



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/11.09.12.49-TDI

**IMPACTO NA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA DA
REPRESENTAÇÃO DA SUPERFÍCIE EM SIMULAÇÕES
DE ALTA RESOLUÇÃO PARA UM AMBIENTE DE
FLORESTA TROPICAL NA AMAZÔNIA**

Vanessa Almeida de Siqueira

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Antonio Ocimar
Manzi, aprovada em 11 de outubro
de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/4A72F2S>>

INPE
São José dos Campos
2023

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

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

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/11.09.12.49-TDI

**IMPACTO NA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA DA
REPRESENTAÇÃO DA SUPERFÍCIE EM SIMULAÇÕES
DE ALTA RESOLUÇÃO PARA UM AMBIENTE DE
FLORESTA TROPICAL NA AMAZÔNIA**

Vanessa Almeida de Siqueira

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Antonio Ocimar
Manzi, aprovada em 11 de outubro
de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/4A72F2S>>

INPE
São José dos Campos
2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Siqueira, Vanessa Almeida de.
Si75i Impacto na camada limite planetária da representação da superfície em simulações de alta resolução para um ambiente de floresta tropical na Amazônia / Vanessa Almeida de Siqueira. – São José dos Campos : INPE, 2023.
xxii + 101 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/11.09.12.49-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2023.

Orientadores : Dr. Antonio Ocimar Manzi.

1. Amazônia. 2. Parâmetros de superfície. 3. BRAMS.
4. JULES. 5. Atto. I.Título.

CDU 551.51(811)



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

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



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÃO



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

DEFESA FINAL DE TESE DE VANESSA ALMEIDA DE SIQUEIRA REG. 141272/2017, BANCA Nº 257/2023

No dia 11 de outubro de 2023, às 09h, Remotamente, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutora em Meteorologia, com a exigência de que o trabalho final a ser publicado deverá incorporar as correções sugeridas pela Banca Examinadora, com revisão pelo(s) orientador(es).

Novo Título: "IMPACTO NA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA DA REPRESENTAÇÃO DA SUPERFÍCIE EM SIMULAÇÕES DE ALTA RESOLUÇÃO PARA UM AMBIENTE DE FLORESTA TROPICAL NA AMAZÔNIA"

Membros da banca:

Dr. Paulo Kubota – Presidente – INPE

Dr. Antonio Ocimar Manzi – Orientador (a) – INPE

Dr. Celso von Randow – Membro Interno – INPE

Dr. Cléo Quaresma dias junior – Membro Externo – IFPA

Dr. Demerval Soares Moreira – Membro Externo - UNESP



Documento assinado eletronicamente por **Demerval Soares Moreira (E), Usuário Externo**, em 24/10/2023, às 08:25 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Paulo Yoshio Kubota, Pesquisador**, em 24/10/2023, às 10:18 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Celso Von Randow, Chefe da Divisão de Impactos, Adaptação e Vulnerabilidades**, em 24/10/2023, às 11:35 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Antonio Ocimar Manzi, Pesquisadora**, em 25/10/2023, às 20:34 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Cléo Quaresma dias júnior (E), Usuário Externo**, em 28/10/2023, às 20:34 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.mcti.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **11443646** e o código CRC **3F42B62A**.

Referência: Processo nº 01340.008589/2023-09

SEI nº 11443646

*À minha mãe **Rosimeire** (in memoriam), que já se foi,
mas se faz presente todos os dias de minha vida.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pelo dom da minha vida, por sempre estar ao meu lado, iluminar os meus caminhos e me dar forças para continuar. A minha amada mãe Rosimeire (in memoriam), por ter sido a melhor mãe do mundo, por todo amor que me deu ao longo da vida e que me tornou a pessoa que sou, bem como pelo incentivo constante ao meu desenvolvimento pessoal e acadêmico. Não tem sido fácil passar por essa, que de longe é a pior fase de minha vida, mas apenas por você eu não me rendi à vontade de desistir. Mesmo nos momentos mais felizes sinto a tristeza de sua ausência. Te amo para sempre, mãe!

Ao meu orientador Manzi, por compreender todos os meus problemas e dificuldades, por sua paciência, dedicação, disponibilidade em me orientar e, principalmente, pelas palavras amigas.

Aos meus amigos Ana Caroline, Carol G., Carol M., Fabiola, Hallan, Luciano, Ludmilla, Milena, Rute e Thiago pelos conselhos e carinho demonstrado durante todos os momentos difíceis, além de todo o incentivo. Em especial, quero agradecer a Ana Caroline, Carol G. e Milena que estiveram diariamente ao meu lado me dando apoio. Com certeza, o fardo se torna mais leve por existirem pessoas maravilhosas como vocês.

Ao meu esposo Rodolfo, sua família, que também é minha, aos meus irmãos Laércio e Renato, minha tia Cecília, vó Dalma por todo apoio.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (PPGMet), pela infraestrutura oferecida.

Agradeço também à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelas bolsas concedidas para realização deste trabalho.

Aos doutores Luiz Flávio, Demerval, Saulo Freitas, Guilherme Martins, Dalton Vieira, Adriana, Alice e Layrson pela colaboração ao longo de minha pesquisa.

Aos professores Celso Von Randow, Cléo Quaresma, Demerval Moreira e Paulo Kubota que gentilmente aceitaram participar da minha banca.

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo verificar o impacto de ajustes de parâmetros do modelo de superfície na Camada Limite Planetária (CLP), ao se realizar simulações em alta resolução em um ambiente de floresta tropical úmida na Amazônia. Neste ambiente, altamente convectivo e com terreno extremamente complexo, o processo de modelagem da CLP tropical ainda é um desafio. Uma descrição incorreta ou insuficiente da superfície pode conduzir a uma deficiência na representação dos processos de transferência turbulenta entre a superfície e a atmosfera, gerando impactos diretos nas simulações numéricas de tempo. Diante disso, foram realizadas simulações utilizando o modelo de superfície JULES acoplado ao modelo atmosférico BRAMS em alta resolução. Foram realizadas integrações a partir do modelo com dois domínios aninhados, com espaçamento horizontal de grade de 5 km e 1 km, centrados no sítio experimental da torre ATTO (*Amazon Tall Tower Observatory*). Foi elaborado um mapa de uso do solo com resolução espacial de 30 metros e um mapa topográfico a partir de imagens SRTM com resolução de 90 metros para implementação nas simulações de alta resolução. O estudo foi realizado em três etapas: Realização de testes de sensibilidade para se avaliar a influência do refinamento do mapa de vegetação das simulações dos domínios com resolução espacial de 5x5 km e 1x1 km, verificação do desempenho das parametrizações de CLP com aninhamento de grade para d02 e avaliação dos efeitos de alterações das características superficiais. A implementação de mapas de uso do solo em alta resolução resultou em uma melhor correspondência entre as previsões e os dados observados, principalmente na grade com resolução espacial de 1 km. O modelo apresentou bons resultados na estimativa de grande parte das variáveis analisadas, com exceção da intensidade do vento (todos os níveis) e a radiação de onda longa incidente.

Palavras-chave: Amazônia. Parâmetros de superfície. BRAMS. JULES. Atto.

IMPACT ON THE PLANETARY BOUNDARY LAYER OF SURFACE REPRESENTATION IN HIGH RESOLUTION SIMULATIONS FOR A TROPICAL FOREST ENVIRONMENT IN THE AMAZON

ABSTRACT

This study aimed to assess the impact of surface model parameter adjustments on the Planetary Boundary Layer (PBL) when conducting high-resolution simulations in a humid tropical forest environment in the Amazon. In this highly convective and extremely complex terrain, modeling the tropical PBL remains a challenge. Incorrect or insufficient surface descriptions can lead to deficiencies in representing turbulent transfer processes between the surface and the atmosphere, directly affecting numerical weather simulations. To address this, simulations were conducted using the JULES surface model coupled with the high-resolution BRAMS atmospheric model. Integrations were carried out from the model with two nested domains, with horizontal grid spacings of 5 km and 1 km, centered on the Amazon Tall Tower Observatory (ATTO) experimental site. A land-use map with a spatial resolution of 30 meters and a topographic map derived from SRTM images with a 90-meter resolution were developed for implementation in high-resolution simulations. The study was conducted in three stages: Sensitivity tests were performed to assess the influence of refining the vegetation map for domains with spatial resolutions of 5x5 km and 1x1 km, verification of the PBL parameterizations' performance with grid nesting for dO₂, and evaluation of the effects of changes in surface characteristics. Implementing high-resolution land-use maps resulted in better correspondence between predictions and observed data, especially at the 1 km spatial resolution grid. The model yielded good results in estimating most of the analyzed variables, except for wind intensity (all levels) and incident long-wave radiation.

Keywords: Amazon. Surface parameters. Brams. Jules. Atto.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1	Ciclo diurno da variação da espessura da CLP. 6
2.2	Camada superficial sobre uma floresta e suas subcamadas, além do perfil do vento em condições de neutralidade. 8
2.3	Representação esquemática das trocas de energia na superfície durante (a) o dia e (b) a noite. 12
2.4	Representação esquemática das trocas de energia na superfície na Floresta Amazônica durante o dia. 13
2.5	Aninhamento de grade. 15
2.6	Processos envolvidos na etapa MAKESFC do BRAMS. 16
2.7	Processos envolvidos na etapa MAKEVFILE do BRAMS. 17
2.8	Processos envolvidos na etapa INITIAL do BRAMS. 17
2.9	Representação da interação entre os processos no modelo JULES. 19
3.1	(a)Localização e rotas de acesso ao sítio da ATTO. A área demarcada em amarelo corresponde à Reserva de Desenvolvimento Sustentável (RDS) do Uatumã. (b)Topografia da região. 24
3.2	Representação esquemática das fitofisionomias de campinarana presentes na Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã. 26
3.3	Características do solo, nível do lençol freático e ilustração do tipo de vegetação na área de transição entre campina e campinarana na região afluente do Rio Negro - AM. 27
3.4	Localização geográfica do sítio ATTO e Torre INSTANT. 28
3.5	Posicionamento das duas grades aninhadas utilizadas nas simulações do estudo de caso no modelo BRAMS. Domínios centrados em latitude 2,2433 S e 59,0005 W. 31
3.6	Mapa de uso e ocupação do solo com resolução espacial de 30 m com área correspondente ao tamanho da grade d01. 35
3.7	Configuração da rede de drenagem sobreposta à composição colorida bandas 654 Landsat 8 (esquerda) e relevo com delimitação da área de terraço (direita). 37
3.8	Composição em falsa-cor, bandas da imagem Landsat com realce das diferenças na vegetação. O ponto em vermelho indica a localização do sítio de experimento. 38

3.9	Etapas desenvolvidas para obtenção dos mapas de vegetação e topografia em formato compatível com o modelo BRAMS.	39
3.10	Mapa topográfico do plano terreno e em 3D, gerados a partir de um conjunto de imagens SRTM com resolução horizontal de 90m. As áreas em tom vermelho indicam regiões de maior altitude, enquanto em azul estão as áreas de menor altitude. O ponto vermelho indica a localização da torre e o domínio de cada grade (d01 e d02) está delimitado em preto.	41
3.11	Descrição dos experimentos realizados para os domínios d01 e d02. . . .	42
4.1	Acumulados pluviométricos mensais registrados ao longo do ano de 2015 a partir da base de dados MERGE (ROZANTE et al., 2010).	48
4.2	Comparação da evolução temporal da (a) temperatura do ar em 2 m, (b) Precipitação, (c) Fluxo de Calor Latente, (d) Fluxo de Calor Sensível, (e) Radiação de Onda Longa Atmosférica Incidente, (f) Radiação de Onda Longa Terrestre Emitida, (g) Radiação de Onda Curta Incidente e (h) Radiação de Onda Curta Refletida, medidos na estação micrometeorológica e pelo conjunto de dados ERA5 para o período entre as 0 UTC do dia 31 de outubro e 0 UTC do dia 03 de novembro de 2015.	49
4.3	Mapeamento do uso do solo na região de estudo.	50
4.4	Acumulado pluviométrico horário registrado (linha preta) e simulado (colorido) para o período de integração entre 24 e 48 horas (coluna à esquerda) e entre 48 e 72 horas (coluna à direita) com resolução espacial de 5 km. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos no Diagrama 3.11. . .	53
4.5	Evolução temporal da radiação de onda curta incidente (a e c) e radiação de onda curta refletida (b e d) observada (linha preta) e simulada (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 5 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	55
4.6	Similar à Figura 4.5, mas para a radiação de longa incidente e emitida pela superfície. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	56
4.7	Similar à Figura 4.5, mas para o saldo de radiação em superfície. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	57

4.8	Evolução temporal dos fluxos de calor sensível (a e c) e latente (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 5 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	58
4.9	Evolução temporal da temperatura do ar abaixo da copa - 2 m (a e c) e acima da copa - 40 m (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 5 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	59
4.10	Similar à Figura 4.9, mas para umidade relativa do ar. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	60
4.11	Evolução temporal da intensidade do vento acima da copa - 40 m observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 5 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	61
4.12	Desenvolvimento da Camada limite Planetária medidos pelo ceilômetro (linhas pretas), pela radiossonda (pontos) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (coluna à esquerda) e entre 48 e 72 horas (coluna à direita) com resolução espacial de 5 km. A figura abaixo corresponde ao diagrama de Taylor para a série temporal do dia 01 de novembro. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	62
4.13	Acumulado pluviométrico horário registrado (linha preta) e simulado (colorido) para o período de integração entre 24 e 48 horas (coluna à esquerda) e entre 48 e 72 horas (coluna à direita) com resolução espacial de 1 km. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	64

