejo agropecuário e incêndio florestal (Figura 1.1). O fogo de

desmatamento recente ocorre quando são queimadas árvores derrubadas após o desmatamento, uma técnica barata e rápida para liberar o terreno da vegetação derrubada. O fogo de manejo agropecuário ocorre através da queimada decorrente da limpeza de pastagem e áreas agrícolas para o seu reaproveitamento. O incêndio florestal é quando o fogo que adentra na floresta ou em áreas de vegetação nativa não florestal geralmente depois que escapa de áreas adjacentes onde ocorre fogo de desmatamento e/ou de manejo agropecuário.

Figura 1.1 - Os três principais tipos de fogo observados na Amazônia: (1) desmatamento recente; (2) manejo agropecuário; e (3) incêndio florestal.



Fonte: Alencar et al. (2020).

A queima de biomassa da floresta através do fogo de desmatamento e limpeza de pastagem e terras agrícolas são responsáveis por gerar partículas de aerossóis com elevadas concentrações de massa (ANDREAE et al., 2002; ARTAXO et al., 2002; GUYON et al., 2003; ANDREAE et al., 2004; FREITAS et al., 2005; GUYON et al., 2005; YOKELSON et al., 2007). O aerossol caracteriza-se por partículas finíssimas, sejam sólidas ou líquidas em suspensão em um gás (HINDS, 1999). O tamanho do aerossol, em geral, é medido em unidades de micrometros (μm), e geralmente são classificados por seu tamanho em dois tipos: material particulado menores que $2,5 \mu\text{m}$ ($\text{MP}_{2,5}$) e material particulado menores que $10 \mu\text{m}$ (MP_{10}). Na Amazônia, os

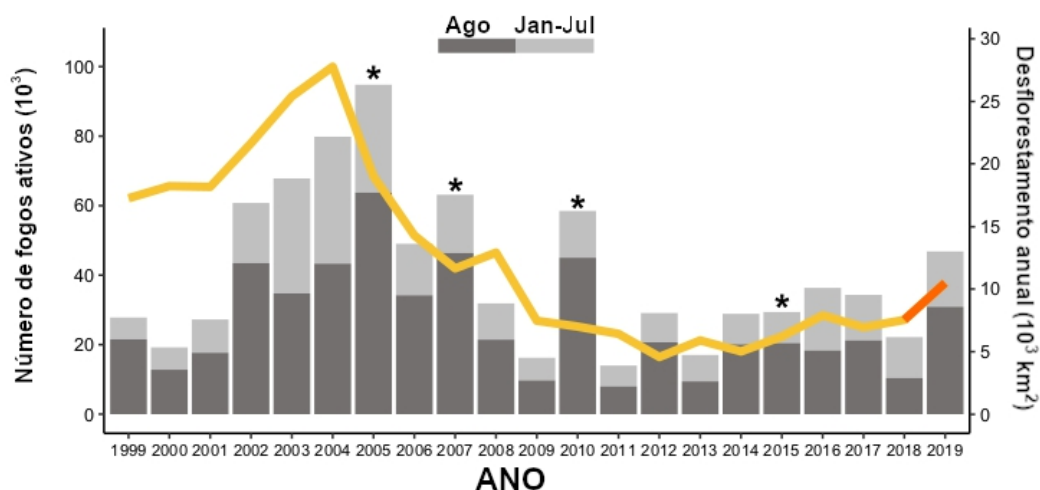
fatores de emissão destes aerossóis associados a queima de biomassa foram estimados em 8 Tg ano⁻¹ para o MP_{2,5}, e 10 Tg ano⁻¹ para o MP₁₀ (YOKELSON et al., 2008). O MP_{2,5} é associado a diversos problemas de saúde como aumento na morbidade e mortalidade cardiopulmonar, favorecimento na incidência e o desenvolvimento de diabetes *mellitus*, problemas adversos em nascimentos e doença cardíaca isquêmica (WEICHENTHAL; POLLITT; VILLENEUVE, 2013; FENG et al., 2016; MILLER; XU, 2018).

A queima de biomassa também exerce uma forte influência na composição da atmosfera através das emissões de gases como monóxido de carbono (CO), dióxido de carbono (CO₂), compostos orgânicos voláteis (COV), óxidos de nitrogênio (NO_x), ozônio (O₃), radical hidroxila (OH) e espécies de enxofre, como sulfeto de dimetila (DMS) e dióxido de enxofre (SO₂) (BROWELL et al., 1990; JACOB; WOFSEY, 1990; KESSELMEIER et al., 2000; ANDREAE et al., 2002; SOARES-NETO et al., 2011; ANDREAE et al., 2012).

Durante os último anos, o Brasil tem enfrentado um grande desafio na área ambiental. Desde 2004, o país implementou com sucesso o Plano de Ação para Prevenção e Controle do Desmatamento na Amazônia Legal (PPCDAm), que reduziu consideravelmente o desmatamento durante suas três fases. Porém, Silva-Júnior et al. (2020) mostraram que houve uma tendência de aumento anual do desmatamento desde 2016, quando houve a interrupção da quarta fase do PPCDAm. Este aumento do desmatamento também veio acompanhado de um aumento nos números de fogos ativos na Amazônia durante esses anos. Barlow et al. (2020) analisaram os fogos ativos e o desmatamento na Amazônia, e mostraram uma forte evidência que o aumento no número de fogos ativos estão relacionados ao aumento do desmatamento (Figura 1.2). Diversos estudos mostram que este aumento está relacionado com o enfraquecimento das leis ambientais e relaxamento de aplicações de multas ambientais (FENG et al., 2021; SILVA et al., 2021; CAETANO, 2022; DEUTSCH; FLETCHER, 2022; OLIVEIRA et al., 2022).

Estes resultados se mostram preocupantes em um cenário de enfrentamento ao aquecimento global e aumento da população e cidades na Amazônia.

Figura 1.2 - Desmatamento anual (agosto-julho, linha amarela) e número de fogos ativos (janeiro-agosto, barras cinza, empilhadas para separar janeiro-julho e agosto). O desmatamento em 2019 (laranja) foi estimado com base no DETER-b. As contagens de fogo ativo são do BDQueimadas. Anos com secas extremas são mostrados com um asterisco.



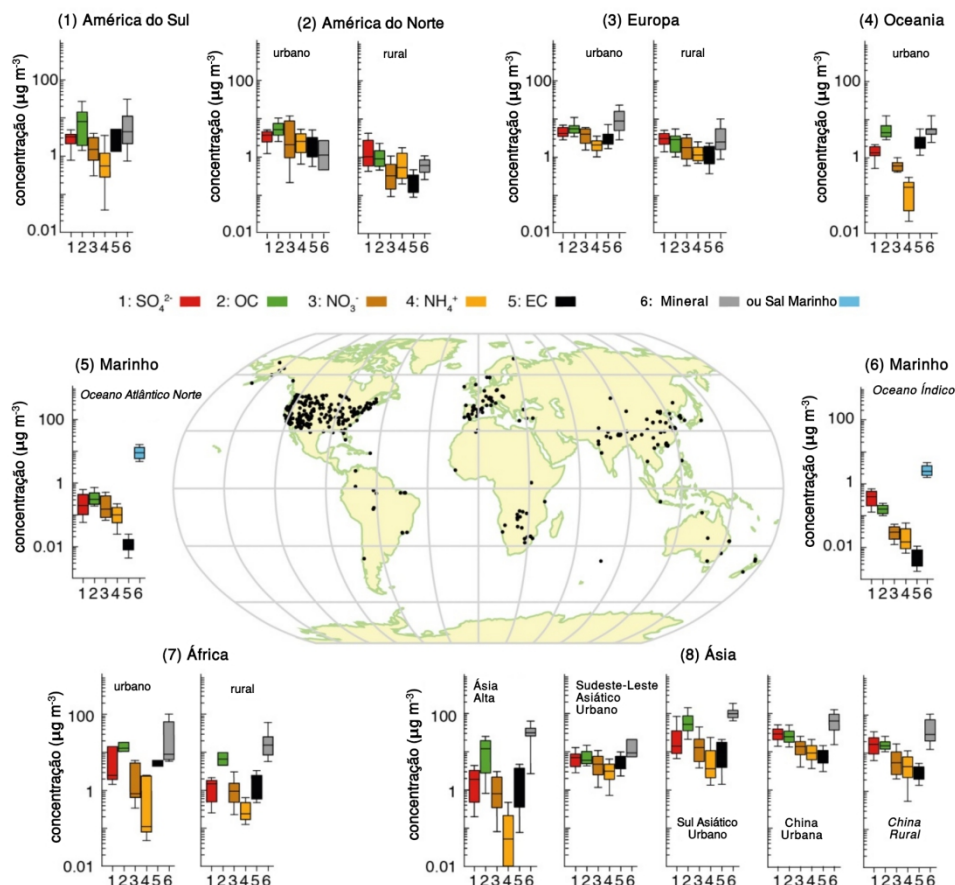
Fonte: Adaptado de Barlow et al. (2020).

1.7.2 Aerossóis na Amazônia

Os aerossóis na atmosfera, naturais e antropogênicos, podem ser originados por: emissão de MP primário ou formação secundária a partir de precursores gasosos. Segundo o relatório do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) de 2013 (BOUCHER et al., 2013), os principais constituintes dos aerossóis atmosféricos são as espécies inorgânicas (sulfato, nitrato, amônia, sal marinho e etc), espécies orgânicas (carbonáceos), carbono negro (tipo de material carbonáceo formado pela combustão incompleta de combustível fóssil e biomassa, sendo referido bastante na literatura por seu nome em inglês, *Black Carbon* - BC), espécies minerais (areia do deserto, cinzas vulcânicas) e partículas de aerossóis biológicas primárias. A Figura 1.3 mostra as variações globais de sete maiores componentes de aerossóis em diversas localidades do planeta. É visto que na América do Sul, as maiores concentrações de aerossóis são de carbono orgânico e aerossóis de origem mineral. Entretanto, nem sempre os aerossóis são indesejáveis, pois estes também são fundamentais para a

manutenção do balanço de radiação terrestre, ciclagem global de nutrientes e formação de nuvem (ARTAXO et al., 2013).

Figura 1.3 - Concentração de massa ($\mu\text{g m}^{-3}$) das sete maiores componentes dos aerossóis para partículas com diâmetro menor que $10 \mu\text{m}$, em diversas localidades urbanas e rurais.



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

Diversos estudos tiveram como objetivo estudar as partículas de aerossol na Amazônia (HARRISS et al., 1988; AVISSAR et al., 2002; ANDREAE; MERLET, 2001; FUZZI et al., 2007; MARTIN et al., 2010a, CIRINO et al., 2014). As fontes de aerossol na bacia amazônica, com exceção de áreas urbanizadas, são por emissões naturais e antropogênicas na biosfera. Os aerossóis primários são basicamente produzidos pela flora (pólen e esporos fúngicos), detritos de folhas e micro-organismos suspensos. Já grande parte da produção de aerossóis secundários ocorre pela oxidação atmosférica de gases traço para compostos de baixa volatilidade, que podem se depositar em partículas existentes ou nuclear novas.

O transporte desses aerossóis são de suma importância. As emissões associadas às queimadas emitem tanto gases quanto aerossóis a temperaturas mais altas que a da atmosfera ambiente no nível mais próximo a superfície, e sendo assim, são transportados verticalmente para níveis mais altos da atmosfera devido a flutuação positiva (FREITAS et al., 2005). O transporte de aerossóis têm sido estudado por diversos autores (CHATFIELD et al., 1996; ANDREAE et al., 2001; FREITAS et al., 2000, 2005, 2006; LI et al., 2020), onde mostram o transporte por circulações associadas à convecção úmida e profunda mostrando a importância deste mecanismo na distribuição de poluentes para a alta e média troposfera.

As concentrações de aerossóis na Amazônia tem uma sazonalidade bem evidente entre os períodos seco e chuvoso (ANDREAE et al., 2015; PÖHLKER et al., 2016; SATURNO et al., 2018b). Durante o período chuvoso, as partículas atmosféricas são removidas da atmosfera pelo processo de deposição úmida através das chuvas. As concentrações de partículas observadas durante este período são as mais baixas encontradas em qualquer continente e são similares as características de áreas oceânicas remotas (ANDREAE, 2009). Assim, a bacia amazônica é uma das poucas regiões continentais em que se podem estudar os aerossóis sob condições próximas as naturais, e isso ocorre durante a estação chuvosa (ANDREAE, 2007; MARTIN et al., 2010a; CIRINO et al., 2014).

No entanto, durante o período seco há um grande contraste quando se compara com o período chuvoso. Isto se deve ao fato que durante este período ocorre um grande número de queimadas florestais, especialmente na região de fronteira deste bioma no Brasil, e assim grandes partes da região tornam-se lugares mais poluídos do planeta (ARTAXO et al., 2002; MARTINS et al., 2020).

Os aerossóis tem um papel importante na atmosfera. Um dos mecanismos para isso é chamado de efeito direto do aerossol, onde se reflete parte da radiação solar incidente de volta ao espaço e outra parte dessa radiação é absorvida, afetando a distribuição do aquecimento solar na

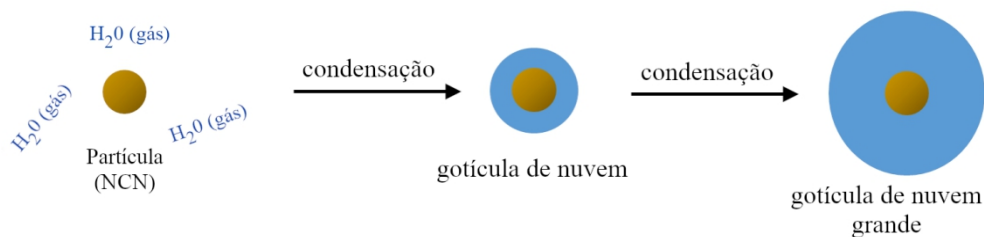
atmosfera. Outro mecanismo muito importante é o efeito indireto dos aerossóis através da interação com nuvens, que será analisado aqui.

1.7.3 Interação dos aerossóis com as nuvens

Os aerossóis atmosféricos são uma peça importante para o ciclo de vida das nuvens. Eles atuam na formação, desenvolvimento e propriedades das nuvens agindo como um núcleo de condensação de nuvem (NCN) e núcleo de gelo (LOHMANN; FEICHTER, 2005; ROSENFELD et al., 2008; JAYACHANDRAN et al., 2022). Para que estes NCN cheguem a formar uma gotícula de nuvem, eles dependem de alguns fatores como o seu tamanho, composição, estado de mistura e também da saturação do vapor d'água (KÖHLER, 1936; ANDREAE; ROSENFELD, 2008; SU et al., 2010).

Para que um NCN se transforme em uma gotícula de nuvem, é necessário primeiramente que ele esteja suspenso na atmosfera. A água evapora na superfície e é transportada para níveis superiores da atmosfera, onde este vapor d'água encontra temperaturas mais frias. Para que este vapor condense, além da temperatura, que precisa ser favorável a condensação, é necessário que se haja uma superfície para deposição e esta é fornecida pelos NCN. Este processo é ilustrado na Figura 1.4. Assim que a gotícula de nuvem se forma, o crescimento dela se dá principalmente através da condensação de vapor na gotícula, mas também pode acontecer através dos processos de colisão/coalescência.

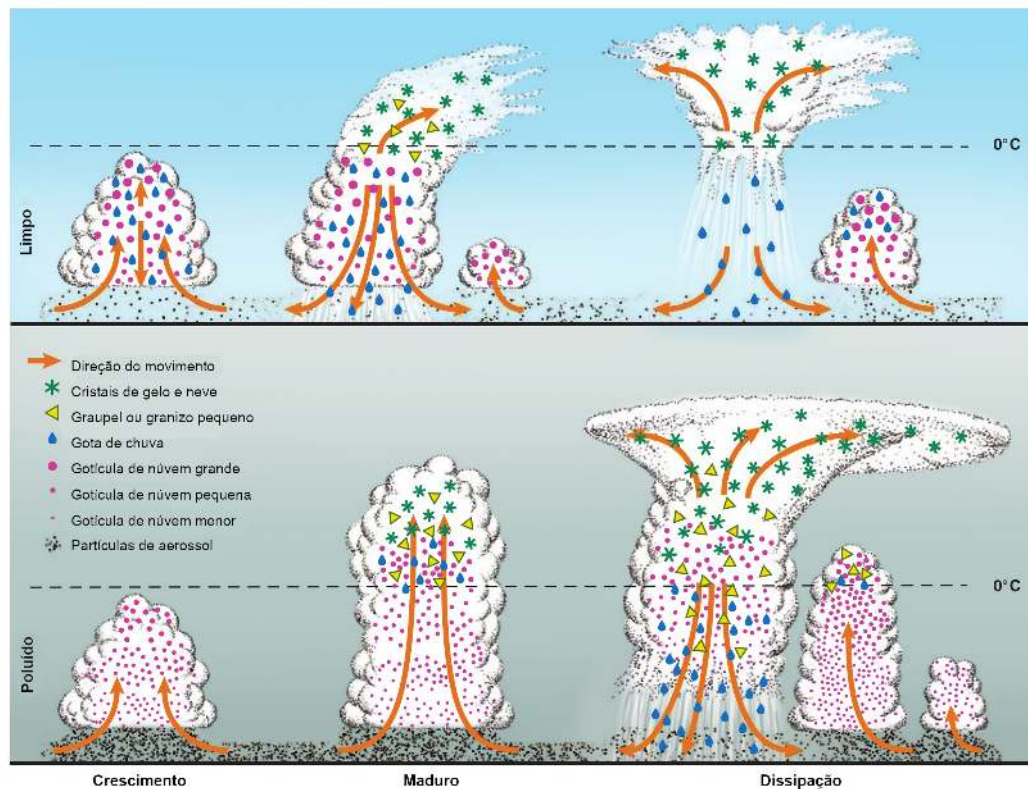
Figura 1.4 – Processo de formação de gotícula de nuvem através da condensação do vapor d'água em um NCN.



Fonte: Adaptado de SEEKPNG, 2022.

Uma grande quantidade de estudos mostram que os aerossóis antropogênicos alteram a formação de nuvens e suas propriedades (ACKERMAN et al., 2000; ROSENFELD, 2000; RAMANATHAN et al., 2001; ROSENFELD; RUDICH; LAHAV, 2001; KOREN et al., 2004; KOREN et al., 2005; PENNER; DONG; CHEN, 2004; TAO et al., 2012). Devido a estas alterações que os aerossóis podem causar nas nuvens, espera-se que em um ambiente poluído haja atraso na formação de nuvens com maior desenvolvimento vertical e consequentemente, também atrase o início da precipitação (ANDREAE et al., 2004, LI et al., 2019) devido a grande quantidade de NCN disponível no ambiente através da emissão de aerossóis por atividade antropogênica. Para exemplificar, em um ambiente com a mesma quantidade umidade disponível pode haver dois cenários distintos para nuvens e precipitação. Em um ambiente mais limpo, com baixa quantidade de aerossóis, há umidade disponível para poucos NCN, sendo mais fácil atingirem um tamanho de gota suficiente para que a precipitação se inicie. Já em um cenário de um ambiente mais poluído, logo com maior quantidade de NCN, a mesma quantidade de umidade do cenário anterior se dividirá com mais NCN, ou seja, haverá mais gotículas de nuvem, porém, em menor tamanho quando comparado ao cenário anterior. Portanto, haverá um crescimento de gotículas de nuvem mais lento, já que estas gotículas precisarão de mais aporte de umidade para que se atinja o tamanho necessário para precipitar (BRÉON; TANRÉ; GENEROSO, 2002; FEINGOLD et al., 2003). A Figura 1.5 ilustra esta explicação de como se espera que, teoricamente, ocorra a formação de nuvens e precipitação nestes dois cenários.

Figura 1.5 – Evolução de nuvens convectivas profundas desenvolvendo-se na atmosfera limpa (superior) e poluída (inferior).



Fonte: Adaptado de Rosenfeld (2008).

Há diversos trabalhos mostrando como os aerossóis podem interagir com a formação de nuvens e precipitação, e estas interações não são lineares, ou seja, é difícil esperar um cenário específico para qualquer ambiente poluído. Temos que à medida que as gotículas de nuvem se formam nas partículas de aerossol, as alterações na concentração do número de aerossol podem alterar a concentração do número de gotículas da nuvem. Este aumento acaba gerando um forçamento radioativo instantâneo ao aumentar o brilho da nuvem, conhecido como efeito Twomey, onde também se encontrou um aumento no número de concentração de gotículas de nuvem em nuvens líquidas (TWOMEY, 1977). Em um ambiente com maior quantidade de aerossóis mas com um caminho de água líquida fixo, haverá partículas de

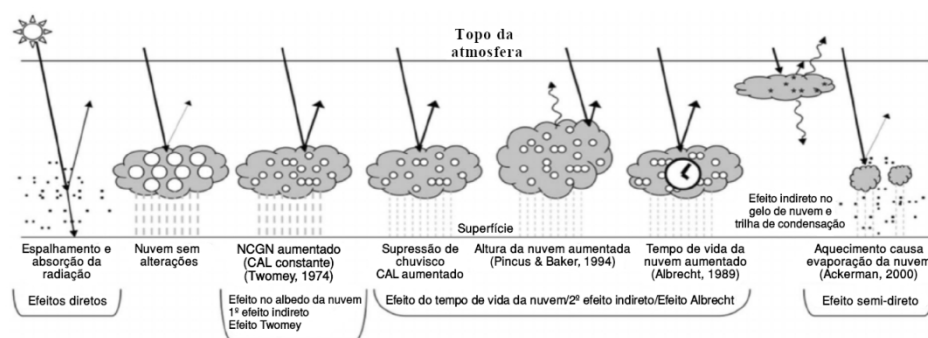
nuvens menores e assim ocorrerá a supressão da precipitação e prolongando o tempo de vida da nuvem (ALBRECHT, 1989; ANDREAE et al., 2004, LI et al., 2019). Quando se tem retenção de água líquida acima do nível de congelamento (isoterma de 0 °C), há maior calor latente para intensificar o desenvolvimento de nuvens convectivas profundas através do fortalecimento das velocidades verticais do vento dentro da nuvem, e por consequência, tempestades mais severas (ANDREAE et al., 2004; ROSENFELD et al., 2008; CHOUDHURY et al., 2020). Assim, com maior desenvolvimento das nuvens convectivas, também haverá aumento na altura delas.

Neste cenário, temos que o desenvolvimento de nuvens profundas acontece quando gotículas de nuvens são lançadas em níveis mais altos com temperaturas mais frias. Quando atingem temperaturas abaixo de 0° C, podem congelar. A temperatura de congelamento depende do tamanho das gotas de nuvem, de modo que gotas menores congelam homogeneamente em temperaturas mais frias do que gotas maiores (PRUPPACHER; KLETT, 2012). Este pode ser o caso em nuvens convectivas profundas continentais onde gotículas super-resfriadas foram encontradas até -37,5 °C (ROSENFELD; WOODLEY, 2000). O congelamento libera calor latente no ar e revigora esses sistemas de nuvens (KOREN et al., 2005), mas também nos níveis mais baixos da nuvem, mais calor latente é liberado pelo aumento da condensação (STORER; VAN DEN HEEVER; L'ECUYER, 2014; SHEFFIELD; SALEEBY; VAN DEN HEEVER, 2015). Isso é parcialmente compensado pela fluatibilidade reduzida devido ao aumento da quantidade de água. Os cristais de gelo que se formam nos níveis superiores crescem em partículas do tamanho de precipitação, que caem contra a corrente ascendente. Em temperaturas acima de 0 °C, eles derretem e consomem calor latente. Para a mesma quantidade de precipitação em superfície, a nuvem poluída tem um transporte de calor ascendente maior porque mais precipitação se origina através da fase de gelo. O maior transporte de calor resulta em um revigoramento das nuvens convectivas com mais precipitação geral, apesar da conversão mais lenta de gotículas de nuvens em gotas de chuva. Os cristais de gelo mais numerosos, porém menores, em nuvens poluídas que sedimentam mais lentamente, aumentam a cobertura de nuvens da bigorna

estratiforme nos estágios maduros e dissipadores de nuvens convectivas profundas (FAN et al., 2013).

Para a mesma quantidade de precipitação de superfície, a nuvem poluída tem um transporte de calor ascendente maior porque mais precipitação se origina através da fase de gelo. O maior transporte de calor resulta em um revigoramento das nuvens convectivas com mais precipitação, apesar da conversão mais lenta de gotículas de nuvens em gotas de chuva. A Figura 1.6 ilustra alguns efeitos diretos e indiretos dos aerossóis na interação com as nuvens.

Figura 1.6 - Esquema simples ilustrando os efeitos indiretos dos aerossóis nas nuvens de acordo com estudos realizados.



Fonte: Adaptado de Tao et al. (2012).

mostrando efeitos diretos e indiretos, nem sempre há uma resposta linear sobre estes efeitos. Martins, Silva Dias e Gonçalves (2012) observaram que um ambiente com altas concentrações de NCN resultaram em aumentos ou diminuições na precipitação total, porém isto dependeu do nível de poluição usado como referência, mostrando a complexidade que é a interação aerossol-precipitação. Resultados de Gonçalves, Machado e Kirstetter (2015) indicaram que a influência do aerossol nos sistemas precipitantes foi modulada pelo grau de instabilidade atmosférica. Isto demonstra que a relação do aerossol com a precipitação não depende de apenas um fator.

Outro efeito conhecido dos aerossóis, é que podem absorver radiação, e assim reduzir o aquecimento da superfície inibindo a convecção e formação de nuvens. Isto acontece através da absorção da radiação, que pode aquecer a camada onde se encontram na atmosfera e favorecer a evaporação de

nuvens já formadas (ACKERMAN, 2000). Alguns estudos evidenciam que este efeito tem um grande impacto radiativo na formação de nuvens (PENNER; DONG; CHEN, 2004; JOHNSON; SHINE; FORSTER, 2004, BHAWAR et al., 2021). Porém, mesmo sendo este efeito bem definido, algumas observações mostraram que houve um aumento de nebulosidade em diversas localidades em que houve aumento na concentração de aerossóis (SUN; GROISMAN, 2004; KAUFMAN; KOREN, 2006; PERLWITZ; MILLER, 2010). Sendo assim, os aerossóis de fumaça podem aumentar ou diminuir a cobertura de nuvens, que depende da umidade do ar, e essa dualidade nos efeitos dos aerossóis constitui uma das maiores incertezas na pesquisa nesse campo. Kaufman et al. (2005) analisaram o efeito regional do aerossol nas nuvens, e mostraram através dos dados do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), que sobre o oceano Atlântico, de junho a agosto, a poeira, a fumaça ou poluição aumentaram a formação de nuvens e a altura do topo delas.

Após tantos resultados, observa-se que as relações entre nuvens e aerossóis não são tão simples, já que aerossóis e nuvens também estão relacionados de outras maneiras além da microfísica, principalmente por dependerem de sistemas climáticos de grande e de mesoescala.

1.7.4 Gases na Amazônia

Como observado anteriormente, as queimadas estão associadas não só com aerossóis, mas também com a emissão de gases. Os gases são muito importantes para a vida na Terra. A própria atmosfera terrestre é uma camada gasosa, que tem em torno de 100 km de altura, levando em conta a sua massa até a linha de Kármán (LUTGENZ; TARBUCK; DASA, 2010). Porém a maior quantidade de gases na atmosfera (em torno de 99%) se concentram nos primeiros 30 km. Os gases com maiores concentrações são o nitrogênio e o oxigênio, que ocupam 78 e 21% do total em volume, respectivamente (AHRENS, 2000). Gases como argônio, neônio, hélio e xenônio (gases nobres), e o hidrogênio molecular (H₂) representam 0,94% do

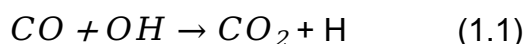
volume da atmosfera. Sendo assim, restando apenas 0,6% para os outros gases, que são considerados gases traço. Alguns desses chamados gases traço são absorvedores de energia emitida pela Terra em forma de onda longa, e responsáveis pelo aquecimento da atmosfera. Outros gases traço são poluentes atmosféricos e danosos para a saúde humana e para os organismos vivos. Um dos ambientes que tem grande importância na dinâmica de gases traço é a região da floresta amazônica.

Um dos papéis que a floresta amazônica desempenha é sua atividade de troca e armazenamento de carbono, tendo um papel importante no ciclo global (RAICH; POTTER, 1995; WALKER et al., 2020). Devido a sua dimensão continental, alterações no uso e cobertura do solo podem ter grandes impactos no clima, onde resultados sugerem que elevadas perdas por desflorestamento na Amazônia podem causar aquecimentos de até 2°C e reduções na precipitação de até 25% (MALHI et al., 2002). Estudos mostram a importância da Amazônia em relação as emissões e absorções do dióxido de carbono (WOFSY; HARRISS; KAPLAN, 1988; LANGENBRUNNER et al., 2019; ASSIS et al., 2020; FREIRE et al., 2021; BOTÍA et al., 2022), formação, oxidação e transporte de O₃ (BROWELL et al., 1988; FAN et al., 1990; TREBS et al., 2012; MELO et al., 2019), óxido nitroso (NASCIMENTO et al., 2020; HUDDALL et al., 2021), CO (ANDREAE et al., 2012; DEETER et al., 2018; RIBEIRO et al., 2018), entre outros. Porém, apesar da imensa quantidades de gases importantes que envolvem a Amazônia, nesta tese serão analisados apenas dois desses gases: o CO e O₃.

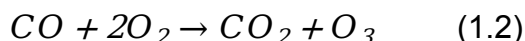
1.7.4.1 Monóxido de carbono

O CO é um gás incolor, inodoro, insípido e inflamável. A formação deste gás ocorre devido a queima em condições de pouco oxigênio (combustão incompleta) e/ou alta temperatura de materiais ricos em carbono (DAEMME et al., 2016). As grandes fontes de emissões antropogênicas mundiais de CO são as indústrias, transportes, residências e queimadas florestais (ZHONG et al., 2017).

Este gás, emitido pelas queimadas, não é propriamente um gás de efeito estufa, porém ele é um importante sumidouro do radical hidroxila (OH) na atmosfera, influenciando sua capacidade oxidante, além de contribuir com a formação de O₃ (KISSELLE et al., 2002), e ser um importante traçador de atividades humanas. A reação do CO com a hidroxila OH é demonstrada por Kirchoff e Marinho (1987) através das seguintes reações químicas:



Sendo um passo para que haja produção de O₃ através de reações secundárias, com o resultado:



De acordo com Bergamaschi et al. (2000), os principais sumidouros do CO na atmosfera ocorrem por: reação com radicais hidroxilas, que estão presentes na troposfera, e por deposição seca. Estes autores também estimaram as taxas de emissão e sumidouro de CO nos trópicos e os resultados mostraram que as principais emissões deste gás são de origem antrópica, como a queima de biomassa que fica em entre 500 e 1500 Tg CO ano⁻¹. Esses autores denominaram essa e a emissão como “tecnológica” (emissões por tráfego de veículos, indústria e queima de biocombustíveis) que correspondem a 478 Tg CO ano⁻¹. Portanto, o aumento da frota de veículos, somado com o crescimento de atividades industriais e a queima de biomassa na região amazônica, implica o aumento da concentração deste gás. Este gás é tóxico e o aumento de mortalidade está sendo associado aos efeitos desse gás no organismo, causando interferência no transporte do oxigênio a nível celular devido a sua facilidade de se ligar a hemoglobina (HARDY; THOM, 1994; CHEN et al., 2021). A exposição a esse gás e MP no estado Mato Grosso foi associada a ocorrência de nascimentos de bebês abaixo do peso (SILVA et al., 2014).

Sabe-se que as queimadas na Amazônia influenciam a composição da química atmosférica tanto localmente, quanto globalmente. Na Amazônia as emissões têm uma grande variabilidade interanual, que podem ser causadas

pela variabilidade nas taxas de desmatamento (MALHI et al., 2008), assim como nos anos de seca na Amazônia (FERNANDES et al., 2011; RIBEIRO et al., 2018). Ribeiro et al. (2020) mostraram que o aumento de CO na Amazônia central está relacionado ao aumento das queimadas, e que durante anos de El Niño as concentrações deste gás aumentaram em 15%. Por isso, o estudo desse gás é de suma importância na Amazônia, onde se sabe que durante o período seco (julho a novembro), ocorre um aumento da sua concentração causado pelas queimadas (DEETER et al., 2018), além deste gás ser é um precursor do O₃.

1.7.4.2 Ozônio

O O₃ é uma variedade alotrópica do oxigênio (O₂), e é constituído por moléculas triatômicas deste elemento, além de ser um gás altamente reativo. Sua formação pode ter origens tanto naturais, quanto antropogênicas, e pode ser encontrado na estratosfera (alta atmosfera) e na troposfera (baixa atmosfera).

Na estratosfera ele se forma por reações fotoquímicas a partir da interação da radiação ultravioleta, sendo um dos gases traço mais importantes, com sua formação localizada a aproximadamente 30 km de altitude. Isto ocorre quando a radiação solar dissocia a molécula de O₂, formando assim a “camada de ozônio”, onde a concentração deste gás é da ordem de 10 ppmv (BOCCI, 2010). Esta camada tem a função benéfica de filtrar os raios ultravioletas do sol que chegam à superfície terrestre e que são prejudiciais à saúde humana e ao ecossistema.

Este mesmo gás também é encontrado na troposfera, que é a camada mais baixa da atmosfera onde acontecem os fenômenos meteorológicos e todas as formas de vida. Nesta camada as concentrações de O₃ são mais baixas quando comparadas as encontradas na estratosfera. A sua emissão na troposfera não é direta, e cerca de 90% da sua concentração na troposfera é produzida pela fotoquímica através da oxidação de CO, metano

(CH₄) e hidrocarbonetos não metânicos (HCNMs) na presença de óxidos de nitrogênio (NO_x = NO + NO₂), e através da queima de biomassa (CRUTZEN; ANDREAE, 1990; JAFFE; WIGDER, 2012; ANDREAE, 2019; BOURGEOIS et al., 2021). Estima-se que a quantidade de O₃ na troposfera teve aumento de 36% desde 1750, associado ao aumento das emissões antropogênicas primárias (HOUGHTON et al., 2001).

O O₃ troposférico é um gás de efeito estufa que tem sido associado a perdas de biomassa, folhas e mortalidade da floresta (GIRGŽDIENĖ et al., 2009; FENG et al., 2019), assim como a danos a saúde humana (ZELM et al., 2008; SELIN et al., 2009; KASSOMENOS; DIMITRIOU; PASCHALIDOU, 2013; COHEN et al., 2017; FLEMING et al., 2018; SICARD et al., 2019) e impactos negativos na produção da agricultura (AVNERY et al., 2011; EMBERSON, 2020; HONG et al., 2020). Além disso, há indícios que o aumento de sua concentração pode ter um significativo impacto na qualidade do ar e nas mudanças climáticas, uma vez que é um gás do efeito estufa (HOUGHTON, 2001; CLIFTON et al., 2020). Este é um dos gases que mais contribuem para que o ar nos grandes centros urbanos tenha baixo índice de qualidade (CARVALHO et al., 2012; FADEYI, 2015). É conhecido também que há uma associação positiva entre o aumento da concentração de O₃ no ar e visitas hospitalares (BELL; DOMINICI; SAMET, 2005; BELL; DOMINICI, 2008; SOUZA et al., 2013; ZHENG et al., 2021).

Diversos trabalhos já tiveram como objetivo o estudo do O₃ na Amazônia (BROWELL et al., 1988; GREGORY et al., 1988; FAN et al., 1990; POPE et al., 2020). A conversão de floresta para outro tipo de uso da terra pode reduzir significativamente as emissões de hidrocarbonetos orgânicos, sendo estes um dos sumidouros do O₃ em ambientes pobres em NO_x (LERDAU; GUENTHER; MONSON, 1997; FUENTES et al., 2000). Além disso, os incêndios florestais são uma grande fonte precursora de O₃ (através dos NO_x e COVs), e tem sido responsáveis por um aumento das concentrações de O₃ na troposfera (KIRCHHOFF; MARINHO, 1994; KIRCHHOFF et al., 1996; BELA et al., 2015). Na Amazônia estudos mostraram que o O₃ está relacionado com perda de produtividade da floresta (PACIFICO et al., 2015) e

também com danos a saúde humana (SILVA et al., 2016), o que exemplifica a importância de mais estudos envolvendo este gás tanto com relação a floresta, quanto com relação as áreas urbanas.

1.7.5 Sistemas convectivos de mesoescala

Os SCM são sistemas formados em sua maioria por nuvens convectivas do tipo *Cumulonimbus* (Cb), e estas nuvens se aglomeram e se organizam em uma escala de tempo e espaço chamada de mesoescala (ORLANSKI, 1975). Seu tamanho pode variar de 2 a 20 km (torres convectivas individuais), até 200 a 2000 km (MACHADO et al., 1998). Além disso, estes sistemas são reconhecidos como uma das principais fontes de precipitação nos trópicos (HOUZE JR, 2004; LIU, 2011; ROCA et al., 2014), e sendo assim também é um forte candidato a precipitações extremas. Apesar disso, a precipitação mais intensa depende de muitos fatores ligados ao ambiente e/ou a própria dinâmica e microfísica do SCM, sendo esses fatores todos relacionados ao ciclo de vida dos sistemas convectivos profundos (HOUZE JR, 2004; HOLLOWAY et al., 2017). Outra característica importante é que devido a sua natureza convectiva, são responsáveis por transferências verticais de energia na troposfera na região tropical (LAURENT et al., 2000) e também de gases como o O₃ (BETTS et al., 2002; SILVA DIAS et al., 2002; MELO et al., 2019).

Dentro do conceito de SCM, eles são classificados de acordo com seu formato (linear ou circular), tamanho e tempo de vida, por exemplo: Complexos convectivos de mesoescala (CCM) (MADDOX, 1980) e linhas de instabilidade (LI) são exemplos de SCM. Esta tese não fará distinção entre os diferentes tipos, sendo assim, não serão detalhados aqui.

Estudos pioneiros sobre CCM na América do Sul se deu por Velasco e Fritsch (1987), onde os autores observaram a ocorrência dos CCM nas Américas durante dois períodos no início dos anos 1980 (de novembro a abril), e durante o estudo perceberam que poucos CCM ocorreram na bacia amazônica. Para ser classificado como CCM, o sistema convectivo deve

preencher o critério definidos por Maddox (1980), e devido a isso, diversos sistemas convectivos circulares não são classificados desta forma, fazendo que estes sejam pouco observados na Amazônia. Mais detalhes sobre os CCM na América do Sul podem ser visto em Silva Dias, Rozante e Machado (2009).

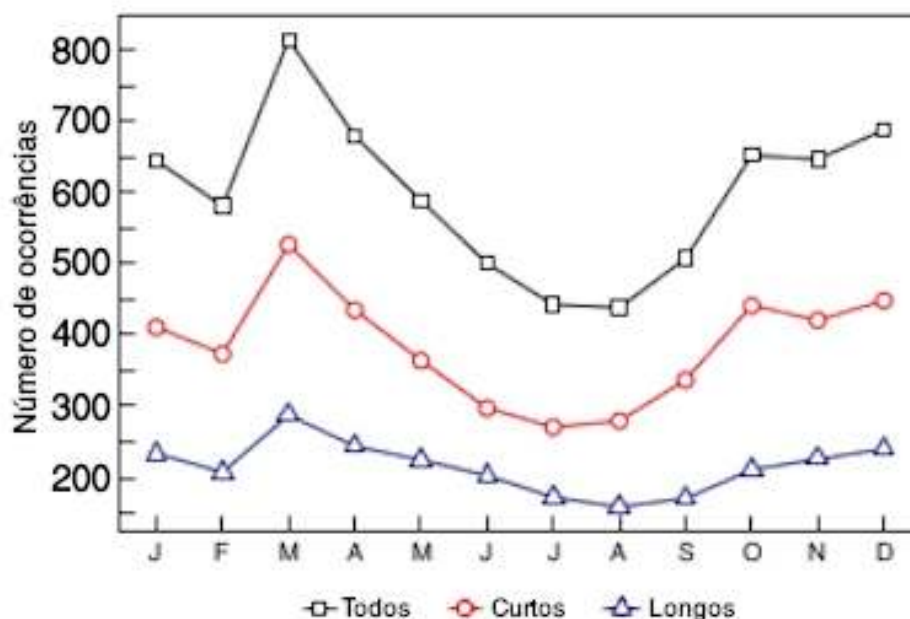
Em relação aos SCM circulares, Sodré et al. (2015) observaram a ocorrência destes no estado do Pará de 2008 a 2012 e identificaram que houveram 143 ocorrências. Os resultados mostraram que a região mais comum de formação destes sistemas foram regiões de transição entre áreas de floresta e desmatadas, como a região conhecida como Arco do Desmatamento.

A LI é o tipo de SCM que há mais estudos realizados na região. As LI podem se formar na costa norte/nordeste do continente sul-americano através da convecção induzida pela brisa marítima e se propagar continente adentro (KOUSKY, 1980; GARSTANG et al., 1994; GRECO et al., 1994; COHEN; SILVA DIAS; NOBRE, 1995; SOUSA; CANDIDO; SATYAMURTY, 2021). Este tipo de LI ainda foi classificado conforme sua propagação continente adentro, e também foi observada sua velocidade de propagação e tempo de vida (COHEN; SILVA DIAS; NOBRE, 1995). Também foi observado a ocorrência das LI que se formam dentro da bacia amazônica (PEREIRA FILHO et al., 2002; MELO et al., 2019) e também associada a frente fria (NEGRÓN-JUÁREZ et al., 2010, 2017). Diversos autores mostraram a passagem da LI sobre uma região promove alterações na química e termodinâmica próximas a superfície, mostrando que os níveis de O_3 aumentaram no momento da passagem da LI (BETTS et al., 2002; GRANT et al., 2008; GERKEN et al., 2016; DIAS-JUNIOR et al., 2017; MELO et al., 2019). Camarinha-Neto et al. (2021) também observaram este mesmo comportamento quando um SCM se formou por influência da friagem na região.

Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2018) ao analisar aspectos climatológicos dos SCM na bacia amazônica de 2000 a 2013, diferenciaram os sistemas entre curtos (duração entre 3 a 5 horas e 30 minutos) e longos (duração

maior que 6 horas), e os resultados mostram que os SCM que se formam dentro do continente são muito mais comuns durante o mês de março, sendo o mês de agosto o mês com menor frequência média, conforme visto na Figura 1.7. Pode-se observar que o mês de agosto é o mês com menor número de ocorrências, porém, ainda é um número considerável de eventos.

Figura 1.7 - Distribuição mensal dos SCM continentais na bacia amazônica de acordo com seu ciclo de vida.



Fonte: Adaptado de Rehbein, Ambrizzi e Mechoso (2018).

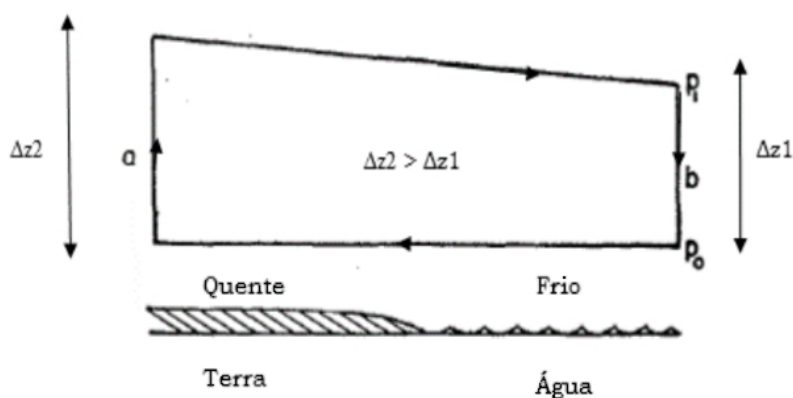
1.7.6 Circulações locais

As circulações locais são movimentos de ar resultantes do aquecimento diferencial entre diferentes coberturas superficiais. Existem diversos tipos de circulações locais, como brisa marítima/terrestre, fluvial/terrestre, vale/montanha, vegetação, entre outras. Todas se baseiam no mesmo princípio, com sua nomenclatura mostrando apenas em que tipos de superfícies acontecem. A circulação local de brisas é um dos fenômenos mais conhecidos dentro da literatura, sendo esta incluída na classificação de mesoescala β (ORLANSKI, 1975). Um exemplo didático para exemplificar

como funcionam as circulações locais, é o exemplo da brisa marítima/terrestre.

O processo físico que promove a formação das circulações de brisas é através da diferença de capacidade térmica entre as massas de água e terra. É mais frequente acontecer em regiões tropicais devido a intensa atividade radioativa recebida durante o ano inteiro (STULL, 1988). Como exemplo, pode-se considerar dois tipos de superfícies: continente e oceano. Durante o dia, há maior quantidade radioativa chegando nas duas superfícies, e com o tempo, a superfície do continente aquece mais rápido que a superfície do oceano, devido a suas características físicas. Esta diferença positiva causa um fluxo de massa de ar do oceano para o continente (HAURWITZ, 1947), o que é chamado de brisa marítima. Durante o período noturno, já não se tem mais o fornecimento de radiação para aquecimento das superfícies, e devido as suas características físicas, a água tem dificuldade em ganhar calor mas também tem dificuldade em perder calor, e por isso durante esse período noturno ela fica mais quente que o continente, que perde calor mais fácil e durante a noite está mais frio. Logo, a temperatura do continente está menor que a do oceano, o que promove um fluxo do continente para o oceano, e esta é denominada brisa terrestre. A circulação de brisa marítima está ilustrada na Figura 1.8.

Figura 1.8 - Modelo idealizado de brisa marítima. O Δz representa a altura, P_0 e P_1 representam a pressão inicial e pressão final, respectivamente. A e B representam os pontos da circulação.



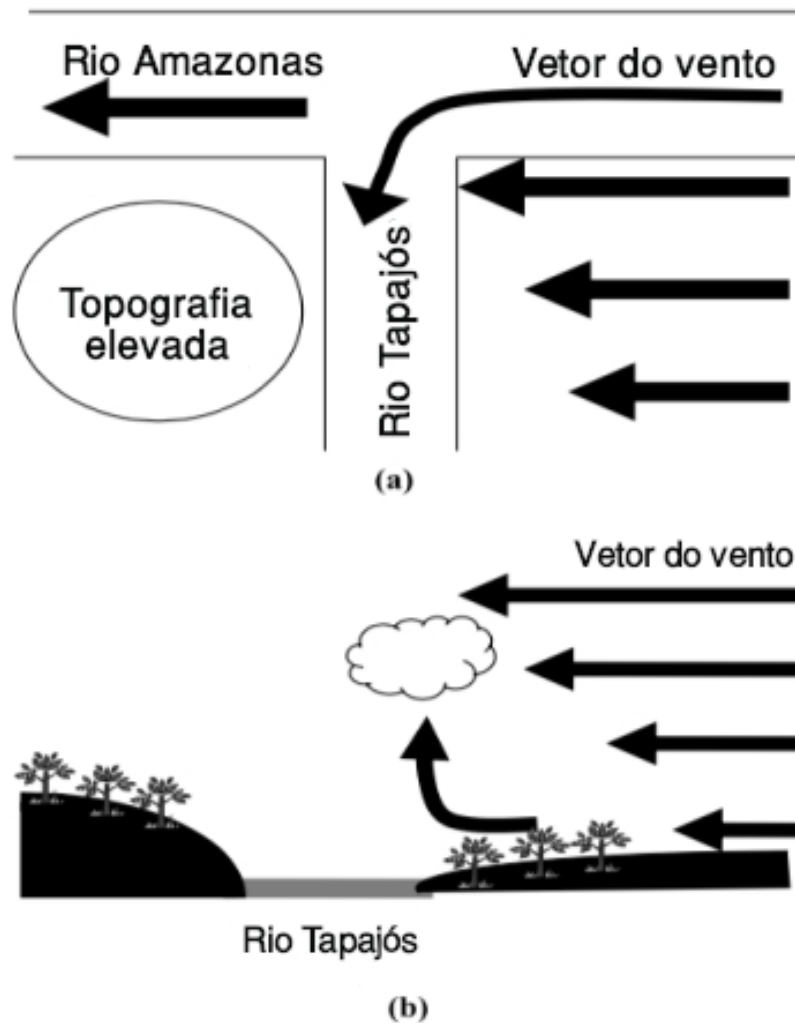
Fonte: Adaptado de Haurwitz (1947).

Kousky (1980) mostrou a importância da circulação de brisa na distribuição da precipitação na região norte e nordeste do Brasil. Os resultados mostram a ocorrência de precipitação entre 12:00 e 18:00 UTC durante o período de desenvolvimento da brisa marítima e durante a madrugada foi observado precipitação sobre a costa sendo associada à brisa terrestre.

A brisa fluvial é muito importante na Amazônia devido a sua extensa rede de rios e são frequentemente usados para transporte de pessoas. Estas circulações são capazes de gerar diferentes distribuições espaçotemporais de precipitação, afetando diretamente o tempo e clima da região. Oliveira e Fitzjarrald (1993), através de dados observacionais, mostraram que a mudança na direção do vento foi causado pela brisa fluvial na cidade de Manaus. Silva Dias et al. (2004) mostraram que a brisa fluvial na margem leste do rio Tapajós, próximo a cidade de Santarém, é associada com a formação de nuvens nas margens dos rios, e esta ocorre em uma situação de enfraquecimento dos ventos de leste. Enquanto Lu et al. (2005), em seu estudo para a mesma região, investigaram as circulações de mesoescala e variações de CO₂ através de simulações numéricas. Os autores puderam observar que zonas de convergência de baixo níveis, formadas na margem leste do Tapajós, não se formam somente em situações onde sistemas de escala sinótica estão atuando, mas também em situações de intenso escoamento médio. O que se observa é que há um efeito de canalização do escoamento local associado a topografia e as características da paisagem local, adicionalmente com diferenças na rugosidade entre corpos d'água e terra, forçando mecanicamente o vento a desviar do rio Amazonas para o Tapajós conforme modelo conceitual mostrado na Figura 1.9.

Outro estudo que mostra a influência da brisa na distribuição da precipitação foi feito com dados de refletividade do radar de Santarém (Cohen et al., 2014). Na região de Santarém, durante o dia, a precipitação se concentra na margem leste do rio Tapajós e durante a noite sobre os rios. Estes resultados mostram que a brisa fluvial altera o padrão da precipitação nos locais onde ela é observada.

Figura 1.9 - Modelo conceitual dos mecanismos que levam a formação da linha de convergência de baixos níveis na margem leste do rio Tapajós: (a) distribuição horizontal e (b) seção transversal vertical.



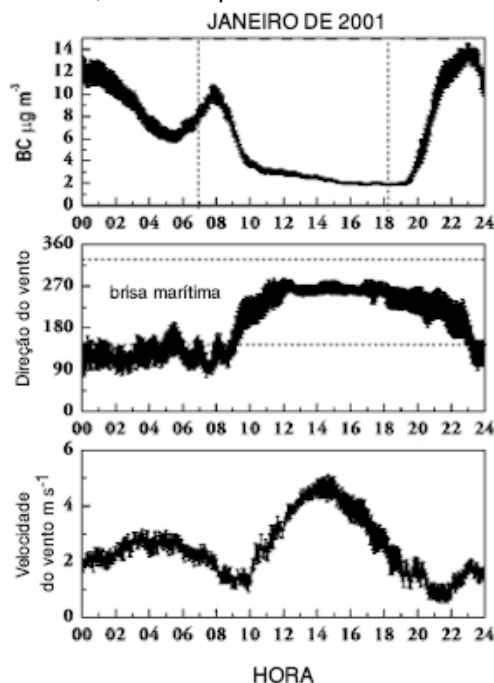
Fonte: Adaptado de Lu et al. (2005).

Dos Santos et al. (2014) analisaram a brisa fluvial na região da cidade de Manaus e mostraram que durante o dia, os ventos vindos dos rios são frequentes, indicando ação da brisa fluvial. Esta condição de vento transporta o ar úmido dos rios para a cidade de Manaus. Os autores também evidenciaram as circulações locais e seu impacto no transporte de umidade são mais evidentes na estação seca. Posteriormente, Dos Santos et al. (2019) identificaram que as inundações sazonais causam intensificação das brisas fluviais durante o dia, e se propagam mais rapidamente pela região de terra firme, demorando mais para se dissipar e promovem um movimento vertical ascendente mais forte, alterando o transporte de calor e massa.

1.7.6.1 Brisas e dispersão de poluentes

As circulações de brisa podem exercer o papel de retenção de poluentes assim como podem promover a limpeza desses poluentes, levando os para outras regiões. Portanto, as circulações de brisas além da influência na distribuição espacial de nuvens e chuva, também tem papel relevante sobre a dispersão de poluentes. Babu e Moorthy (2002) mostraram que a brisa marítima é importante para a dispersão do BC na região da cidade de Trivandrum, na Índia (Figura 1.10). Os autores observaram que o ar continental é bastante contaminado por BC, e que durante o período noturno a concentração deste aerossol aumenta quando a brisa terrestre prevalece. Durante o período diurno, observou-se uma rápida dispersão e diluição do BC próximo a superfície, que foi favorecido pela mudança na direção dos ventos associados a brisa marítima.

Figura 1.10 - Média mensal da variação diurna da concentração de BC (primeiro painel), direção do vento (segundo painel) e velocidade do vento (terceiro painel). A linha pontilhada vertical indica o nascer e pôr do sol, e a linha pontilhada horizontal indica a brisa marítima.



Fonte: Adaptado de Baby e Moorthy (2002).

Por outro lado, a brisa marítima foi associada ao aumento de NO_x e $\text{MP}_{2,5}$ em uma área costeira no norte da França (AUGUSTIN et al., 2020). Os autores mostram que na cidade de Dunquerque, após a passagem da frente de brisa, houve um aumento nas concentrações destes gases e material particulado (MP). Isto ocorre devido a cidade industrializada desta região estar localizada mais próximo a costa, fazendo com que a brisa que adentra a região do continente transporte as emissões desta região industrial para a região urbana que se localiza continente adentro, posteriormente a esta região industrial. Este efeito também foi observado quando se estudou o impacto da brisa marítima no transporte das emissões de navios em Tangshan, China (SHANG et al., 2019). Os autores mostram que o NO_2 emitidos pelos navios no porto foram transportados mais de 100 km continente adentro pela brisa marítima.

Estes resultados mostram que dependendo da localização da fonte de poluição, a circulação de brisa pode ajudar na limpeza dos poluentes ou transportá-los de regiões industriais para regiões urbanas que se localizam continente adentro.

1.7.7 Modelo numérico WRF-Chem

O modelo WRF-Chem é um modelo atmosférico não-hidrostático acoplado com um modelo de transporte químico (GRELL et al., 2005), desenhado para pesquisa atmosférica e previsão do tempo, e está disponível em <http://www.wrf-model.org>. O seu desenvolvimento foi um esforço conjunto entre diversas entidades que tiveram como objetivo construir um modelo de previsão do tempo com o intuito de avançar no entendimento e previsão do tempo de mesoescala, melhorando as pesquisas dentro de suas operações. Entre as instituições envolvidas na sua elaboração, destacam-se o laboratório *Mesoscale and Microscale Meteorology* (MMM) do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *Earth System Research Laboratory* (ESRL), Departamento de

Defesa da *Air Force Weather Agency* (AFWA) e *Naval Research Laboratory* (NRL), *Center for Analysis and Prediction of Storms* (CAPS), Universidade de Oklahoma e a *Federal Aviation Administration* (FAA), além de contar com a participação de diversos pesquisadores de outras instituições de pesquisa e universidades ao redor do mundo.

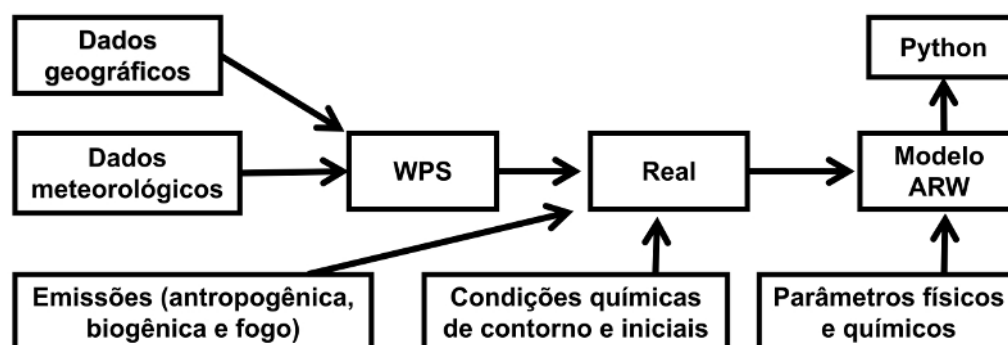
O WRF-Chem utiliza as equações básicas da dinâmica atmosférica, um conjunto de equações de conservação de propriedades físicas do fluido, sendo estas: a equação da conservação do momento para Terra esférica, equação da conservação da energia termodinâmica, equação da continuidade para massa total, e a lei dos gases ideais.

O modelo WRF utiliza um tipo de grade definida como Arakawa do tipo C (ARAKAWA; LAMB, 1977) com discretização horizontal, com espaçamentos de Δx e Δy constantes. O tipo de coordenada vertical utilizada pelo modelo é a sigma-z (KASAHARA, 1974). A discretização temporal são desenvolvidas separadamente para casos como ondas de baixa e alta frequência a fim de reduzir as instabilidades numéricas. No caso de ondas de baixa frequência, a resolução é feita pelo método de Runge-Kutta de 3ª ordem. Já as ondas de alta frequência são obtidas pela linearização das equações governantes e, então, os modos horizontais das ondas acústicas derivados desta linearização são resolvidos por um esquema do tipo *forward-backward*, enquanto que os modos verticais são resolvidos por um esquema implícito. Todo o desenvolvimento dos métodos utilizados no WRF podem ser visto em Skamarock et al. (2008).

O WRF-Chem considera os processos físicos e químicos na atmosfera, como: transporte, deposição, emissão, transformações químicas, interação com aerossóis, fotólise e radiação. Ele é baseado na formulação euleriana dos processos de transporte de fluidos. A advecção e difusão é feita pelo modelo, e o transporte de sub-grade é governado pelas parametrizações próprias, camada limite planetária e convecção. O *feedback* da química com a meteorologia é feito pela radiação e microfísica, enquanto que a fotólise é acoplada com os aerossóis e hidrometeoros.

O modelo funciona através de um mecanismo de pré-processamento, processamento e pós-processamento. A Figura 1.11 mostram o fluxograma do WRF-Chem, em que se mostram as três principais componentes da simulação, como o *WRF Preprocessing* (WPS), Real e modelo *Advanced Research WRF* (ARW).

Figura 1.11 - Representação esquemática do sistema de modelagem do WRF-Chem.



Fonte: Adaptado de Kumar (2012).

O WPS consiste no conjunto de três programas: geogrid, ungrib e metgrid. A finalidade desses programas é definir o domínio, interpolar os dados de condições iniciais e de contorno e os dados físicos (topografia, cobertura e uso do solo, umidade do solo, etc). A próxima etapa é realizada pelo programa Real, onde este interpola os dados do WPS horizontal, vertical e temporalmente. Assim, se cria as condições de fronteira e as condições iniciais. Por último, se realiza o processo com o modelo ARW através do programa WRF. Nesta etapa é onde se executa o processamento de todo o processo de resolução das equações numéricas com os dados fornecidos, gerando as previsões e armazenadas em um arquivo do tipo NetCDF para futuro pós-processamento, que no caso da Figura 1.9 é feito através da linguagem de programação Python.

CAPÍTULO 2 SIMULAÇÃO DOS EFEITOS DA QUEIMA DE BIOMASSA EM UM SISTEMA CONVECTIVO DE MESOESCALA NA AMAZÔNIA CENTRAL¹

Este capítulo desenvolve sobre o primeiro objetivo específico da tese, em que procura analisar o papel do aumento de aerossóis das queimadas durante o período seco na Amazônia central sobre a intensificação/desintensificação de tempestades e transporte de gases através de um estudo de caso. Sendo assim, acaba explorando o tema em que as atividades humanas na Amazônia, através das queimadas, podem alterar um SCM ocorrido no período e como isto pode afetar tanto a chuva, como o transporte de poluentes.

2.1 Material e métodos

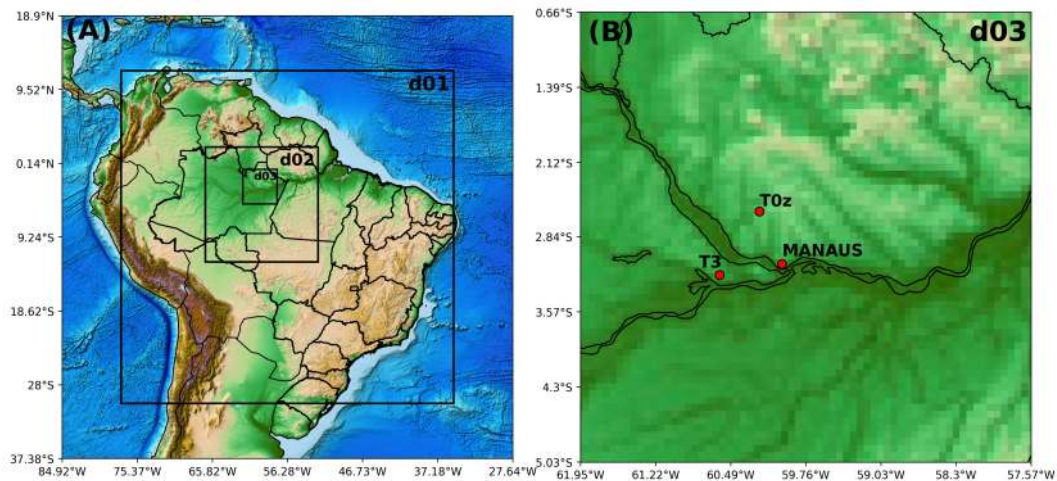
2.1.1 Área do estudo

A região da Amazônia central possui diversos rios, como o Amazonas, Negro e Solimões, além de variações topográficas (MARINHO; FILIZOLA-JUNIOR; CREMON, 2020). Além disso, a região tem bastante influência das circulações locais, principalmente durante a estação seca (SILVA DIAS et al., 2004; DOS SANTOS; SILVA DIAS; FREITAS, 2014), onde estas circulações têm influência nos padrões de direção do vento, temperatura e precipitação. Outra característica da região é que a bacia amazônica é uma das regiões continentais com as condições de poluição do ar mais limpas (WILLIAMS et al., 2002), o que torna a região perfeita para se observar como que alterações em concentrações de poluentes podem ter efeitos em um SCM na Amazônia. A área de estudo usada neste trabalho compreende os sítios experimentais: 1) de Manacapurú, T3, (03° 12' 49"S, 60° 35' 55"W) a 70 km da cidade de Manaus (DIAS-JUNIOR et al., 2017); 2) da reserva biológica do Cuieiras, T0z, (02° 36' 33"S, 60° 12' 33"W), a 60 km de Manaus (Figura 2.1). Esses sítios foram implantados e instrumentados durante o experimento *Green Ocean Amazon* (GoAmazon2014/5) (MARTIN et al., 2016). É importante mencionar que o sítio T3 é

¹ Publicado na revista Atmospheric Research, Qualis A1: D'OLIVEIRA, Flávio A. F. et al. Simulation of the effects of biomass burning in a mesoscale convective system in the central amazon. Atmospheric Research, p. 106345, 2022.

tipicamente a favor do vento da cidade de Manaus, influenciado por massas de ar urbanas (TREBS et al., 2012; MARTIN et al., 2016), enquanto o sítio T0z, é localizado ao norte da cidade de Manaus, sendo este não influenciado pelo transporte das emissões da cidade (RIZZO et al., 2013).

Figura 2.1 - Os domínios do WRF-Chem usados no estudo. Os locais das estações de superfície no domínio d03 estão representadas por pontos vermelhos.



2.1.2 Dados

As análises foram centradas durante a estação seca da Amazônia central no ano de 2014. Ao longo deste período, foram analisados os casos de SCM que ocorreram durante os dias em que houveram maiores concentrações de CO. Através deste critério, foi selecionado um caso de SCM ocorrido no dia 16 de agosto de 2014. A motivação para essa escolha se deve ao fato que este sistema teve grande intensidade de precipitação e de velocidade do vento associado através dos dados experimentais, com os níveis de CO mais elevados entre os outros SCM ocorridos no período.

Os dados experimentais oriundos do sítio T0z usados nesse trabalho foram a temperatura do ar medida a 50 m, a razão de mistura de CO e O₃ coletadas por analisadores de gases (Picarro G2301 e 49i-TSi), onde estes sensores foram instalados em uma torre micrometeorológica e coletados a 39 m de altura (RIZZO et al., 2013).

No sítio T3 utilizou-se os dados de temperatura, precipitação e velocidade do vento, coletado pela estação meteorológica automática WXT520 (Vaisala), bem como dados da razão de mistura do CO medidos pelo instrumento Los Gatos ICOS N2O/CO-23D (LGR) e O₃ medido pelo analisador de gás 49i TSi (Thermo).

Na cidade de Manaus, foram utilizados adicionalmente os dados de Radar Banda-S do SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia). Também foram utilizadas imagens de satélite no canal infravermelho (Banda 4) do satélite GOES-13 e dados extraídos da reanálise do modelo ERA5 (HERSBACH et al., 2020) do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Os dados de radar e de satélite foram utilizados para a identificação dos SCM que ocorreram na região da Amazônia central no período seco do ano de 2014, e os dados do ERA5 para a identificação da formação deste sistema.

2.1.3 Descrição das simulações

Neste trabalho recorreu-se ao modelo WRF-Chem na versão 4.2 (GRELL et al., 2005) para a realização das simulações que serão realizadas neste trabalho.

As seguintes configurações de domínios, opções físicas e químicas são mostradas na Tabela 1. Além disso, um mecanismo de linha de base de volatilidade atualizado para a formação de aerossol orgânico secundário (SOA) também foi incluído (Knote et al., 2015).

Tabela 2.1 - Configurações utilizadas do WRF-Chem na simulação.

(continua)

Processos/Configurações	Opção do WRF-Chem	Referência
Radiação de onda longa	RRTMG	Iacono et al. (2008)
Radiação de onda curta	RRTMG	Iacono et al. (2008)
Camada limite	MYNN 2.5	Nakanishi e Niino (2009)

(conclusão)

Microfísica de nuvens	Morrison 2-Moment	Morrison et al. (2009)
Superfície terrestre	NOAH Surface Model	Ek et al. (2003)
Parametrização de cumulus	Grell 3D (d01)	Grell e Dévényi (2002)
Pontos nas coordenadas x e y	176 x 176 para d01, 178 x 181 para d02 e 163 x 163 para d03	
Resolução Horizontal	27 km para d01, 9 km para d02 e 3 km para d03	
Camadas verticais	60	
Mecanismo de fase gasosa	MOZART	Knote et al. (2014)
Química e microfísica do aerossol	MOSAIC with 4 bins	Zaveri et al. (2008) e Hodzic e Knote (2014)
Fotólise	New TUV	Tie (2003)

As condições iniciais e de contorno para química e aerossóis foram retiradas do *Community Atmosphere Model with Chemistry* (CAM-Chem) (LAMARQUE et al., 2012). Para as condições meteorológicas iniciais e de contorno, usou-se os dados extraídos da reanálise global do Centro Europeu de Previsão do Tempo de Médio Prazo (ECMWF) (DEE et al., 2011) com resolução de tempo de 6 horas e 0,25 graus de resolução horizontal.

Os dados de emissões antrópicas foram extraídos do banco de dados do EDGAR-HTAP (*Emissions Database for Global Atmospheric Research with Task Force on Hemispheric Transport of Air Pollution*) versão 2.2. Estes dados são representativos do ano de 2010, sendo este o conjunto de dado mais recente disponível, com resolução horizontal de 0,1° x 0,1° (JANSSENS-MAENHOUT et al., 2019). Devido a

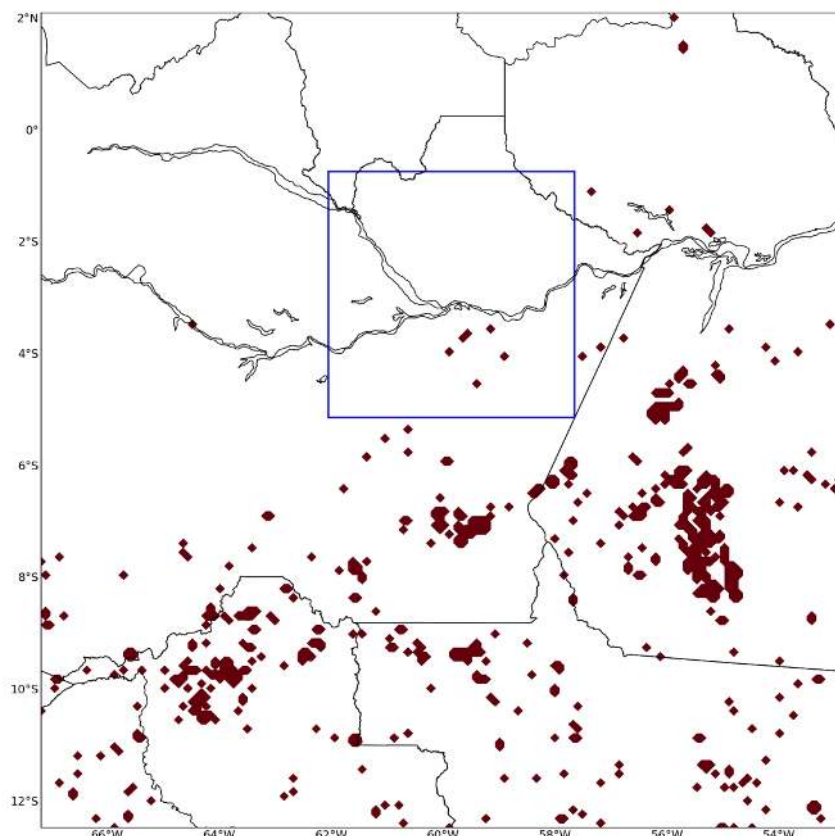
poucas informações sobre emissões antrópicas na Amazônia, alguns autores têm utilizado seus próprios inventários de emissões locais para melhor representação da química na região da Amazônia central (RAFEE et al., 2017; MEDEIROS et al., 2017). Sendo assim, neste trabalho o transporte rodoviário e as emissões de energia elétrica do EDGAR-HTAP foram modificadas de acordo com as estimativas das emissões locais através do modelo VEIN (*Vehicle Emissions Inventory*) versão 0.9.13 (IBARRA-ESPINOSA et al., 2018). O VEIN é um modelo do tipo *bottom-up* utilizado para obtenção dos inventários de emissões veiculares em alta resolução. As emissões de termoelétricas, o tipo de combustível e seu consumo mensal foram fornecidos pela central elétrica brasileira (ELETROBRÁS, 2014). As emissões de gases foram inseridas no domínio d03 das simulações como categorias “POW” para emissões de energia e “TRA” para as de transporte.