4.14	Evolução temporal da radiação de onda curta incidente (a e c) e radiação de onda curta refletida (b e d) observada (linha preta) e simulada (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	66
4.15	Similar à Figura 4.14, mas para a radiação de longa incidente e emitida pela superfície. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	67
4.16	Similar à Figura 4.14, mas para o saldo de radiação em superfície. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	68
4.17	Evolução temporal dos fluxos de calor sensível (a e c) e latente (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	70
4.18	Evolução temporal da temperatura do ar abaixo da copa - 2 m (a e c) e acima da copa - 40 m (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	71
4.19	Evolução temporal da umidade relativa do ar abaixo da copa - 2 m (a e c) e acima da copa - 40 m (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	72
4.20	Evolução temporal da intensidade do vento acima da copa - 42 m (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	73

4.21	Desenvolvimento da Camada limite Planetária medidos pelo ceilômetro (linhas pretas), pela radiossonda (pontos) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (coluna à esquerda) e entre 48 e 72 horas (coluna à direita) com resolução espacial de 1 km. A figura abaixo corresponde ao diagrama de Taylor para a série temporal do dia 01 de novembro. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	74
4.22	Mapa de calor das correlações (r) e do índice de concordância de Willmott (d) para o período de integração entre 24 e 48 horas (a e b) e entre 48 e 72 horas (c e d) com resolução espacial de 5 km. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	76
4.23	Mapa de calor das correlações (r) e do índice de concordância de Willmott (d) para o período de integração entre 24 e 48 horas (a e b) e entre 48 e 72 horas (c e d) com resolução espacial de 1 km. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.	77
4.24	Intensidade e direção do vento previstas para o nível de 42 metros (acima da copa) pelos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). O ponto central é a localização da estação micrometeorológica e os rios estão demarcados em cinza.	80
4.25	Perfil vertical da Intensidade horizontal do vento ($m.s^{-1}$) ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). O ponto em azul demarca o posicionamento do rio e o ponto em vermelho indica a torre.	80
4.26	Perfil vertical da intensidade da componente vertical (W) do vento ($m.s^{-1}$) ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 10 UTC (06 horas local). O ponto em azul demarca o posicionamento do rio e o ponto em vermelho indica a torre.	81
4.27	Perfil vertical da intensidade da componente vertical (W) do vento ($m.s^{-1}$) ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). O ponto em azul demarca o posicionamento do rio e o ponto em vermelho indica a torre.	82
4.28	Rn, H e LE ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 12 UTC (08 horas local). A linha tracejada em azul demarca o posicionamento do rio e a linha tracejada em vermelho a torre.	83

4.29	L_{Wup} , L_{Wdown} , S_{Wup} e S_{Wdown} ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 12 UTC (08 horas local). A linha tracejada em azul demarca o posicionamento do rio e a linha tracejada em vermelho a torre.	84
4.30	R_n , H e LE ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). A linha tracejada em azul demarca o posicionamento do rio e a linha tracejada em vermelho a torre.	85
4.31	L_{wWup} , L_{wWdown} , S_{wWup} e S_{wWdown} ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). A linha tracejada em azul demarca o posicionamento do rio e a linha tracejada em vermelho a torre.	86
4.32	Perfil vertical da Energia Cinética Turbulenta ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). O ponto em azul demarca o posicionamento do rio e o ponto em vermelho indica a torre.	87
4.33	Altura da CLP ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica. A linha em azul demarca o posicionamento do rio e a linha em vermelho indica a torre. Em cinza, a topografia de acordo com os a resolução espacial aplicada em cada experimento.	88

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Instrumentação (micro)-meteorológica e níveis de medição referentes à torre <i>INSTANT</i> (ATTO).	29
3.2 Resumo dos esquemas físicos que foram utilizados nas simulações do modelo BRAMS.	32
3.3 Resumo dos parâmetros utilizados pelo BRAMS-JULES nas simulações dos três domínios centrados no ponto de latitude 2,2433 S e longitude 59,0005 W.	33
3.4 Categorização do uso do solo conforme o Mapbiomas e códigos correspondentes de acordo com a classificação de Olson.	40

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Camada Limite Planetária	5
2.2 Camada Limite Superficial Amazônica	7
2.3 Modelagem Atmosférica	14
2.3.1 BRAMS	14
2.3.2 Representação da CLS no modelo BRAMS	18
3 DADOS E METODOLOGIA	23
3.1 Área de estudo	23
3.2 Dados	27
3.3 Metodologia	30
3.3.1 Etapas	30
3.3.2 Configurações do modelo	30
3.3.3 Mapa de uso do solo em alta resolução	33
3.3.4 Mapa topográfico	40
3.3.5 Configurações do modelo	42
3.3.5.1 Etapa 1 - Testes de sensibilidade (d01 e d02)	42
3.3.5.2 Etapa 2 - Avaliação dos efeitos de alterações superficiais	43
3.3.6 Análises estatísticas	44
4 RESULTADOS	47
4.1 Caracterização pluviométrica do período de estudo	47
4.2 Comparações entre dados observados e condições iniciais e de contorno	48
4.3 Mapeamento de uso do solo	50
4.4 Etapa 1 - Domínios d01 e d02	51
4.4.1 Resolução espacial de 5 km	52
4.4.1.1 Precipitação	52
4.4.1.2 Balanço de radiação	53
4.4.1.3 Fluxos de calor	57
4.4.1.4 Temperatura e Umidade Relativa do ar em 2 e 40 metros	58

4.4.1.5	Intensidade do vento em 42 metros	60
4.4.1.6	Altura da Camada Limite Planetária	61
4.4.2	Resolução espacial de 1 km	63
4.4.2.1	Precipitação	63
4.4.2.2	Balanco de radiação	64
4.4.2.3	Fluxos de calor	68
4.4.2.4	Temperatura e Umidade Relativa do ar em 2 e 40 metros	70
4.4.2.5	Intensidade do vento em 42 metros	72
4.4.2.6	Altura da Camada Limite Planetária	73
4.4.3	Estatísticas gerais	75
4.4.4	Etapa 2 - Avaliação dos efeitos de alterações superficiais (d02)	78
5	CONCLUSÃO	89
5.1	Sugestões para trabalhos futuros	91
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93

1 INTRODUÇÃO

A compreensão detalhada dos processos de desenvolvimento e decaimento da Camada Limite Planetária (CLP) acima da Floresta Amazônica, por meio de estudos observacionais e de modelagem, tem sido buscada nas últimas décadas, em particular por seu papel na dispersão de poluentes gerados por queimadas e pela sua importância nos processos de geração de nuvens convectivas e precipitação. O mais recente e mais ambicioso esforço observacional com esse objetivo foi a implantação do projeto ATTO (*Amazon Tall Tower Observatory*) na Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã, 150 km à nordeste de Manaus, Amazonas, Brazil. Com duas torres de 81 metros de altura e uma com 325 metros, o projeto ATTO gera dados de grande qualidade em alta resolução temporal e espacial (perfis verticais) de temperatura e umidade do ar, concentração de gás carbônico e outros gases reativos e não reativos, aerossóis, fluxos de calor sensível, de calor latente, de gás carbônico e de *momentum*, dentro e acima do dossel vegetal. Em adição, o possibilitou a obtenção de medidas de variáveis meteorológicas convencionais e de conteúdo de água e temperatura do solo, de sensores remotos para estimar altura da CLP e de propriedades das nuvens e campanhas intensivas de radiossondagem, dentre outros (ANDREAE et al., 2015).

A região da Floresta Amazônica atua como uma das fontes indispensáveis de calor e umidade para a atmosfera global, contribuindo para o estabelecimento e manutenção da circulação atmosférica de grande escala e exercendo um papel fundamental no funcionamento do clima da Terra (NOBRE et al., 2009a).

Neste ambiente altamente convectivo e com terreno extremamente complexo, o processo de modelagem da CLP tropical ainda é um desafio (PIRES et al., 2015). Uma descrição incorreta ou insuficiente da superfície pode conduzir a uma deficiência na representação dos processos de transferência turbulenta entre a superfície e a atmosfera, gerando impactos diretos nas simulações numéricas de tempo (ZEPKA, 2011).

Os Modelos Atmosféricos Regionais têm evoluído constantemente ao longo dos últimos anos. Atualmente, permitem que sejam realizadas simulações com resolução horizontal da ordem de centenas de quilômetros a dezenas de metros, o que possibilita a representação de fenômenos de mesoescala e suas interações com a escala local em uma determinada região. As propriedades da superfície são fundamentais para a simulação correta da CLP e estes modelos, quando em conjunto com modelos de superfície, incorporam características regionais, como uso do solo, topografia, tipo de vegetação e permeabilidade do solo, com um alto nível de detalhamento. Essa

abordagem integrada proporciona um elevado nível de detalhamento nas representações, contribuindo para uma simulação mais acurada do comportamento atmosférico a nível regional (SNYDER; SLOAN, 2005; ALVES et al., 2008).

Em diversas partes do globo, estudos buscam investigar os efeitos das alterações de parâmetros de superfície e do refinamento dos mapas de vegetação em modelos meteorológicos (CASE et al., 2008; MORAIS, 2014; DY; FUNG, 2016; HE et al., 2016; SIEWERT; KROSZCZYNSKI, 2023a).

Para a compreensão física dos complexos processos da CLP na região Amazônica, um ambiente em que os processos da superfície têm um papel fundamental, torna-se importante esta junção de modelo de superfície ao modelo atmosférico em simulações de escala sub-quilométricas. Tal acoplamento, permite uma maior precisão nas simulações de processos próximos à superfície e uma adequada representação de parâmetros locais em modelos de previsão.

A dinâmica atmosférica é profundamente influenciada pelo acoplamento entre o sistema solo-vegetação-atmosfera. As características superficiais, incluindo a textura do solo e o tipo de vegetação tem implicações diretas na partição de energia disponível. Essa partição, por sua vez, impacta a temperatura e umidade da atmosfera, bem como a altura da Camada Limite Planetária (CLP). Em suma, o tipo de solo e vegetação assumem uma importância crucial na dinâmica atmosférica, exercendo influência sobre a distribuição de energia, temperatura, umidade e padrões de vento na CLP (RODRIGUES, 2018).

Em modelos meteorológicos, esses processos da superfície terrestre são cruciais para simular padrões climáticos com maior precisão. De acordo com Dy e Fung (2016), a atualização do mapa do solo com maior refinamento é necessário para se obter uma representação mais precisa das propriedades físicas da superfície terrestre.

Na Amazônia, a partir dos dados da torre ATTO, diversos estudos referentes à interação entre a floresta e a atmosfera têm sido desenvolvidos. Alguns exemplos são grupos de pesquisa relacionados à interação superfície-atmosfera (SOUZA et al., 2023; DIAS et al., 2023; SCHMITT et al., 2023), química da atmosfera (BOTÍA et al., 2020; PRASS et al., 2021; MORAIS, 2022; KHADIR et al., 2023; UNFER et al., 2023), física das nuvens (PÖHLKER et al., 2016; STEVENS et al., 2016), biodiversidade (VILJUR et al., 2022; DURGANTE et al., 2023) e monitoramento dos efeitos das mudanças globais nas florestas em terra firme em longo prazo (PÖHLKER et al., 2019). O presente estudo proporcionará aos demais grupos participantes do

Projeto ATTO, uma melhor compreensão dos padrões micrometeorológicos da CLP e da turbulência da região.

Assim, este trabalho busca responder os seguintes questionamentos científicos:

- É viável a realização de simulações de alta resolução na região Amazônica?
- Quais os impactos gerados por alterações de parâmetros no modelo de superfície em simulações de alta resolução?
- Em locais como a Amazônia, onde os processos da superfície tem um papel fundamental, é importante acoplar o modelo de superfície ao modelo atmosférico em simulações de alta resolução?

1.1 Objetivos

O principal objetivo deste estudo é verificar o impacto de ajustes de parâmetros do modelo de superfície na Camada Limite Planetária, ao se realizar simulações em alta resolução em um ambiente de floresta tropical úmida na Amazônia.

Os objetivos específicos são propostos de modo a responder os questionamentos científicos deste trabalho, e consistem em:

- Obter uma descrição observacional do ciclo diurno da Camada Limite Planetária, utilizando dados de monitoramento micrometeorológico contínuo do projeto ATTO em conjunto com dados da campanha IOP (*Intensive Observation Period*) e verificar se há um fechamento no balanço de energia na superfície;
- Realizar análise do desempenho das simulações preliminares em resolução de mesoescala;
- Verificar o impacto de implementações no modelo de superfície, como ajustes nos parâmetros do solo (como cobertura vegetal e relevo), nas simulações em alta resolução;
- Verificar a viabilidade das simulações de alta resolução em um ambiente tropical, por meio da validação dos resultados através de comparações estatísticas entre os resultados obtidos nas simulações com o modelo numérico BRAMS e os dados observados na estação meteorológica.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Camada Limite Planetária

A Camada Limite Planetária (CLP) ou também chamada Camada Limite Atmosférica (CLA), corresponde à região da atmosfera adjacente à superfície terrestre e responde às forçantes superficiais em uma escala temporal menor ou igual a uma hora. Devido às trocas de momentum, calor e vapor d'água que ocorrem entre superfície e atmosfera, a superfície exerce grande influência sobre a CLP e, em geral, o escoamento nesta região é turbulento. Acima desta camada, na chamada Atmosfera Livre (AL), região que se estende desde o topo da CLP até o topo da Troposfera, não há presença constante de turbulência e os efeitos do solo não são relevantes para o escoamento (STULL, 1988).