O período de integração das simulações iniciou às 00:00 UTC dia 15 de agosto e finalizou às 00:00 UTC do dia 17 do mesmo mês, totalizando 48 horas de integração, sendo que as primeiras 24 horas foram descartadas (*spin-up*). Para este estudo foram realizados duas simulações com as seguintes características: (1) simulação *bb_on*, onde serão utilizadas as emissões de queima de biomassa estimadas para os focos de incêndio identificados durante o período de simulação; (2) simulação *bb_off*, onde não serão utilizadas as emissões de queima de biomassa. O objetivo destes dois cenários está em avaliar o comportamento do SCM em um experimento com o *bb_on*, onde se comporta como experimento controle em que são levados em conta as emissões de queima de biomassa, e com o *bb_off* que simula como seria sem que houvessem emissões de queimadas durante o período, e assim verificar como o SCM se comporta em relação a precipitação e transporte dos gases O_3 e CO .

Para as emissões de queima de biomassa foi utilizado o *Fire Inventories* do NCAR (FINN) na versão 1.5 (WIEDINMYER et al., 2011). Esses dados são compostos por uma estimativa diária de uma grade de 1 km^2 com base na localização e hora dos incêndios ativos detectados pelo produto de anomalias térmicas e de fogo do MODIS (GIGLIO et al., 2003). Para cada contagem de fogo, é atribuída uma área queimada de $0,75\text{ km}^2$ para pastagens e savanas, e 1 km^2 para outras coberturas de solo. Os dados FINN oferecem cobertura global, alta resolução temporal e espacial e incluem emissões para um grande número de espécies químicas, incluindo CO_2 , CO ,

NO_x , NH_3 , CH_4 compostos orgânicos voláteis e semivoláteis COV e COVS), carbono negro (BC) e aerossóis de carbono orgânico (OC). As emissões de fogo FINN são emitidas no WRF-Chem usando um ciclo diurno que atinge o pico no início da tarde (hora local) com base em Giglio (2007) e depois são injetadas uniformemente em toda a camada limite (DENTENER et al., 2006), conforme apoiado pela análise das alturas das plumas sobre a Amazônia (MARENCO et al., 2016; GONZALES-ALONSO et al., 2019). O FINN tem sido amplamente utilizado em estudos usando modelos de transporte químico atmosférico para simular mudanças na qualidade do ar de escala local para global. A Figura 2.2 mostra os domínios d02 (quadrado preto) e d03 (quadrado azul) com todos os pontos de emissão de queima de biomassa obtidos através dos dados do FINN para o período de 15 de agosto de 2014 de 12:00 UTC até as 12:00 UTC do dia seguinte.

Figura 2.2 - Pontos de emissão de queima de biomassa do FINN nos domínios d02 e d03 (destacado pelos quadrados preto e azul, respectivamente) no período de 24 horas entre 12:00 UTC do dia 15 até as 12:00 UTC de 16 de agosto de 2014.

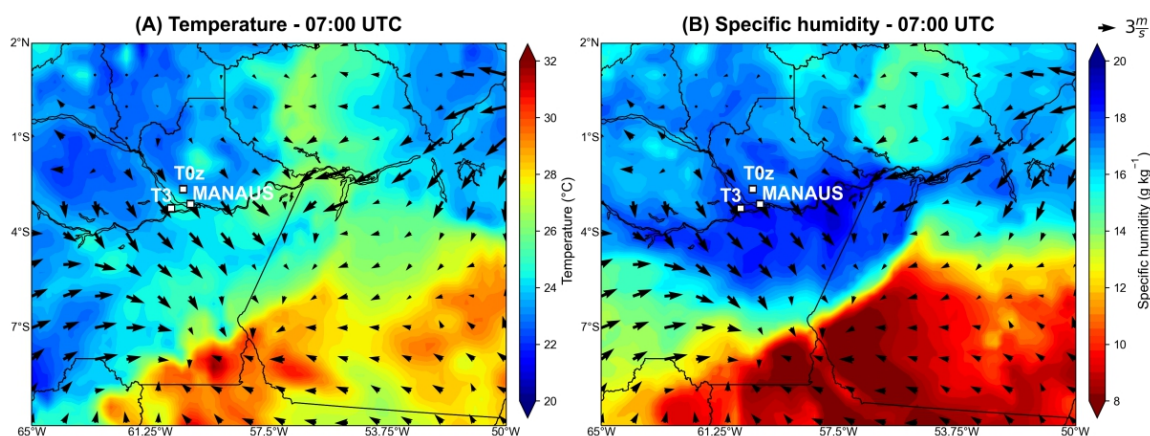


2.2 Resultados e discussão

2.2.1 Estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala

A formação deste SCM ocorreu devido à confluência de ventos causado pelo gradiente de temperatura e umidade específica (Figura 2.3). Nota-se que na região norte/nordeste da área de estudo os valores da temperatura/umidade específica do ar é menor/menor que os valores observados na região sul/sudeste. Para a temperatura, há um gradiente de $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, e para umidade específica o gradiente é de 10 g kg^{-1} , sendo este gradiente a causa para os ventos convergirem nesta região. Os ventos de leste trazem umidade do oceano e convergem com os ventos de oeste na região do SCM favorecendo a sua formação.

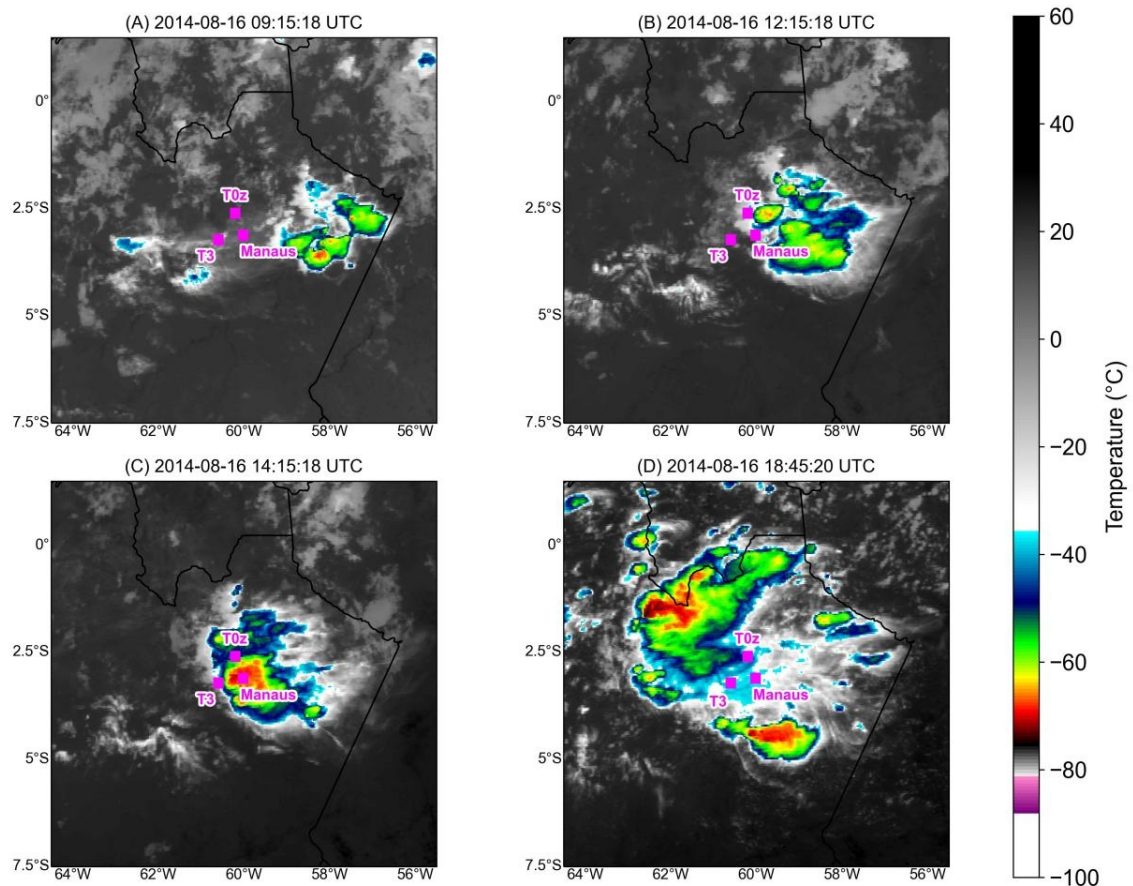
Figura 2.3 - Dados de reanálise do modelo ERA5 com resolução espacial de $0,125^{\circ}$ do dia 16 de agosto de 2014 às 07:00 UTC no nível de 1000 hPa: (A) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$); e (B) Umidade específica (g kg^{-1}). As setas pretas indicam a velocidade e direção do vento e os pontos amarelos indicam a localização dos sítios experimentais.



As primeiras células convectivas deste SCM foram observadas às 07:00 UTC do dia 16 de agosto a leste da cidade de Manaus. A evolução desse SCM pode ser observada na Figura 2.4. Às 09:15 UTC observa-se o início da formação de aglomerados de células convectivas (Figura 2.4a). Por volta de 12:15 UTC nota-se o estágio maduro do SCM, quando as nuvens estavam em torno do sítio T0z e da cidade de Manaus (Figura 2.4b). A maior intensidade desse SCM, em função da temperatura de brilho do topo da nuvem, ocorreu por volta das 14:15 UTC, com topos de nuvens mais frios perto do sítio T3 (Figura 2.4c) e às 18:45 UTC o SCM já se encontra mais a oeste dos sítios (Figura 2.4d). A dissipação deste SCM foi observada às 03 UTC do dia seguinte totalizando o ciclo de vida de

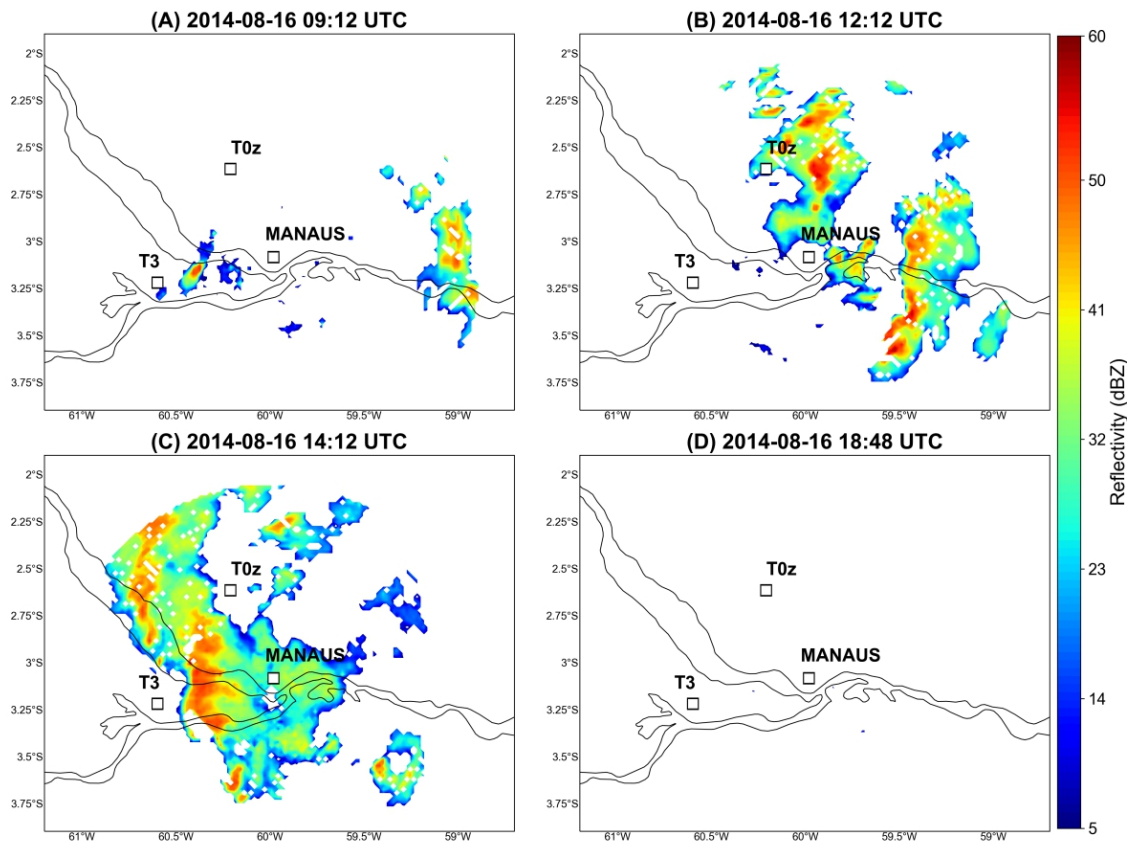
aproximadamente 20 horas, isto é, um longo período de vida de acordo com a definição de Rehbein et al. (2019).

Figura 2.4 - Imagens de satélite do GOES-13 no canal 4 (Infravermelho) para o dia 16 de agosto de 2014: (A) 09:15 UTC; (B) 12:15 UTC; (C) 14:15 UTC; e (D) 18:45 UTC. As cores indicam a temperatura do topo de nuvens em graus Celsius.



A Figura 2.5 mostra o SCM através da refletividade do radar Banda-S do SIPAM em Manaus em horários próximos daqueles mostrados na Figura 2.4. Às 09:12 UTC é possível observar o início da formação da atividade convectiva linear a leste dos sítios. No período de 12:12 UTC, o SCM já se encontra no estágio mais maduro a caminho da cidade de Manaus (Figura 2.5b), e às 14:12 UTC encontra-se mais próximo ao sítio T3 (Figura 2.5c). Por fim, às 18:49 UTC o SCM já não é mais visível na região do radar, corroborando com o observado na Figura 2.4.

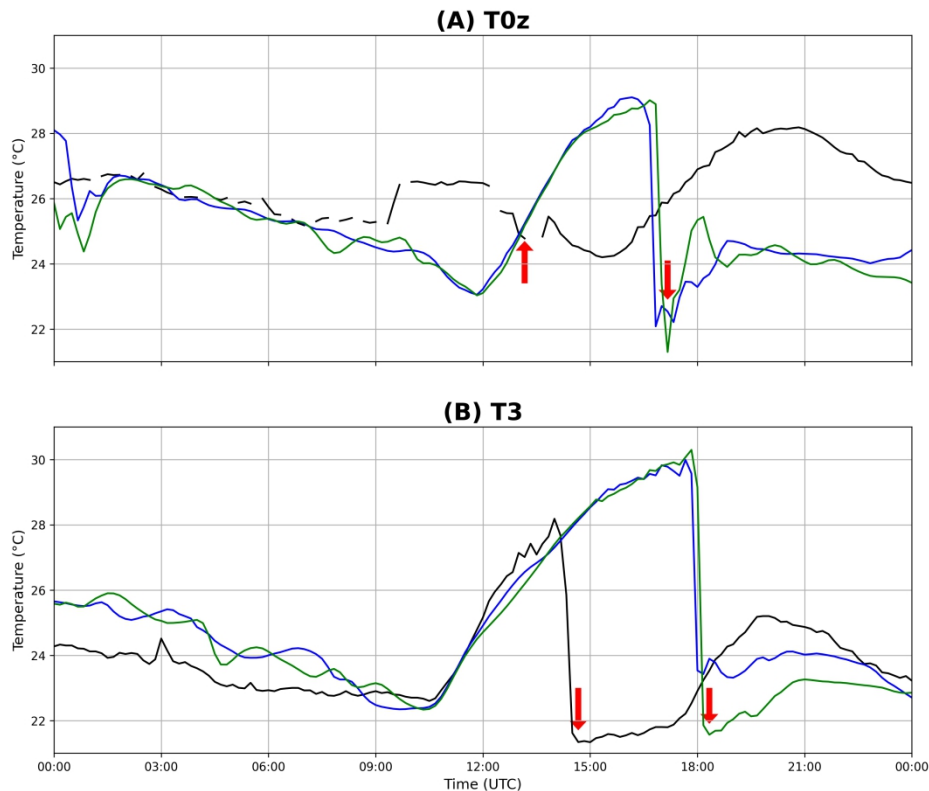
Figura 2.5 - Refletividade do CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) de 1 km do radar de Banda-S do SIPAM de Manaus em: (A) 09:12 UTC; (B) 12:12 UTC; (C) 14:12; e (D) 18:48 UTC. As cores indicam a refletividade do radar em dBZ.



2.2.2 Passagem do SCM pelos sítios experimentais

A Figura 2.6 mostra os valores da temperatura oriundos das medidas experimentais e das simulações bb_on e bb-off. Nota-se que por volta de 13:10 e 14:40 os valores experimentais sofreram uma forte queda em T0z e T3 (1,24 e 6,85 °C, respectivamente). Esses horários correspondem as situações em que esses sítios estiveram cobertos por fortes nebulosidades (SCM), conforme mostrados nas Figuras 2.4 e 2.5. Além disso, é possível ver que as simulações representaram razoavelmente bem o comportamento da temperatura em todos os locais investigados, sendo que houve um atraso médio de 3 horas em comparação aos dados experimentais. Em comparação aos cenários, foi observada a queda da temperatura no cenário de bb_on de 6,55 e 7,02 °C (T3 e T0z, respectivamente), enquanto que no cenário bb_off a queda de temperatura foi de 8,73 e 7,72 °C (T3 e T0z, respectivamente). Nota-se que há um maior resfriamento no cenário bb_off (simulação sem emissões de BB) nos sítios investigados.

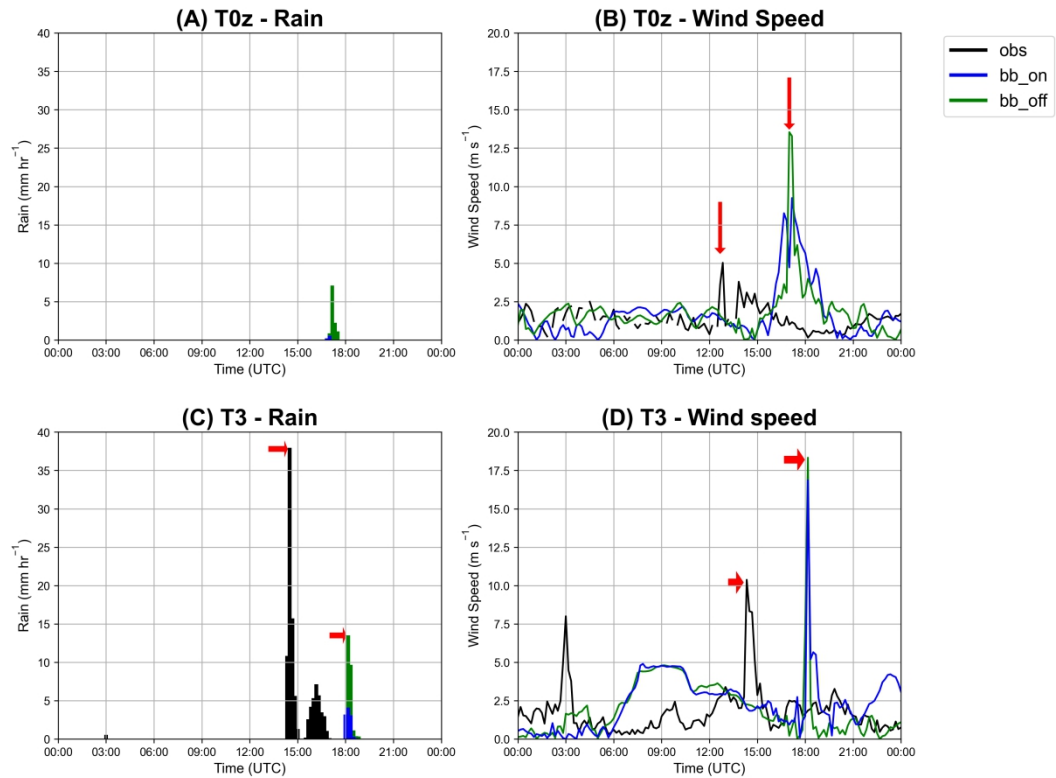
Figura 2.6 - Comparação da temperatura do ar superficial (°C) em: (A) T0z; (B) T3 para dados experimentais (linha preta), cenário bb_on (linha azul) e cenário bb_off (linha verde).



A Figura 2.7 mostra as taxas de precipitação e velocidade do vento horizontal, obtidos experimentalmente e através das simulações nos sítios T0z (Figuras 2.7a e 2.7b) e T3 (Figuras 2.7c e 2.7d). No sítio T0z não houve dados observados de precipitação, porém nos resultados da simulação a precipitação mais intensa foi observada às 17:00 UTC em bb_on ($0,53 \text{ mm hr}^{-1}$) e às 17:10 UTC em bb_off ($7,08 \text{ mm hr}^{-1}$). No sítio T3, a precipitação mais intensa ocorreu às 14:30 UTC ($37,96 \text{ mm hr}^{-1}$), enquanto que em bb_on foi observada às 18:10 UTC ($4,1 \text{ mm hr}^{-1}$) e em bb_off também às 18:10 UTC ($13,51 \text{ mm hr}^{-1}$). A precipitação acumulada foi de 0,13 e 1,90 mm (bb_on e bb_off respectivamente) para o sítio T0z, e 17,46, 1,81 e 4,19 mm (observado, bb_on e bb_off respectivamente) para o sítio T3. As taxas da precipitação simuladas, para os diferentes cenários, mostram que a intensidade da chuva foi menor do que os valores obtidos experimentalmente. Vale salientar que outros trabalhos que utilizaram o WRF-Chem para a região, também observaram valores subestimados de precipitação em relação aos dados experimentais (LIU et al., 2020; NASCIMENTO et al., 2021). Além disso, é possível notar que nas simulações bb_on a intensidade da chuva diminui com o incremento das emissões

de BB (Figuras 2.7a e 2.7c), ou seja, para as simulações bb_off a intensidade da chuva foi maior que para as simulações bb_on.

Figura 2.7 - Intensidade de precipitação e velocidade do vento em: (A) Intensidade da precipitação (mm hr^{-1}) no T0z; (B) Velocidade do vento (m s^{-1}) no T0z; (C) Intensidade da precipitação (mm hr^{-1}) no T3; (D) Velocidade do vento (m s^{-1}) no T3 para dados experimentais (linha preta), cenário bb_on (linha azul) e cenário bb_off (linha verde).



Ainda na Figura 2.7 é possível notar que os horários de ocorrência da precipitação foram os mesmos em que se observou a presença do SCM nos diferentes sítios (Figura 2.6). Além disso, nesses horários os valores experimentais da velocidade do vento horizontal aumentaram substancialmente (Figuras 2.7b e 2.7d), com intensidade de $5,07 \text{ m s}^{-1}$ às 12:50 UTC no T0z, e $10,37 \text{ m s}^{-1}$ às 14:20 UTC no T3. Sabe-se que a velocidade do vento nesses sítios, na maior parte do tempo, é inferior a $2,5 \text{ m s}^{-1}$ (SANTANA et al., 2018; MENDONÇA, 2021). Nota-se que os valores da velocidade do vento horizontal simulados também aumentaram significativamente durante a ocorrência de precipitação, embora durante esse momento os valores simulados estiveram superestimados em relação aos dados experimentais (Figuras 2.7b e 2.7d). Ressalta-se ainda que durante a presença do SCM os valores da velocidade do vento horizontal são mais intensos no cenário bb_off ($13,54$ e $18,33 \text{ m s}^{-1}$ no T0z e T3, respectivamente) que no cenário bb_on

(9,24 e 16,85 m s⁻¹ no T0z e T3, respectivamente). Acredita-se que em um cenário poluído (bb_on) há maiores quantidades de NCN, o que faz com que o crescimento de gotas seja prejudicado, enquanto que em um cenário menos poluído por queimadas (bb_off), as gotas de nuvem cresçam mais rápido, já que há menos NCN disputando a umidade no ambiente. Assim o cenário bb_off pode ter gotas maiores com crescimento mais rápido, e como consequência ter maior quantidade de precipitação e *downdraft* mais intensos (resfriando mais a superfície).

A Figura 2.8 mostra a concentração de O₃ e CO obtidas através das simulações e dos dados coletados nos sítios experimentais. De maneira geral, os resultados das simulações mostraram que as concentrações de O₃ e CO aumentam e diminuem, respectivamente, durante a passagem do SCM nos dois sítios investigados, resultado similar ao observado com os dados experimentais.

No sítio T0z, os valores experimentais mostram um aumento da concentração de O₃ de 14,99 ppbv e uma redução de CO de 32,06 ppbv entre 12:00 e 15:20 UTC. Na simulação bb_on houve aumento na concentração de O₃ de 2,44 ppbv e redução de CO de 14,28 ppbv entre 16:00 e 16:50 UTC. Na simulação bb_off o aumento de O₃ foi de 4,62 ppbv e a redução de CO foi de 23,73 ppbv entre 16:20 e 17:10 UTC.

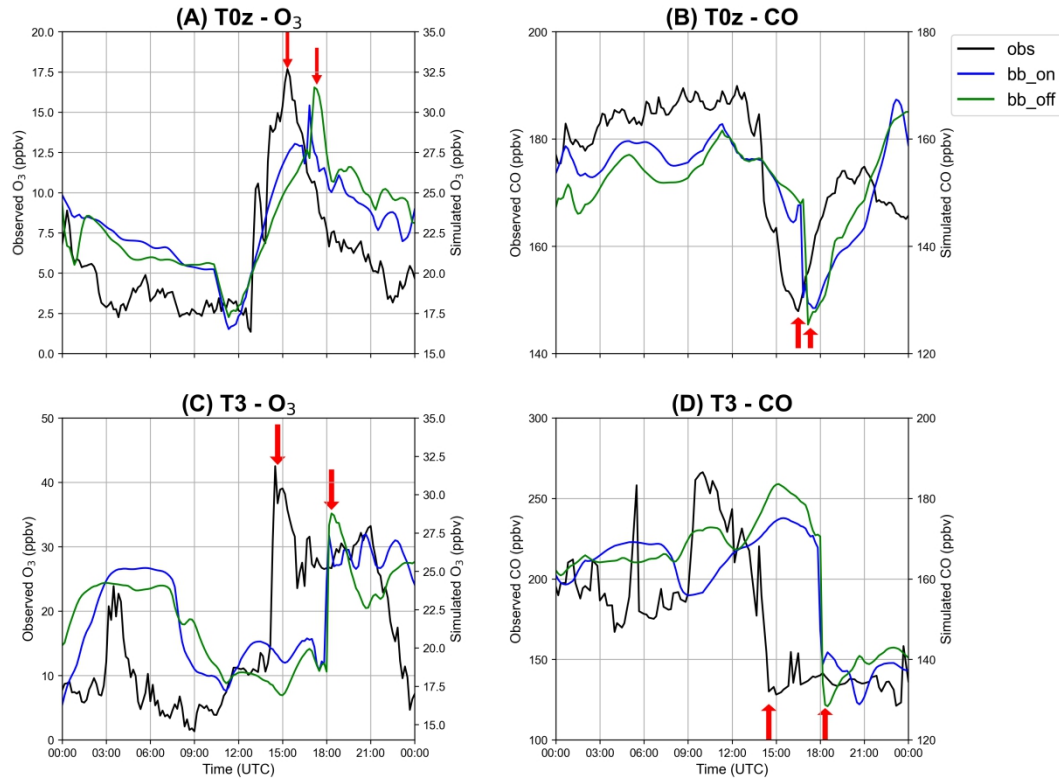
No sítio T3, os dados experimentais mostraram que houve um aumento da concentração de O₃ de 31,9 ppbv e redução de CO de 90,33 ppbv entre 13:50 e 14:30 UTC. Em bb_on o aumento de O₃ foi de 8,82 ppbv e a redução de CO de 31,95 ppbv entre 17:30 e 18:10 UTC, e no bb_off o aumento de O₃ foi de 9,87 ppbv e a redução de CO de 42,12 ppbv entre 17:40 e 18:20 UTC.

Infelizmente, durante o período de simulação não foi possível comparar os dados de aerossol dos resultados da modelagem com as medições do AERONET devido à falta de dados e a cobertura de dados do MODIS para o período é ruim. É importante notar que nas simulações bb_off os aumentos de O₃ e as diminuições de CO foram maiores do que os simulados para as simulações bb_on para os dois locais investigados.

O aumento de O₃ durante a passagem do SCM é devido ao transporte de O₃ de níveis superiores para a superfície através dos *downdrafts*, e como o cenário bb_off teve maiores valores de vento associado ao SCM, logo transporta maior quantidade

de O_3 para a superfície. A redução na concentração de CO estaria associada a uma camada de ar com baixas concentrações de CO, de níveis mais elevados, que é transportada para a superfície durante a ocorrência dos *downdrafts*.

Figura 2.8 - Comportamento do O_3 nos sítios (A) T0z, (C) T3; comportamento do CO no (B) T0z e (D) T3 nos cenários *bb_on* (linha azul) e *bb_off* (linha verde) e observado (linha preta).



Vários trabalhos já mostraram que durante a presença de SCM há a ocorrência de *downdrafts*, os quais são responsáveis em alterar a termodinâmica e química na média e baixa troposfera (GARSTANG et al., 1998; BETTS et al., 2002; GERKEN et al., 2016; DIAS-JUNIOR et al., 2017; MELO et al., 2019; BEZERRA et al., 2021). Sabe-se que esses *downdrafts* são muito eficientes em transportar ar frio e seco de elevadas altitudes em direção a superfície (BETTS et al., 2002). Além disso, trabalhos pioneiros na Amazônia, tais como os de Scala et al. (1990) e Garstang et al. (1998) já mostravam que esses *downdrafts* trazem consigo uma parcela de ar rica em O_3 , e como consequência os níveis superficiais desse gás aumentam durante a ocorrência desses movimentos descendentes de ar. Outros resultados que merecem atenção foram os mostrados nos trabalhos de Dias-Junior et al. (2017) e Melo et al. (2019), onde através de dados experimentais e simulações com o modelo BRAMS, eles mostraram que esses *downdrafts* podem gerar jatos de baixos níveis próximos

à superfície e como consequência O_3 , CO e outros gases podem ser transportados a dezenas de quilômetros da origem dos *downdrafts*. Recentemente Bezerra et al. (2021) mostraram que uma linha de instabilidade produziu *downdrafts* em diferentes localidades na região amazônica, alterando a química e a organização da turbulência atmosférica próximo à superfície.

No estudo de caso apresentado aqui, é possível observar que o SCM produziu fortes *downdrafts* nos sítios de T0z e T3, visto que nesses sítios ocorreram quedas bruscas de temperatura (Figura 2.6a e 2.6b), aumento da velocidade do vento horizontal (Figura 2.7b e 2.7d) e aumentos/quedas de O_3 /CO quando ocorreu precipitação (Figura 2.7a e 2.7c).

Outra questão que merece atenção está relacionada ao fato de que na simulação bb_off as “digitais” do *downdraft* foram mais fortes que nas simulações bb_on, ou seja, foi na simulação bb_off que ocorreram as maiores: quedas de temperatura, aumento da velocidade do vento horizontal e de O_3 , e quedas das concentrações de CO.

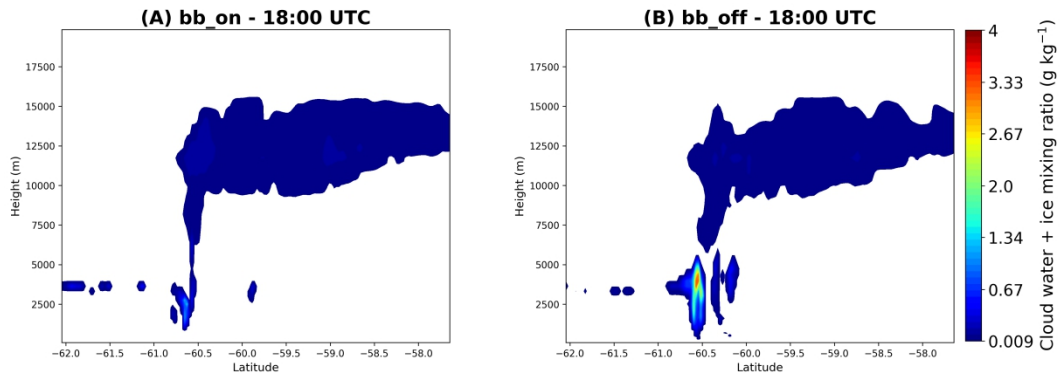
2.2.3 Transporte vertical de gases

Nesta seção será dada atenção as mudanças ocorridas nos perfis simulados da velocidade do vento vertical e nas concentrações de gases durante a ocorrência dos *downdrafts* no sítio T3. O sítio T3 foi o escolhido, pois nele as “digitais” do *downdraft* foram as mais fortes, ou seja, foi onde ocorreram as maiores quedas de temperatura e de concentrações de CO, e maiores aumentos na concentração de O_3 .

Na Figura 2.9 é apresentado o corte vertical da razão de mistura de água de nuvem na latitude do sítio T3 ($-3,2133^\circ$), no horário das 18:00 UTC nos dois cenários. É possível notar que no cenário bb_off há uma maior quantidade de água de nuvem até 5 km, mostrando um desenvolvimento de nuvem mais robusto que em bb_on. Em bb_on o valor máximo da razão de mistura de nuvem e gelo é de $1,34 \text{ g kg}^{-1}$, enquanto que em bb_off este valor é de $3,3 \text{ g kg}^{-1}$. Isso indica que na simulação bb_off há a presença de uma tempestade mais intensa. Estes resultados reforçam a

hipótese levantada de que no cenário *bb_off*, a menor concentração de NCN estaria associado a gotas maiores e a uma maior quantidade de água para ser precipitada.

Figura 2.9 - Corte vertical da razão de mistura de água de nuvem e gelo (g kg^{-1}) para a latitude do sítio T3 ($3,2133^\circ\text{S}$) no horário de 18:00 UTC para as simulações (A) *bb_on* e (B) *bb_off*.