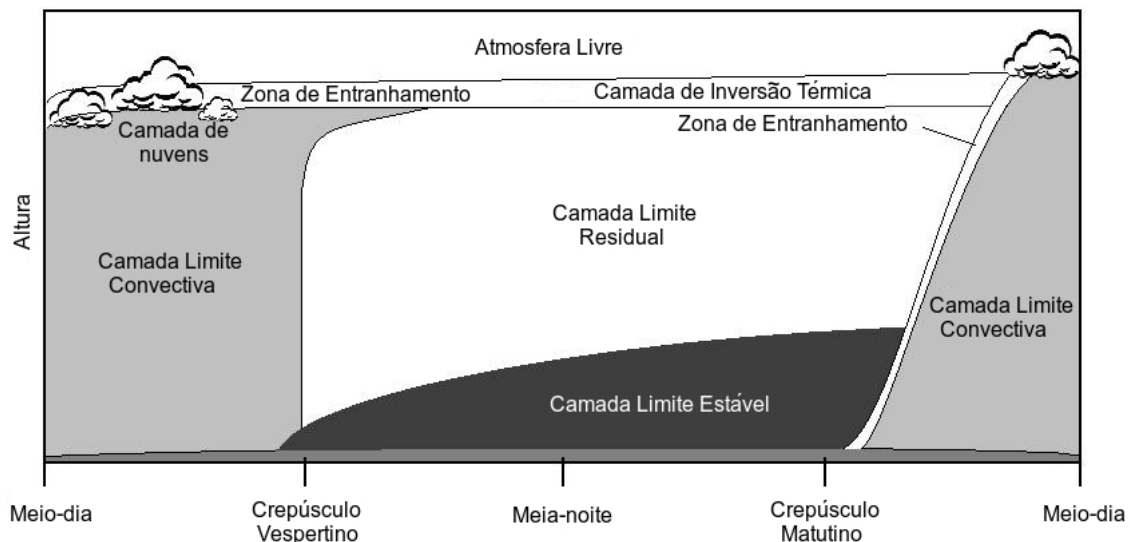
Diversas forçantes podem perturbar a CLP, como, por exemplo, o arrasto friccional, emissão de poluentes, transferência de calor, evaporação e transpiração, além da modificação do escoamento induzido pela superfície. Dependendo dessas forçantes, a profundidade da CLP pode variar de centenas de metros a alguns quilômetros (STULL, 1988).

Além da forçante mecânica (cisalhamento do vento), responsável por gerar turbulência, há também a forçante térmica, em função do aquecimento da superfície devido à incidência de radiação solar (onda curta) durante o dia e seu resfriamento radiativo (onda longa) noturno. A combinação destas duas forçantes modula a intensidade da turbulência do escoamento na CLP. Enquanto o fator mecânico é influenciado pelo tipo de cobertura da superfície e pelo comportamento do vento na camada, o fator térmico é modulado principalmente pelo ciclo diário de aquecimento e resfriamento superficial e pelo fluxo vertical de calor sensível (OKE; CLEUGH, 1987). Geralmente, durante o dia a CLP pode atingir entre 1 e 2 km de altura e a noite sua espessura se reduz, podendo ser inferior a 100 – 200 m (ARYA, 2001).

A evolução da CLP típica, em regiões continentais, ao longo de um dia quente e sem muitas nuvens é ilustrada na Figura 2.1. A partir do aquecimento da superfície, com o nascimento do Sol, tem-se início a formação da Camada Limite Convectiva (CLC) ou Camada de Mistura (CM). Há um crescimento desta camada ao longo da manhã (fluxo de calor positivo), atingindo seu ápice por volta do meio dia. No topo da CLC, se localiza a denominada Zona de Entranhamento (ZE), que atua como uma interface entre a CLP e a AL, apresentando uma inversão do perfil de temperatura. No fim da tarde, quando há uma diminuição da incidência de radiação de onda curta (ROC),

a CLC começa a decair. Assim, no pôr-do-sol, o movimento convectivo das térmicas cessa, pois o fluxo vertical positivo de calor que ocorria na camada instável de mistura se torna negativo, e a CLC deixa de existir, dando início a formação da Camada Limite Estável (CLE) ou Camada Limite Noturna (CLN). A CLE possui altura inferior em relação à CLC, apresenta características estáveis e pouca turbulência (gerada principalmente pelos jatos de vento noturnos). Após o decaimento da CLC, as variáveis na região acima da CLE ainda apresentam características convectivas remanescentes do período diurno, esta é a chamada Camada Residual (CR). A CLE se mantém até o crepúsculo matutino onde o ciclo novamente se inicia. Durante as transições entre CLC e CLE (valores de fluxo aproximadamente nulos), a CLP pode ter um caráter neutro, sendo então denominada Camada Limite Neutra (CLN) (STULL, 1988).

Figura 2.1 - Ciclo diurno da variação da espessura da CLP.



Fonte: Adaptado de Stull (1988).

Devido à intensa influência exercida pela superfície terrestre, a CLP possui diferentes estruturas verticais (e de estabilidade) quando há descontinuidade dos parâmetros em superfície. Isto pode ocorrer, por exemplo, devido a propriedades térmicas, como diferentes valores de capacidade térmica, que resultam em diferentes taxas de aquecimento, ou ainda devido a propriedades mecânicas, como mudanças na rugosidade. Quando há advecção horizontal de propriedades da CLP através de uma descontinuidade de alguma propriedade da superfície, tem-se a formação de uma Camada Limite Interna (CLI) (GARRATT, 1990).

Durante todo esse ciclo diurno, uma fina camada permanece adjacente à superfície do solo, apresentando pouca variação de altura. É a chamada Camada Limite Superficial (CLS) (STULL, 1988), que será abordada a seguir.

2.2 Camada Limite Superficial Amazônica

A CLS compreende aproximadamente os primeiros 120-150 m da atmosfera, e nela há um elevado gradiente de temperatura, umidade e velocidade do vento ao longo de todo o dia, devido ao seu contato direto com o solo (KAIMAL; FINNIGAN, 1994). De acordo com Stull (1988), nesta região os fluxos e tensões turbulentos variam menos de 10% em sua magnitude com a altura e as variações dos fluxos verticais podem ser ignoradas. Portanto, os fluxos de quantidade de movimento, de calor e de umidade são considerados constantes no interior desta camada.

As elevadas variações de temperatura, umidade e cisalhamento do vento em relação à altura são responsáveis por trocas turbulentas mais intensas de momentum, calor e umidade entre a superfície terrestre e a atmosfera (ARYA, 2001). O perfil do vento médio nesta camada é aproximadamente logarítmico e, acima desta, é aproximadamente constante (Equação 2.1). Tal variação na velocidade ao longo da altura gera cisalhamento que, em conjunto com as térmicas ascendentes, é responsável pela forte presença de turbulência na CM (OLIVEIRA; FISCH, 2001).

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \right] \quad (2.1)$$

em que z_0 é o comprimento de rugosidade da superfície, k é a constante de Von Karman e vale aproximadamente 0.41 e u_* é a velocidade de fricção.

Em regiões de vegetação densa e alta, como na Floresta Amazônica, é fundamental conhecer a estrutura física e aerodinâmica da superfície, do dossel e sub-bosque, que são regiões onde ocorrem complexos processos micrometeorológicos. Nestes locais, onde há influência de elementos rugosos, o perfil vertical do vento apresenta um deslocamento vertical e um ponto de inflexão, como mostrado na Figura 2.2, e pode ser obtido pela Equação 2.2 (TENNEKES; LUMLEY, 1972):

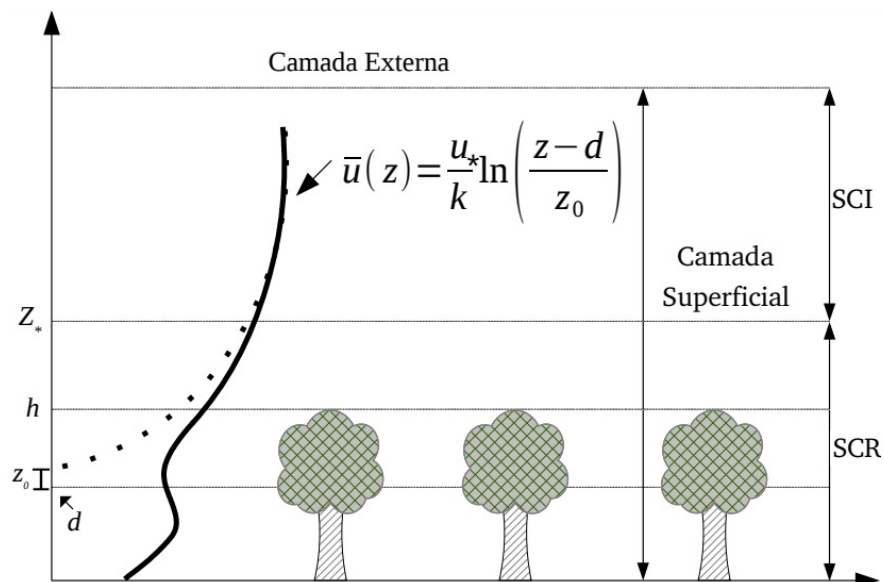
$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) \right] \quad (2.2)$$

em que d é o deslocamento do plano zero. De acordo com esta equação, a velocidade do vento é nula em $z=d+z_0$.

A altura do deslocamento do plano zero é o nível em que a superfície deveria ser elevada para que haja validade do perfil logarítmico do vento (RAUPACH; THOM, 1981) e geralmente localiza-se entre 70% e 80% da altura média das árvores (KAIMAL; FINNIGAN, 1994).

O perfil vertical da velocidade do vento é fundamental para se entender os processos de transporte entre a floresta as camadas superiores da atmosfera. Estudos mostram que o perfil pode apresentar um formato de “S” (“*S-shape*”) em regiões de florestas (YI et al., 2005; YI, 2008; SANTANA et al., 2016), como mostrado na Figura 2.2.

Figura 2.2 - Camada superficial sobre uma floresta e suas subcamadas, além do perfil do vento em condições de neutralidade.



Fonte: Adaptado de Zahn (2016).

De acordo com Garratt (1992), a CLS pode ser dividida em subcamada Inercial (SCI) e Subcamada Rugosa (SCR), em terrenos de cobertura urbana ou floresta. A SCI corresponde à subcamada da CLS acima da SCR, região menos influenciada pelos elementos de superfície. Nela, as características são mais conhecidas. O perfil do vento obedece as funções logarítmicas (sob condições de estabilidade neutra, Equação 2.1) e o escoamento pode ser descrito unidimensionalmente a partir das teorias de similaridade (RAUPACH; THOM, 1981).

Buscando descrever os fenômenos da CLS, Monin e Obukhov desenvolveram a chamada Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) (MONIN; OBUKHOV,

1954). As hipóteses desta teoria assumem que o escoamento é horizontalmente homogêneo, quase estacionário e que os fluxos de calor e *momentum* são constantes ao longo da vertical, já que variam menos de 10% de sua magnitude nesta porção da atmosfera. Determinadas características da turbulência dependem apenas de quatro variáveis independentes: a altura acima da superfície (z), a tensão superficial ($\tau_0 / \rho = \overline{u'w'_0}$), o fluxo de calor cinemático superficial ($H_0 / \rho c_p = \overline{w'\Theta'_0}$) e a flutuabilidade (g/T_0). A partir destes parâmetros, se estabelece uma escala de velocidades, temperatura e comprimento.

Diferente da SCI, a SCR é a região mais influenciada pela presença de obstáculos. Em regiões como a Floresta Amazônica, a mesma pode ocupar uma porção considerável da CLS, com espessura de aproximadamente três vezes a altura do dossel. Isto é, condições não perturbadas podem ser verificadas numa distância de duas vezes acima da floresta (CELLIER; BRUNET, 1992). Nestes locais, os transportes turbulentos são distintos dos que ocorrem em camadas superficiais acima de regiões com vegetações baixas ou superfícies planas, principalmente em relação à organização da turbulência (RAUPACH et al., 1996).

A altura do dossel caracteriza a estrutura da vegetação e está amplamente relacionada à biomassa, fenologia e propriedades aerodinâmicas dos fluxos de dossel (MONSON; BALDOCCHI, 2014). A intensidade da turbulência e a estabilidade atmosférica também estão intimamente relacionadas à altura do dossel, através de seu efeito no comprimento da rugosidade (z_0) e na altura de deslocamento no plano zero (d), que geralmente são proporcionais à altura do dossel e influenciam o balanço de energia da superfície através da regulação dos fluxos turbulentos. A condutância aerodinâmica, uma medida de rugosidade, afeta a temperatura da superfície, o fechamento estomático e é sensível aos valores de z_0 e d (RAUPACH, 1998).

Em florestas, o sub-bosque e a atmosfera acima do dossel são separados pela copa. Tal separação faz com que a troca de energia e massa entre a copa inferior e o solo seja distinta da troca de energia entre a copa superior e a atmosfera. Em consequência, os gradientes em cada camada podem ser de sinal oposto, devido à possibilidade das estratificações em ambas as camadas serem diferentes. Isso aumenta a complexidade dos processos de troca, influenciando significativamente na medição e modelagem (LEE, 2000).

Devido à pouca radiação solar incidente que atinge o solo da floresta (grande parte da energia solar é retida pela alta densidade de folhas), camadas estaticamente estáveis são formadas no interior do dossel ao longo do dia. Em oposição, a camada

acima da copa superior permanece instável. Essa característica termodinâmica sugere um desacoplamento, causado por esta inversão de estabilidade dentro do dossel. Durante a noite, o balanço de energia é dominado pela radiação de ondas longas, portanto, há uma perda de calor pela copa da floresta e, conseqüentemente, o perfil de estabilidade se inverte, isto é, condições estáveis permanecem acima do dossel e condições levemente instáveis podem ocorrer na região entre a copa inferior e o solo (FITZJARRALD; MOORE, 1990; KRUIJT et al., 2000).

Em relação à camada do dossel formada por vegetação, as árvores podem exercer influência dinâmica ou térmica. Como efeito dinâmico pelas forças de arrasto dos elementos da vegetação e como efeitos térmicos pela influência dos obstáculos no transporte de radiação, calor sensível e latente, o que influencia o balanço de radiação e, conseqüentemente, de energia.

Na superfície, o balanço de radiação é obtido pela contabilização líquida entre toda energia radiante recebida e perdida pela superfície. Representa a energia disponível para que ocorram processos físicos e biológicos na superfície terrestre. Assim, tem-se que o Balanço de Radiação (R_n) em superfície é resultado do balanço entre ondas curtas (OC) e ondas longas (OL) (HURTADO; SOBRINO, 2001):

$$R_n = BOC + BOL \quad (2.3)$$

em que BOC é o balanço de ondas curtas e BOL é o balanço de ondas longas.

A energia solar que incide na superfície da Terra é resultante das interações existentes entre a radiação eletromagnética e a atmosfera terrestre, sendo que parte da radiação incidente é refletida e essa quantidade depende da capacidade de reflectância dos corpos (albedo) e é descrita por:

$$BOC = OC_{in} - \alpha OC_{in} \quad (2.4)$$

em que α é o albedo da superfície e OC_{in} é a radiação de onda curta incidente.

Portanto, o BOC é dependente do albedo, que varia de acordo com as diferentes coberturas do solo. Já o BOL é função da temperatura e da emissividade do ar e da superfície, sendo resultado da diferença entre radiação atmosférica incidente e radiação emitida.

$$BOL = OL_{in} - OL_{out} \quad (2.5)$$

em que OL_{in} é a radiação de onda longa incidente e OL_{out} é a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre. OL_{in} é função da quantidade de vapor d'água, temperatura do ar e da cobertura de nuvens, enquanto a OL_{out} é obtida pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$OL_{out} = \varepsilon\sigma T_s^4 \quad (2.6)$$

em que T_s é a temperatura do solo, ε é a emissividade do corpo e σ é a constante de Stefan-Boltzmann.

Portanto, a atmosfera é aquecida pela radiação de ondas curtas originárias do Sol OC_{in} e apenas parte dessa radiação é refletida pela superfície OC_{out} . Adicionalmente, a superfície absorve a radiação de ondas longas emitidas pelas nuvens, partículas e gases OL_{in} , enquanto a superfície terrestre também emite radiação de onda longa em direção à atmosfera OL_{out} . Como resultado, tem-se o saldo líquido de radiação (R_n).

Ao longo do dia, geralmente, a Terra recebe mais radiação do que emite. Grande parte desta energia excedente retorna para a atmosfera por meio de dois fluxos convectivos de energia: fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H). Além disso, há transporte de energia por difusão molecular no solo, o chamado fluxo de calor no solo (G). Do total de energia disponível, H representa uma parcela destinada ao aquecimento ou resfriamento da CLP, enquanto LE está relacionado à energia responsável por processos de mudança de fase da água: evaporação e evapotranspiração.

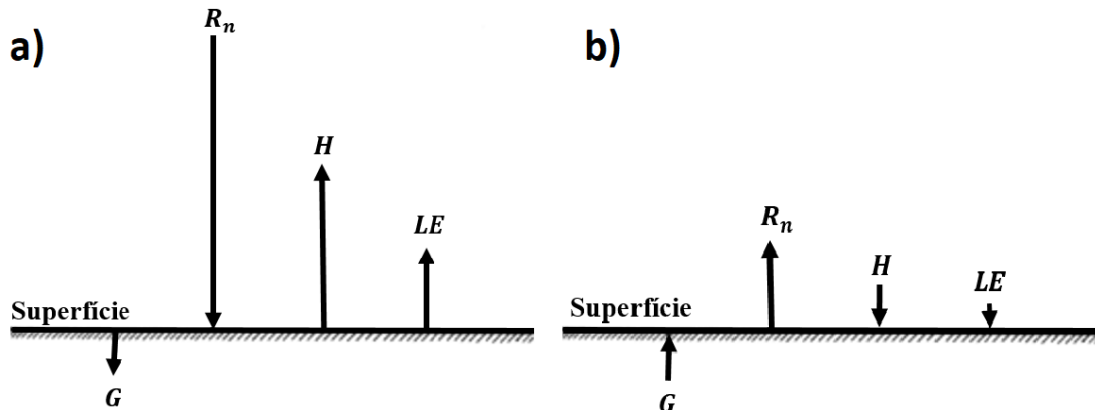
A seguinte equação do balanço de energia é simplificada para uma superfície idealizada, ou seja, considerando uma superfície de interface fina entre dois meios, sem capacidade de armazenar massa ou calor. Os fluxos fluem de dentro para fora da superfície, sem perda ou ganho provocado pela superfície (HARTMANN, 1994; ARYA, 2001).

$$R_n = G + H + LE \quad (2.7)$$

Ao longo do dia a superfície recebe energia radiativa ($R_n > 0$), que é particionada entre H e LE para a atmosfera e G para o solo. Em contraste, durante a noite, a superfície perde energia, principalmente sob condições de céu claro e sem nebulosidade. Essa perda é compensada por ganhos de calor do ar e do solo e, as vezes, do

calor latente de condensação liberado no processo de formação de orvalho.

Figura 2.3 - Representação esquemática das trocas de energia na superfície durante (a) o dia e (b) a noite.



Fonte: Arya (2001).

De acordo com Ayoade (2007), em geral nos continentes, o fluxo de calor latente (LE) é mais alto no equador, diminuindo em direção aos polos, e o fluxo de calor sensível (H) ou troca turbulenta de calor é maior nas zonas subtropicais, diminuindo tanto em direção aos polos quanto em direção ao equador.

Considerando a região amazônica, esta desempenha um papel essencial no contexto global, atuando como uma das principais fontes de calor e umidade para a atmosfera. Isso ocorre por meio de processos como a evaporação do vapor de água na superfície e a liberação de calor na média e alta troposfera pelo calor latente de condensação em nuvens convectivas tropicais. Além disso, essa região desempenha uma função crucial no funcionamento do sistema climático terrestre, contribuindo de maneira significativa para o estabelecimento e a manutenção dos padrões de circulação atmosférica em larga escala (NOBRE et al., 2009a). Nesta região, a maior parte da energia disponível é utilizada na evapotranspiração (cerca de 70% a 80% da R_n), enquanto o restante da energia disponível é utilizado no aquecimento das plantas, do ar e do solo. A evapotranspiração ocorre pela combinação de dois processos pelos quais há perda de água pela superfície: evaporação e transpiração. A evaporação é o processo em que a água é convertida do estado líquido para o vapor (vaporização), sendo removida de superfícies. Enquanto a transpiração é a água transferida ou perdida por vegetais para a atmosfera, através dos estômatos (PEREIRA et al., 2002).

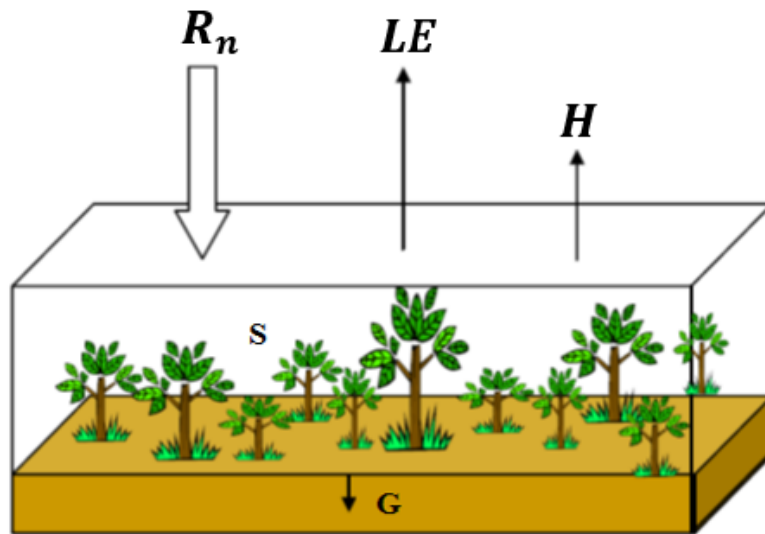
Em regiões mais úmidas, como a maior parte da energia é usada para evaporar a

água na forma de LE, a CM é mais baixa do que em superfícies secas (como desertos e áreas semi-áridas) em que a partição de energia, em sua maioria, é na forma de H. Isto deve ao fato da energia utilizada para aquecer a atmosfera (H) ser a principal responsável pelo crescimento da CM (citado na Seção 2.1). Portanto, o crescimento da CM depende de fatores como o tipo de cobertura do solo, disponibilidade de água e estação do ano.

O balanço de energia pode se modificar, dependendo do tipo de superfície. Na floresta Amazônica (Figura 2.4), essa abordagem é insuficiente. Neste caso, a energia armazenada pela biomassa (S), é um fator que deve ser considerado para o fechamento do balanço (MOORE; FISCH, 1986):

$$R_n = G + H + LE + S \quad (2.8)$$

Figura 2.4 - Representação esquemática das trocas de energia na superfície na Floresta Amazônica durante o dia.



Fonte: Adaptado de Michiles (2009).

Uma das formas de se representar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente na vertical é elucidado por meio das Equações 2.9 e 2.10, em função do gradiente na direção vertical:

$$H = -C_p \overline{w'\Theta'} = -C_p K_H \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} \quad (2.9)$$

$$LE = -\overline{w'q'} = -K_q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (2.10)$$

em que C_p é o calor específico do ar à pressão constante, Θ é a temperatura potencial, q é a umidade específica do ar, enquanto K_H e K_q são os coeficientes de troca turbulenta para calor e umidade, respectivamente.

Uma descrição das características da turbulência na CLS, em regiões de florestas, é essencial para o entendimento do ambiente micrometeorológico da superfície e o estudo da turbulência dentro e acima do dossel das plantas é, também, importante na questão da determinação do balanço global de CO_2 e NO.

2.3 Modelagem Atmosférica

2.3.1 BRAMS

O (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) é um modelo numérico de mesoescala baseado no Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) (WALKO et al., 2000), desenvolvido para simular desde circulações atmosféricas de escala planetária até simulações de grandes turbilhões (*Large Eddy Simulations* - LES) da Camada Limite Planetária (CLP).

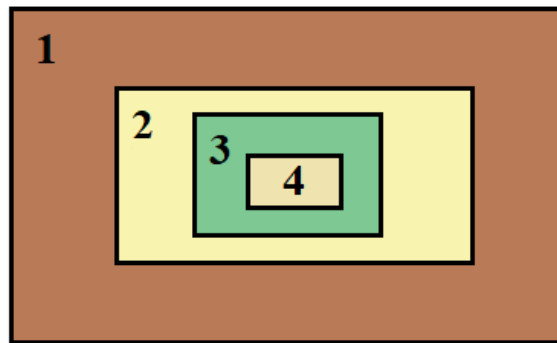
O RAMS é um modelo que foi desenvolvido por pesquisadores da Universidade do Estado do Colorado, nos Estados Unidos da América. Apresenta-se como um código numérico de alta versatilidade, com capacidade de configuração para realizar simulações da circulação atmosférica em diferentes escalas temporais e espaciais, além de diversas resoluções horizontais e verticais. No BRAMS, sua versão brasileira, foram adicionadas e são constantemente aprimoradas novas funcionalidades e parametrizações especializadas para a região tropical e subtropical do Brasil e foram incorporadas diversas inovações e melhorias em termos de física e dinâmica atmosférica, bem como aprimoramentos na qualidade do código e eficiência computacional, como mostrado por Freitas et al. (2009).

Quando o objetivo é se realizar uma análise mais detalhada de uma determinada região inserida na grade original, é possível se realizar integrações em um modelo aninhado. Neste procedimento, se obtém aumentos consecutivos de resolução com o uso de subgrades em resolução crescente, sendo que o domínio principal (maior e de malha mais grossa) fornece condições de contorno para o domínio interior (menor e de malha mais fina), que então se torna o domínio principal e pode fornecer informa-

ções para um domínio com ainda mais detalhamento. Isto é, o domínio maior (d1) influenciar as condições de contorno do domínio aninhado (d2), o que possibilita o uso de parametrizações físicas mais detalhadas, que exigem maior refinamento de grade, e resulta em um maior grau de detalhamento das heterogeneidades superficiais, com menor custo computacional, segundo Skamarock et al. (2008).

Na Figura 2.5 é apresentado um exemplo de aninhamento de grades, em que o domínio principal pode conter um ou mais domínios aninhados (uma grade no interior das outras).

Figura 2.5 - Aninhamento de grade.



Fonte: Adaptado de Skamarock et al. (2008).

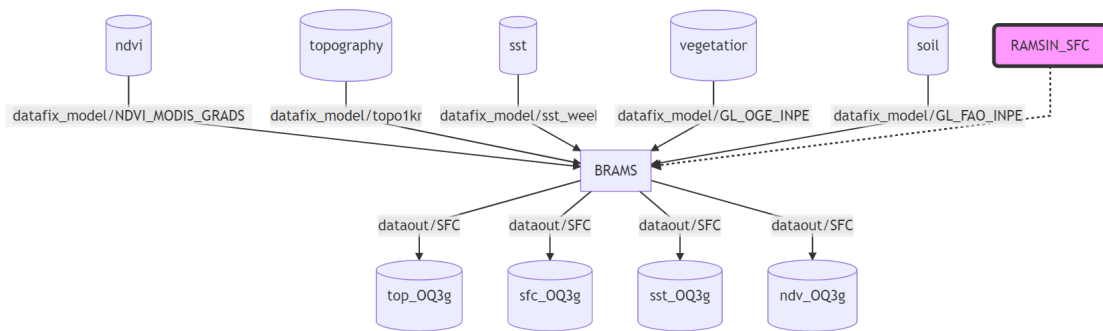
O aninhamento de grades pode ter um ou dois caminhos, denominados *one-way* ou *two-way*. No modo *one-way*, os dados calculados na grade mãe são utilizados como condições iniciais e de contorno na grade menor, enquanto no *two-way* há um efeito retroativo no aninhamento e os pontos da grade do domínio principal também recebem os valores dos pontos da grade do domínio interior (SKAMAROCK et al., 2008). Em versões passadas, era possível a aplicação dos dois métodos no modelo BRAMS, no entanto a partir da versão 5.0, apenas o aninhamento *one-way* é permitido.