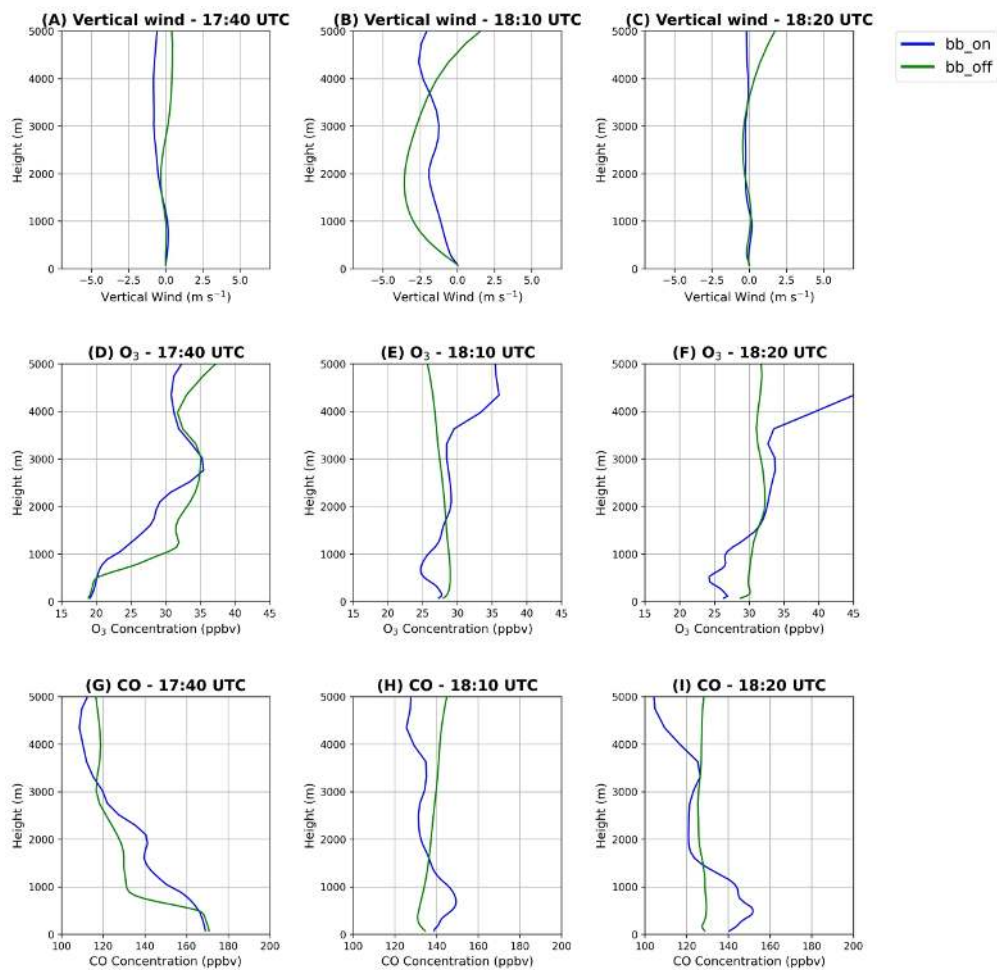


Nas Figuras 2.10a, 2.10b e 2.10c são mostrados os perfis verticais da velocidade do vento vertical (w). Às 17:40 UTC (Figura 2.10a), momento anterior a precipitação os valores de w foram próximos de zero, especialmente na camada de ar entre o solo e a altura de 2000 m. Às 18:10 UTC (Figura 2.10b), momento aproximado da ocorrência da precipitação nas simulações *bb_off* e *bb_on*, observa-se que os valores de w foram negativos, indicando a ocorrência dos *downdrafts*. Neste mesmo horário, em *bb_off* a velocidade do *downdraft* mais intenso ($-3,56 \text{ m s}^{-1}$) ocorreu no nível de 1750 m, enquanto que em *bb_on* neste mesmo nível a velocidade foi de $-1,81 \text{ m s}^{-1}$. Às 18:20 UTC (Figura 2.10c), momento imediatamente após a ocorrência do *downdraft*, os valores de w são novamente próximos de zero.

Nas Figuras 2.10d, 2.10e e 2.10f são mostrados os perfis verticais de O_3 . Às 17:40 UTC (Figura 2.10d) observa-se uma pluma de ar rica em O_3 , localizada entre 2 e 4 km. Os valores de O_3 nessa região ficam em torno de 35 ppbv nos dois cenários, enquanto que na superfície as concentrações de O_3 são de 18,89 e 19,12 ppbv em *bb_on* e *bb_off*, respectivamente. Às 18:10 UTC (Figura 2.10e), momento de ocorrência do *downdraft*, não se observa mais a presença da pluma de ar rica em O_3 , entre 2 e 4 km. Às 18:20 UTC, após a ocorrência do *downdraft*, nota-se que para a simulação *bb_off* praticamente não há gradientes verticais de O_3 , ao passo que para a simulação *bb_on* existe um leve gradiente entre a superfície e o nível de 4 km, ou seja, na simulação *bb_off* o *downdraft* foi mais eficiente em misturar O_3 por toda a camada.

As Figuras 2.10g, 2.10h e 2.10i mostram os perfis verticais de CO até 5 km. Às 17:40 UTC (Figura 2.10g) momento anterior ao *downdraft*, a concentração de CO é maior próximo ao solo que em maiores altitudes. A diferença da concentração de CO entre a superfície e o nível de 3 km foi de 49,4 e 53,71 ppbv para as simulações bb_on e bb_off, respectivamente. Às 18:10 UTC (Figura 2.10h) observa-se uma acentuada redução das concentrações de CO na superfície (30,28 e 36,33 ppbv, em bb_on e bb_off, respectivamente), em ambas as simulações, reforçando a hipótese de que durante a ocorrência do *downdraft* uma camada de ar mais pobre de CO é transportada de níveis acima de 1 km de altura para baixo. Às 18:20 UTC (Figura 2.10i) observa-se que o perfil vertical de CO em bb_off praticamente não apresenta gradiente, similar ao observado para a O₃.

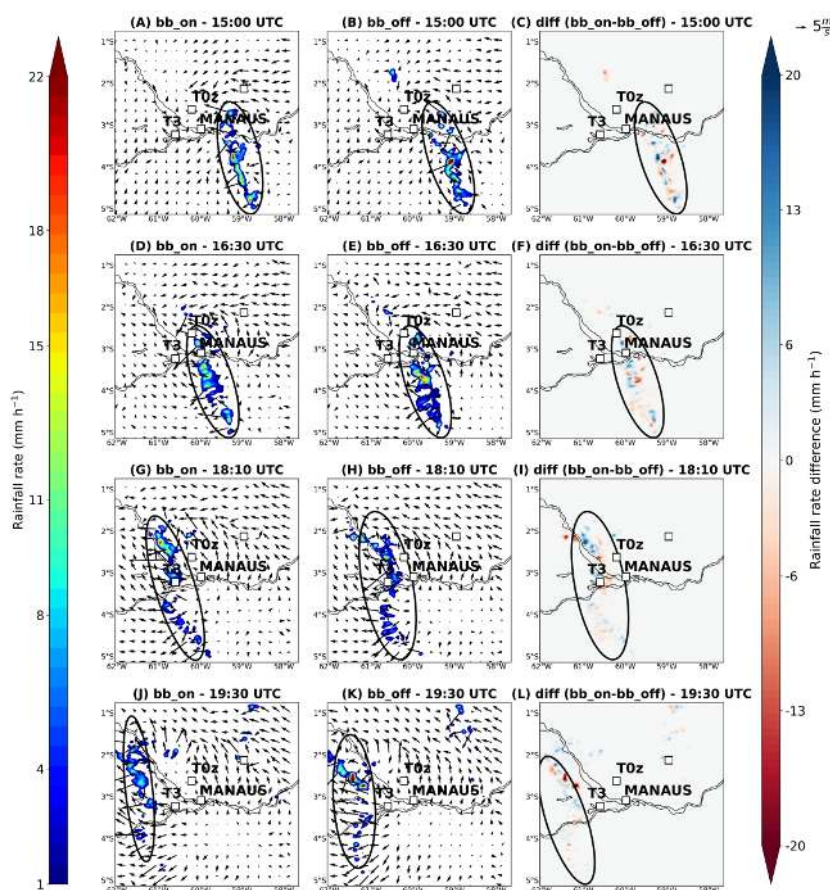
Figura 2.10 - Perfil vertical no T3 para os cenários bb_on (linha azul) e bb_off (linha verde) da velocidade do vento vertical (w) em: (A) 17:40 UTC; (B) 18:10 UTC; e (C) 18:20 UTC. O₃ em: (D) 17:40 UTC; (E) 18:10 UTC; e (F) 18:20 UTC. CO em: (G) 17:40 UTC; (H) 18:10 UTC; e (I) 18:20 UTC.



2.2.4 Transporte horizontal de gases durante a presença do SCM

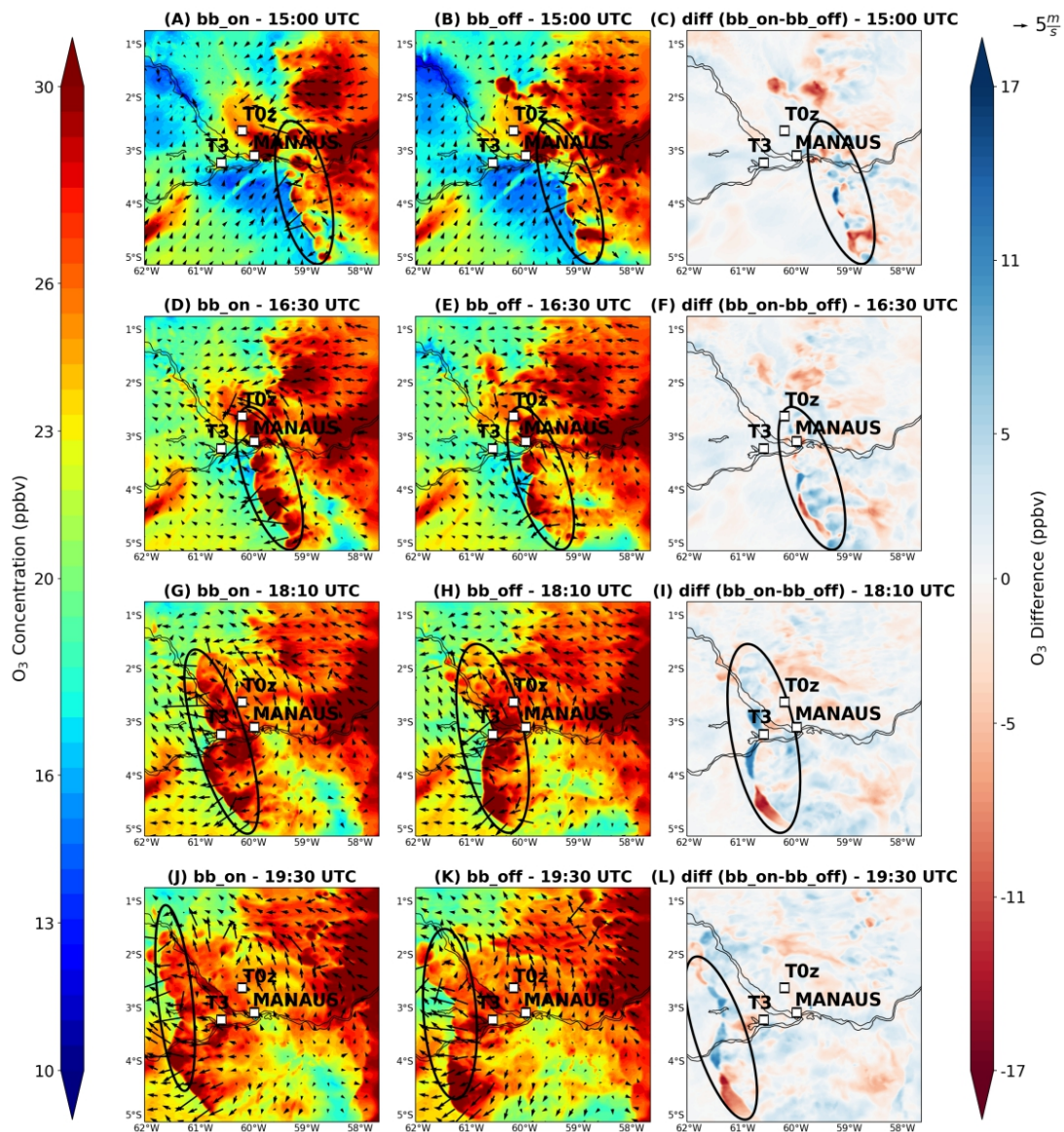
A Figura 2.11 apresenta a distribuição espacial da taxa de precipitação durante a passagem do SCM no domínio d03 para as simulações com os diferentes cenários. A taxa de precipitação em ambas simulações mostraram o SCM propagando-se para oeste. Porém, a estrutura do SCM foi levemente diferente para os dois cenários. Em seu estágio inicial, às 15 UTC (Figura 2.11a e 2.11b), o SCM mostrou-se muito similar para os dois cenários, sendo que para a simulação bb_on a organização da convecção está mais próxima de um formato linear. Às 16:30 UTC (Figuras 2.11d e 2.11e), o SCM encontrava-se sobre a cidade de Manaus em ambas simulações. Às 18:10 UTC (Figuras 2.11g e 2.11h) observa-se que o SCM apresentou maior atividade convectiva no seu ramo norte nos dois cenários. Às 19:30 UTC (Figura 2.11j e 2.11k), o SCM já havia passado pelo sítio T3 nas simulações. Adicionalmente, nota-se que a precipitação entre os dois cenários é diferente, sendo mais concentrada no cenário bb_off do que no bb_on.

Figura 2.11 - Distribuição espacial da taxa ou intensidade da precipitação (mm hr^{-1}) no domínio d03: 15 UTC em (A) bb_on; (B) bb_off; e (C) diff; às 16:30 UTC em (D) bb_on; (E) bb_off; e (F) diff; às 18:10 UTC em (G) bb_on; (H) bb_off; e (I) diff; às 19:30 UTC em (J) bb_on; (K) bb_off; e (L) diff.



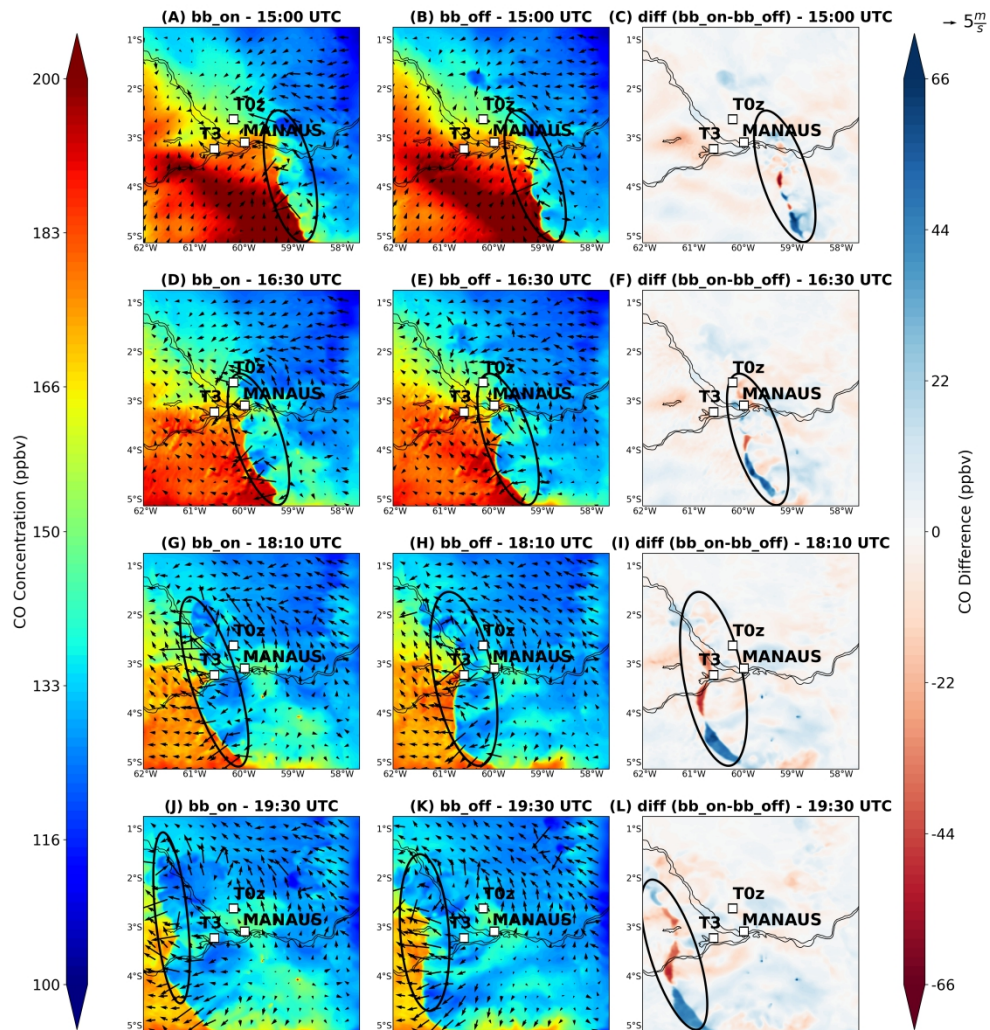
A Figura 2.12 mostra a distribuição espacial da concentração superficial de O_3 no domínio d03 para as simulações com os cenários *bb_on* e *bb_off* durante a passagem do SCM. As elipses pretas correspondem as posições do SCM mostrado na Figura 2.11. Nota-se claramente que durante a passagem do sistema convectivo as concentrações superficiais de O_3 sofrem um aumento, ou seja, à medida que o sistema caminha de leste para oeste ele provoca elevações nas concentrações de O_3 pelo seu caminho. Este aumento justifica-se pelo transporte produzido pelo *downdraft*, em que O_3 é trazido da média troposfera para a superfície (Figura 2.10). Este resultado corrobora os mesmos encontrados em Melo et al. (2019).

Figura 2.12 - Distribuição espacial da concentração de O_3 (ppbv) no nível mais próximo a superfície no domínio d03 em: 15 UTC em (A) *bb_on*; (B) *bb_off*; e (C) *diff*; às 16:30 UTC em (D) *bb_on*; (E) *bb_off*; e (F) *diff*; às 18:10 UTC em (G) *bb_on*; (H) *bb_off*; e (I) *diff*; às 19:30 UTC em (J) *bb_on*; (K) *bb_off*; e (L) *diff*.



A Figura 2.13 mostra a distribuição espacial do CO, similar a Figura 2.12, durante a passagem do SCM no domínio d03. As elipses pretas correspondem as posições do SCM mostrado na Figura 2.11. Claramente, observa-se uma pluma de CO vindo de sudoeste do domínio em direção ao SCM em ambos os cenários. As concentrações superficiais de CO apresentam um comportamento oposto ao observado para O₃, ou seja, a passagem do SCM reduz as concentrações de CO ao longo do seu trajeto. Tal comportamento pode ser justificado pelo transporte vertical produzido pelo *downdraft*, onde um ar com baixas concentrações de CO é trazido para a superfície (Figura 2.10).

Figura 2.13 - Distribuição espacial da concentração de CO (ppbv) junto a superfície no domínio d03 em: às 15 UTC em (A) bb_on; (B) bb_off; e (C) diff; às 16:30 UTC em (D) bb_on; (E) bb_off; e (F) diff; às 18:10 UTC em (G) bb_on; (H) bb_off; e (I) diff; às 19:30 UTC em (J) bb_on; (K) bb_off; e (L) diff.



A Figura 2.14 mostra os fluxos horizontais médios de O₃ e CO estimados a partir das simulações realizadas para o sítio experimental T3. Para o cálculo de tais fluxos

procedeu-se da seguinte maneira: foram calculados os valores médios (equivalente as 24 horas de simulação) da velocidade horizontal do vento (mU) e das concentrações de O_3 (mO_3) e CO (mCO). Em seguida foram calculadas as flutuações de U , O_3 e CO através das equações 2.1, 2.2 e 2.3 respectivamente para cada 10 minutos (saída das simulações). Com as flutuações foi possível calcular os fluxos horizontais de O_3 (fhO_3) e CO ($fhCO$) pelas equações 2.4 e 2.5.

$$fU = U - mU \quad (2.1)$$

$$fO_3 = O_3 - mO_3 \quad (2.2)$$

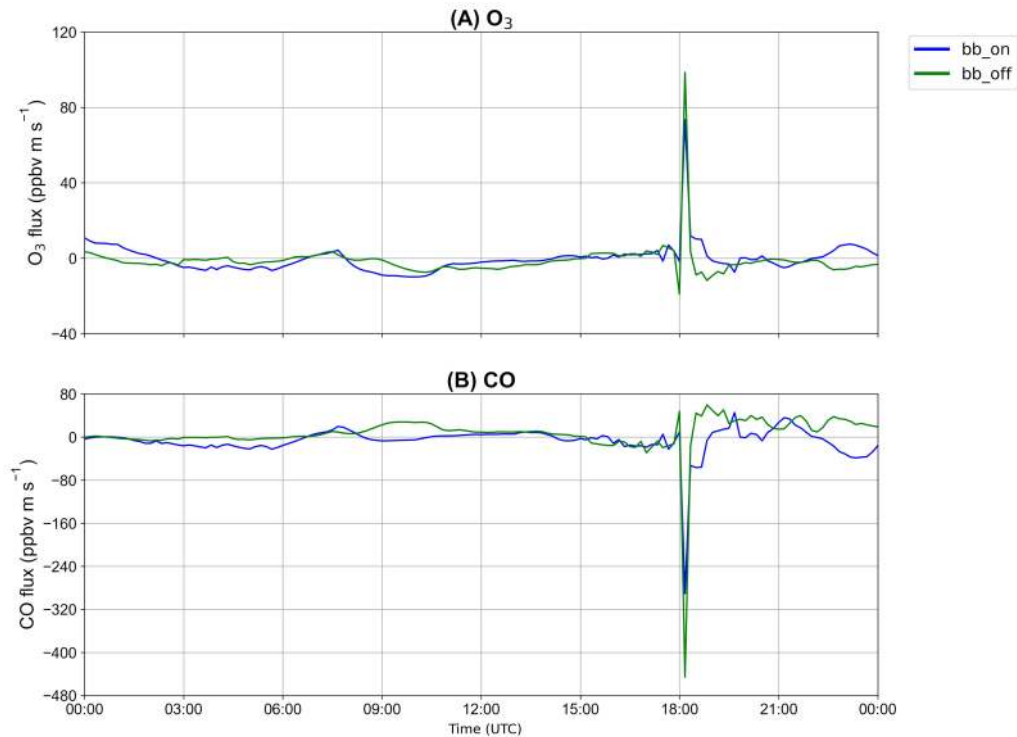
$$fCO = CO - mCO \quad (2.3)$$

$$fhO_3 = fU.fO_3 \quad (2.4)$$

$$fhCO = fU.fCO \quad (2.5)$$

É possível notar que durante a ocorrência do *downdraft* no sítio T3, por volta das 18:10 UTC, as simulações mostram claramente que há um forte transporte horizontal de O_3 e CO no sítio T3. Além disso, o sinal do fluxo indica a entrada (fluxo positivo) ou a saída (fluxo negativo) do escalar na região do T3. O fluxo de O_3 foi positivo, indicando a entrada de O_3 em T3 durante a presença do SCM, corroborando com os resultados apresentados na Figura 2.14. Já os fluxos de CO foram negativos, indicando que o SCM os remove horizontalmente do sítio T3, similar ao observado nas Figuras 2.12 e 2.13. Também fica claro, através da Figura 2.14 que os fluxos horizontais durante o *downdraft* foi consideravelmente maior para a simulação *bb_off* que para a simulação *bb_on*.

Figura 2.14 - Fluxos horizontais médios no T3 em: (a) O_3 (ppbv $m s^{-1}$) e (b) CO (ppbv $m s^{-1}$).



2.3 Conclusões

Recorreu-se ao modelo WRF-Chem foi utilizado para realizar simulações que permitiram investigar como um cenário de aumento de queimadas na região amazônica poderia influenciar a convecção profunda e consequentemente a intensidade das correntes descendentes, oriundas do SCM, em dois locais experimentais distintos localizados no entorno da cidade de Manaus, na Amazônia central. Sabe-se que as correntes descendentes podem alterar a termodinâmica e a química da atmosfera próxima à superfície. Assim, essas simulações foram realizadas para um estudo de caso de um SCM que passou pela Amazônia central em 16 de agosto de 2014. Os dois cenários simulados foram: 1) sem presença de incêndios (bb_off), e com presença de incêndios (bb_on), onde as emissões da queima de biomassa foram retiradas da FINN.

Ambas as simulações reproduziram satisfatoriamente a presença de correntes de ar descendentes acima dos locais experimentais, uma vez que: i) quedas de

temperatura do ar, ii) aumentos horizontais da velocidade do vento e iii) aumentos de O_3 na superfície foram reproduzidos pelas simulações.

A presença de aerossol de queima de biomassa na simulação (bb_on) teve consequências importantes na formação de nuvens convectivas e suas correntes descendentes, ou seja, as nuvens convectivas, localizadas nos primeiros 5 km, foram menos desenvolvidas e foram associadas a menores taxas de precipitação do que para a simulação bb_off. Também para as simulações bb_on, as correntes descendentes foram mais fracas (velocidade do vento vertical menos intensa). Além disso, as correntes descendentes simuladas no cenário bb_on foram menos eficientes na redução das concentrações de CO na superfície do que a redução observada na simulação bb_off.

As simulações indicam que um aumento do aerossol BB na atmosfera pode ter consequências importantes na química e termodinâmica próxima à superfície, culminando na intensidade das tempestades.

No presente estudo também foi demonstrado que além do transporte vertical, as correntes descendentes também desempenham um papel importante no transporte horizontal de gases. As simulações realizadas neste trabalho mostraram que em um ambiente com maiores emissões de queima de biomassa, as correntes descendentes têm menor capacidade de “limpar” o ambiente, ou seja, diluir verticalmente e horizontalmente as concentrações locais de gases como o CO.

Portanto, através das simulações realizadas neste trabalho, verificou-se que a intensificação das queimadas na Amazônia pode levar a um cenário de nuvens capaz de produzir menores índices de precipitação e correntes descendentes menos eficientes na mistura da camada de ar localizada próxima à superfície com a ar acima. Essa redução na precipitação pode aumentar ainda mais a frequência de queimadas e as emissões de aerossóis associadas, resultando no potencial de resposta positiva que deve ser explorado em trabalhos futuros.

Finalmente, chamamos a atenção para o fato de que as concentrações de gases residuais e aerossóis são sensíveis às emissões da queima de biomassa e ao transporte atmosférico, incluindo correntes descendentes convectivas. Os processos convectivos também são sensíveis ao aerossol da queima de biomassa por meio de

interações aerossol-nuvem e interações aerossol-radiação. Simulações de conjunto são necessárias para ajudar a entender a sensibilidade relativa das concentrações de gases residuais e aerossóis às emissões e ao transporte atmosférico neste sistema altamente acoplado e para ajudar a identificar os parâmetros e processos que causam incerteza nas concentrações simuladas.

CAPÍTULO 3 EFEITOS DE BRISA FLUVIAL SOBRE O TRANSPORTE DE GASES NA AMAZÔNIA CENTRAL

As circulações de brisa tem influências em diversas variáveis em regiões onde elas são observadas. Na Amazônia há diversos estudos mostrando seus efeitos na distribuição da precipitação e em alguns lugares do mundo, foi visto como a brisa marítima influencia o transporte de poluentes em cidades costeiras. O Capítulo 2 mostrou como um SCM é afetado em um cenário em que há queima de biomassa, e foi visto que esse aumento de poluição diminuiu a capacidade do SCM de limpar o ambiente dos gases CO e O₃.

Este capítulo explora o segundo objetivo específico da tese, em qual se analisa a contribuição da brisa fluvial sobre a dispersão de poluentes na região da Amazônia central durante o período seco, entre os dias 1 a 5 de agosto de 2014.

3.1 Material e métodos

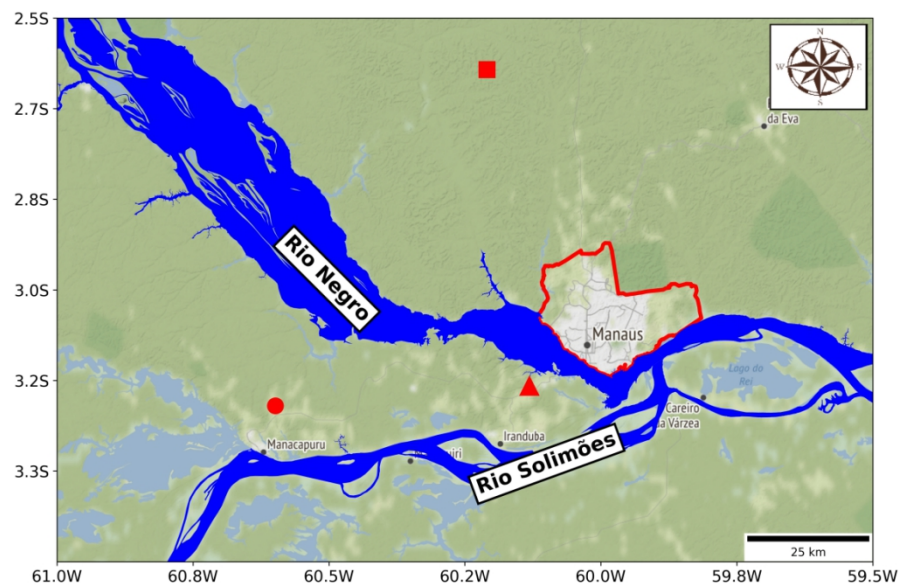
Neste trabalho foi utilizado o modelo WRF-Chem para simular os dias 1 a 5 de agosto de 2014 na região da cidade de Manaus, na Amazônia central. Foram utilizados dados coletados durante a campanha do GoAmazon 2014/5 para validação dos resultados do modelo em três sítios diferentes (T0z, T2 e T3). A descrição da área de estudo, sítios experimentais, dados coletados e desenho do experimento serão detalhados a seguir.

3.1.1 Área de estudo

A Figura 3.1 mostra a localização geográfica da área de estudo mostrando a localização da área urbana cidade de Manaus e dos sítios experimentais do GoAmazon 2014/5. A cidade de Manaus é uma zona urbana localizada no meio da floresta amazônica. A área do município é de 11.401,092 km² e a área urbana de 377 km², tendo uma população estimada para 2022 de 2.255.903 pessoas (IBGE).

Está situada na região da Amazônia central, mais precisamente na confluência dos rios Negro e Solimões, identificados na Figura 3.1. Esta região possui uma característica de ter condições de contraste entre a região urbana poluída com áreas ao redor com ambientes mais livres de poluição, e por isso foi foco de estudos do experimento GoAmazon 2014/5 (MARTIN et al., 2016). Detalhes dos dados coletados deste experimento serão explicados a seguir.

Figura 3.1 - Localização geográfica da área de estudo e dos sítios experimentais utilizados neste estudo na região da Amazônia central.



3.1.2 Dados coletados nos sítios experimentais

Os dados utilizados foram coletados durante a campanha do GoAmazon 2014/5, que ocorreu durante os anos de 2014 e 2015 na região da cidade de Manaus (MARTIN et al., 2016).

A localização geográfica dos sítios experimentais de onde foram utilizados os dados são mostrados na Figura 3.1, sendo esses sítios: T0z (2,5946°S, 60,2093°W), T2 (3,1392°S, 60,1315°W) e T3 (3,2133°S, 60,5987°W). Detalhes dos instrumentos utilizados em cada sítios são detalhados na Tabela 3.1.

Tabela 3.2 - Descrição dos instrumentos utilizados nos sítios experimentais do GoAmazon 2014/5 para a coleta de dados dos gases (CO e O₃) e dados meteorológicos.

Sítio experimental	CO	O ₃	Dados meteorológicos
T0z	Picarro Model G130	Thermo 49i-TSi	Campbell CR-10
T2	LGR ICOS N2O/CO-23D	Thermo 49i-TSi	U30 Hobo (Temperatura) e Lufft WS800-UMB (Vento)
T3	Picarro CRDS G2401 analyzer	Air Quality Monitoring 60 (O ₃)	WXT520 (Vaisala)

3.1.3 Descrição do modelo e desenho do experimento

As simulações ocorreram utilizando o *Weather Research and Forecasting* acoplado com módulo de química (WRF-Chem) na versão 4.2 (GRELL et al., 2005). As configurações e as principais opções físicas e químicas utilizadas são mostradas na Tabela 3.2, sendo que a parametrização de *cumulus* foi desligada para os dois domínios. A disposição dos domínios do modelo é mostrada na Figura 3.2.

Tabela 3.3 - Configurações utilizadas no modelo WRF-Chem.

(continua)

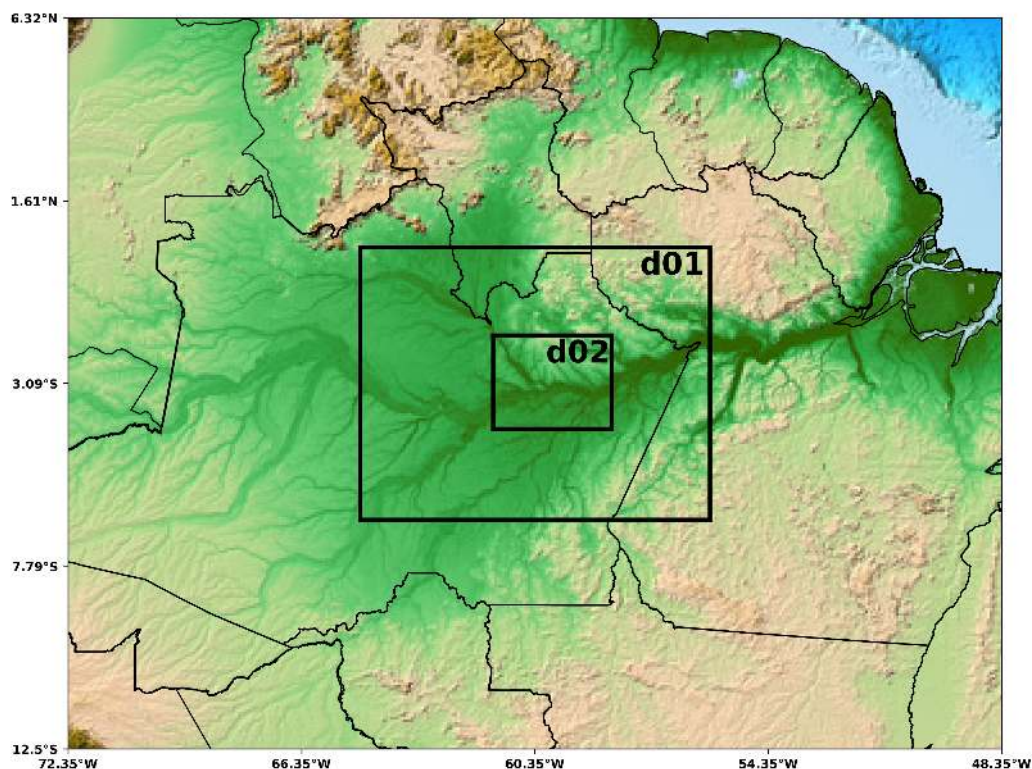
Configurações do WRF-Chem		
Configuração do domínio	d01	d02
Número de pontos em x	111	171
Número de pontos em y	80	135
Níveis verticais	60	60
Espaçamento de grade	10 km	2 km

(conclusão)

Opções físicas	
Radiação de onda longa	RRTMG
Radiação de onda curta	RRTMG
Camada superficial	MYNN Scheme
Superfície terrestre	NOAH Surface Model
Camada limite atmosférica	MYNN 2.5
Microfísica de nuvens	Morrison 2-Moment
Opções químicas	
Mecanismo químico	MOZART with MOSAIC aerosols
Fotólise	New TUV

As condições iniciais e de contorno para química e aerossóis foram retiradas do CAM-Chem (LAMARQUE et al., 2012). Para as condições meteorológicas iniciais e de contorno, usou-se os dados extraídos da reanálise global do modelo ERA Interim do ECMWF (DEE et al., 2011) com resolução de tempo de 6 horas e 0,25 graus de resolução horizontal.

Figura 3.2 - Domínios do WRF-Chem utilizados neste trabalho. O domínio d01 possui 10 km de resolução horizontal e o domínio d02 possui 2 km.



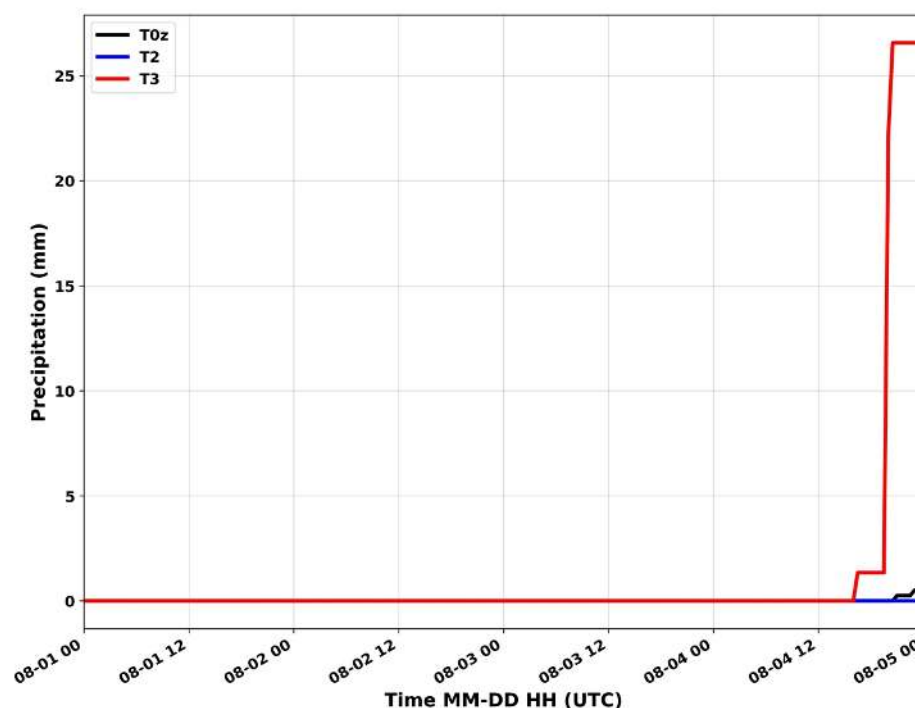
Os dados de emissões antrópicas foram extraídos do banco de dados do EDGAR-HTAP versão 2.2. Estes dados são representativos do ano de 2010, sendo este o conjunto de dado mais recente disponível, com resolução horizontal de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ (JANSSENS-MAENHOUT et al., 2015). Para as emissões de queima de biomassa foi utilizado o FINN na versão 1.5 (WIEDINMYER et al., 2011). Esses dados são compostos por uma estimativa diária de uma grade de 1 km^2 com base na localização e hora dos incêndios ativos detectados pelo produto de anomalias térmicas e de fogo do MODIS (GIGLIO et al., 2003). Para cada contagem de fogo, é atribuída uma área queimada de $0,75 \text{ km}^2$ para pastagens e savanas, e 1 km^2 para outras coberturas de solo.

Devido a poucas informações sobre emissões antrópicas na Amazônia, alguns autores têm utilizado seus próprios inventários de emissões locais para melhor representação da química na região da Amazônia central (RAFEE et al., 2017; MEDEIROS et al., 2017). Para isso, o transporte rodoviário e as emissões de energia elétrica do EDGAR-HTAP foram modificadas de acordo com as estimativas das emissões locais através do modelo VEIN versão 0.9.13 (IBARRA-ESPINOSA et

al., 2018). O VEIN é um modelo *bottom-up* utilizado para obtenção dos inventários de emissões veiculares em alta resolução. As emissões de termoeletricas, o tipo de combustível e seu consumo mensal foram fornecidos pela central elétrica brasileira (ELETROBRÁS, 2014). As emissões de gases foram inseridas no domínio d02 das simulações como categorias “POW” para emissões de energia e “TRA” para emissões de transporte.

O tempo de integração do modelo foi de 120 horas, no período que compreende das 00 UTC do dia 31 de julho de 2014 até as 00 UTC do dia 5 de agosto de 2014, sendo as primeiras 24 horas utilizadas como *spin up*. Sendo assim, neste trabalho foram analisados os dias 1 a 4 de agosto de 2014. Dentro deste período foi analisada a precipitação acumulada nos três sítios experimentais, e mostraram a ocorrência de precipitação somente do dia 4 de agosto as 20 UTC no sítio T3 (26,56 mm no acumulado total), enquanto no sítio T0z (0,5 mm no acumulado total) ocorreu as 21 UTC e ausência de precipitação no sítio T2 (Figura 3.3). Estes dias fazem parte do período seco na Amazônia central (MARENGO et al., 2001), sendo este ideal para se estudar os efeitos das emissões antropogênicas e também por ser o período em que as brisas fluviais são mais evidentes (PLANCHON et al., 2006).

Figura 3.3 - Acumulado de precipitação em mm nos sítios experimentais durante o período de estudo.



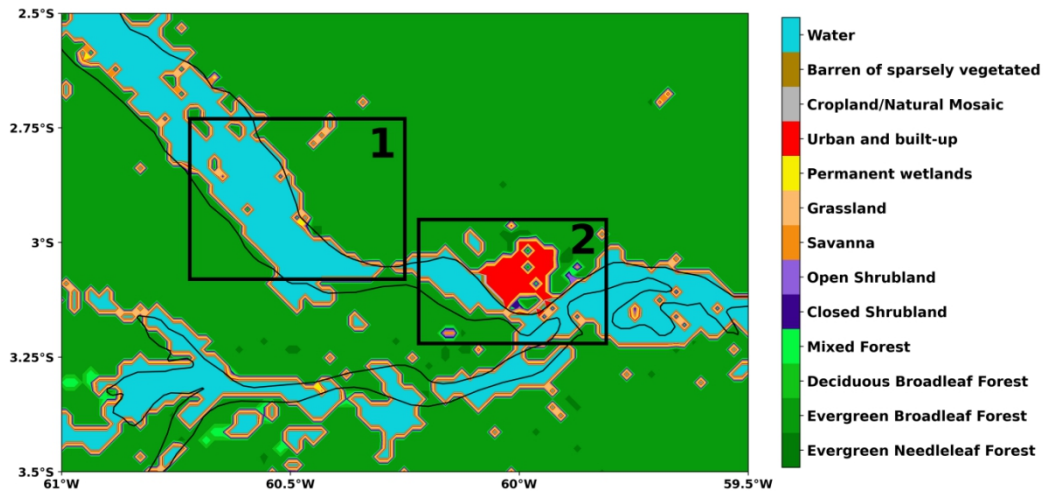
3.1.4 Identificação da brisa fluvial

Devido à grande largura dos rios ao longo da Amazônia, as circulações locais que ocorrem nessa região são causadas pelo gradiente de temperatura entre a superfície terrestre e os rios (brisa fluvial), que causam mudanças na direção do vento contrárias aos ventos predominantes na região (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1993; SILVA DIAS et al., 2004; DOS SANTOS; SILVA DIAS; FREITAS, 2014).

A brisa pode ser identificada através da mudança da direção do vento, assim como por vezes ela se apresenta apenas enfraquecendo o vento predominante (GERMANO et al., 2017; DOS SANTOS et al., 2019). Porém, o critério adotado aqui para a identificação de uma circulação de brisa será baseado na mudança diurna da direção do vento em superfície para o sentido oposto através da circulação de brisa (BORNE et al., 1998; FURBERG et al., 2002).

Neste trabalho, as análises da brisa serão realizadas em duas áreas diferentes (Figura 3.4). A área no quadrado 1 mostra a floresta e o rio Negro, sendo essa área denominada “Floresta” e o quadrado 2 representa o contraste entre a região urbana de Manaus e o rio Negro, chamada de “Urbana” deste ponto em diante. A escolha dessas duas áreas foi devido os resultados da simulações terem identificado a presença da circulação de brisa fluvial nessas áreas que representam características diferentes de uso do solo dentro do modelo, além da distinta posição em relação ao rio Negro, o que faz com que a resposta a brisa possa ser diferente. Além disso, uma análise separada para a cidade é importante, pois tem impacto direto na população.

Figura 3.4 - Classificação do uso do solo obtidos através MODIS *Land Cover Type Data Product* (MCD12Q1) e classificação do *International Geosphere-Biosphere Programme* (IGBP) e a localização geográfica das áreas analisadas em: (1) Floresta; e (2) Urbana.



3.2 Resultados e discussão

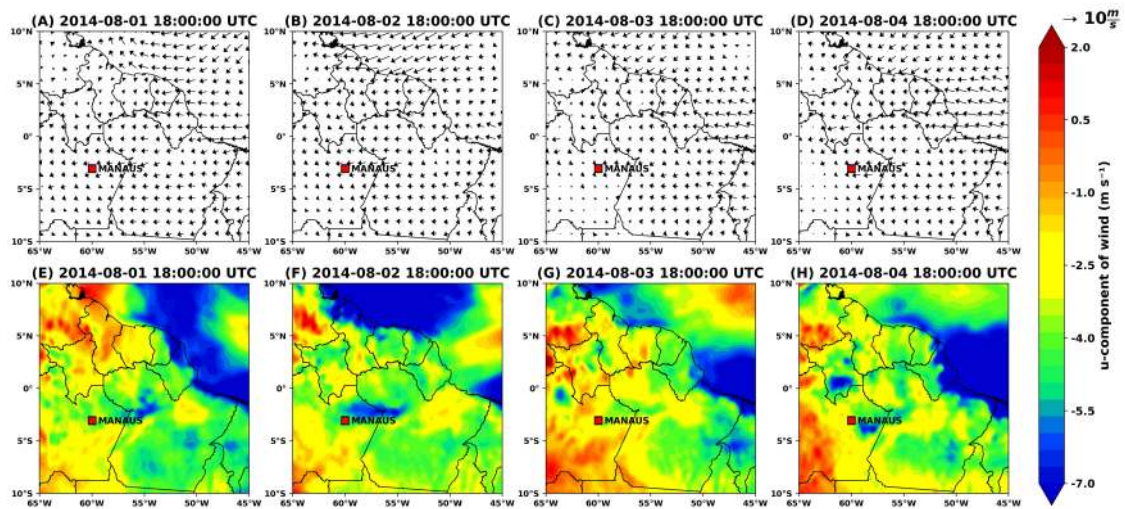
3.2.1 Análise do ambiente de grande escala e validação do modelo

A análise do escoamento de grande escala é importante pois afeta o desenvolvimento da circulação de brisa (BECHTOLD et al., 1991; ARRITT, 1993). Silva Dias et al. (2004) observaram que uma reversão do vento na margem leste do rio Tapajós está associado a brisa fluvial em um evento de ventos de leste mais fracos causados pela friagem, enquanto Lu et al. (2005) observaram que não houve mudança na direção do vento causado pela brisa fluvial durante condições de ventos de leste intensos. Devido a isso, a análise dos ventos de grande escala é essencial para verificar se houve alguma influência para a formação ou intensificação da brisa fluvial.

Durante o período analisado, 1 até 5 de agosto de 2014, os dados de reanálise do ERA5 mostram o escoamento de grande escala, no nível de 925 hPa, essencialmente de leste, com variações da direção do vento entre nordeste e leste (Figura 3.5). Os ventos de grande escala predominantes na Amazônia durante o período seco variam entre os ventos de leste e sudeste (BAARS et al., 2012; MARTIN et al., 2016).

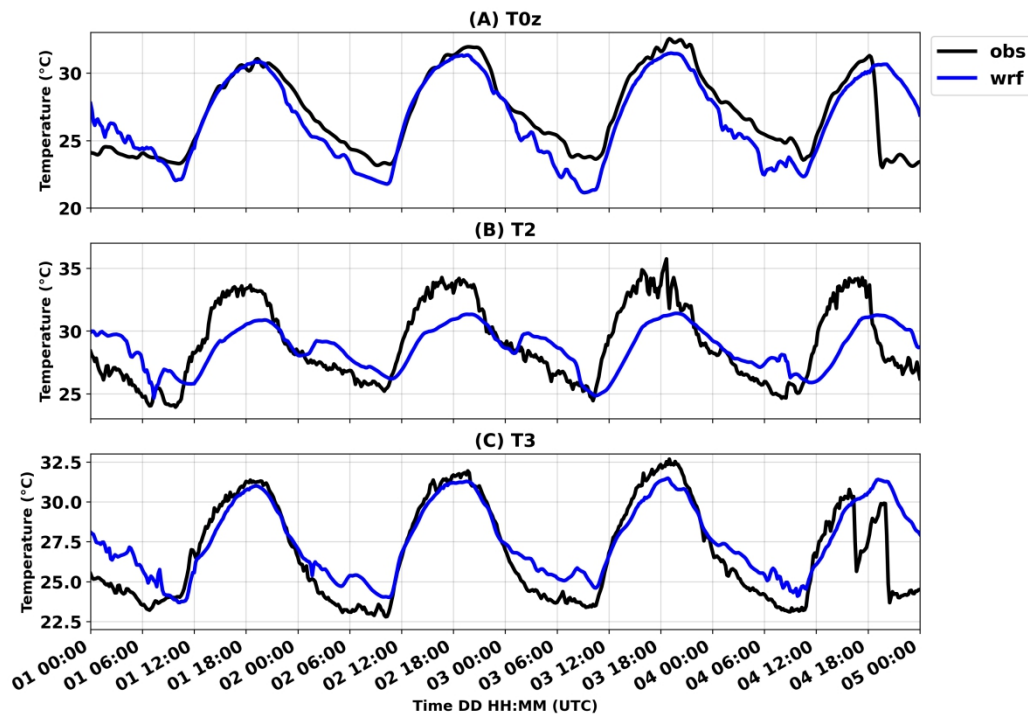
Nesse período não foram observados a ocorrência de eventos de friagem, que justificassem o enfraquecimento desse escoamento que permitiria o estabelecimento de circulação brisa vigorosa (SILVA DIAS et al., 2004; CAMARINHA-NETO et al, 2021). Contudo, foram observados que nos dias 3 e 4 de agosto houve um enfraquecimento do vento zonal na região da cidade de Manaus em relação aos dias 1 e 2 (Figuras 3.5g e 3.5h). Este cenário favorece a intensificação da brisa fluvial como observado anteriormente em outros estudos (SILVA DIAS et al., 2004; LU et al., 2005).

Figura 3.5 - Vento horizontal (setas, m s^{-1}) e vento zonal (sombreado, m s^{-1}) em 925 hPa da reanálise do ERA5 entre os dias 1 e 4 de agosto de 2014: (a) e (e) 18:00 UTC do dia 1 de agosto; (b) e (f) 18:00 UTC do dia 2 de agosto; (c) e (g) 18:00 UTC do dia 3 de agosto; e (d) e (h) 18:00 UTC do dia 4 de agosto.



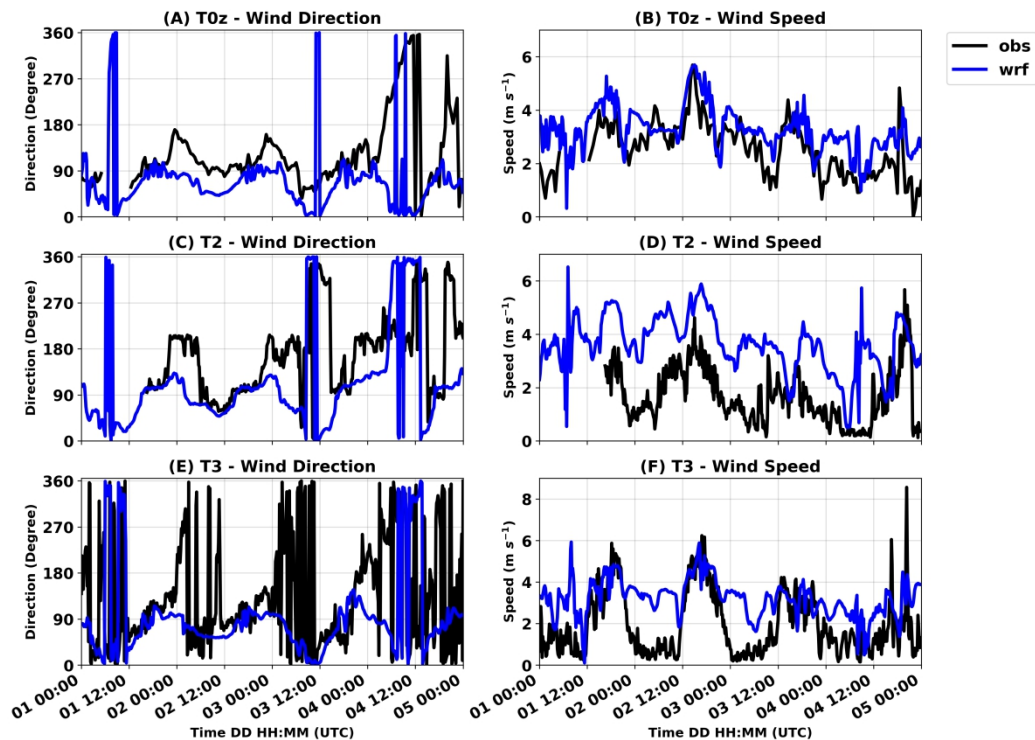
A Figura 3.6 mostra as temperaturas medidas nos sítios experimentais T0z, T2 e T3 e a temperatura simulada em cada um dos sítios. É possível notar que os valores de ambas as temperaturas foram bastante similares, com máximos e mínimos sincronizados. Algumas pequenas variações podem ser observadas, como por exemplo: no sítio T0z a simulação subestimou a temperatura, principalmente as temperaturas mínimas ($-0,44\text{ }^{\circ}\text{C}$). No sítio T2 a simulação subestimou as temperaturas máximas, mas superestimou as temperaturas mínimas ($0,33\text{ }^{\circ}\text{C}$). O comportamento da temperatura no sítio T3 foi semelhante ao observado no T2, porém superestimando levemente com viés médio de $0,72\text{ }^{\circ}\text{C}$. De maneira geral, a simulação capturou a variação diurna da temperatura nos três sítios quando comparado ao observado, e isto é importante para a formação da brisa.

Figura 3.6 - Temperatura nos sítios (a) T0z, (b) T2 e (c) T3. Linha sólida preta representa os dados experimentais e a linha sólida azul os dados da simulação com o WRF no nível mais próximo a superfície.



A Figura 3.7 mostra a direção e velocidade do vento medidos experimentalmente (53; 15; 15 m nos sítios T0z, T2 e T3, respectivamente) e simulados no nível mais próximo a superfície (105,76; 46,8; e 69,78 m no T0z, T2 e T3, respectivamente). Observa-se que a simulação representou bem a direção do vento (Figuras 3.7a, 3.7c e 3.7e) durante o período diurno, com as maiores diferenças ocorrendo durante o período noturno. Nota-se também que a velocidade do vento simulada (Figuras 3.7b, 3.7d e 3.7f) se mostrou capaz de representar satisfatoriamente as variações observadas experimentalmente, principalmente nos sítios T0z e T3. De maneira geral, a simulação tendeu a superestimar levemente a magnitude da velocidade do vento nos sítios T0z, T2 e T3 em 0,89; 2,23 e 1,28 m s^{-1} , respectivamente.

Figura 3.7 - Direção e velocidade do vento para os sítios experimentais T0z, T2 e T3. A linha sólida preta representa os dados experimentais e a linha sólida azul os dados da simulação com o WRF-Chem no nível mais próximo a superfície.



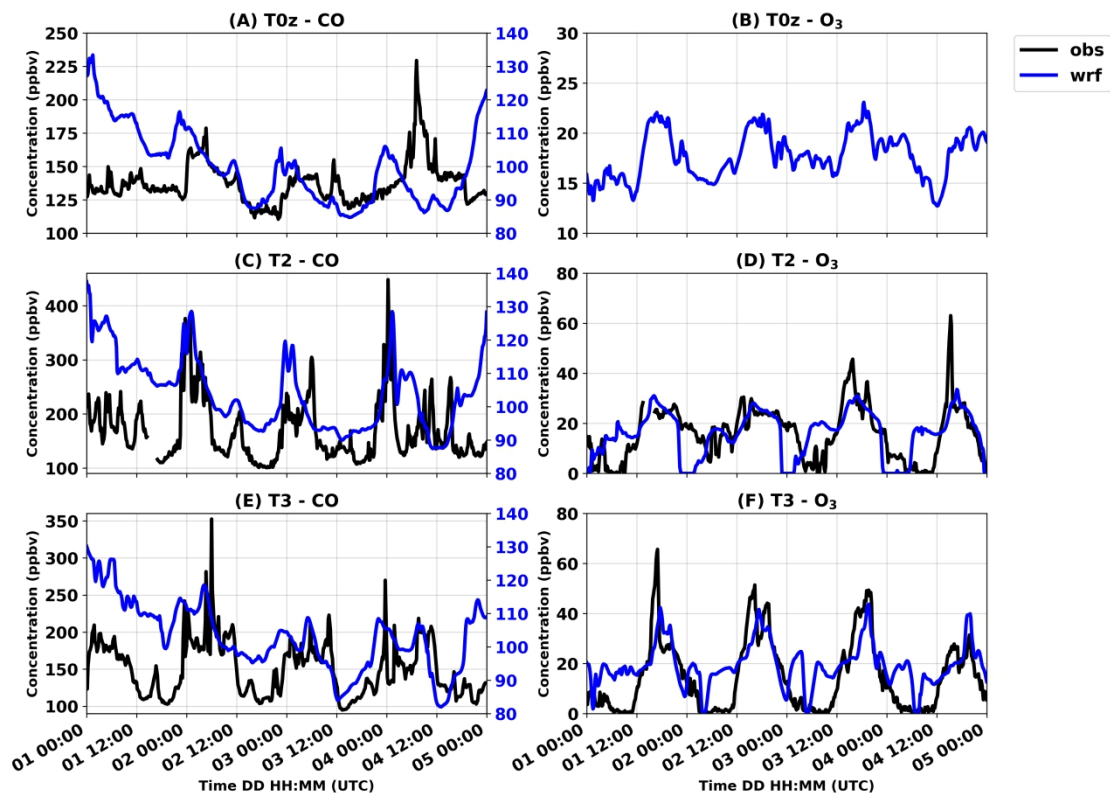
A Figura 3.8 mostra as concentrações de CO e O₃ obtidos experimentalmente e simulados. Os valores de CO simulados foram subestimados em relação a aqueles medidos nos sítios experimentais, e devido a isso, foram assumidas diferentes escalas nos eixos-y: a escala dos dados experimentais fica a esquerda e a dos dados simulados à direita das Figuras 3.8a, 3.8c e 3.8e. Apesar de subestimar, pode-se observar que a simulação foi capaz de capturar a variabilidade do CO, especialmente nos sítios T2 e T3.

Para o período investigado nesse trabalho não houve dados disponíveis de O₃ no sítio T0z. É possível observar que a simulação conseguiu mostrar o ciclo diário do O₃, ou seja, o aumento durante o dia e a diminuição a noite. Além disso, nota-se que os valores de O₃ simulados são bastante próximos dos valores experimentais, especialmente para o período diurno (Figuras 3.8d e 3.8f). Outra questão que merece atenção é que a simulação conseguiu mostrar que as concentrações de CO e O₃ nos sítios T2 e T3 foram maiores que no sítio T0z. Isso ocorre uma vez que T2 e T3 estão localizados próximos a cidade de Manaus e na direção do escoamento médio (Figura 3.1) e frequentemente plumas de poluição oriundas de Manaus são

transportadas para T2 e T3, conforme já mostrado por vários trabalhos (TREBS et al. 2012; CIRINO et al., 2018; CAMARINHA-NETO et al., 2021).

Observa-se que a simulação foi bem-sucedida em representar algumas das principais variáveis termodinâmicas próximo a superfície (temperatura, velocidade e direção do vento) e algumas concentrações de gases, tais como CO e O₃. Nas próximas seções serão analisadas as brisas através da simulação WRF, e como esse tipo de escoamento interfere nas concentrações de escalares próximo a superfície.

Figura 3.8 - Concentração de CO e O₃ medidas e simuladas no nível mais próximo a superfície nos sítios experimentais T0z, T2 e T3. A linha preta representa os dados coletados e a linha azul os dados da simulação do WRF-Chem.



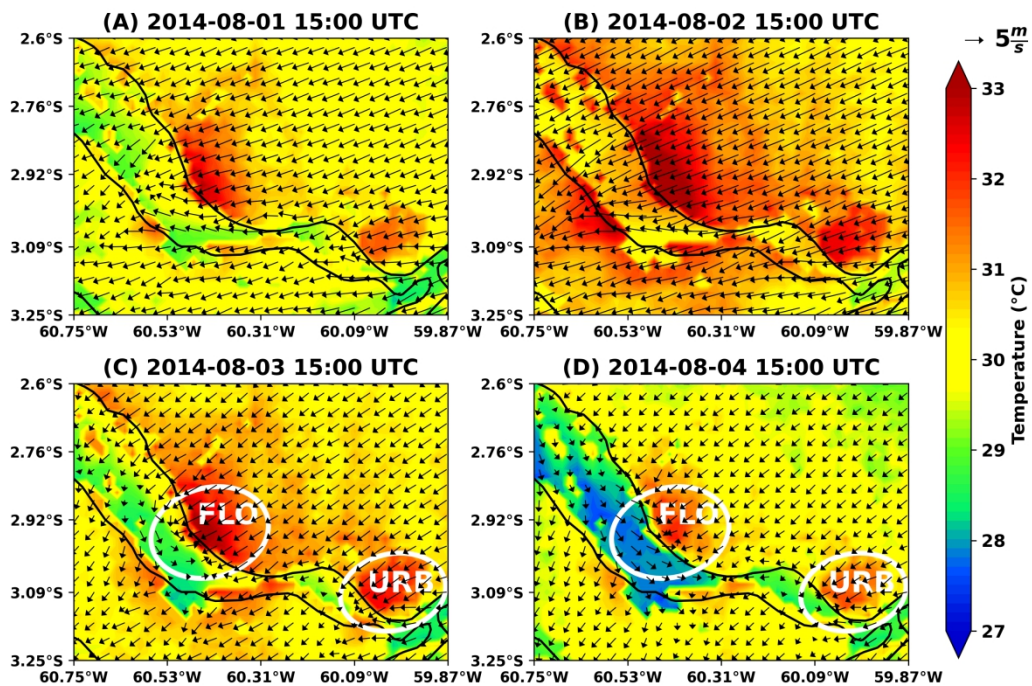
3.2.2 Brisa fluvial e o transporte de gases

A diferença de temperatura entre as superfícies terrestre e a água do rio durante o período diurno representa o gatilho inicial no processo físico de formação da brisa (MILLER et al., 2003).

As Figuras 3.9 e 3.10 apresentam a temperatura no nível de 2 m e o vento a 150 m extraídos da simulação entre os dias 1 a 4 de agosto de 2014, sempre às 15 UTC. Este horário foi escolhido devido a ser o horário em que a brisa fluvial pode ser observada em todos os dias em que ela ocorreu. Os retângulos RIO (rio Negro), FLO (Floresta) e URB (Urbana) indicam as regiões onde foram observadas as brisas mais intensas e com maior contraste de temperatura.

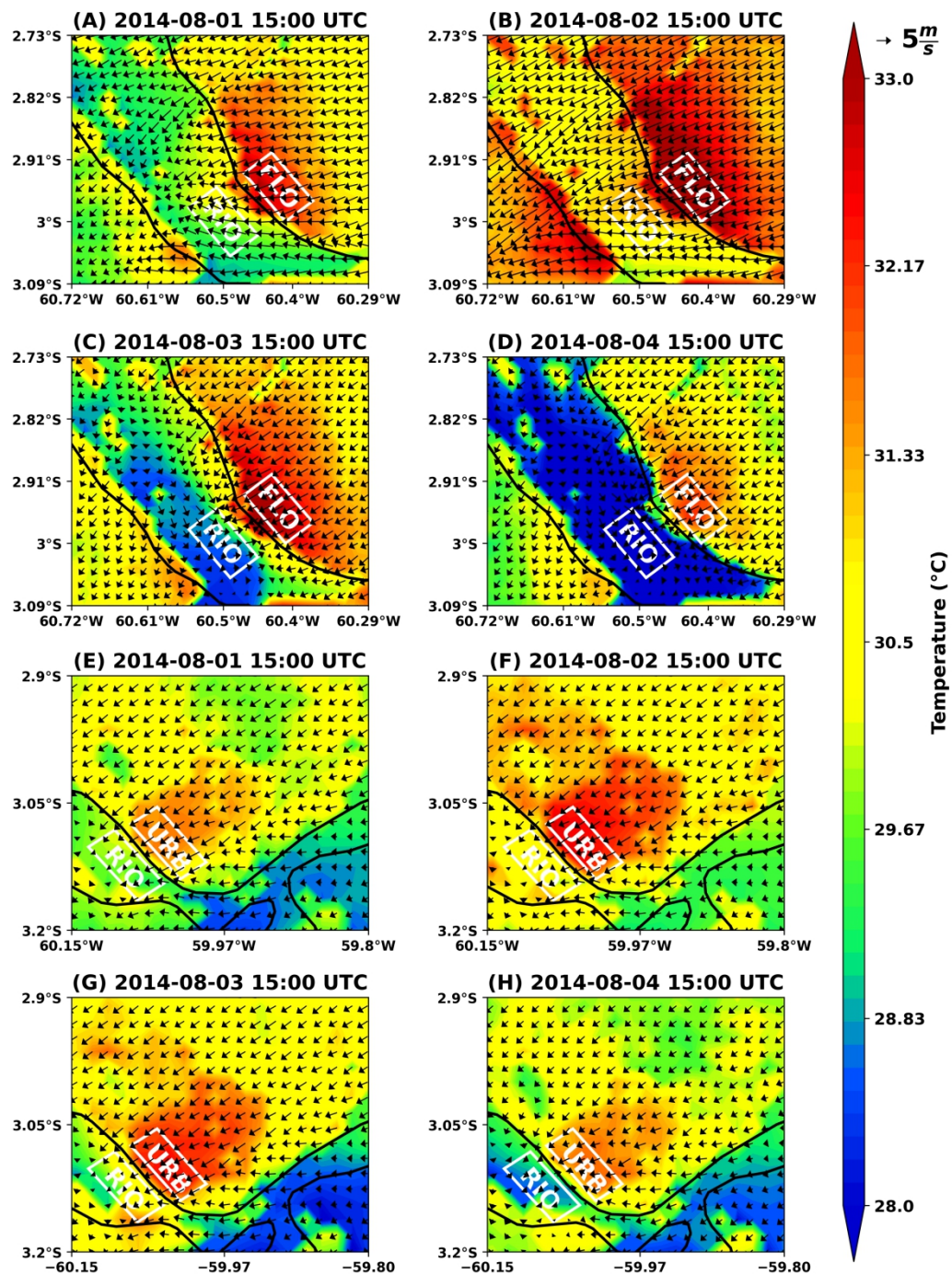
Observa-se que os gradientes de temperatura entre o rio e a região de Floresta (rio-floresta) e o rio e a região Urbana (rio-urbana) intensificam-se ao longo dos dias, atingindo maior valor nos dias 3 e 4 de agosto. Nesses dias em que o gradiente de temperatura foi maior, observa-se o vento vindo do rio em direção ao continente marcando assim a entrada da brisa fluvial tanto na área Floresta como Urbana, corroborando com os dias em que foi observado o maior contraste de temperatura entre a superfície e a água do rio. Resultados semelhantes foram encontrados em outros estudos de circulação de brisa (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1993; SILVA DIAS et al., 2004; LU et al., 2005; SAAD et al., 2010; DOS SANTOS et al, 2014; GERMANO et al, 2017; CORREA et al. 2021).

Figura 3.9 - Temperatura (sombreado, °C) em 2 m de altura e vento (seta, m s^{-1}) no nível de a 150 m entre os dias 1 e 4 de agosto de 2014 as 15:00 UTC. As elipses brancas representam a brisa fluvial identificada em: (1) Floresta (FLO); e (2) Urbana (URB).



A Figura 3.10 é similar a Figura 3.9, mas agora separamos as regiões onde ocorrem as brisas rio-floresta (Figuras 3.10a, 3.10b, 3.10c, e 3.10d) e as brisas rio-urbano (Figuras 3.10e, 3.10f, 3.10g e 3.10h). Ao analisar em detalhes a região da brisa rio-floresta, observou-se que durante o período diurno (de 12:00 as 22:00 UTC - 08:00 as 18:00 HL), a temperatura média no nível mais próximo a superfície em RIO, nos dias 1, 2, 3 e 4 de agosto foram de 30,06; 30,98; 29,85 e 29,1 °C, enquanto em FLO foram de 32,02; 32,88; 32,62 e 31,77 °C, respectivamente. Para a região da brisa rio-urbana a temperatura média em RIO nos dias 1, 2, 3 e 4 de agosto foram de 30,09; 30,49; 30,34; e 29,72 °C, enquanto que em URB foram de 31,54; 32,16; 32,24; e 31,65 °C, respectivamente. Observa-se ainda que a temperatura média do rio foi diminuindo ao longo dos dias, com a menor temperatura média observada no dia 4 de agosto (redução de 1,86 °C na região circundante a FLO e 0,37 °C na região circundante a URB). Por outro lado, acima da região em FLO e URB as temperaturas médias não mostraram uma tendência de resfriamento como observado para o rio.

Figura 3.10 - Temperatura (sombreado, °C) em 2 m e vento horizontal (seta, m s^{-1}) em 150 m de altura entre os dias 1 e 4 de agosto de 2014 as 15:00 UTC. Retângulos brancos indicam a área analisada no rio Negro (RIO), de floresta (FLO) e urbana (URB).