O processo de modelagem da atmosfera tem início a partir do fornecimento de dados externos para o modelo. Estes dados contêm informações sobre as características da superfície, como topografia, vegetação e uso do solo, por exemplo, além de dados meteorológicos que serão utilizados como condições iniciais e de contorno.

O modelo BRAMS é executado em três etapas distintas:

- **MAKESFC** (Figura 2.6)- A partir dos arquivos de entrada que contêm dados globais e de acordo com as especificações escolhidas pelo usuário e configuradas no arquivo RAMSIN, arquivo para configuração das simulações, são criados os arquivos de superfície do modelo (topografia, temperatura da superfície do mar e cobertura vegetal) para a área limitada.

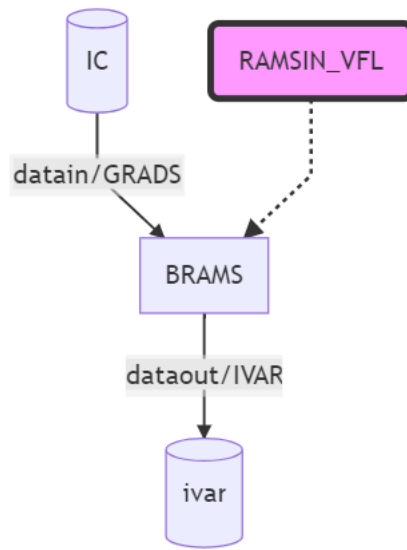
Figura 2.6 - Processos envolvidos na etapa MAKESFC do BRAMS.



Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDO CLIMÁTICOS (INPE.CPTEC) (2023).

- **MAKEVFILE** (Figura 2.7)- Nesta fase é feita uma interpolação dos arquivos globais (IC), de acordo com as especificações escolhidas pelo usuário no RAMSIN e, a partir de então, são criados os arquivos com as condições de contorno e condições iniciais apropriadas para a resolução desejada (ivar).

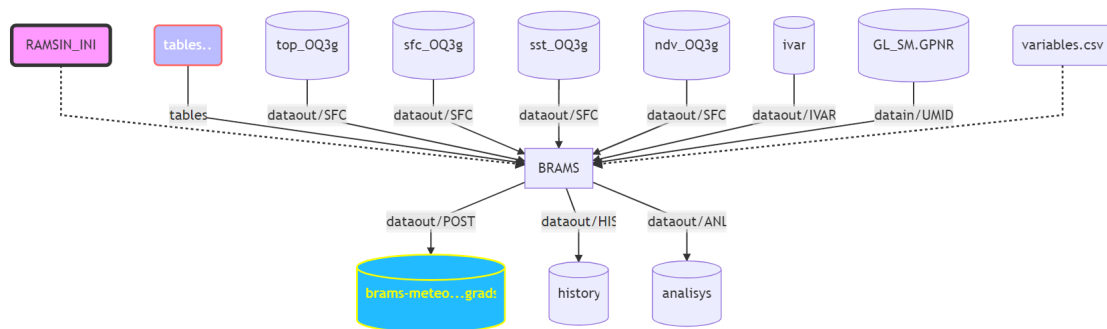
Figura 2.7 - Processos envolvidos na etapa MAKEVFILE do BRAMS.



Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDO CLIMÁTICOS (INPE.CPTEC) (2023).

- INITIAL (Figura 2.8)- Esta é a fase de integração temporal do modelo, onde os dados de previsão serão produzidos conforme especificado no RAMSIN. Para tanto, são necessárias as saídas das duas etapas anteriores.

Figura 2.8 - Processos envolvidos na etapa INITIAL do BRAMS.



Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDO CLIMÁTICOS (INPE.CPTEC) (2023).

2.3.2 Representação da CLS no modelo BRAMS

No modelo BRAMS, um dos principais esquemas de superfície é a parametrização obtida a partir do acoplamento com o modelo JULES (Joint UK Land Environment Simulator) (BEST et al., 2011), sendo este, um modelo de solo/vegetação que tem como finalidade simular os processos superficiais e hidrológicos, bem como representar dinamicamente a interação entre a vegetação e o solo. O mesmo foi desenvolvido a partir dos modelos MOSES (*Meteorological Office Exchange Scheme*) e TRIFFID (*Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics*).

Quando incorporados a modelos atmosféricos, os modelos de superfície usam como dados de entrada os parâmetros da vegetação e do solo e, a partir destas informações, calculam os processos de superfície envolvidos nos balanços de energia, água e, em alguns casos, o balanço de carbono. As variáveis calculadas são então transferidas para os modelos atmosféricos que, por sua vez, fornecem algumas de suas variáveis aos modelos de superfície. Ao longo da integração, há uma interação entre estas informações resolvidas pelos modelos de superfície e atmosférico (ZEPKA, 2011).

Nesse acoplamento, que é bidirecional, o BRAMS fornece informações atualizadas sobre as condições de meteorológicas como o vento próximo à superfície, a temperatura do ar, a pressão atmosférica, a água condensada e fluxos de radiação descendentes, vapor d'água e razão de mistura de gases traços para o JULES, que por sua vez utiliza esses dados para calcular as condições superficiais. O JULES então retorna informações sobre os fluxos de momento, calor sensível e calor latente, fluxos de radiação de onda longa emergente, bem como um conjunto de fluxos de gases traços para o BRAMS, que atualiza seus cálculos. Esse processo ocorre em ciclos contínuos durante a simulação, permitindo que as interações entre a superfície e a atmosfera sejam consideradas de forma consistente (MOREIRA et al., 2013).

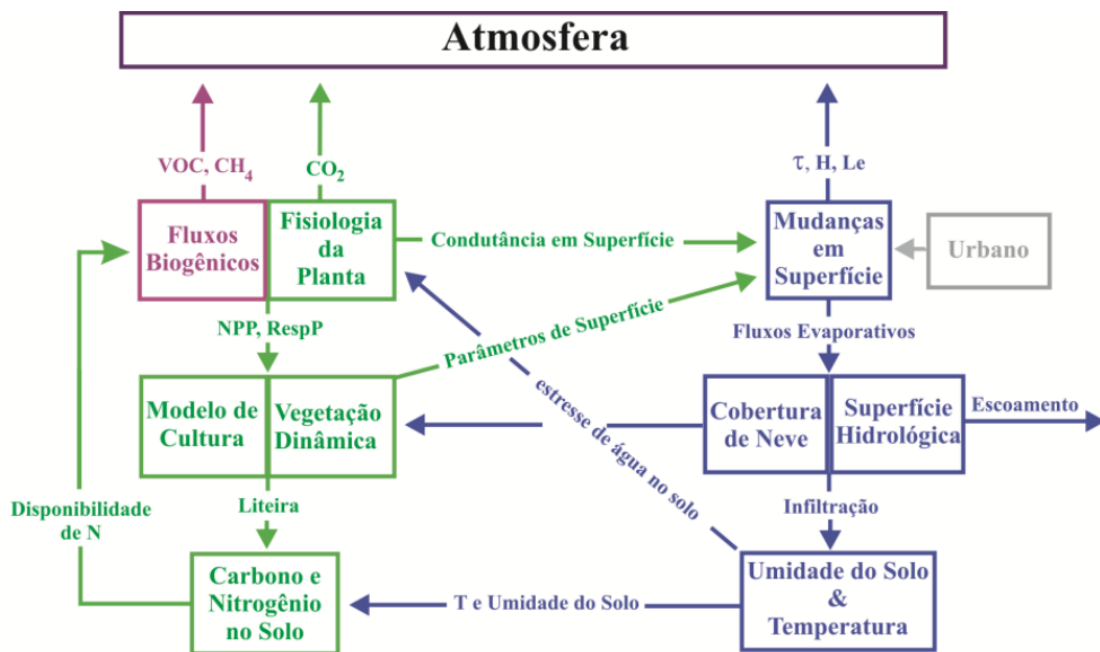
O acoplamento bidirecional entre o JULES e o BRAMS é essencial para capturar as interações complexas entre a superfície e a atmosfera, levando a uma melhor representação dos processos físicos e uma maior precisão nas previsões meteorológicas e climáticas em escala regional (MOREIRA et al., 2013).

Com suas modernas formulações, o modelo JULES demonstra capacidade para operar tanto de maneira autônoma, por meio do modo *offline*, quanto integrado a modelos em meso e grande escala, desempenhando o papel de fornecer condições de contorno para a superfície. Essa versatilidade e a capacidade de simular um grande número de processos que ocorrem em superfície, incluindo também vegetação dinâ-

mica, estoque de carbono, umidade do solo, fotossíntese e respiração das plantas, além de outros fatores, proporciona a viabilidade de emprego do modelo em variados cenários e contribui significativamente para o avanço no entendimento dos processos ambientais na interface entre o solo e a atmosfera (MOREIRA et al., 2013).

A Figura 2.9 mostra um esquema da representação dos processos físicos resolvidos pelo modelo JULES na interação superfície-atmosfera. A coluna à direita, na cor azul, indica os processos hidrológicos, enquanto o verde representa os processos vegetativos e, por fim, a cor rosa é atribuída aos gases e aerossóis. A camada inferior do diagrama retrata os processos ocorrendo no solo, enquanto as duas camadas superiores referem-se aos processos que ocorrem entre a superfície e o topo do dossel. As setas na camada superior indicam as trocas de fluxos, gases e aerossóis com o modelo atmosférico.

Figura 2.9 - Representação da interação entre os processos no modelo JULES.



Adaptado de <http://www.jchmr.org/jules/management/>
 Fonte: Moreira et al. (2013).

Os fluxos de calor, umidade e momento na superfície são calculados no JULES dentro do módulo de troca superficial. Para proporcionar a máxima flexibilidade em termos de representação da heterogeneidade da superfície e para o acoplamento do esquema da superfície terrestre a um modelo atmosférico como o BRAMS, são con-

siderados dois tipos genéricos de superfície: vegetada e não vegetada. A principal diferença entre esses dois tipos de superfície é que no caso de superfícies não vegetadas, os parâmetros relacionados à superfície (albedo e comprimento de rugosidade, por exemplo) precisam ser especificados pelo usuário, enquanto para superfícies vegetadas isso não é necessário, pois os mesmos são derivados da própria estrutura da vegetação. Diante disso, um conjunto alternativo de parâmetros precisam ser especificados, tais como: taxa de variação do albedo da superfície com o índice de área foliar e taxa de variação do comprimento de rugosidade com a altura do dossel (BEST et al., 2011).

Para realizar todos esses procedimentos, o modelo Jules é estruturado de tal maneira que os processos de superfície são calculados separadamente para cada tipo de superfície. Para tanto, o modelo divide a área de estudo em “*grid boxes*”, os quais podem ser ocupados pelos seguintes nove tipos funcionais de plantas (PFT) e quatro tipos não funcionais (NPFT) (HARPER et al., 2018):

PFT:

- Árvores tropicais de folha larga perenes (BET-Tr)
- Árvores temperadas de folha larga perenes (BET-Te)
- Árvores de folha larga decíduas (BDT)
- Árvores perenes de folha agulhada (NET)
- Árvores decíduas de folha agulhada (NDT)
- Gramíneas C3 (C3)
- Gramíneas C4 (C4)
- Arbustos perenes (ESH)
- Arbustos decíduos (DSH)

NPFT:

- Urbano;
- Água;
- Solo nu;
- Gelo.

O modelo é composto por cinco módulos internos que estruturam sua representação física. Uma descrição detalhada desses módulos foi apresentada por (MOREIRA et al., 2013), baseada no trabalho de Clark et al. (2011) e Best et al. (2011). Os módulos abrangem os seguintes aspectos:

- **Vegetação:** Este módulo considera a fotossíntese como dependente da concentração de CO₂ no ambiente e nos estômatos das plantas, bem como da umidade do solo e da radiação fotossinteticamente ativa. A produção primária líquida das plantas é dividida em duas partes, sendo uma fração fixa de 0,25 destinada ao crescimento vegetal e a outra parte para a manutenção. A fotossíntese líquida é calculada pela diferença entre a taxa de respiração noturna e a taxa fotossintética bruta. Além disso, como o JULES possui um módulo interno de vegetação dinâmica, a distribuição das plantas no ambiente pode ser atualizada por esse módulo complementar.
- **Balanco de Energia:** A resistência aerodinâmica para os fluxos de calor sensível e fluxo de calor latente entre a superfície e a atmosfera, em cada tipo de vegetação, é calculada com base na temperatura, umidade específica e intensidade do vento. Diversas variáveis são consideradas, como radiação de onda longa descendente, emissividade da superfície, constante de Stefan-Boltzmann, além de outras relacionadas ao fluxo de calor no solo e calor latente de condensação. Nesse módulo, o fluxo evaporativo em cada camada do solo depende da disponibilidade de umidade. A evaporação em solo nu ocorre na camada superficial do solo.
- **Solo:** A partir da condutividade hidráulica e a sucção do solo, determina-se o fluxo de água no solo pela Equação de Darcy. O estoque de carbono no solo varia de acordo com a umidade e a temperatura do solo e, em geral, se eleva com a queda de folhas e decai com respiração do solo.
- **Hidrologia:** Nesse módulo, cada tipo de vegetação é tratado separadamente. Nele há uma representação do ciclo hidrológico, incluindo a precipitação interceptada pelo dossel vegetal, a que atinge o solo e, a partir desta, o que escoar e o que é infiltrado no solo.
- **Radiação:** Para áreas com cobertura vegetal, há uma separação entre o albedo da radiação direta e da radiação difusa e o albedo é calculado individualmente para cada tipo de vegetação, enquanto no caso de áreas de superfície descoberta, o albedo varia geograficamente de acordo com a cor do solo.