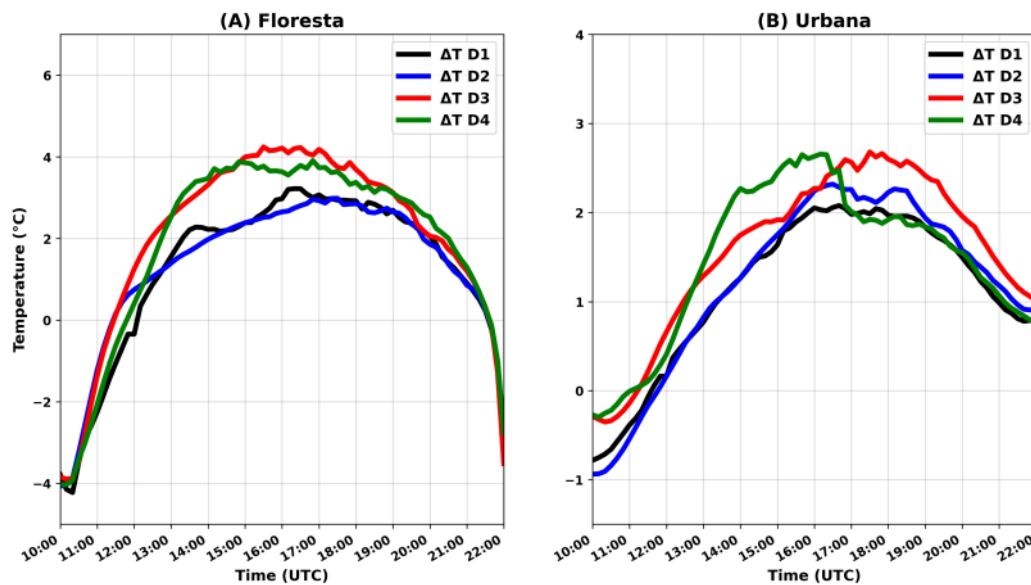


A diferença da temperatura entre FLO e RIO e URB e RIO (ΔT) durante as primeiras horas do dia em todo o período analisado para Floresta e Urbana pode ser vista na Figura 3.11. Em Floresta (Figura 3.11a) é evidenciado que os valores de ΔT foram maiores nos dias 3 e 4 de agosto. Apesar desses valores terem sido semelhantes, no dia 4 a brisa fluvial foi mais intensa que no dia 3, com o vento de

oeste adentrando a área de floresta (Figura 3.10d). Uma hipótese para que isto tenha ocorrido é devido ao crescimento de ΔT nas primeiras horas do dia 4 (entre 10:30 e 14:00 UTC), e ter sido levemente maior que no dia anterior. Além disso, nota-se que no dia 4 o valor de ΔT ficou aproximadamente constante após o início do horário da brisa. Isso está associado ao resfriamento causado pela brisa, efeito este que foi documentado por Zhou et al. (2019) para uma cidade costeira na Austrália.

Para a área Urbana (Figura 3.11b) os valores de ΔT foram consideravelmente maiores no dia 4 e isso explica a maior intensidade da brisa fluvial nesse dia, comparado ao dia 3. Outra observação importante é que no dia 4 os valores de ΔT associados a brisa rio-floresta foram maiores que 1°C quando comparados aos valores da brisa rio-urbano para o mesmo dia. Isso explica o fato da brisa fluvial ser mais intensa na região Floresta que na região Urbana, e assim, o efeito de resfriamento da superfície de floresta ter sido mais evidente.

Figura 3.11 - Diferença entre as temperaturas (ΔT) entre FLO e RIO e URB e RIO ($^\circ\text{C}$) para o período de 1 a 4 de agosto de 2014 entre 10 e 16 UTC. A linha sólida preta representa a ΔT no dia 1 (D1), linha sólida azul representa a ΔT no dia 2 (D2), a linha sólida vermelha representa a ΔT no dia 3 (D3), e linha sólida verde representa a ΔT no dia 4 (D4).



Até agora se deu atenção a formação da brisa fluvial em duas regiões com características diferentes (FLO e URB) localizadas na margem leste do rio Negro. Observou-se que essas brisas apresentam um importante papel na organização do escoamento próximo a superfície, conforme já mostrado por trabalhos anteriores

(FITZJARRALD et al., 2008; COHEN et al., 2014; LU et al., 2005, CAMARINHA-NETO et al, 2021) para a região amazônica. A partir de agora será dada atenção ao papel da circulação de brisa no transporte de CO e O₃, especialmente para a região urbana da cidade de Manaus, onde existe uma região industrial com significativa emissão de gases, além do transporte de gases oriundos de queimadas a leste da região.

3.2.2.1 Transporte de monóxido de carbono

A Figura 3.12 mostra a concentração de CO no nível mais próximo a superfície e o vento a 150 m nos quatro dias analisados às 15:00 UTC para a Floresta (Figuras 3.12a, 3.12b, 3.12c e 3.12d) e Urbana (Figuras 3.12e, 3.12f, 3.12g e 3.12h). O dia 1 de agosto destaca-se pelas altas concentrações de CO próximo a superfície. Esta alta concentração está associada aos vários focos de incêndio no dia 1 de agosto (Figura A.1), vários deles localizados a leste das regiões investigadas aqui, ou seja, acredita-se que o CO foi transportado dos focos de queimadas para as regiões FLO e URB. No dia 4 de agosto os focos de queimada estão localizados predominantemente ao sul (Figura A.1), e portanto apresentam pouca influência nas concentrações de CO nas regiões investigadas aqui.

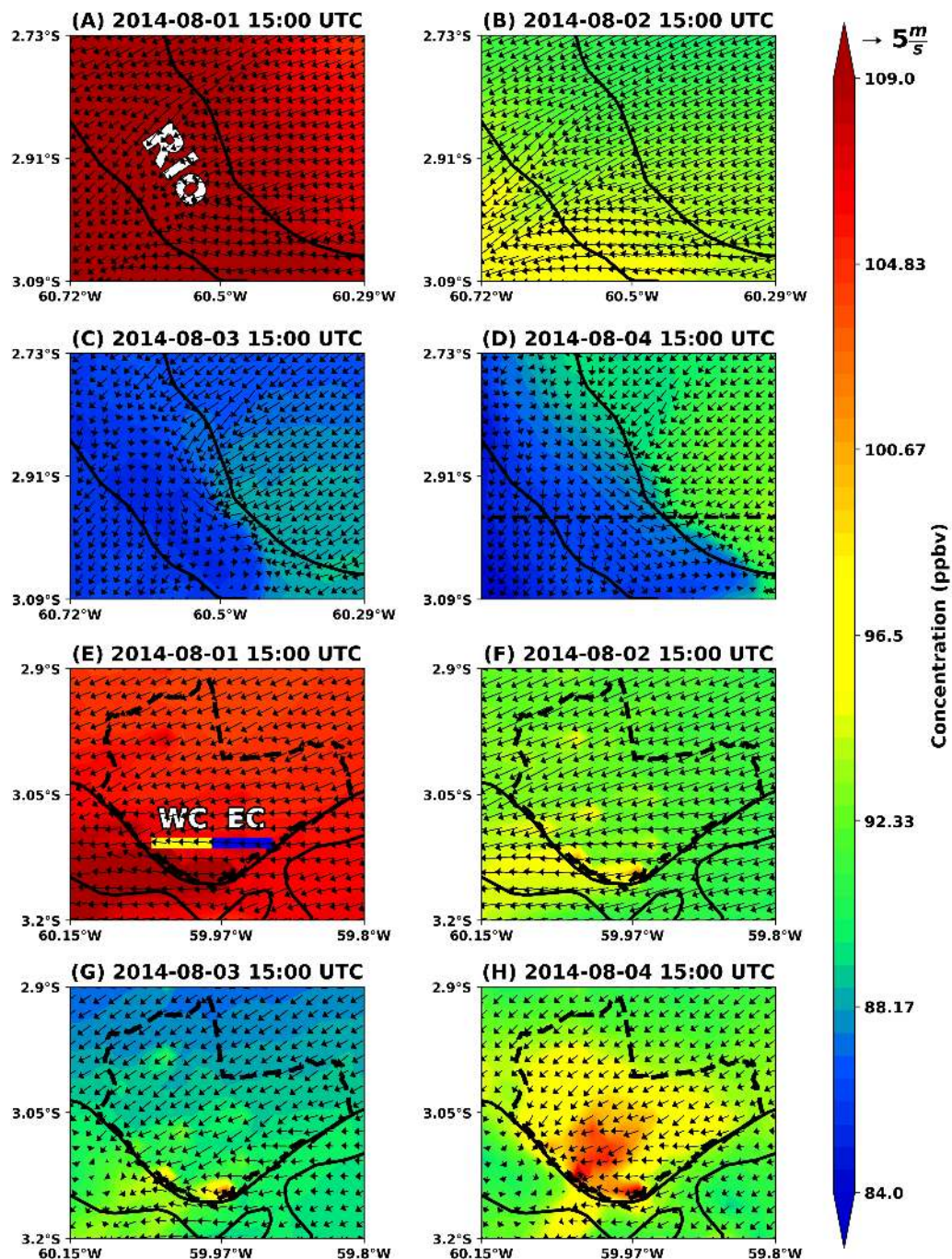
Em Floresta, no dia 3, a brisa foi mais fraca que no dia 4, como já salientado na Fig. 3.11. Isso fica evidente quando se analisa o transporte de CO (Figura 3.12c e 3.12d). Nota-se que a brisa mantém o ar com maiores quantidades de CO na margem leste do rio Negro (Figura 3.12d).

Em Urbana, a brisa fluvial no dia 3 (Figura 3.12g) é pouco perceptível. A influência da brisa fluvial fica mais evidente no dia 4 (Figura 3.12h), onde os ventos de oeste oriundos da brisa encontram os ventos de leste na margem oeste da cidade de Manaus. Nesta região, é possível notar que a brisa também mantém o ar com maiores concentrações de CO na porção oeste da cidade de Manaus.

A diferença entre as duas regiões podem ser observadas tanto na intensidade da brisa fluvial, quanto nas concentrações de CO. Com exceção do dia 1 de agosto, observa-se que em Floresta as concentrações de CO são menores, porém, nota-se

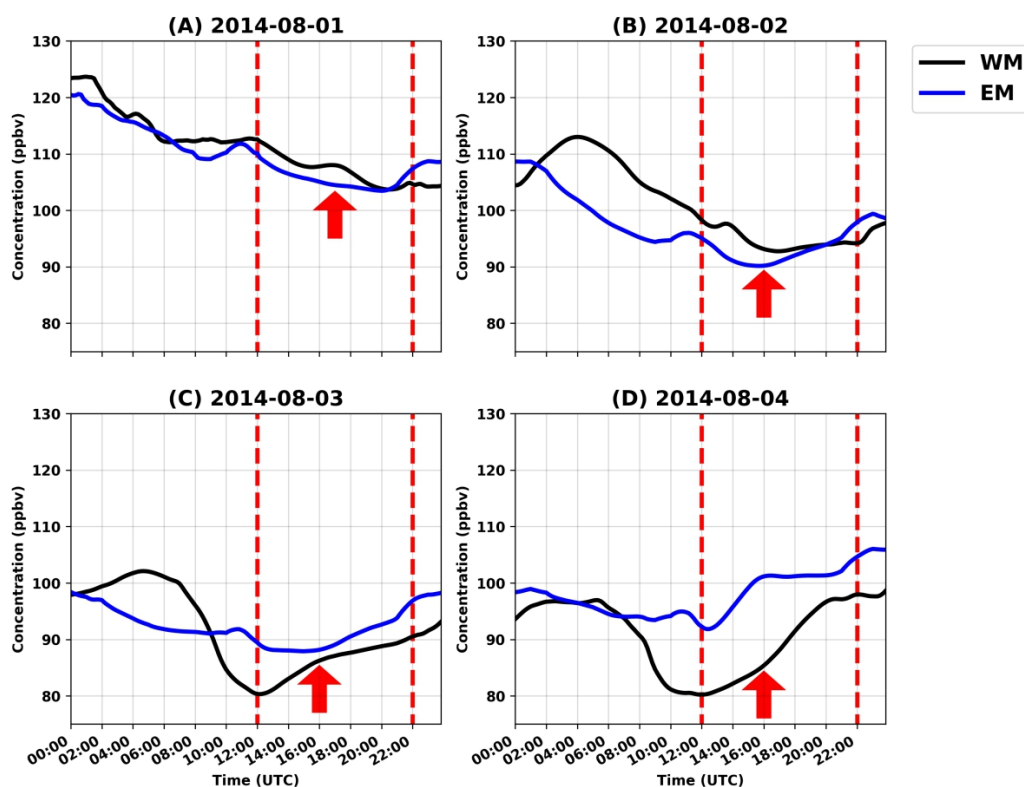
que há uma pluma de CO sendo transportada de leste para a região. Enquanto que na região Urbana, é possível ver que a emissão da cidade de Manaus é contínua, o que é associado a usinas termoeletricas e os automóveis da região, e por isso nesta região se encontra maiores quantidade de CO mesmo que não haja grandes queimadas a leste.

Figura 3.12 - Concentração de CO (sombreado, ppbv) próximo a superfície e vento (seta, m s^{-1}) em 150 m entre os dias 1 e 4 de agosto de 2014 as 15:00 UTC em: (A), (B), (C) e (D) para Floresta; (E), (F), (G) e (H) para Urbana. A área do rio Negro em Floresta é indicada em (A) como *Rio*, e a área urbana da cidade de Manaus é representada pela linha tracejada preta em (E), (F), (G) e (H).



Agora será dada atenção ao transporte de CO devido a presença da brisa, ou seja, ao transporte de oeste para leste. Para a estimativa desse transporte procedeu-se da seguinte maneira: Em Floresta estabeleceu-se um corte na latitude de $2,964^{\circ}\text{S}$ (representada pela linha tracejada na Figura 3.12d), onde a margem oeste (WM) do rio Negro esteve entre as longitudes $60,8^{\circ}\text{W}$ e $60,611^{\circ}\text{W}$, e a margem leste (EM) entre as longitudes $60,467^{\circ}\text{W}$ e $60,3^{\circ}\text{W}$. A Figura 3.13 mostra a média de CO nestas duas áreas. Nota-se que nos dias 1 e 2 de agosto (dias sem brisa) os valores de CO foram menores na margem leste que na margem oeste durante o período diurno (linhas tracejadas vermelhas) (Figuras 3.13a e 3.13b). Já nos dias com brisa (3 e 4 de agosto, Figuras 3.13c e 3.13d) há uma inversão desse comportamento, isto é, os valores de CO foram maiores na margem leste do rio Negro, e como observado anteriormente, no dia em que a brisa foi mais intensa (4 de agosto) é onde há a maior diferença na concentração de CO entre as duas margens (Figura 3.13d).

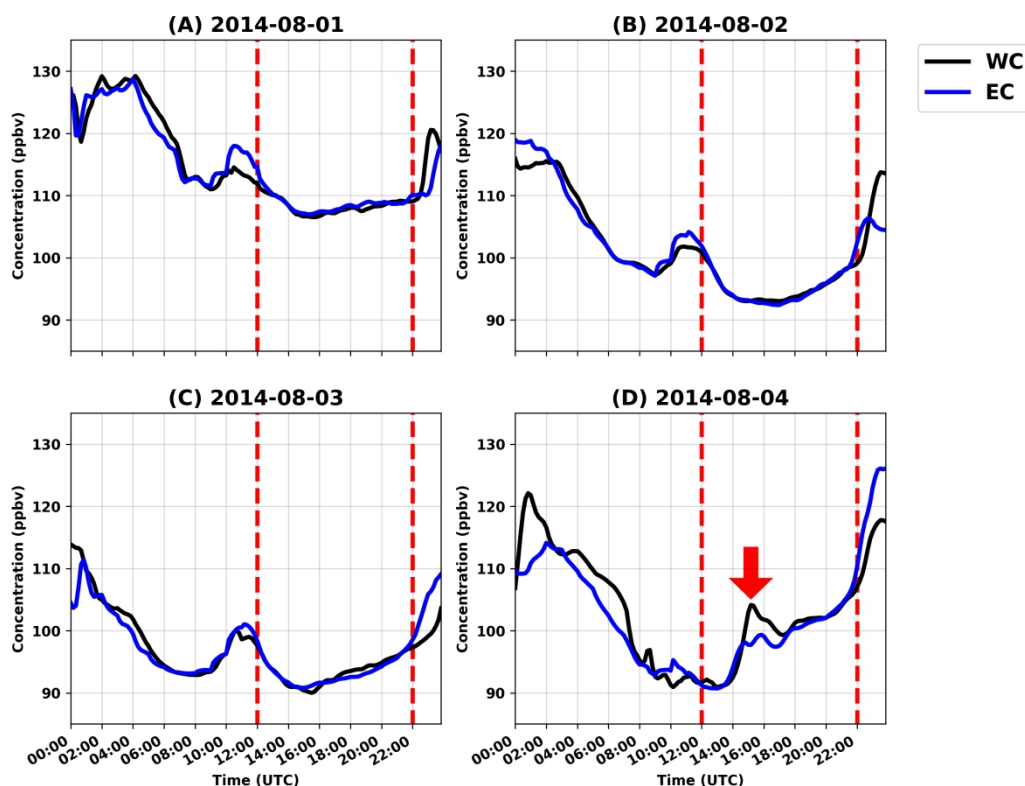
Figura 3.13 - Média da concentração de CO na margem leste (EM) e margem oeste (WM) do rio Negro na latitude de $2,964^{\circ}\text{S}$ em Floresta. A linha sólida preta representa a margem oeste, a linha sólida azul representa a margem leste do rio Negro, e a linha pontilhada vermelha representa o período diurno.



Na área Urbana o transporte de CO de oeste para leste foi analisado de uma maneira um pouco diferente de Floresta: o corte na latitude $3,1079^{\circ}\text{S}$ foi dividido em dois pontos (Figura 3.12e). A região oeste (WC) foi considerada entre as longitudes $60,05312^{\circ}\text{W}$ e $59,981064^{\circ}\text{W}$, e a região leste (EC) entre as longitudes $59,981064^{\circ}\text{W}$ e $59,909008^{\circ}\text{W}$. Obteve-se as médias de CO para essas áreas, e com isso foi possível investigar o transporte deste gás durante a presença de brisa.

A Figura 3.14 mostra os valores de CO nas áreas WC e EC durante os quatro dias analisados. Nas Figuras 3.14a, 3.14b e 3.14c é possível ver que as concentrações de CO pouco diferem entre as duas áreas. Porém, o cenário muda quando se observa o dia em que a brisa fluvial esteve atuando em Urbano (Figura 3.14d). Observa-se que entre o horário de 14:40 e 20:00 UTC (destacado pela seta vermelha) as concentrações mais altas de CO ficam na margem oeste da cidade de Manaus (WC). Portanto nota-se que o vento de leste transporta CO para a parte oeste da cidade, contudo, nos dias de brisa o vento de oeste impede que este CO “caminhe” em direção ao rio. Logo, a simulação mostra que os bairros de Manaus próximos a região onde ocorre a brisa ficam submetidos a elevadas concentrações de CO (as 15:10 UTC com 104,14 ppbv, o que foi 6,42 ppbv maior que em relação a concentração média de EM).

Figura 3.14 - Média da concentração de CO próxima a superfície em Urbana nas áreas WM e EM em: (a) dia 1; (b) dia 2; (c) dia 3; e (d) dia 4 de agosto de 2014. A linha sólida amarela representa a área WC, a linha sólida azul representa a área EC. As linhas pontilhadas vermelhas representam o período diurno.



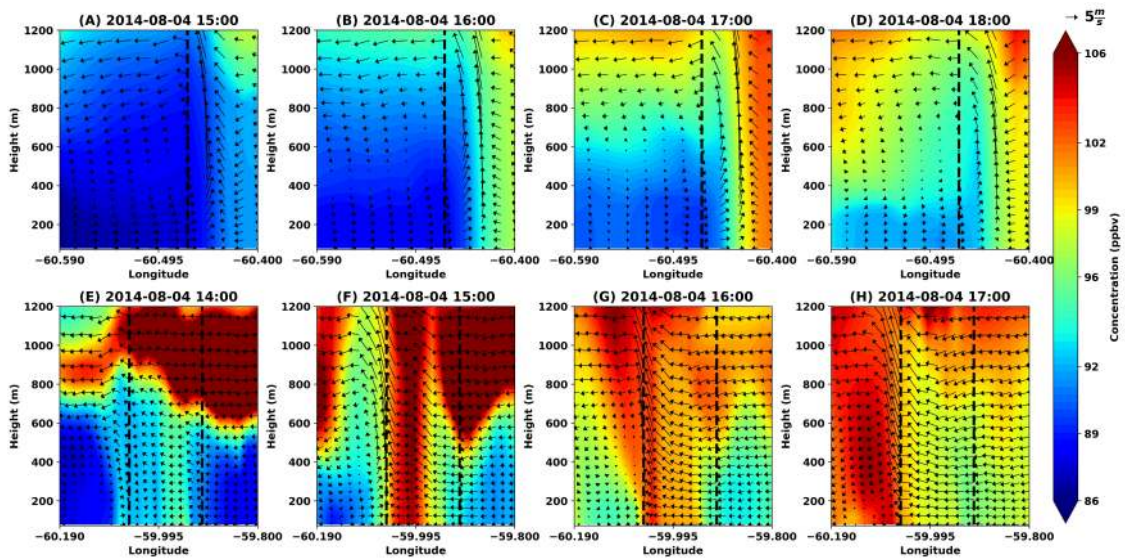
Para explorar mais os efeitos da brisa fluvial no transporte de CO, foram feitos cortes verticais nas latitudes de 2,964°S e 3,1079°S para Floresta e Urbana, respectivamente, do nível mais próximo a superfície até 1200 m no dia 4 de agosto, dia em que a brisa foi mais intensa nas duas regiões (Figura 3.15).

Uma primeira observação a ser mencionada é que a brisa (ventos de oeste) é relativamente rasa, não ultrapassando os 400 m de altura. Em Floresta, foram analisados quatro horários: 15:00, 16:00, 17:00 e 18:00 UTC (Figuras 3.15a, 3.15b, 3.15c e 3.15d). Percebe-se uma pluma de CO entre 1000 e 1200 m sendo transportada de leste, enquanto que a brisa é vista adentrando a região de floresta (a margem do rio é representada pela linha tracejada) (Figura 3.15a). Com o tempo, a pluma de CO é transportada de leste para oeste, porém, a região onde ocorre a confluência dos ventos da brisa fluvial e o vento predominante faz com que ocorra uma zona com diferentes concentrações de CO, que pode ser vista como uma “região frontal de CO”. Esta região de confluência dos ventos faz com que o CO que vem de leste seja transportado para cima, e assim continue o fluxo para leste só que

acima da circulação de brisa. Porém, esta circulação faz com que a essa massa de ar com concentrações de CO elevadas desça em uma região do rio, e seja distribuída na região do rio Negro. Este resultado corrobora os resultados encontrados por Zhao et al. (2021), onde os autores observaram uma região de recirculação de poluentes próximo a cidade de Manaus, em uma região de floresta.

Em Urbana, nota-se que há um comportamento semelhante. Foram analisados os horários de 14:00, 15:00, 16:00 e 17:00 UTC (Figuras 3.15e, 3.15f, 3.15g e 3.15h), sendo diferentes dos horários de Floresta devido a brisa fluvial ter sido mais fraca, e assim ter uma duração menor. A região da cidade de Manaus está representada pelas duas linhas pontilhadas pretas. Observa-se que a brisa não adentrou a área urbana. Destaca-se que a região com as concentrações mais altas de CO podem ser observadas na região leste da cidade as 14:00 UTC (região industrial da cidade). Já as 15:00 e 16:00 UTC, a brisa aprisiona o CO na região oeste da cidade (Figura 3.15g).

Figura 3.15 - Corte vertical na latitude de 2,964°S para a Floresta e 3,1079°S para Urbana até 1200 m da concentração de CO (sombreado, ppbv) vento zonal e vertical multiplicado por 10 ($u; w \times 10$) (setas, $m s^{-1}$) no dia 4 de agosto de 2014 para FLO em: (a) 15:00 UTC; (b) 16:00 UTC; (c) 17:00 UTC; (d) 18:00 UTC, e para URB em: (e) 14:00 UTC; (f) 15:00 UTC; (g) 16:00 UTC; e (h) 17:00 UTC.



3.2.2.2 Transporte de ozônio

A cidade de Manaus é uma grande fonte de O_3 na região da Amazônia central (KUHN et al., 2010) devido a sua intensa atividade veicular e industrial, o que causa um grande contraste com área de floresta que existe ao seu redor. Com isso em mente analisa-se como a brisa pode influenciar o transporte de O_3 nas regiões de Floresta e Urbana.

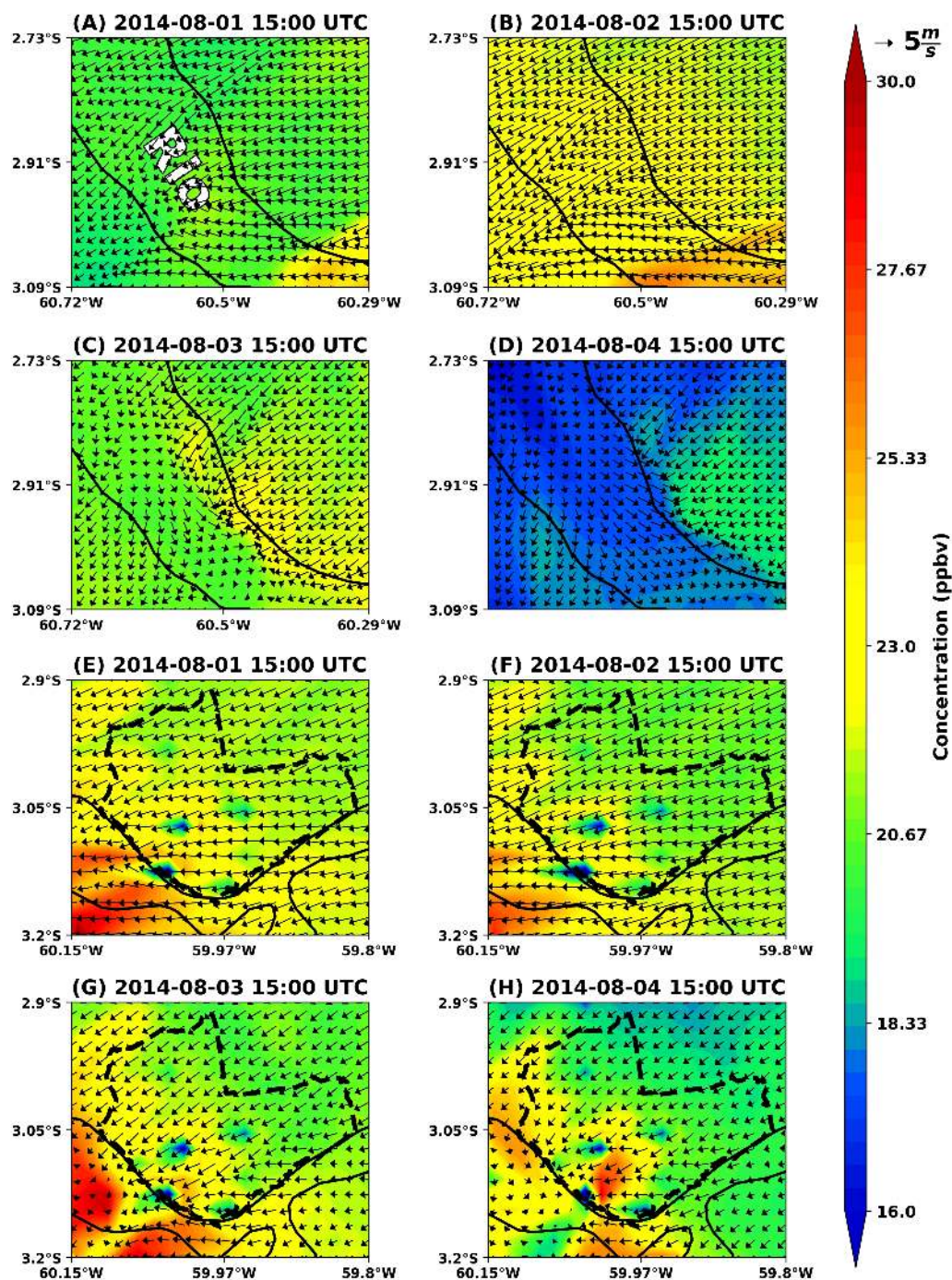
A Figura 3.16 mostra a concentração de O_3 no nível mais próximo a superfície e o vento a 150 m nos quatro dias analisados as 15:00 UTC para Floresta (Figuras 3.16a, 3.16b, 3.16c e 3.16d) e Urbana (Figuras 3.16e, 3.16f, 3.16g e 3.16h). Ao contrário do que se observou com o CO, o ambiente no dia 1 não foi um dia com altas concentrações O_3 em nenhuma das duas regiões.

Em Floresta, os dias que se destacam são os dias em que há a formação da brisa fluvial na margem leste do rio Negro (Figuras 3.16c e 3.16d). Assim como observado com o CO, a brisa também aprisiona o ar com maiores concentrações de O_3 na região de confluência dos ventos. Outro ponto a se notar é que o dia 4 de agosto foi o dia em que há as menores concentrações de O_3 nesta região.

Em Urbana há intensa atividade urbana, e assim é esperado que as concentrações de O_3 sejam mais altas quando comparadas em relação a Floresta. As Figuras 3.16e, 3.16f, 3.16g e 3.16h mostram que ao contrário do observado na Figura 3.12, onde se havia fonte de CO na cidade de Manaus, agora mostra que esses pontos atuam como sumidouros de O_3 , porém, alguns quilômetros a leste destes sumidouros, observa-se uma concentração mais alta de O_3 . Essas menores concentrações de O_3 podem ser explicadas pela presença das usinas termoeletricas que emitem NO_x (NO e NO_2). De acordo com Ryerson et al. (2001), o NO_x atuam como sumidouro de O_3 . Além disso, Arin e Warneck (1972) mostram que também há uma possibilidade de ocorrer interação do O_3 com o CO para formar CO_2 e O_2 , ou seja, onde há grandes fontes de CO, estas podem atuar como um sumidouro de O_3 . Devido a isso, as maiores concentrações de O_3 serão encontradas a oeste de sua fonte de emissão (a oeste da cidade de Manaus) devido ao transporte dos ventos de leste. Porém, apesar do O_3 ter suas maiores concentrações na região do rio Negro, no dia 4 de

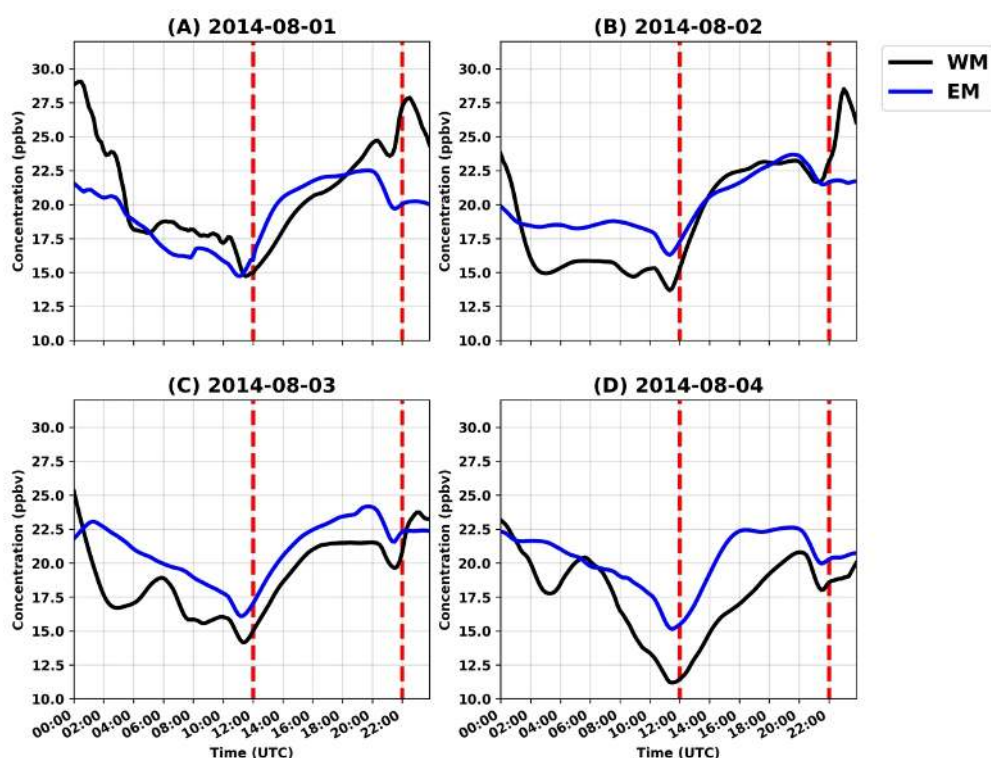
agosto é possível notar que há uma região com altas concentrações de O_3 na porção oeste da cidade.

Figura 3.16 - Concentração de O_3 (sombreado, ppbv) próxima a superfície e vento a 150 m (setas, $m s^{-1}$) em Floresta: (a) 15:00 UTC do dia 1 de agosto; (b) 15:00 UTC do dia 2 de agosto; 15:00 UTC do dia 3 de agosto; e (d) 15:00 UTC do dia 4 de agosto de 2014. A área do rio Negro em Floresta é indicada em (A) como *Rio*, e a área urbana da cidade de Manaus é representada pela linha tracejada preta em (E), (F), (G) e (H).



Através da mesma análise feita para o CO na Figura 3.13, a Figura 3.17 mostra a média da concentração do O₃ em WM e EM. Nota-se que nos dias 1 e 2 de agosto (dias sem brisa) os valores de O₃ tiveram pouca diferença entre EM e WM durante o período diurno (Figuras 3.17a e 3.17b). As diferenças nas concentrações de O₃ começam a chamar a atenção no dia 3 de agosto, quando se observa que a concentração deste gás é maior na EM durante todo o período diurno, o que não se observou nos dias sem brisa. A influência da brisa fluvial se destaca no dia 4 de agosto (Figura 3.17d), em que é o dia em que a diferença de concentração nas margens é bem evidente, com a concentração média de EM sendo superior em 5,42 ppbv a de WM (as 15:40 UTC).

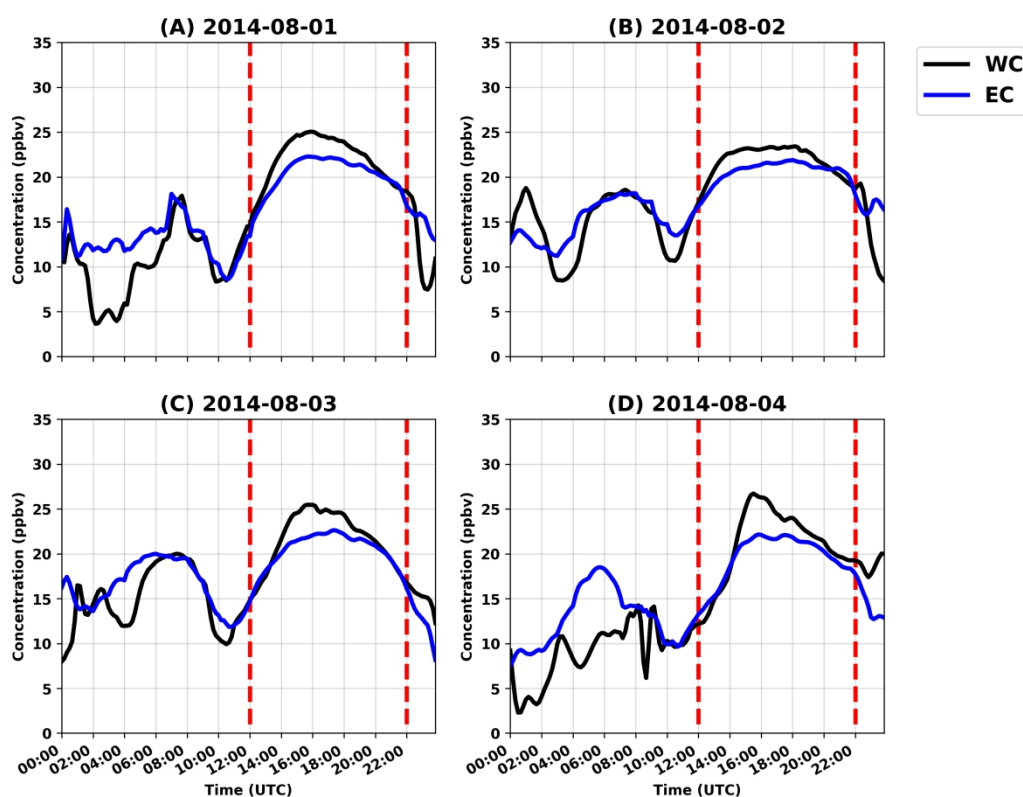
Figura 3.17 - Média da concentração de O₃ em Floresta na margem leste (EM) e margem oeste (WM) do rio Negro na latitude de 2,964°S. A linha sólida preta representa WM, a linha sólida azul representa EM, e a linha pontilhada vermelha representa o período diurno.



A Figura 3.18 mostra a concentração média de O₃, através da mesma análise feita na Figura 3.14, para WC e EC em Urbana. Nas Figuras 3.18a, 3.18b e 3.18c é possível ver que o comportamento das concentrações de O₃ pouco diferem, com as concentrações deste gás sendo levemente superiores em WC durante o período diurno. Entretanto, destaca-se o comportamento do O₃ no dia 4 de agosto (Figura 3.14d). Neste dia, observa-se um máximo na concentração de O₃ na WC de 26,53

ppbv (9,94 ppbv maior que o observado em EC) as 15:20 UTC. Ainda neste mesmo horário foi observada a maior intensidade da brisa fluvial entre todos os dias analisados em Urbana. Deste modo, assim como observado com o CO, a brisa fluvial foi responsável por aprisionar o O₃ na margem oeste da cidade de Manaus (WC), mostrando assim que os bairros de Manaus próximos a região onde ocorre a brisa ficam submetidos a elevadas concentrações também de O₃.

Figura 3.18 - Média da concentração de O₃ em Urbana na região leste da cidade (EC) e região oeste (WC) do rio Negro na latitude de 3,0179°S. A linha sólida preta representa a região oeste, a linha sólida azul representa a região leste da cidade de Manaus, e a linha pontilhada vermelha representa o período diurno.



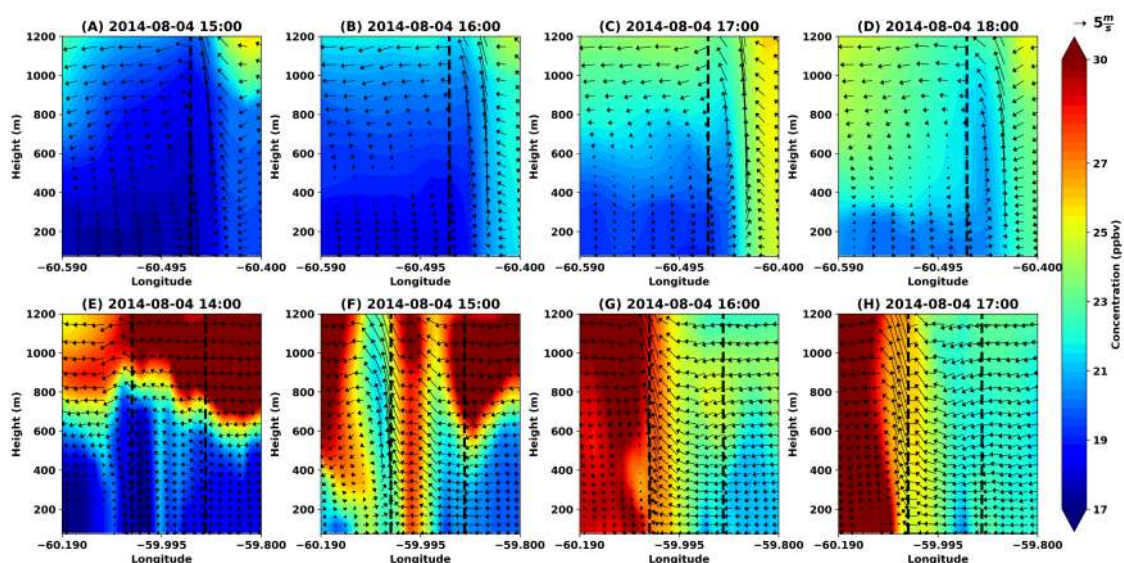
A Figura 3.19 mostra o corte vertical da concentração de O₃ em Floresta (Figuras 3.19a, 3.19b, 3.19c e 3.19d) e em Urbana (Figuras 3.19e, 3.19f, 3.19g e 3.19h) através da mesma análise feita para o CO na Figura 3.15.

Em Floresta, se observa a pluma de O₃ sendo transportada de leste até encontrar a região de confluência dos ventos e seja observada como uma “região frontal de O₃” (Figuras 3.19b e 3.19c). Da mesma forma como observado com o CO, é visto que a pluma de O₃ é transportada por cima da circulação de brisa, assim

como parte dessa massa de ar com concentrações de O_3 um pouco mais elevadas, desça e seja distribuída na região do rio Negro.

Em Urbana observa-se uma pluma de O_3 acima de 600 m as 14:00 UTC em toda a área analisada (Figura 3.19e). Conforme a brisa fluvial se intensifica, nota-se que na região onde se observa a confluência dos ventos, uma massa de ar com menores concentrações de O_3 é transportada para níveis acima de 1000 m, assim como também há uma recirculação do O_3 através da circulação de brisa fluvial em níveis próximos ao solo (Figura 3.19f). Chama atenção que durante todo o período analisado em Urbana, não foram observados grandes concentrações de O_3 na área entre as longitudes $59,975^\circ W$ e $59,8^\circ W$, que representam as regiões leste da cidade de Manaus e o rio Negro.

Figura 3.19 - Corte vertical na latitude de $2,964^\circ S$ para a Floresta e $3,1079^\circ S$ para Urbana até 1200 m da concentração de O_3 (sombreado, ppbv), vento zonal e vertical mutiplicado por 10 ($u;w*10$) (setas, $m\ s^{-1}$) no dia 4 de agosto de 2014 para FLO em: (a) 15:00 UTC; (b) 16:00 UTC; (c) 17:00 UTC; (d) 18:00 UTC, e para URB em: (e) 14:00 UTC; (f) 15:00 UTC; (g) 16:00 UTC; e (h) 17:00 UTC.



3.3 Conclusão

Foi investigado, através de simulações numéricas, as circulações de brisa fluvial do rio Negro, na região da cidade de Manaus (Urbana) e uma região de floresta a nordeste da cidade (Floresta) durante o período de 1 a 5 de agosto de 2014. Foram analisadas a formação da brisa fluvial e a sua influência no transporte de O_3 e CO

nas duas áreas distintas. Os resultados mostraram que o modelo WRF-Chem conseguiu representar bem as variáveis meteorológicas e as concentrações de O_3 , e para as concentrações de CO o modelo subestimou a concentração, porém teve a sensibilidade para representar as variações observadas nos sítios experimentais.

O rio Negro é um importante rio na Amazônia central, que faz fronteira também com a cidade de Manaus. A sua localização geográfica perto da cidade faz com que a brisa fluvial na região oeste seja responsável por ventos contrários aos ventos de leste, que são predominantes na região. O mecanismo que leva a formação da brisa foi explorado em duas áreas diferentes: uma região com contraste entre rio e floresta a oeste de Manaus, e a região de contraste com o rio e a zona urbana de Manaus.

Os resultados mostram que a formação da brisa, além da condição favorável de grande escala com o enfraquecimento dos ventos de leste, foi dependente da variação da temperatura do rio Negro. Estes resultados corroboram outros estudos que mostram o mesmo comportamento em outros locais da região amazônica. Também conclui-se que a diferença de temperatura entre o rio e solo é importante durante as primeiras horas do dia.

Durante o período analisado foram observadas a formação de brisa fluvial nas duas regiões em dois dias (3 e 4 agosto), e assim foi visto que quando houve a mudança da direção dos ventos causados pela brisa fluvial, os gases se mantiveram na região de confluência dos ventos, atrasando o seu transporte para o leste durante o período em que a brisa está em atividade.

Na região de Floresta, a brisa foi mais intensa, e devido a isso manteve o CO e O_3 na margem leste do rio Negro em níveis mais próximos a superfície, assim como a circulação fez com que os gases fossem transportados para níveis mais elevados. Visto que o O_3 é um gás que está associado a redução da produção primária bruta em florestas (Yue e Unger, 2018), cenários em que haja um aumento nas concentrações deste gás em níveis próximos a superfície em conjunto com o aprisionamento em regiões em que ocorre a brisa fluvial, pode representar uma ameaça crescente à produtividade do ecossistema, além do risco aos povos tradicionais que vivem nas margens dos rios. Na região Urbana, foi visto que a brisa foi menos intensa e teve menor tempo de duração, porém, ainda foi capaz de manter

concentrações mais altas de CO e O₃ na região oeste da cidade, onde foi localizada a região de confluência dos ventos.

Estes resultados mostram preocupação com os cenários futuros de mudanças climáticas e aumento de desmatamento, queimadas e urbanização na Amazônia. Com maiores emissões destes gases, o risco causado a quem vive nas regiões afetadas também aumenta. Outro ponto a se observar, é que os gases emitidos pelas dentro da cidade de Manaus acabam sendo aprisionados na região oeste, que é predominantemente residencial.

CAPÍTULO 4 CONCLUSÕES

4.1 Conclusão geral

Nesta tese foram vistos como os transportes verticais e horizontais de gases podem ser afetados por um ambiente poluído pela queima de biomassa na região da Amazônia central. Este tese teve como objetivo geral analisar o comportamento dos sistemas convectivos de mesoescala e circulação local do tipo brisa fluvial em um ambiente poluído pelas emissões antropogênicas na região da Amazônia central através de análises de estudos de casos utilizando modelagem numérica e dados observacionais.

O primeiro objetivo específico da tese foi abordado nos resultados do capítulo 2, onde verificou-se a influência de um ambiente poluído pela emissão da queima da biomassa nos níveis de precipitação, desenvolvimento de tempestade de um SCM, e na intensificação de correntes de ar ascendentes e descendentes através de um estudo de caso de um SCM ocorrido no dia 16 de agosto de 2014. Os resultados mostraram que a intensidade da precipitação associada ao SCM em um cenário que se levou em consideração a queima de biomassa foi menor quando comparada ao cenário em que essas emissões não foram consideradas analisadas em um ponto no sítio T3. Sendo assim, a hipótese H1 se mostrou falsa, visto que esperava-se que a precipitação associada ao SCM fosse intensificada em um ambiente poluído. Outro resultado importante encontrado é que o ambiente poluído reduziu a capacidade do SCM em diminuir as concentrações de CO próximas a superfície, assim como também teve menor transporte de O₃ associado. Sendo assim, a hipótese H2 se mostrou falsa, visto que esperava-se que o SCM tivesse maior intensidade no transporte verticais de gases.

O segundo objetivo específico foi abordado com os resultados do capítulo 3, onde analisou-se a influência da brisa fluvial sobre o transporte dos gases CO e O₃ através de simulação numérica com o WRF-Chem na região da Amazônia central durante os dias 1 a 5 de agosto de 2014. Os resultados mostraram a influência da circulação de brisa fluvial no transporte desses poluentes na região da cidade de Manaus e em uma região de floresta próxima. Foi visto que a brisa fluvial

aprisionou os gases O_3 e CO na margem do rio Negro nos dias em que foram observadas as mudanças na direção do vento associadas a esta circulação. Sendo assim, a hipótese H3 se mostrou falsa, já que esta hipótese considerava que a brisa fluvial auxiliasse na dispersão desses gases.

Estes resultados se mostram importantes devido a preocupação com o aumento de queimadas na região amazônica. Os cenários de mudanças climáticas propostos pelo IPCC em 2014, projetavam o aquecimento mínimo esperado para o final do século, em todo o planeta, entre 0,3 e 1,7°C (IPCC, 2014). No entanto, o relatório do IPCC no ano de 2022, considerando os cenários ilustrativos avaliados, já alerta que há pelo menos uma probabilidade superior a 50% de que o aquecimento global atinja ou exceda 1,5°C no curto prazo (2021 a 2040). Atingindo 1,5°C no curto prazo, causaria aumentos inevitáveis em vários perigos climáticos e apresentaria múltiplos riscos para os ecossistemas e os seres humanos (IPCC, 2022). O mesmo relatório mostra que o risco de incêndio aumentará muito neste novo cenário, e por isso, a preocupação de como isto acontece dentro da Amazônia é importante.

Um dos pontos observados nesta tese foi a melhoria que se teve nos resultados da simulação ao se mudar a disposição dos domínios e downgrade do modelo. Os capítulos 2 e 3 utilizam as mesmas opções do modelo WRF-Chem assim como os mesmos dados de entrada, mudando apenas a disposição dos domínios do modelo. Os resultados em relação ao O_3 apresentaram uma melhora excelente no capítulo 3 em relação ao capítulo anterior.

Por fim, a contribuição interdisciplinar desta tese para as ciências ambientais da Amazônia se mostra através da análise de como as atividades humanas, através da queima de biomassa, podem causar cenários em que esta poluição interaja com sistemas atmosféricos, que são comuns na região, e possa causar alterações na intensidade da precipitação e redução da concentração de gases, assim como também podem contribuir para o aumento de poluição em regiões específicas, como margens dos rios através da brisa fluvial.

4.2 Resultados chave

Os resultados mostraram que o SCM apresentou diferenças entre os cenários com e sem a inclusão da queima de biomassa nas simulações. O cenário que inclui as queimas de biomassa apresentou importantes consequências na formação de nuvens convectivas e nos seus *downdrafts*. Neste cenário as nuvens tiveram um desenvolvimento vertical menor, além de ter menores taxas de precipitação e *downdrafts* menos intensos quando comparado ao cenário em que não houve as emissões por queima de biomassa. Além disso, observou-se que os *downdrafts* simulados no cenário bb_on foram menos eficientes em reduzir as concentrações superficiais de CO, quando comparado ao cenário bb_off.

Também foi observado que o aumento da emissão de queima de biomassa na atmosfera pode ter consequências importantes na química e termodinâmica próximo à superfície, culminando com a redução na intensidade das tempestades. Foi visto através das simulações, que em um ambiente com maiores fontes de queimada os *downdrafts* apresentam uma menor capacidade de limpar o ambiente, ou seja, diluir vertical e horizontalmente as concentrações locais de gases tais como o CO.

Em relação as circulações de brisa fluvial, os resultados analisaram a ocorrência da brisa fluvial em dois locais distintos nas margens do rio negro, sendo um local em uma região de floresta e em uma região urbana, na cidade de Manaus. Durante o período analisado, foi observado que a brisa fluvial ocorreu em dois dias, dos quatro analisados, sendo um deles em que a brisa foi mais intensa.

A diferença entre as intensidade da brisa se mostrou de duas formas: o tempo de atividade e a região da confluência dos ventos. Quando foi mais intensa, a brisa penetrou a área do continente, fazendo com que os gases ficassem aprisionado nas área de floresta e urbana. Enquanto que quando a brisa foi menos intensa, as maiores concentrações de gases foram localizadas dentro da área do rio Negro. Deste modo, quando as brisas foram mais intensas, os resultados da simulação mostram que os bairros de Manaus próximos a região onde ocorre a brisa ficam submetidos a elevadas concentrações de CO e O₃.

Através destes resultados, conclui-se que em um cenário com maiores emissões de queimas florestais e aumento das emissões de gases dentro do ambiente urbano da cidade de Manaus, haverá mudanças nos SCM que ocorrem na região. Espera-se que com o aumento da poluição haja uma redução nos números de SCM devido ao enfraquecimento observado neste trabalho, e sendo assim, prejudicar a ocorrência de SCM mais fracos, fazendo com que haja redução na precipitação e também seja prejudicada a limpeza do ar associado a estes sistemas em regiões próximas a superfície.

Além disso, a ocorrência de brisa fluvial é favorecida por períodos com ausência de chuva, sendo assim a redução dos SCM pode aumentar a ocorrência destas brisas na região. As brisas fluviais tendem a manter a poluição na margem leste do rio Negro, aprisionando gases como CO e O₃. Estes gases aprisionados em uma região de floresta, são prejudiciais a produtividade primária bruta das plantas e também podem afetar a saúde dos animais e das plantas na floresta amazônica. Na região da cidade de Manaus, ver-se que a poluição produzida na cidade por conta das usinas termoeletricas, que são em grande parte demandadas pela pelo complexo industrial, e eventualmente somado a poluição pela emissão das queimadas por biomassa, podem causar grandes problemas de saúde para a população que vive na região oeste da cidade.

4.3 Perspectivas para trabalhos futuros

Este trabalho mostrou como a poluição causada pela queima de biomassa e emissões da cidade de Manaus pode alterar o ambiente de um SCM e como um caso de circulação de brisa afetou o transporte desses poluentes na região de Amazônia central, assim como um caso de SCM se mostrou menos intenso em um cenário considerando as emissões de queima de biomassa.

Contudo, este trabalho se concentrou no mês de agosto de 2014, dentro de período seco da região, e se limitou a analisar um estudo de caso de um SCM ocorrido dentro do período, e os primeiros 5 dias do mês para análise da brisa fluvial na região e por isso, não os resultados não podem ser generalizados para

todos os casos que podem acontecer. Sendo assim, seria relevante em que houvessem análises futuras de períodos mais extensos, assim como seleção de mais casos de SCM ocorridos na região durante o período. Deste modo, seria possível observar qual o impacto da poluição em diferentes tipos de SCM que ocorrem durante o período seco, assim como na possível influência de redução na ocorrência de SCM de menor intensidade.

Outra pesquisa relevante seria analisar a frequência da ocorrências de brisas fluviais na região oeste da cidade de Manaus e sua relação com a temperatura do rio Negro. Este trabalho possibilitaria observar em que condições ambientais pode ocorrer uma brisa de fluvial mais intensa na região.

REFERÊNCIAS

- ACKERMAN, Andy S. *et al.* Reduction of tropical cloudiness by soot. **Science**, v. 288, n. 5468, p. 1042-1047, 2000.
- AHRENS, C. Donald. Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere. 3. ed. **Canadá: Brooks/Cole Thomson Learning**, 2000.
- ALBRECHT, Bruce A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. **Science**, v. 245, n. 4923, p. 1227-1230, 1989.
- ALENCAR, Ane; RODRIGUES, Lucas; CASTRO, Isabel. Amazônia em chamas: o que queima e onde. **Nota Técnica, IPAM**, v. 5, p. 1-14, 2020.
- ANDREAE, Meinrat O. Aerosols before pollution. **Science**, v. 315, n. 5808, p. 50-51, 2007.
- ANDREAE, Meinrat O. Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 2, p. 543-556, 2009.
- ANDREAE, Meinrat O. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning—an updated assessment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 13, p. 8523-8546, 2019.
- ANDREAE, Meinrat O. *et al.* Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 33-1-LBA 33-25, 2002.
- ANDREAE, Meinrat 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.
- ANDREAE, Meinrat O. *et al.* Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1337-1342, 2004.
- ANDREAE, Meinrat O. *et al.* The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 18, p. 10723-10776, 2015.
- ANDREAE, Meinrat O. *et al.* Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 6, p. 951-954, 2001.
- ANDREAE, Meinrat O.; MERLET, Pedro. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 15, n. 4, p. 955-966, 2001.

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.

ARAKAWA, Akio; LAMB, Vivian R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **General Circulation Models of the Atmosphere**, v. 17, n. Supplement C, p. 173-265, 1977.

ARIN, Louis M.; WARNECK, Peter. Reaction of ozone with carbon monoxide. **The Journal of Physical Chemistry**, v. 76, n. 11, p. 1514-1516, 1972.

ARRITT, Raymond W. Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea breeze. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 32, n. 1, p. 116-125, 1993.

ARTAXO, Paulo *et al.* Atmospheric aerosols in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. **Faraday discussions**, v. 165, p. 203-235, 2013.

ARTAXO, Paulo *et al.* Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 49-1-LBA 49-14, 2002.

ARTAXO, Paulo; GERAB, Fábio; YAMASOE, Marcia A. Long term atmospheric aerosol characterization in the Amazon Basin. **Environmental Geochemistry in the Tropics**, p. 247-272, 1998.

ASSIS, Talita Oliveira *et al.* CO₂ emissions from forest degradation in Brazilian Amazon. **Environmental Research Letters**, v. 15, n. 10, p. 104035, 2020.

AUGUSTIN, Patrick *et al.* Impact of sea breeze dynamics on atmospheric pollutants and their toxicity in industrial and urban coastal environments. **Remote Sensing**, v. 12, n. 4, p. 648, 2020.

AVISSAR, Roni *et al.* The large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 54-1-LBA 54-6, 2002.

AVISSAR, Roni; LIU, Yongqiang. Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D3, p. 7499-7518, 1996.

AVNERY, Shiri *et al.* Global crop yield reductions due to surface ozone exposure: 1. Year 2000 crop production losses and economic damage. **Atmospheric Environment**, v. 45, n. 13, p. 2284-2296, 2011.

BABU, S. Suresh; MOORTHY, K. Krishna. Aerosol black carbon over a tropical coastal station in India. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 23, p. 13-1-13-4, 2002.

BAARS, H. *et al.* Aerosol profiling with lidar in the Amazon Basin during the wet and dry season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D21, 2012. <https://doi.org/10.1029/2012JD018338>.

BARBOSA, Maria Lucia Ferreira *et al.* Recent trends in the fire dynamics in Brazilian Legal Amazon: Interaction between the ENSO phenomenon, climate and land use. **Environmental Development**, v. 39, p. 100648, 2021.

BARLOW, Jos *et al.* Clarifying Amazonia's burning crisis. **Global Change Biology**, v. 26, n. 2, p. 319-321, 2020.

BARONIO, Gudryan J. *et al.* Natural fire does not affect the structure and beta diversity of plant-pollinator networks, but diminishes floral-visitor specialization in Cerrado. **Flora**, v. 281, p. 151869, 2021.

BARRETO, Paulo *et al.* Human pressure on the Brazilian Amazon forests. **World Resources Institute, Washington, DC**, 2006.

BECHTOLD, Peter; PINTY, Jean-Pierre; MASCART, Patrick. A numerical investigation of the influence of large-scale winds on sea-breeze-and inland-breeze-type circulations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 30, n. 9, p. 1268-1279, 1991.

BECKER, Bertha K. Amazônia: mudanças estruturais e tendências na passagem do milênio. In. MENDES, Armando Dias (org.). **Amazônia, terra e civilização: uma trajetória de 60 anos**. 2ª ed. rev. aum. – Belém: Banco da Amazônia, v. 60, p. 115-140, 2004.

BAIDYA ROY, Somnath; AVISSAR, Roni. Scales of response of the convective boundary layer to land-surface heterogeneity. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 4, p. 533-536, 2000.

BELA, M. M. *et al.* Ozone production and transport over the Amazon Basin during the dry-to-wet and wet-to-dry transition seasons. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 2, p. 757-782, 2015.

BELL, Michelle L.; DOMINICI, Francesca. Effect modification by community characteristics on the short-term effects of ozone exposure and mortality in 98 US communities. **American Journal of Epidemiology**, v. 167, n. 8, p. 986-997, 2008.

BELL, Michelle L.; DOMINICI, Francesca; SAMET, Jonathan M. A meta-analysis of time-series studies of ozone and mortality with comparison to the national morbidity, mortality, and air pollution study. **Epidemiology (Cambridge, Mass.)**, v. 16, n. 4, p. 436, 2005.

BERGAMASCHI, Peter *et al.* Inverse modeling of the global CO cycle: 1. Inversion of CO mixing ratios. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D2, p. 1909-1927, 2000.

BETTS, Alan K. *et al.* Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 13-1-LBA 13-6, 2002.

BEZERRA, Valéria L. *et al.* Near-surface atmospheric turbulence in the presence of a squall line above a forested and deforested region in the central amazon. **Atmosphere**, v. 12, n. 4, p. 461, 2021.

BHAWAR, Rohini L. *et al.* Radiative impacts of aerosols during COVID-19 lockdown period over the Indian region. **Frontiers in Environmental Science**, v. 9, 2021. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.746090>.

BOCCI, Velio. Physical-chemical properties of ozone—natural production of ozone: the toxicology of ozone. In: **Ozone**. Springer, Dordrecht, 2010. p. 1-4.

BOISIER, Juan P. *et al.* Projected strengthening of Amazonian dry season by constrained climate model simulations. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 7, p. 656-660, 2015.

BORNE, K.; CHEN, D.; NUNEZ, M. A method for finding sea breeze days under stable synoptic conditions and its application to the Swedish west coast. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 18, n. 8, p. 901-914, 1998.

BOTÍA, Santiago *et al.* The CO₂ record at the Amazon Tall Tower Observatory: A new opportunity to study processes on seasonal and inter-annual scales. **Global Change Biology**, v. 28, n. 2, p. 588-611, 2022.

BOUCHER, Olivier; QUAAS, Johannes. Water vapour affects both rain and aerosol optical depth. **Nature Geoscience**, v. 6, n. 1, p. 4-5, 2013.

BOURGEOIS, Ilann *et al.* Large contribution of biomass burning emissions to ozone throughout the global remote troposphere. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 118, n. 52, p. e2109628118, 2021.

BRÉON, Francois-Marie; TANRÉ, Didier; GENEROSO, Sylvia. Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. **Science**, v. 295, n. 5556, p. 834-838, 2002.

BRITO, Brenda *et al.* Stimulus for land grabbing and deforestation in the Brazilian Amazon. **Environmental Research Letters**, v. 14, n. 6, p. 064018, 2019.

BROWELL, E. V. *et al.* Tropospheric ozone and aerosol distributions across the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1431-1451, 1988.

BROWELL, Edward V. *et al.* Ozone and aerosol distributions over the Amazon Basin during the wet season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 16887-16901, 1990.

CAETANO, Marco Antonio Leonel. Political activity in social media induces forest fires in the Brazilian Amazon. **Technological Forecasting and Social Change**, v. 167, p. 120676, 2021.

CAMARINHA-NETO, Guilherme F. *et al.* The friagem event in the central Amazon and its influence on micrometeorological variables and atmospheric chemistry. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 21, n. 1, p. 339-356, 2021.

CARDIL, Adrian *et al.* Recent deforestation drove the spike in Amazonian fires. **Environmental Research Letters**, v. 15, n. 12, p. 121003, 2020.

CARVALHO, Vanessa Silveira Barreto *et al.* Avaliação da influência de condições meteorológicas na ocorrência e manutenção de um episódio prolongado com altas concentrações de ozônio sobre a região metropolitana de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 4, p. 463-474, 2012.

CHATFIELD, Robert B. *et al.* A general model of how fire emissions and chemistry produce African/oceanic plumes (O₃, CO, PAN, smoke) in TRACE A. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D19, p. 24279-24306, 1996.

CHEN, Rong-Jane *et al.* Carbon monoxide-triggered health effects: The important role of the inflammasome and its possible crosstalk with autophagy and exosomes. **Archives of Toxicology**, v. 95, n. 4, p. 1141-1159, 2021.

CHENG, Hai *et al.* Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. **Nature Communications**, v. 4, n. 1, p. 1-6, 2013.

CHOUDHURY, Goutam *et al.* Aerosol-enhanced high precipitation events near the Himalayan foothills. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 23, p. 15389-15399, 2020.

CIRINO, Glauber *et al.* Observations of Manaus urban plume evolution and interaction with biogenic emissions in GoAmazon 2014/5. **Atmospheric Environment**, v. 191, p. 513-524, 2018.

CLIFTON, Olivia E. *et al.* Dry deposition of ozone over land: processes, measurement, and modeling. **Reviews of Geophysics**, v. 58, n. 1, p. e2019RG000670, 2020.

COCHRANE, Mark A. Synergistic interactions between habitat fragmentation and fire in evergreen tropical forests. **Conservation Biology**, v. 15, n. 6, p. 1515-1521, 2001.

COHEN, Aaron J. *et al.* Estimates and 25-year trends of the global burden of disease attributable to ambient air pollution: an analysis of data from the Global Burden of Diseases Study 2015. **The Lancet**, v. 389, n. 10082, p. 1907-1918, 2017.

COHEN, Júlia CP; SILVA DIAS, Maria AF; NOBRE, Carlos A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

COHEN, Julia Clarinda Paiva *et al.* Radar-observed spatial and temporal rainfall variability near the Tapajós-Amazon confluence. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 23-30, 2014.

COX, Peter M. *et al.* Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, v. 408, n. 6809, p. 184-187, 2000.

CRUTZEN, Paul J.; ANDREAE, Meinrat O. Biomass burning in the tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. **Science**, v. 250, n. 4988, p. 1669-1678, 1990.

DAEMME, Luiz C. *et al.* Emissions of criteria and non-criteria pollutants by a flex-fuel motorcycle. **Journal of the Brazilian Chemical Society**, v. 27, p. 2192-2202, 2016.

DEE, Dick P. *et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the royal meteorological society**, v. 137, n. 656, p. 553-597, 2011.

DEETER, M. N. *et al.* Satellite-Based Analysis of CO Seasonal and Interannual Variability Over the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 10, p. 5641-5656, 2018.

DEPARTAMENTO DE TRÂNSITO-DETRAN. **Frota de veículos no Amazonas cresceu 4% em 2021, 2022**. Disponível em: <https://www.detrans.am.gov.br/frota-de-veiculos-no-amazonas-cresceu-4-em-2021/>. Acesso em: 06 de abr. de 2022.

DEUTSCH, Sierra; FLETCHER, Robert. The 'Bolsonaro bridge': Violence, visibility, and the 2019 Amazon fires. **Environmental Science & Policy**, v. 132, p. 60-68, 2022.

DIAS-JUNIOR, Cléo Q. *et al.* Convective storms and non-classical low-level jets during high ozone level episodes in the Amazon region: An ARM/GOAMAZON case study. **Atmospheric Environment**, v. 155, p. 199-209, 2017.

DI BERNARDINO, Annalisa *et al.* On the effect of sea breeze regime on aerosols and gases properties in the urban area of Rome, Italy. **Urban Climate**, v. 37, p. 100842, 2021.

DOS SANTOS, Mercel J.; SILVA DIAS, Maria AF; FREITAS, Edmilson D. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 23, p. 13,233-13,249, 2014.

DOS SANTOS, Mercel J. *et al.* Seasonal flooding causes intensification of the river breeze in the central Amazon. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 10, p. 5178-5197, 2019.

DURIGAN, Giselda. Zero-fire: Not possible nor desirable in the Cerrado of Brazil. **Flora**, v. 268, p. 151612, 2020.

EK, M. B. *et al.* Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D22, 2003. <https://doi.org/10.1029/2002JD003296>.

ELETROBRAS. **Operação**, 2014. disponível em: <https://eletrobras.com/en/Paginas/Operacao.aspx>. Acesso em: 11 de dez. de 2020.

EMBERSON, Lisa. Effects of ozone on agriculture, forests and grasslands. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, v. 378, n. 2183, p. 20190327, 2020.

ESCOBAR, Herton. Amazon fires clearly linked to deforestation, scientists say. **Science**, v. 365, n. 6456, p. 853, 2019.

FADEYI, Moshood Olawale. Ozone in indoor environments: Research progress in the past 15 years. **Sustainable Cities and Society**, v. 18, p. 78-94, 2015.

FAN, Jiwen *et al.* Microphysical effects determine macrophysical response for aerosol impacts on deep convective clouds. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 110, n. 48, p. E4581-E4590, 2013.

FAN, Song-Miao *et al.* Atmosphere-biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the central Amazon forest. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 16851-16864, 1990.

FARIAS, Carla de S. *et al.* Análise do evento extremo chuvoso de 30 de setembro de 2013 ocorrido na cidade de Manaus. **Ciência e Natura**, v. 39, n. 2, p. 436-450, 2017.

FEARNSIDE, Philip M. Biodiversity as an environmental service in Brazil's Amazonian forests: risks, value and conservation. **Environmental Conservation**, v. 26, n. 4, p. 305-321, 1999.

FEARNSIDE, Philip M. Fire in the tropical rain forest of the Amazon basin. *In*: GOLDAMMER, Johann G. (ed.). **Fire in the Tropical Biota**. Berlin, Heidelberg: Springer, 1990. p. 106-116.

FEINGOLD, Graham *et al.* First measurements of the Twomey indirect effect using ground-based remote sensors. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 6, 2003. <https://doi.org/10.1029/2002GL016633>.

FENG, Shaolong *et al.* The health effects of ambient PM_{2.5} and potential mechanisms. **Ecotoxicology and environmental safety**, v. 128, p. 67-74, 2016.

FENG, Xiao *et al.* How deregulation, drought and increasing fire impact Amazonian biodiversity. **Nature**, v. 597, n. 7877, p. 516-521, 2021.

FENG, Zhaozhong *et al.* Economic losses due to ozone impacts on human health, forest productivity and crop yield across China. **Environment International**, v. 131, p. 104966, 2019.

FERNANDES, Katia *et al.* North Tropical Atlantic influence on western Amazon fire season variability. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, 2011. <https://doi.org/10.1029/2011GL047392>.

FERRANTE, Lucas; FEARNSIDE, Philip M. Brazil's new president and 'ruralists' threaten Amazonia's environment, traditional peoples and the global climate. **Environmental Conservation**, v. 46, n. 4, p. 261-263, 2019.

FISCH, Gilberto; MARENGO, José A.; NOBRE, Carlos A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, p. 101-101, 1998.

FITZJARRALD, David R. *et al.* Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G1, 2008. <https://doi.org/10.1029/2007JG000596>.

FLEMING, Zoë L. *et al.* Tropospheric Ozone Assessment Report: Present-day ozone distribution and trends relevant to human health. **Elementa: Science of the Anthropocene**, v. 6, 2018. <https://doi.org/10.1525/elementa.273>.

FRANÇA, Filipe *et al.* Reassessing the role of cattle and pasture in Brazil's deforestation: A response to "Fire, deforestation, and livestock: When the smoke clears". **Land Use Policy**, v. 108, p. 105195, 2021.

FREIRE, Antonio Sérgio C. *et al.* Analysis of the energy balance and CO₂ flow under the influence of the seasonality of climatic elements in a mangrove ecosystem in Eastern Amazon. **International journal of biometeorology**, v. 66, n. 4, p. 647-659, 2022.

FREITAS, S. R. *et al.* A convective kinematic trajectory technique for low-resolution atmospheric models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D19, p. 24375-24386, 2000.

FREITAS, S. R. *et al.* Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, n. 1, p. 135-167, 2005.

FREITAS, S. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L. Modeling the convective transport of trace gases by deep and moist convection. **Hybrid Methods in Engineering**, v. 2, n. 3, 2000.

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, 2006.

FUENTES, Jose D. *et al.* Biogenic hydrocarbons in the atmospheric boundary layer: a review. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 81, n. 7, p. 1537-1575, 2000.

FURBERG, M.; STEYN, D. G.; BALDI, M. The climatology of sea breezes on Sardinia. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 22, n. 8, p. 917-932, 2002.

FURTADO, Paulo José. O governo militar e o incentivo de acesso à terra na Amazônia Legal: controle e favorecimento do capital privado (1964-1980). **Revista Outras Fronteiras**, v. 1, n. 1, p. 72-90, 2014.

FUZZI, Sandro *et al.* Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondonia, Brazil, from the biomass-burning period to the onset of the wet season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. D1, 2007. <https://doi.org/10.1029/2005JD006741>.

GARSTANG, Michael *et al.* Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p. 608-622, 1994.