Esses módulos do JULES trabalham em conjunto para fornecer uma representação abrangente dos processos físicos relacionados à vegetação, solo, hidrologia e radiação, permitindo uma simulação mais precisa.

3 DADOS E METODOLOGIA

Este capítulo aborda as características gerais da área de estudo e a metodologia a ser empregada para realizar os objetivos pré-determinados.

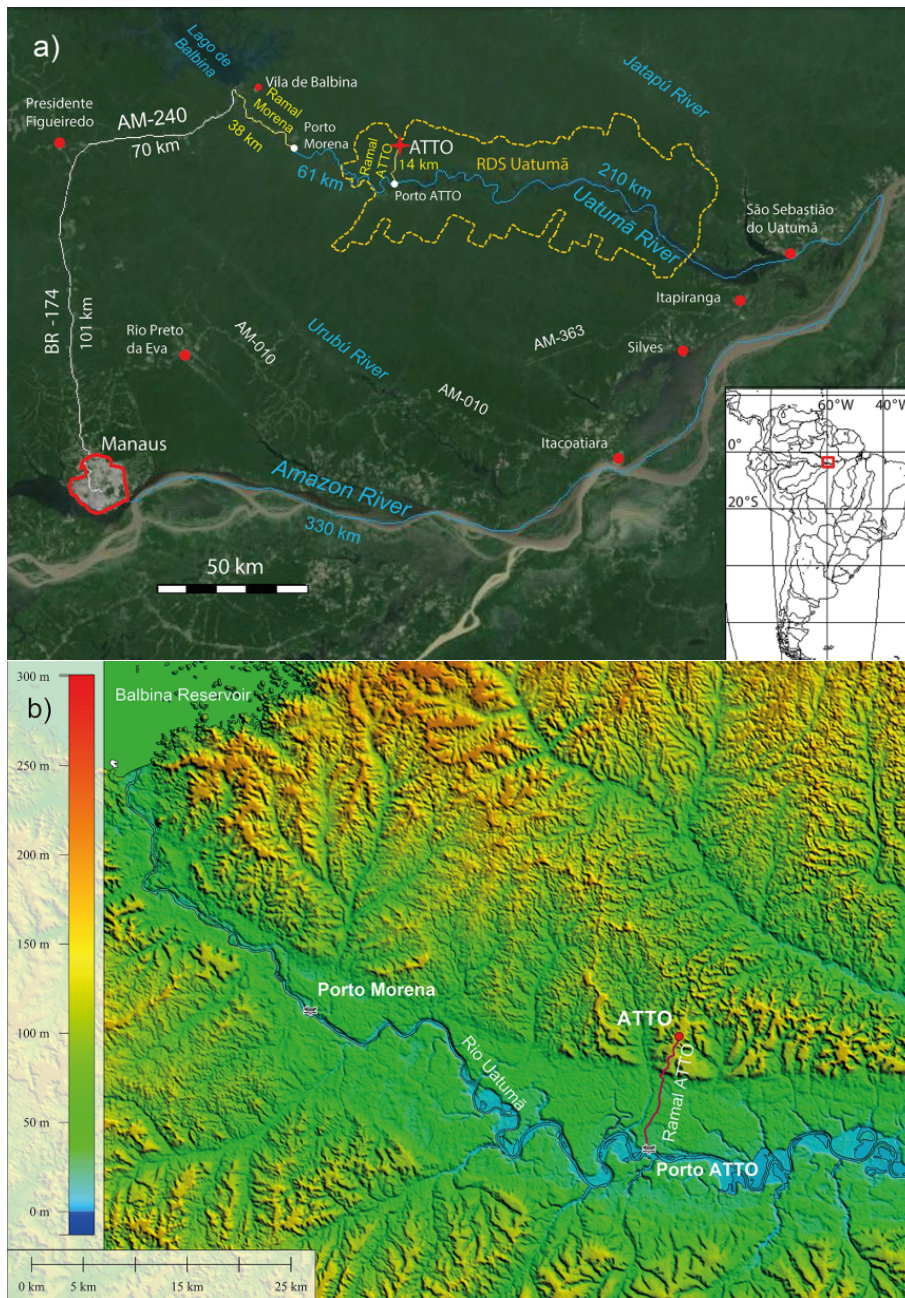
3.1 Área de estudo

O sítio experimental ATTO (*Amazonian Tall Tower Observatory* - Torre Alta de Observação da Amazônia) é o primeiro observatório ambiental de grande porte na América do Sul. Este projeto de pesquisa multinacional e multidisciplinar de monitoramento contínuo, foi desenvolvido em parceria direta entre Brasil e Alemanha. Localiza-se na Reserva de Desenvolvimento Sustentável (RDS) do Uatumã, em São Sebastião do Uatumã, na região central da floresta tropical Amazônica ($2^{\circ} 08.752' S 59^{\circ} 0.335' W$), a cerca de 150 km (em linha reta) na direção nordeste de Manaus - AM. O clima da região é tropical úmido, com temperatura e umidade elevadas, com total acumulado médio de precipitação de 2.300 mm por ano. Os meses de junho a outubro são mais secos, enquanto a estação chuvosa mais pronunciada se estende de fevereiro a maio. A alta intensidade da radiação solar e a grande disponibilidade de água na região devido às florestas, rios e lagos, modulam o clima local (FISCH et al., 1998; IDESAM, 2009).

O objetivo do projeto ATTO é monitorar o clima da Amazônia e sua influência nos processos de interação biosfera-atmosfera do planeta (ANDREAE et al., 2015), tendo em vista que a região Amazônica tem papel importante para o clima mundial, sendo necessário um maior entendimento da relação entre o clima e as funções biológicas, físicas e químicas da floresta, além da influência exercida pelo uso do solo (OMETTO et al., 2005). Esse registro contínuo de dados meteorológicos, químicos e biológicos possibilita uma melhor compreensão dos processos de superfície e camada limite da região Amazônica, permitindo um aprimoramento de modelos meteorológicos e climáticos.

O trajeto até essa área remota de floresta tropical intocada (Figura 3.1) inclui trechos de estrada asfáltica e de chão, além da travessia pelo rio Uatumã. Durante os anos de desenvolvimento do projeto, devido à melhorias no trajeto, o tempo de viagem de Manaus foi gradualmente reduzido de uma viagem de um dia inteiro em 2009 para uma viagem de 4,5 h em 2014 (ANDREAE et al., 2015).

Figura 3.1 - (a)Localização e rotas de acesso ao sítio da ATTO. A área demarcada em amarelo corresponde à Reserva de Desenvolvimento Sustentável (RDS) do Uatumã. (b)Topografia da região.



Fonte: Andreae et al. (2015).

A RDS do Uatumã (área total de 424.430 hectares), é uma área natural que abriga populações tradicionais que vivem em sistemas de exploração sustentável dos recursos naturais. Foi criada em junho de 2004 com a assinatura do Decreto N° 24.295

de 25/06/04 e é gerida e administrada pelo Centro Estadual de Unidades de Conservação (CEUC) (IDESAM, 2009).

Nesta região de planalto, foi instalada uma torre de 325 m de altura (ATTO), além de duas estruturas adicionais: o monitoramento micrometeorológico contínuo é feito na torre *INSTANT* (02° 08.647' S, 58° 59.992' W), com 80 m de altura, que localiza-se a 600 m na direção leste da torre alta, enquanto um mastro triangular de 81 m (02° 08.602' S, 59° 0.033' W) realiza medições de aerossóis (ANDREAE et al., 2015).

Na floresta, existem entre 200 e 250 espécies de árvores por hectare. A altura média da copa das árvores é de 40 m, com árvores individuais que atingem até 50 m. Especificamente, o local de estudo dentro da RDS do Uatumã situa-se em floresta de terra firme em um planalto, com altitude de 130 m (ZAHN et al., 2016).

A extensão da RDS do Uatumã preserva o canal do rio Uatumã, localizado a sul da torre, e parte dos principais afluentes, além de um mosaico florestal composto predominantemente por floresta de terra firme em área de platô em área mais elevada, onde predominam fitofisionomias de Floresta Ombrófila Densa com solo pobre, originado de arenitos horizontais. Já a região do terraço inferior é composta por planícies de inundação, florestas de terra firme sobre antigos terraços fluviais, florestas de igapó, campinas e campinaranas (IDESAM, 2012).

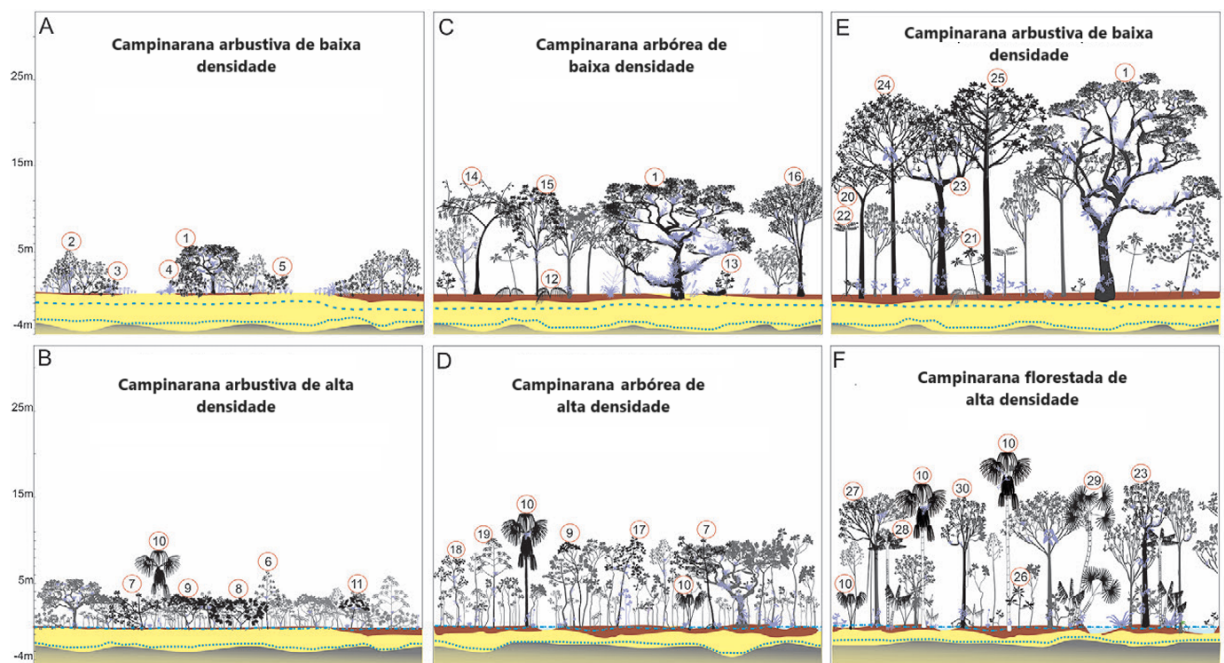
De acordo Brito et al. (2017), as campinas são formadas por agrupamentos de arbustos de estatura muito baixa quando comparada à vegetação amazônica predominante, onde ocorre uma significativa exposição à luz solar no nível do solo. Na camada superficial do solo, é possível identificar uma cobertura composta por uma camada de raízes finas, com espessura aproximada de 15 a 20 centímetros. Logo abaixo desse tapete de raízes encontra-se uma camada de solo caracterizada por sua textura arenosa, teor de matéria orgânica elevado e coloração escura, também com espessura de 15 a 20 centímetros. Além disso, sob essa camada, há a presença de areia de cor branca, cujo teor de umidade aumenta à medida que a profundidade se intensifica, indicando a ocorrência de um lençol freático de caráter superficial (ANDERSON, 1981). Sua altura varia aproximadamente entre 5 e 15 metros .

Completando o gradiente, as campinaranas podem ser agrupadas em duas classificações distintas: arborizadas ou florestadas (VELOSO et al., 1991). As campinaranas arborizadas exibem uma menor altura de dossel, diâmetro reduzido e maior densidade, quando comparadas às campinaranas florestadas. A campinarana arbórea ocorre entre as florestas densas e as formações arbustivas, possui poucas árvores

emergentes e subosque relativamente aberto, com árvores mais finas e que podem atingir 30 metros de altura (ANDERSON, 1981).

Estudos conduzidos por Demarchi et al. (2022) e Klein et al. (2022) utilizaram inventários florísticos e levantamentos de campinaranas durante os sete anos na Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã, combinados com dados de parâmetros ambientais, para descrever e quantificar as fisionomias das campinaranas. A Figura 3.2 ilustra as diferentes espécies encontradas na região.

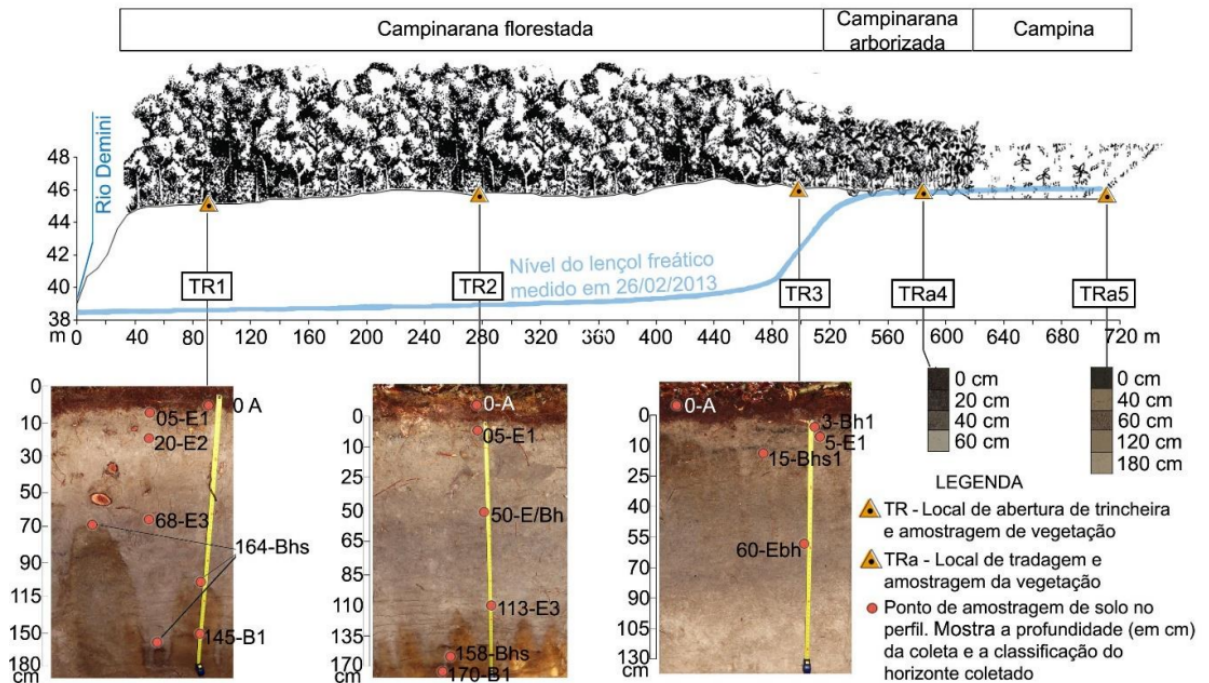
Figura 3.2 - Representação esquemática das fitofisionomias de campinarana presentes na Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã.



Fonte: Adaptado de Demarchi et al. (2022).

Buscando realizar um mapeamento das unidades de paisagem natural na Bacia do Rio Demini, afluente do Rio Negro, Guimarães et al. (2016) traçaram um transecto que contemplou as fitofisionomias de campinarana florestada, campinarana arborizada e campina, sendo que o a Figura 3.3 ilustra as diferenças visuais entre as classes de vegetação, além das amostras de solo para cada uma ao longo da faixa delimitada.

Figura 3.3 - Características do solo, nível do lençol freático e ilustração do tipo de vegetação na área de transição entre campina e campinarana na região afluyente do Rio Negro - AM.



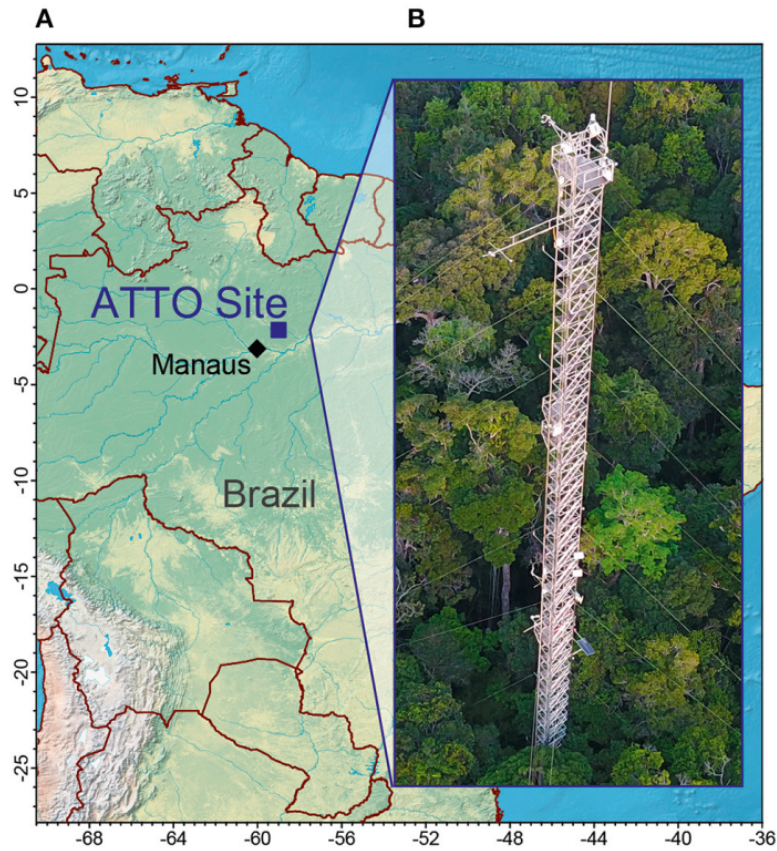
Fonte: Guimarães et al. (2016).

3.2 Dados

Os dados observacionais utilizados neste estudo, para comparação e validação do modelo, pertencem ao monitoramento micrometeorológico contínuo do projeto ATTO, coletados na torre de 80 m (*INSTANT*, Figura 3.4). Informações detalhadas a respeito das variáveis medidas, frequência de amostragem e altura de medição dos sensores, estão disponíveis na Tabela 3.1.

A comparação entre os valores observados e modelados foi feita equiparando-se os níveis de medição da torre e as saídas do modelo, exceto pelas variáveis temperatura e umidade relativa do ar, em que o resultado do modelo em 2 metros foi comparado com os dados medidos em 1.5 m na torre. Portanto, em todas as figuras que houverem dados observados em 2 m, na verdade se trata de 1.5 m de altura.

Figura 3.4 - Localização geográfica do sítio ATTO e Torre INSTANT.



Fonte: Pfannerstill et al. (2018).

Em adição, foram utilizados dados da campanha ATTO-IOP (*Intensive Operating Period*), ocorrida entre os meses de outubro e novembro de 2015. Neste período estão disponíveis dados obtidos a partir do sistema *eddy covariance*, com frequência de 30 minutos, além de medidas em níveis mais elevados, obtidas por radiossonda e sensoriamento remoto (*ceilometer*) com frequência horária.

O sistema *eddy covariance*, método da covariância dos vórtices turbulentos, consiste em uma técnica para estimativa do fluxo, na qual a partir de medições em alta frequência, calcula-se a média do produto das flutuações da velocidade vertical do vento e da grandeza que está sendo transportada, isto é, pela covariância estatística entre as duas variáveis. Assim, é possível se obter medidas diretas dos fluxos turbulentos de energia, água, CO₂ e outros gases traços entre a superfície e a atmosfera. Este sistema é composto por dois instrumentos de resposta rápida: o anemômetro sônico tridimensional (que fornece medidas das componentes da velocidade do vento e temperatura) e o analisador de gás infravermelho (que mede concentrações de

vapor d'água, dióxido de carbono, metano etc).

Tabela 3.1 - Instrumentação (micro)-meteorológica e níveis de medição referentes à torre *INSTANT* (ATTO).

Variável medida	Instrumentação (modelo)	Altura/Profundidade de medição (m)
Fluxo de calor no solo	Sensor de fluxo de calor	0,05
Fluxo de umidade no solo	Refletômetro de conteúdo de água	0,1;0,2;0,3; 0,4;0,6;1,0
Temperatura do solo	Termistor	0,1;0,2;0,4
Radiação de Onda Curta	Piranômetro	75
Radiação de Onda Londa	Pirgeômetro	75
Saldo de Radiação	Saldo Radiômetro	75
Precipitação	Pluviômetro	81
Temperatura do ar	Termo-Higrômetro	81;73;55;40;36; 28;12;4;1,5;0,4
Umidade Relativa do ar	Termo-Higrômetro	81;73;55;40;36; 28;12;4;1,5;0,4
Intensidade e direção do vento	Anemômetro Sônico 2D	73;65;50;42;26;19
Pressão atmosférica	Barômetro	75

Fonte: Adaptado de [Andreae et al. \(2015\)](#).

As medidas em níveis mais elevados foram obtidas a partir de radiossondagens, que são executadas por meio do lançamento de um balão na atmosfera, contendo gás hidrogênio (ou hélio). Junto deste, há uma sonda com sensores para medir a temperatura do ar, umidade relativa e pressão atmosférica, assim como uma antena GPS para registrar o deslocamento da sonda, que possibilita a obtenção da direção e velocidade do vento ao longo de todo perfil vertical da atmosfera, abrangendo toda CLP.

Por fim, uma estimativa da altura da CLP pode ser obtida pelo *ceilometer*. Este instrumento fornece a intensidade do retroespalhamento óptico no comprimento de

onda do infravermelho próximo, por meio da emissão de um pulso de luz na vertical que, na presença de gotículas de água ou nuvens, resulta em retorno de sinal muito forte. Assim, obtém-se uma estimativa da base da nuvem, que corresponde à altura da CLP (CARNEIRO et al., 2016).

3.3 Metodologia

3.3.1 Etapas

A metodologia consistiu na execução das seguintes etapas:

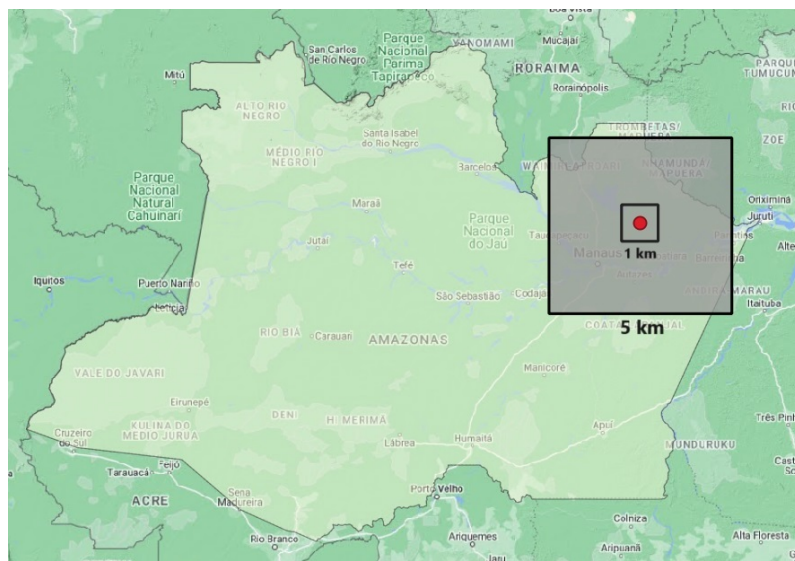
- a) Mapeamento do uso de solo/vegetação em alta resolução;
- b) Simulações com aninhamento d01-d02 (resolução espacial de 5 km e 1 km, respectivamente). Nesta etapa foram realizados testes de sensibilidade para se avaliar a influência do refinamento dos mapas de topografia e vegetação das simulações de 5 e 1 km. Foram feitas comparações entre estas simulações do BRAMS e os dados experimentais;
- c) Simulações com aninhamento d01-d02 aplicando no d02 o melhor resultado obtido em d01. Nesta etapa foram realizados os seguintes testes com variações nos parâmetros de superfície:
 - Aplicação ou não de mapas de uso de solo/vegetação em alta resolução;
 - Aplicação ou não de mapas de relevo em alta resolução;
 - Presença ou não de relevo;
 - Presença ou não de rios;
 - Cenário de cobertura total apenas de floresta;
 - Ausência total de relevo e rios.

3.3.2 Configurações do modelo

Neste trabalho foram realizadas integrações com o modelo BRAMS. Os dados utilizados como condições iniciais e de contorno das simulações com o modelo foram as reanálises do ERA5. O ERA5 é um produto da reanálise atmosférica do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), com dados horários de 1950 até o presente, resolução horizontal de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ e resolve os processos da atmosfera usando 37 níveis, da superfície até uma altura de 80 km, além de 4 camadas de solo entre a superfície e 2,89 m abaixo do solo. A alta resolução do ERA5 permite a economia de recursos computacionais em simulações regionais de alta resolução horizontal.

Foram feitas simulações utilizando dois domínios aninhados, d01 e d02, centrados no local de instalação da torre ATTO, com espaçamento de grade: 5 km e 1 km (Figura 3.5), respectivamente. Na vertical foi aplicado o sistema de coordenada vertical híbrida (pressão-sigma), com 45 níveis verticais e as configuração dos processos físicos utilizados no modelo BRAMS estão dispostas na Tabela 3.2.

Figura 3.5 - Posicionamento das duas grades aninhadas utilizadas nas simulações do estudo de caso no modelo BRAMS. Domínios centrados em latitude 2,2433 S e 59,0005 W.



Fonte: Produção da autora.

O intervalo de tempo entre previsões consecutivas foi de 1 hora e todas as simulações efetuadas nesta etapa tiveram duração de 72 horas, sendo inicializadas às 00 UTC do dia 31 de outubro e finalizadas às 00 UTC do dia 02 de novembro de 2015. O período compreendido entre os meses de outubro e novembro de 2015 foi selecionado para o desenvolvimento do presente estudo, devido a maior disponibilidade de dados observacionais obtidos durante a campanha ATTO-IOP. Durante este período, foi verificado quais foram as datas com menor cobertura de nuvens e ocorrência de precipitação e determinou-se que a melhor data para análise seria o dia 02 de novembro.

Cada simulação realizada pelo BRAMS foi configurada através de um arquivo do tipo lista de variáveis (namelist) chamado RAMSIN no qual é possível se definir desde o tamanho da grade e resolução até as opções físicas disponíveis, conforme Tabelas 3.2 e 3.3.

Tabela 3.2 - Resumo dos esquemas físicos que foram utilizados nas simulações do modelo BRAMS.