GARSTANG, M. *et al.* Convective cloud downdrafts as the cause of large blowdowns in the Amazon rainforest. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 67, n. 1, p. 199-212, 1998.

GARSTANG, Michael *et al.* The Amazon boundary-layer experiment (ABLE 2B): A meteorological perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 71, n. 1, p. 19-32, 1990.

GERKEN, Tobias *et al.* Downward transport of ozone rich air and implications for atmospheric chemistry in the Amazon rainforest. **Atmospheric Environment**, v. 124, p. 64-76, 2016.

GERMANO, Michell Fontenelle *et al.* Analysis of the breeze circulations in Eastern Amazon: an observational study. **Atmospheric Science Letters**, v. 18, n. 2, p. 67-75, 2017.

GIGLIO, Louis *et al.* An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, n. 2-3, p. 273-282, 2003.

GIRGŽDIENĖ, Rasa *et al.* Ambient ozone concentration and its impact on forest vegetation in Lithuania. **AMBIO: A Journal of the Human Environment**, v. 38, n. 8, p. 432-436, 2009.

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

GRANT, Deanne D. *et al.* Ozone transport by mesoscale convective storms in western Senegal. **Atmospheric Environment**, v. 42, n. 30, p. 7104-7114, 2008.

GRECO, Steven *et al.* Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p. 623-635, 1994.

GREGORY, Gerald L.; BROWELL, Edward V.; WARREN, Linda S. Boundary layer ozone: An airborne survey above the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1452-1468, 1988.

GRELL, Georg A. *et al.* Fully coupled "online" chemistry within the WRF model. **Atmospheric Environment**, v. 39, n. 37, p. 6957-6975, 2005.

GRELL, Georg A.; DÉVÉNYI, Dezső. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 38-1-38-4, 2002.

GUYON, Pascal *et al.* Airborne measurements of trace gas and aerosol particle emissions from biomass burning in Amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 5, n. 11, p. 2989-3002, 2005.

GUYON, Pascal *et al.* Physical properties and concentration of aerosol particles over the Amazon tropical forest during background and biomass burning conditions. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 3, n. 4, p. 951-967, 2003.

HARDY, Kevin R.; THOM, Stephen R. Pathophysiology and treatment of carbon monoxide poisoning. **Journal of Toxicology: Clinical Toxicology**, v. 32, n. 6, p. 613-629, 1994.

HARRISS, R. C. *et al.* The Amazon boundary layer experiment (ABLE 2A): Dry season 1985. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1351-1360, 1988.

HARROP, Bryce E.; HARTMANN, Dennis L. The relationship between atmospheric convective radiative effect and net energy transport in the tropical warm pool. **Journal of Climate**, v. 28, n. 21, p. 8620-8633, 2015.

HAURWITZ, Bernard. Comments on the sea-breeze circulation. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 4, n. 1, p. 1-8, 1947.

HERSBACH, Hans *et al.* The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999-2049, 2020.

HINDS, William C. Aerosol technology: properties, behavior, and measurement of airborne particles. **John Wiley & Sons**, 1999.

HODZIC, A.; KNOTE, C. MOZART gas-phase chemistry with MOSAIC aerosols. NCAR/ACD. **Readme Document**, 2014.

HOLLOWAY, Christopher E. *et al.* Observing convective aggregation. **Surveys in Geophysics**, v. 38, n. 6, p. 1199-1236, 2017.

HONG, Chaopeng *et al.* Impacts of ozone and climate change on yields of perennial crops in California. **Nature Food**, v. 1, n. 3, p. 166-172, 2020.

HOUGHTON, John Theodore *et al.* (Ed.). Climate change 2001: the scientific basis: contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **Cambridge University Press**, 2001.

HOUZE JR, Robert A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, 2004. <https://doi.org/10.1029/2004RG000150>.

HUDDELL, Alexandra *et al.* Nitric and nitrous oxide fluxes from intensifying crop agriculture in the seasonally dry tropical Amazon–Cerrado border region. **Agrosystems, Geosciences & Environment**, v. 4, n. 2, 2021. <https://doi.org/10.1002/agg2.20169>.

IACONO, Michael J. *et al.* Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D13, 2008. <https://doi.org/10.1029/2008JD009944>.

IBARRA-ESPINOSA, Sergio *et al.* VEIN v0. 2.2: An R package for bottom–up vehicular emissions inventories. **Geoscientific Model Development**, v. 11, n. 6, p. 2209–2229, 2018.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA-IBGE. **Manaus**, 2022. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/am/manaus/panorama/>. Acesso em: 06 de abr. de 2022.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS-INPE. **BDQUEIMADAS**, 2019. Disponível em: <https://queimadas.dgi.inpe.br/queimadas/bdqueimadas/>. Acesso em: 23 de abr. de 2019.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. Climate change 2014 synthesis report summary chapter for policymakers. **IPCC**, p. 31, 2014.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. Summary for Policymakers. In: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **Cambridge University Press**. In Press, 2022.

JACOB, Daniel J.; WOFSY, Steven C. Budgets of reactive nitrogen, hydrocarbons, and ozone over the Amazon forest during the wet season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 16737–16754, 1990.

JAFFE, Daniel A.; WIGDER, Nicole L. Ozone production from wildfires: A critical review. **Atmospheric Environment**, v. 51, p. 1–10, 2012.

JANSSENS-MAENHOUT, Greet *et al.* EDGAR v4. 3.2 Global Atlas of the three major greenhouse gas emissions for the period 1970–2012. **Earth System Science Data**, v. 11, n. 3, p. 959–1002, 2019.

JARDINE, Kolby J. *et al.* Leaf isoprene and monoterpene emission distribution across hyperdominant tree genera in the Amazon basin. **Phytochemistry**, v. 175, p. 112366, 2020.

JAYACHANDRAN, V. *et al.* Hygroscopic growth and CCN activation of aerosols during Indian Summer Monsoon over a rain-shadow region. **Atmospheric Research**, v. 267, p. 105976, 2022.

JOHNSON, B. T.; SHINE, K. P.; FORSTER, P. M. The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 599, p. 1407-1422, 2004.

KASAHARA, Akira. Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. **Monthly Weather Review**, v. 102, n. 7, p. 509-522, 1974.

KASSOMENOS, P. A.; DIMITRIOU, K.; PASCHALIDOU, A. K. Human health damage caused by particulate matter PM10 and ozone in urban environments: the case of Athens, Greece. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 185, n. 8, p. 6933-6942, 2013.

KAUFMAN, Yoram J.; KOREN, Ilan. Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover. **Science**, v. 313, n. 5787, p. 655-658, 2006.

KESSELMEIER, John *et al.* Atmospheric volatile organic compounds (VOC) at a remote tropical forest site in central Amazonia. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 24, p. 4063-4072, 2000.

KIRCHHOFF, V. W. J. H. *et al.* Observations of ozone concentrations in the Brazilian cerrado during the TRACE A field expedition. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D19, p. 24029-24042, 1996.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; MARINHO, E. V. A. Layer enhancements of tropospheric ozone in regions of biomass burning. **Atmospheric Environment**, v. 28, n. 1, p. 69-74, 1994.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; MARINHO, E. V. A. Recentes observações de monóxido de carbono em floresta amazônica. **2º Encontro Regional de Geofísica**, Salvador, 1987.

KISSELLE, Keith W. *et al.* Seasonal soil fluxes of carbon monoxide in burned and unburned Brazilian savannas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 18-1-LBA 18-12, 2002.

KNOTE, Christoph *et al.* Simulation of semi-explicit mechanisms of SOA formation from glyoxal in aerosol in a 3-D model. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 12, p. 6213-6239, 2014.

KNOTE, Christoph; HODZIC, A.; JIMENEZ, J. L. The effect of dry and wet deposition of condensable vapors on secondary organic aerosols concentrations over the continental US. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 1, p. 1-18, 2015.

KOREN, Ilan *et al.* Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1342-1345, 2004.

KOREN, Ilan *et al.* Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon. **Science**, v. 321, n. 5891, p. 946-949, 2008.

KOUSKY, Vernon E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980.

KUHN, Uwe *et al.* Impact of Manaus City on the Amazon Green Ocean atmosphere: ozone production, precursor sensitivity and aerosol load. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 19, p. 9251-9282, 2010.

KUMAR, Rajesh. **Weather research and forecasting model with chemistry (WRF-CHEM) over South Asia. 2012.** Tese (Doutorado), Universidade de Hamburgo. Hamburgo, p. 154. 2015.

KÖHLER, Hilding. The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. **Transactions of the Faraday Society**, v. 32, p. 1152-1161, 1936.

LAMARQUE, J.-F. *et al.* CAM-chem: Description and evaluation of interactive atmospheric chemistry in the Community Earth System Model. **Geoscientific Model Development**, v. 5, n. 2, p. 369-411, 2012.

LANGENBRUNNER, Baird *et al.* Why does Amazon precipitation decrease when tropical forests respond to increasing CO₂? **Earth's future**, v. 7, n. 4, p. 450-468, 2019.

LAURANCE, William F.; WILLIAMSON, G. Bruce. Positive feedbacks among forest fragmentation, drought, and climate change in the Amazon. **Conservation biology**, v. 15, n. 6, p. 1529-1535, 2001.

LAURENT, Henri *et al.* Características dos sistemas convectivos observados por satélite durante o experimento WET AMC/LBA. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, Cód. MS00003. 2000.

LELIEVELD, J.; CRUTZEN, P. J. Influences of cloud photochemical processes on tropospheric ozone. **Nature**, v. 343, n. 6255, p. 227-233, 1990.

LERDAU, Manuel; GUENTHER, Alex; MONSON, Russ. Plant production and emission of volatile organic compounds. **Bioscience**, v. 47, n. 6, p. 373-383, 1997.

LI, Fei *et al.* Arctic sea-ice loss intensifies aerosol transport to the Tibetan Plateau. **Nature Climate Change**, v. 10, n. 11, p. 1037-1044, 2020.

LI, Y. *et al.* Evaluation of parameterized convective transport of trace gases in simulation of storms observed during the DC3 field campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 19, p. 11,238-11,261, 2018.

LI, Zhanqing *et al.* East Asian study of tropospheric aerosols and their impact on regional clouds, precipitation, and climate (EAST-AIRCPC). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 124, n. 23, p. 13026-13054, 2019.

LIU, Lixia *et al.* Impact of biomass burning aerosols on radiation, clouds, and precipitation over the Amazon: relative importance of aerosol-cloud and aerosol-radiation interactions. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 21, p. 13283-13301, 2020.

LIU, Chuntao. Rainfall contributions from precipitation systems with different sizes, convective intensities, and durations over the tropics and subtropics. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 3, p. 394-412, 2011.

LOHMANN, Ulrike; FEICHTER, Johann. Global indirect aerosol effects: a review. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 5, n. 3, p. 715-737, 2005.

LONGO, Marcos *et al.* Ecosystem heterogeneity and diversity mitigate Amazon forest resilience to frequent extreme droughts. **New Phytologist**, v. 219, n. 3, p. 914-931, 2018.

LU, Lixin *et al.* Mesoscale circulations and atmospheric CO₂ variations in the Tapajós Region, Pará, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D21, 2005. <https://doi.org/10.1029/2004JD005757>.

LUTGENS, Frederick K.; TARBUCK, Edward J.; TUSA, Dennis. The atmosphere. **Prentice Hall**, 6th ed., pp. 14–17, 2010.

MA, Yizhe *et al.* Impact of Sea Breeze on the Transport of Ship Emissions: A Comprehensive Study in the Bohai Rim Region, China. **Atmosphere**, v. 13, n. 7, p. 1094, 2022.

MACHADO, L. A. T. *et al.* Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630-1654, 1998.

MACHADO, Luiz AT *et al.* The CHUVA project: How does convection vary across Brazil?. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365-1380, 2014.

MADDOX, Robert A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374-1387, 1980.

MALHI, Yadvinder *et al.* Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. **Science**, v. 319, n. 5860, p. 169-172, 2008.

MALHI, Yadvinder *et al.* Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 45-1-LBA 45-17, 2002.

MARENGO, J. A. The characteristics and variability of the atmospheric water balance in the Amazon basin: Spatial and temporal variability. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 11-22, 2005. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0461-6>.

MARENGO, Jose A. *et al.* Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, p. 228, 2018.

MARENGO, José A. *et al.* Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833-852, 2001.

MARI, Céline; JACOB, Daniel J.; BECHTOLD, Peter. Transport and scavenging of soluble gases in a deep convective cloud. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D17, p. 22255-22267, 2000.

MARINHO, Rogério Ribeiro; FILIZOLA-JUNIOR, Naziano Pantoja; CREMON, Édipo Henrique. Analysis of suspended sediment in the Anavilhanas archipelago, Rio Negro, Amazon Basin. **Water**, v. 12, n. 4, p. 1073, 2020.

MARTIN, Scot T. *et al.* An overview of the Amazonian aerosol characterization experiment 2008 (AMAZE-08). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 23, p. 11415-11438, 2010a.

MARTIN, Scot T. *et al.* Sources and properties of Amazonian aerosol particles. **Reviews of Geophysics**, v. 48, n. 2, 2010b. <https://doi.org/10.1029/2008RG000280>.

MARTIN, Scot T. *et al.* Introduction: observations and modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 8, p. 4785-4797, 2016.

MARTINS, Guilherme *et al.* Dinâmica Espaço-Temporal das Queimadas no Brasil no Período de 2003 a 2018. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 4, p. 1558-1569, 2020.

MARTINS, J. A.; SILVA DIAS, Maria Assunção Faus da; GONÇALVES, Fábio Luiz Teixeira. Impact of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D2, 2009. <https://doi.org/10.1029/2007JD009587>.

MATOS, Abner Pinheiro; COHEN, Julia Clarinda Paiva. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía de Marajó. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 21-27, 2016.

MEDEIROS, Adan SS *et al.* Power plant fuel switching and air quality in a tropical, forested environment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 14, p. 8987-8998, 2017.

MELO, Adayana MQ *et al.* Ozone transport and thermodynamics during the passage of squall line in Central Amazon. **Atmospheric Environment**, v. 206, p. 132-143, 2019.

MENDONÇA, A. C. S. d. **Regimes de turbulência na camada limite atmosférica: interação com a convecção profunda e a mortalidade de árvores na Amazônia.** Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA. Manaus, p. 72. 2021.

MILLER, Lindsay; XU, Xiaohong. Ambient PM_{2.5} human health effects—Findings in China and research directions. **Atmosphere**, v. 9, n. 11, p. 424, 2018.

MILLER, S. T. K. *et al.* Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. **Reviews of Geophysics**, v. 41, n. 3, 2003. <https://doi.org/10.1029/2003RG000124>.

MORISSETTE, Jeffrey T. *et al.* Validation of MODIS active fire detection products derived from two algorithms. **Earth Interactions**, v. 9, n. 9, p. 1-25, 2005.

MORRISON, Hugh; THOMPSON, Gregory; TATARSKII, V. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 3, p. 991-1007, 2009.

MOURA, Marcos Antonio Lima *et al.* Evidência observacional das brisas do lago de Balbina (Amazonas) e seus efeitos sobre a concentração do ozônio. **Acta Amazônica**, v. 34, p. 605-611, 2004.

NAKANISHI, Mikio; NIINO, Hiroshi. An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 2, p. 397-407, 2006.

NASCIMENTO, Alexandre Ferreira do *et al.* Nitrous oxide emissions from a tropical Oxisol under monocultures and an integrated system in the Southern Amazon–Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 44, 2020. <https://doi.org/10.36783/18069657rbcS20190123>.

NASCIMENTO, Janaína P. *et al.* Aerosols from anthropogenic and biogenic sources and their interactions—modeling aerosol formation, optical properties, and impacts over the central Amazon basin. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 21, n. 9, p. 6755-6779, 2021.

NEGRÓN-JUÁREZ, Robinson I. *et al.* Widespread Amazon forest tree mortality from a single cross-basin squall line event. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 16, 2010. <https://doi.org/10.1029/2010GL043733>.

NEGRÓN-JUÁREZ, Robinson I. *et al.* Windthrow variability in central Amazonia. **Atmosphere**, v. 8, n. 2, p. 28, 2017.

NEPSTAD, Daniel C. *et al.* Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. **Nature**, v. 398, n. 6727, p. 505-508, 1999.

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

SOARES-NETO, T. G. *et al.* Laboratory evaluation of Amazon forest biomass burning emissions. **Atmospheric Environment**, v. 45, n. 39, p. 7455-7461, 2011.

NOBRE, Antonio Donato. O futuro climático da Amazônia. **Relatório de Avaliação Científica**. São José dos Campos, São Paulo, 2014.

NOBRE, Carlos A.; SELLERS, Piers J.; SHUKLA, Jagadish. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.

NUNES, A. M. P. *et al.* Severe Convection Features in the Amazon Basin: A TRMM-Based 15-Year Evaluation. **Frontiers in Earth Science**, v. 4, 2016. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00037>.

OLIVEIRA, Amauri P.; FITZJARRALD, David R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I. Observations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, n. 1, p. 141-162, 1993.

OLIVEIRA, J. V. DE *et al.* The Influence of Urbanization on the Development of a Convective Storm—A Study for the Belém Metropolitan Region, Brazil. **Atmosphere**, v. 13, n. 7, p. 1026, 28 jun. 2022.

OLIVEIRA, Ubirajara *et al.* Determinants of Fire Impact in the Brazilian Biomes. **Frontiers in Forests and Global Change**, v. 5, p. 735017, 2022.

ORLANSKI, Isidoro. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 527-530, 1975.

PACIFICO, F. *et al.* Biomass burning related ozone damage on vegetation over the Amazon forest: a model sensitivity study. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 5, p. 2791-2804, 2015.

PEREIRA FILHO, Augusto J. *et al.* Multisensor analysis of a squall line in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 52-1-LBA 52-12, 2002. <https://doi.org/10.1029/2000JD000305>.

PERLWITZ, Jan; MILLER, Ron L. Cloud cover increase with increasing aerosol absorptivity: A counterexample to the conventional semidirect aerosol effect. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D8, 2010. <https://doi.org/10.1029/2009JD012637>.

PENNER, Joyce E.; DONG, Xiquan; CHEN, Yang. Observational evidence of a change in radiative forcing due to the indirect aerosol effect. **Nature**, v. 427, n. 6971, p. 231-234, 2004.

PICKERING, K. E. *et al.* Trace gas transport in the vicinity of frontal convective clouds. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D1, p. 759-773, 1988.

PLANCHON, Olivier *et al.* A method of identifying and locating sea-breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing. **Meteorological Applications**, v. 13, n. 3, p. 225-234, 2006.

PÖHLKER, Mira L. *et al.* Long-term observations of cloud condensation nuclei over the Amazon rain forest—Part 2: Variability and characteristics of biomass burning, long-range transport, and pristine rain forest aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 14, p. 10289-10331, 2018.

POPE, Richard J. *et al.* Substantial increases in Eastern Amazon and Cerrado biomass burning-sourced tropospheric ozone. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 3, p. e2019GL084143, 2020.

PRUPPACHER, Hans R.; KLETT, James D. Microphysics of Clouds and Precipitation: Reprinted 1980. **Springer Science & Business Media**, 2012.

RAFEE, Sameh A. A. *et al.* Contributions of mobile, stationary and biogenic sources to air pollution in the Amazon rainforest: a numerical study with the WRF-Chem model. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 12, p. 7977-7995, 2017.

RAICH, James W.; POTTER, Christopher S. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 9, n. 1, p. 23-36, 1995.

RAMANATHAN, V. C. P. J. *et al.* Aerosols, climate, and the hydrological cycle. **Science**, v. 294, n. 5549, p. 2119-2124, 2001.

RASMUSSEN, R. A.; KHALIL, M. A. K. Isoprene over the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1417-1421, 1988.

REDDINGTON, Carly L. *et al.* Biomass burning aerosol over the Amazon: analysis of aircraft, surface and satellite observations using a global aerosol model. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 14, p. 9125-9152, 2019.

REHBEIN, Amanda; AMBRIZZI, Tercio; MECHOSO, Carlos Roberto. Mesoscale convective systems over the Amazon basin. Part I: climatological aspects. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 1, p. 215-229, 2018.

REHBEIN, Amanda *et al.* Mesoscale convective systems over the Amazon basin: The GoAmazon2014/5 program. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 15, p. 5599-5618, 2019.

RIBEIRO, Igor Oliveira *et al.* Biomass burning and carbon monoxide patterns in Brazil during the extreme drought years of 2005, 2010, and 2015. **Environmental Pollution**, v. 243, p. 1008-1014, 2018.

RIBEIRO, Igor O. *et al.* Impact of biomass burning on a metropolitan area in the Amazon during the 2015 El Niño: The enhancement of carbon monoxide and levoglucosan concentrations. **Environmental Pollution**, v. 260, p. 114029, 2020.

RICHEY, Jeffrey E. *et al.* Biogenic gases and the oxidation and reduction of carbon in Amazon River and floodplain waters. **Limnology and Oceanography**, v. 33, n. 4, p. 551-561, 1988.

RIZZO, Luciana Varanda *et al.* Long term measurements of aerosol optical properties at a primary forest site in Amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 5, p. 2391-2413, 2013.

ROBERTS, Gregory C. *et al.* Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: "Marine" conditions over a continent?. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 14, p. 2807-2810, 2001.

ROCA, Rémy *et al.* Robust observational quantification of the contribution of mesoscale convective systems to rainfall in the tropics. **Journal of Climate**, v. 27, n. 13, p. 4952-4958, 2014.

ROSENFELD, Daniel. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. **Science**, v. 287, n. 5459, p. 1793-1796, 2000.

ROSENFELD, Daniel *et al.* Flood or drought: How do aerosols affect precipitation?. **Science**, v. 321, n. 5894, p. 1309-1313, 2008.

ROSENFELD, Daniel; RUDICH, Yinon; LAHAV, Ronen. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 98, n. 11, p. 5975-5980, 2001.

ROSENFELD, Daniel; WOODLEY, William L. Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37.5 C. **Nature**, v. 405, n. 6785, p. 440-442, 2000.

ROY, Somnath Baidya; AVISSAR, Roni. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 4-1-LBA 4-12, 2002.

RYERSON, T. B. *et al.* Observations of ozone formation in power plant plumes and implications for ozone control strategies. **Science**, v. 292, n. 5517, p. 719-723, 2001.

SALATI, Eneas *et al.* Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. **Water Resources Research**, v. 15, n. 5, p. 1250-1258, 1979.

SALATI, Eneas; MARQUES, José. Climatology of the Amazon region. In: **The Amazon**. Springer, Dordrecht, p. 85-126, 1984.

SANTANA, Raoni A. *et al.* Air turbulence characteristics at multiple sites in and above the Amazon rainforest canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 260, p. 41-54, 2018.

SATURNO, Jorge *et al.* Black and brown carbon over central Amazonia: long-term aerosol measurements at the ATTO site. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 17, p. 12817-12843, 2018.

SCALA, John R. *et al.* Cloud draft structure and trace gas transport. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 17015-17030, 1990.

SEEKPNG. **Aerosols Department Of Physics And Astronomy Uppsala - Cloud Condensation Nuclei Aerosols**, 2022. Disponível em: <https://www.seekpng.com/ima/u2e6i1u2y3r5w7u2/>. Acesso em: 06 de abr. de 2022.

SELIN, Noelle E. *et al.* Global health and economic impacts of future ozone pollution. **Environmental Research Letters**, v. 4, n. 4, p. 044014, 2009.

SHANG, Fang *et al.* Impact of Sea Breeze Circulation on the Transport of Ship Emissions in Tangshan Port, China. **Atmosphere**, v. 10, n. 11, p. 723, 2019.

SHEFFIELD, Amanda M.; SALEEBY, Stephen M.; VAN DEN HEEVER, Susan C. Aerosol-induced mechanisms for cumulus congestus growth. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 17, p. 8941-8952, 2015.

SHUKLA, Jagadish; NOBRE, Carlos; SELLERS, Piers. Amazon deforestation and climate change. **Science**, v. 247, n. 4948, p. 1322-1325, 1990.

SICARD, Pierre *et al.* Effect of O₃, PM₁₀ and PM_{2.5} on cardiovascular and respiratory diseases in cities of France, Iran and Italy. **Environmental Science and Pollution Research**, v. 26, n. 31, p. 32645-32665, 2019.

SILVA, Arthur Amaral *et al.* Anthropogenic activities and the Legal Amazon: Estimative of impacts on forest and regional climate for 2030. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 18, p. 100304, 2020.

SILVA DIAS, M. A. F. *et al.* A case study of convective organization into precipitating lines in the Southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 46-1-LBA 46-23, 2002.

SILVA DIAS, M. A. F. *et al.* River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results. **Theoretical and applied climatology**, v. 78, n. 1, p. 111-121, 2004.

SILVA DIAS, M. A. F. *et al.* Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 39-1-LBA 39-18, 2002.

SILVA DIAS, M. F. A.; ROZANTE, J. R.; MACHADO, L. A. T. Frentes frias sobre o Brasil. In: Cavalcanti IFA, Ferreira NJ, Justi da Silva MGA & Silva Dias MAF (Eds.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo, Oficina de Textos. p.135-148, 2009.

SILVA, Ageo Mário C. d. *et al.* Low birth weight at term and the presence of fine particulate matter and carbon monoxide in the Brazilian Amazon: a population-based retrospective cohort study. **BMC Pregnancy and Childbirth**, v. 14, n. 1, p. 1-8, 2014.

SILVA-JUNIOR, Celso H.L. *et al.* The Brazilian Amazon deforestation rate in 2020 is the greatest of the decade. **Nature Ecology & Evolution**, v. 5, n. 2, p. 144-145, 2021.

SILVA, Pâmela Rodrigues de Souza *et al.* High risk of respiratory diseases in children in the fire period in Western Amazon. **Revista de Saúde Pública**, v. 50, 2016. <https://doi.org/10.1590/S1518-8787.2016050005667>.

SILVA, Sonaira Souza d. *et al.* Burning in southwestern Brazilian Amazonia, 2016–2019. **Journal of Environmental Management**, v. 286, p. 112189, 2021.

SKAMAROCK, William C.; KLEMP, Joseph B. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3465-3485, 2008.

SMIRNOV, A. *et al.* Maritime aerosol network as a component of aerosol robotic network. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D6, 2009. <https://doi.org/10.1029/2008JD011257>.

SOARES-FILHO, Britaldo Silveira *et al.* Modelling conservation in the Amazon basin. **Nature**, v. 440, n. 7083, p. 520-523, 2006.

SODRÉ, G. R. C. *et al.* Estudo observacional da convecção de mesoescala em diferentes superfícies no estado do Pará. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, p. 45-55, 2015.

SOUSA, S. I. V.; ALVIM-FERRAZ, M. C. M.; MARTINS, F. G. Health effects of ozone focusing on childhood asthma: what is now known—a review from an epidemiological point of view. **Chemosphere**, v. 90, n. 7, p. 2051-2058, 2013.

STORER, R. L.; VAN DEN HEEVER, S. C.; L'ECUYER, T. S. Observations of aerosol-induced convective invigoration in the tropical east Atlantic. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 7, p. 3963-3975, 2014.

STULL, Roland B. An introduction to boundary layer meteorology. Vol. 13. **Springer Science & Business Media**, 1988.

SU, H. *et al.* Hygroscopicity distribution concept for measurement data analysis and modeling of aerosol particle mixing state with regard to hygroscopic growth and CCN activation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 15, p. 7489-7503, 2010.

SUD, Y. C.; YANG, R.; WALKER, G. K. Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: General circulation model simulation study. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D3, p. 7095-7109, 1996.

SUN, Bomin; GROISMAN, Pavel Ya. Variations in low cloud cover over the United States during the second half of the twentieth century. **Journal of Climate**, v. 17, n. 9, p. 1883-1888, 2004.

TAO, Wei-Kuo *et al.* Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 2, 2012. <https://doi.org/10.1029/2011RG000369>.

THONICKE, Kirsten *et al.* The role of fire disturbance for global vegetation dynamics: coupling fire into a Dynamic Global Vegetation Model. **Global Ecology and Biogeography**, v. 10, n. 6, p. 661-677, 2001.

TIE, Xuexi *et al.* Effect of clouds on photolysis and oxidants in the troposphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D20, 2003. <https://doi.org/10.1029/2003JD003659>.

TRANCOSO, Ralph *et al.* Deforestation and conservation in major watersheds of the Brazilian Amazon. **Environmental Conservation**, v. 36, n. 4, p. 277-288, 2009.

TREBS, Ivonne *et al.* Impact of the Manaus urban plume on trace gas mixing ratios near the surface in the Amazon Basin: Implications for the NO-NO₂-O₃ photostationary state and peroxy radical levels. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D5, 2012. <https://doi.org/10.1029/2011JD016386>.

TWOMEY, Sean. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, p. 1149-1152, 1977.

VAN DER WERF, Guido 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.

VELASCO, Ines; FRITSCH, J. Michael. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VILELA, Thais *et al.* A better Amazon road network for people and the environment. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 117, n. 13, p. 7095-7102, 2020.

WALKER, G. K.; SUD, Y. C.; ATLAS, R. Impact of the ongoing Amazonian deforestation on local precipitation: A GCM simulation study. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 76, n. 3, p. 346-362, 1995.

WALKER, Wayne S. *et al.* The role of forest conversion, degradation, and disturbance in the carbon dynamics of Amazon indigenous territories and protected areas. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 117, n. 6, p. 3015-3025, 2020.

WEI, Dandan *et al.* Influences of nitrogen oxides and isoprene on ozone-temperature relationships in the Amazon rain forest. **Atmospheric Environment**, v. 206, p. 280-292, 2019.

WEICHENTHAL, Scott A.; GODRI POLLITT, Krystal; VILLENEUVE, Paul J. PM_{2.5} oxidant defence and cardiorespiratory health: a review. **Environmental Health**, v. 12, n. 1, p. 1-8, 2013.

WERTH, David; AVISSAR, Roni. The local and global effects of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 55-1-LBA 55-8, 2002.

WIEDINMYER, Christine *et al.* The Fire INventory from NCAR (FINN): A high resolution global model to estimate the emissions from open burning. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 625-641, 2011.

WILLIAMS, E. *et al.* Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 50-1-LBA 50-19, 2002.

WOFSY, Steven C.; HARRISS, Robert C.; KAPLAN, Warren A. Carbon dioxide in the atmosphere over the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1377-1387, 1988.

YANG, Yan *et al.* Post-drought decline of the Amazon carbon sink. *Nature Communications*, v. 9, n. 1, p. 1-9, 2018.

YOKELSON, Robert J. *et al.* The Tropical Forest and Fire Emissions Experiment: overview and airborne fire emission factor measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 7, n. 19, p. 5175-5196, 2007.

YOKELSON, Robert J. *et al.* The tropical forest and fire emissions experiment: laboratory fire measurements and synthesis of campaign data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 8, n. 13, p. 3509-3527, 2008.

YUE, Xu; UNGER, Nadine. Fire air pollution reduces global terrestrial productivity. **Nature Communications**, v. 9, n. 1, p. 1-9, 2018.

ZAVERI, Rahul A. *et al.* Model for simulating aerosol interactions and chemistry (MOSAIC). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D13, 2008. <https://doi.org/10.1029/2007JD008782>.

ZELM, Rosalie v. *et al.* European characterization factors for human health damage of PM10 and ozone in life cycle impact assessment. **Atmospheric Environment**, v. 42, n. 3, p. 441-453, 2008.

ZHAO, Tianning *et al.* River winds and pollutant recirculation near the Manaus city in the central Amazon. **Communications Earth & Environment**, v. 2, n. 1, p. 1-8, 2021.

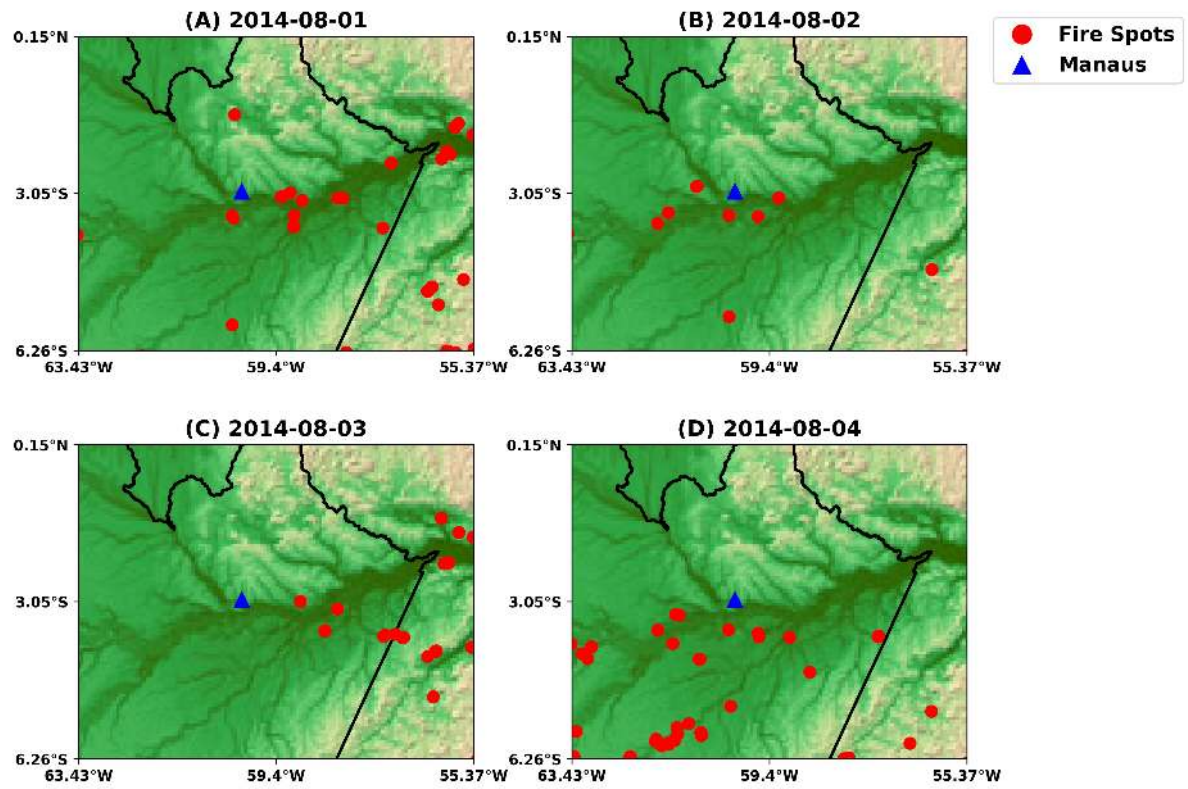
ZHENG, Xue-yan *et al.* Short-term exposure to ozone, nitrogen dioxide, and sulphur dioxide and emergency department visits and hospital admissions due to asthma: a systematic review and meta-analysis. **Environment International**, v. 150, p. 106435, 2021.

ZHONG, Shiyuan; LEONE, John M.; TAKLE, Eugene S. Interaction of the sea breeze with a river breeze in an area of complex coastal heating. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 56, n. 1, p. 101-139, 1991.

ZHOU, Yifei *et al.* Sea breeze cooling capacity and its influencing factors in a coastal city. **Building and Environment**, v. 166, p. 106408, 2019.

APÊNDICE A

Figura A.1 - Focos de incêndio observados pelo satélite AQUA durante 24 horas no período analisado



Fonte: Do autor.