Processos físicos	Parametrização	Referência	Código Brams	Domínio aplicado
Microfísica	Esquema de dois momentos de Thompson e ciente do aerossol	Thompson e Eidhammer (2014)	2	d1 e d2
Radiação	RRTMG onda longa e onda curta	Iacono et al. (2008)	6	d1 e d2
Convecção	Versão 2016 de conjunto para convecção profunda e rasa, ciente da escala e do aerossol Grell-Freitas	Grell e Freitas (2014)	6	d1
Fechamento de turbulência	Mellor-Yamada level 2.5	Mellor e Yamada (1982)	1	d1 e d2
Superfície	JULES	Moreira et al. (2013)	5	d1 e d2

Fonte: Produção da autora.

Este arquivo também foi configurado para uso da temperatura média da superfície da água como constante. O valor utilizado para esta variável foi de 26 °C (299 K), de acordo com o obtido em experimento realizado por de Lima et al. (2019), o qual buscou entender a influência do evento El Niño ocorrido entre 2014, 2015 e 2016 nos níveis de água ao longo do Rio Amazonas. Além disso, nas simulações realizadas no domínios 2 e 3 (descrito a seguir), as parametrizações de convecção rasa e profunda foram desabilitadas.

Para uma boa estimativa das trocas de massa e energia entre a superfície e a atmosfera, a discretização dos níveis verticais é uma etapa crucial das simulações numéricas. Como no presente estudo avaliou o desempenho do modelo em camadas próximas à superfície, foram realizadas simulações com maior refinamento em camadas próximas à superfície, o que permitiu a comparação dos resultados aproximadamente nível a nível com as medições. A conversão das variáveis atmosféricas de entrada para o formato de leitura do BRAMS foi realizada com a utilização de um programa nomeado como geraDP. A Tabela a seguir mostra as configurações de cada rodada realizada:

Buscando uma melhora na caracterização real da superfície e, conseqüentemente, nas simulações de alta resolução, a composição física da superfície terrestre foi configurada através do refinamento de mapas de topografia e uso do solo, conforme descrito a seguir.

Tabela 3.3 - Resumo dos parâmetros utilizados pelo BRAMS-JULES nas simulações dos três domínios centrados no ponto de latitude 2,2433 S e longitude 59,0005 W.

Característica	d1	d2
Resolução Horizontal	5 km x 5 km	1 km x 1 km
Pontos de grade na horizontal	100 x 100	100 x 100
Extensão horizontal	500 km x 500 km	100 km x 100 km
Níveis verticais	45	45
Passo de tempo meteorológico	25 s	5 s

Fonte: Produção da autora.

3.3.3 Mapa de uso do solo em alta resolução

Existem diversos desafios associados ao mapeamento do uso do solo na região amazônica, o que torna esse processo mais complexo quando comparado a outras regiões. A Floresta Amazônica é conhecida por sua cobertura vegetal densa, com uma grande diversidade de espécies e estrutura complexa. Essa vegetação densa dificulta a identificação e distinção precisa dos diferentes tipos de uso do solo, tornando o mapeamento mais desafiador. Além disso, outro fator que dificulta ainda mais este processo é que a região amazônica é caracterizada por altos níveis de cobertura de nuvens e nebulosidade ao longo do ano, o que prejudica a aquisição de imagens de satélite de boa qualidade e alta frequência (MAS et al., 2021), limitando a disponibilidade de dados para o mapeamento do uso do solo.

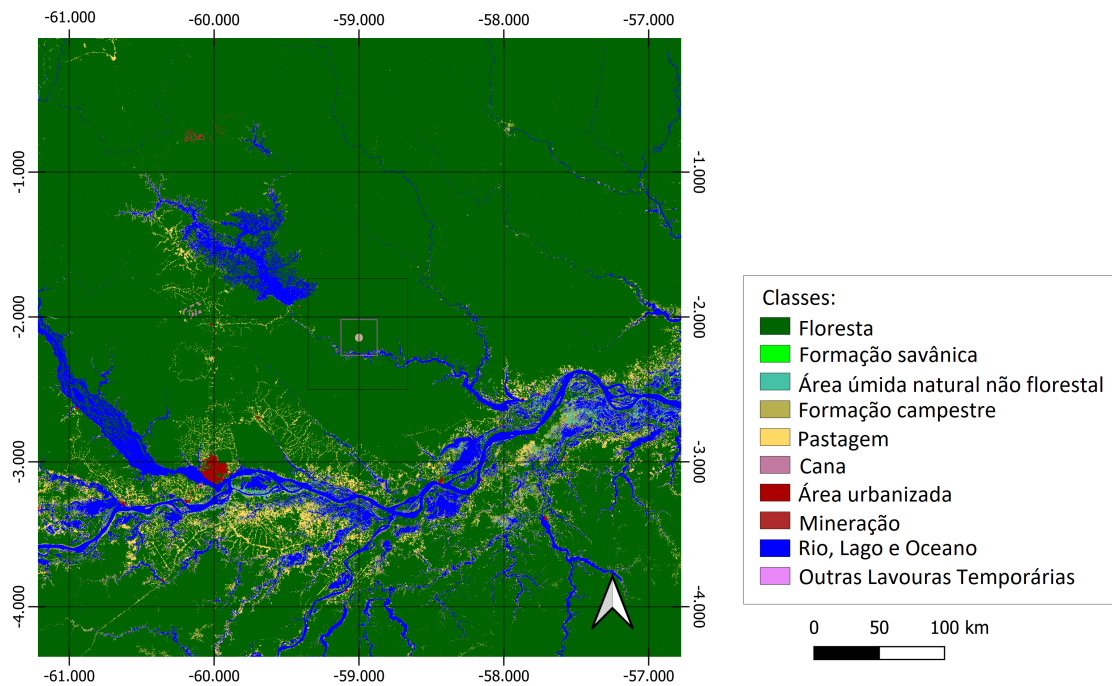
Como primeira etapa na busca de melhorias na caracterização superficial da região amazônica nas simulações de alta resolução do modelo BRAMS, foi utilizado o mapa disponibilizado pelo MapBiomias (SOUZA et al., 2020), produzido em um projeto colaborativo que visa mapear e monitorar o uso e a cobertura da terra no Brasil ao longo do tempo. Essa iniciativa utiliza métodos empíricos e estatísticos, técnicas de sensoriamento remoto e inteligência artificial como *random forest* e aprendizado de máquina, para analisar o histórico recente de pixels e classificar imagens de satélite, fornecendo informações precisas sobre os diferentes tipos de cobertura do solo, como florestas, áreas agrícolas, pastagens, áreas urbanas, corpos d'água, entre outros.

Os dados produzidos pelo MapBiomias têm sido amplamente utilizados em estudos científicos, planejamento territorial, tomada de decisões ambientais e políticas públicas. Eles contribuem para o monitoramento da cobertura vegetal, a identificação de áreas desmatadas, a análise da expansão agrícola, o acompanhamento das áreas

protegidas e o estudo das mudanças climáticas, entre outros temas relevantes para a conservação e gestão sustentável do território brasileiro. Embora o projeto MapBiomias seja uma iniciativa abrangente e inovadora, existem algumas considerações sobre possíveis falhas ou limitações associadas a ele em caso de estudos que necessitem de um elevado nível de detalhamento, que pode resultar em dificuldades na identificação e classificação precisa de certos tipos de cobertura do solo, especialmente em áreas com características detalhadas ou heterogêneas como na Amazônia, tendo em vista que a precisão da classificação pode variar de acordo com a região e o tipo de cobertura do solo.

Apesar do projeto MapBiomias utilizar técnicas avançadas de sensoriamento remoto e possuir uma resolução horizontal adequada (30 m) para o propósito, uma análise mais detalhada mostrou a necessidade de aprimoramento do resultado na região de estudo, tendo em vista que, por exemplo, as classes de Campina e Campinarana, vegetações extremamente importantes na caracterização da região, não foram definidas. A validação em campo é fundamental para garantir a precisão e a confiabilidade dos dados de mapeamento e foi algo proposto inicialmente, entretanto durante o período de realização deste trabalho houveram questões que inviabilizaram a realização. A Figura 3.6 mostra a imagem extraída do Mapbiomas e recortada para a área de interesse.

Figura 3.6 - Mapa de uso e ocupação do solo com resolução espacial de 30 m com área correspondente ao tamanho da grade d01.



Fonte: Mapbiomas (2022).

A partir dessa classificação mais refinada do Mapbiomas, o mosaico foi reprojetoado de maneira que uma reamostragem de pixels foi realizada no software Qgis pelo método do vizinho mais próximo para obtenção de um mapa com resolução espacial de 500 metros, com o objetivo de se verificar o impacto desta resolução nas simulações de 1 e 5 km. A partir de então, foi feita uma readequação da codificação dessa classificação de acordo com o formato ideal para ser utilizado nos códigos de leitura do BRAMS (Figura 3.9).

Para um maior detalhamento da região, realizou-se um novo mapeamento do uso do solo ainda utilizando o software QGIS e imagens de satélite Landsat. Entretanto, tendo em vista a dificuldade na disponibilização de imagens com baixa cobertura de nuvens, também foram utilizadas imagens do satélite Sentinel 2 para confirmações visuais.

As imagens do Landsat-8 são coletadas pelo sensor óptico OLI (“*Operational Land Imager*”) e pelo sensor térmico TIRS (“*Thermal InfraRed Sensor*”), em 11 bandas espectrais com resolução de 30 metros, exceto pela banda pancromática, com resolução de 15 metros, e a banda infravermelha térmica, com resolução de 100 metros.

As imagens do Sentinel-2 são obtidas por meio do instrumento MSI (“*MultiSpectral Instrument*”), um sensor multiespectral que abrange 13 bandas espectrais, sendo que as quatro bandas do VNIR (visível e infravermelho próximo) possuem resolução espacial de 10 m, enquanto as seis bandas do infravermelho de borda e de ondas curtas (SWIR) possuem resolução de 20 m e, por fim, as três bandas de correção atmosférica 60 m (EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA), 2023).

Para o mapeamento do uso do solo, foi realizado um mosaico das imagens geradas a partir dos sensores MSI do Sentinel-2 e OLI do Landsat. A partir delas, foram criadas composições coloridas para identificar os diferentes tipos de uso do solo. Devido à maior área sem interferência de nuvens durante o período das simulações com o modelo BRAMS, foi definido que o ideal seria realizar o mapeamento a partir das imagens Landsat, utilizando as imagens Sentinel para apoio visual.

Os 424.430 hectares (ha) da RDS Uatumã preservam o canal do rio Uatumã e parte dos principais afluentes, os rios Abacate e Jatapú, além de um mosaico florestal composto por florestas de igapó, florestas de terra firme sobre antigos terraços fluviais, campinas, campinaranas e nas regiões mais elevadas ocorre principalmente um grande platô de floresta de terra firme. Além disso, levou-se em consideração a vegetação presente para caracterizar o tipo de cobertura do solo. A classificação foi baseada em cinco classes predominantes na área: Corpos d’água, Igapó, Floresta de Terra Firme, Campina e Campinarana.

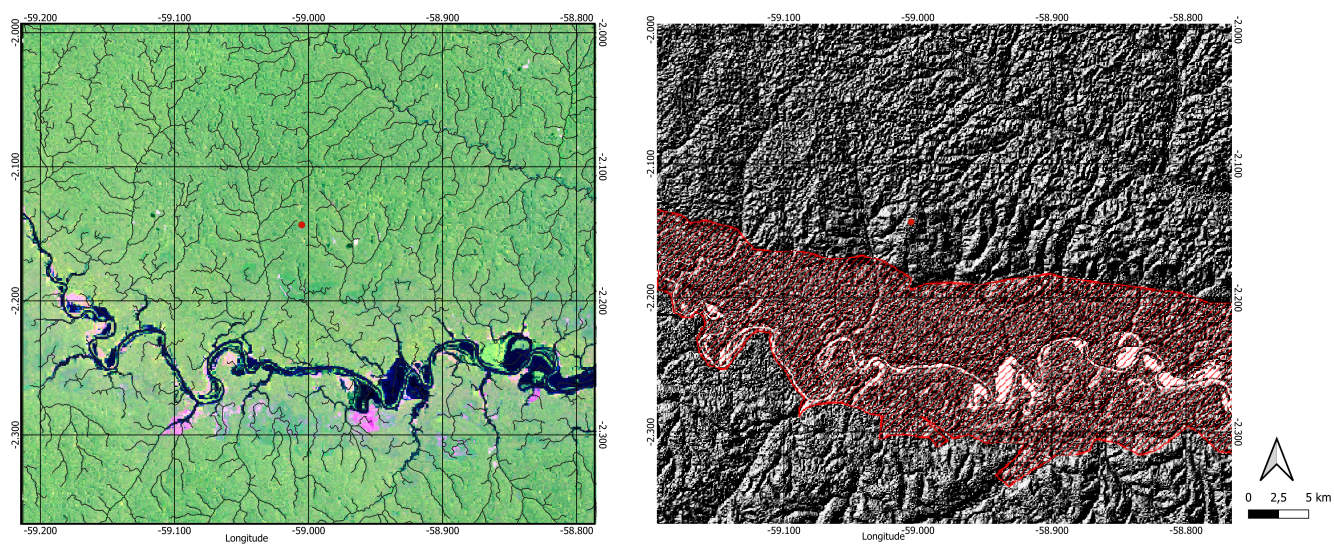
A classificação digital de imagens para uso do solo é um processo de análise e interpretação de imagens de sensoriamento remoto para identificar e categorizar as diferentes classes ou tipos de uso da terra presentes em uma determinada área. Existem diferentes métodos de classificação digital de imagens, incluindo abordagens supervisionadas e não supervisionadas:

A classificação supervisionada é um método em que um conjunto de amostras de treinamento é selecionado manualmente, representando as diferentes classes de uso do solo presentes na imagem. Essas amostras são usadas para treinar um algoritmo de classificação, que posteriormente é aplicado a toda a imagem para atribuir as classes às áreas correspondentes (ADENIYI, 1985). Neste estudo, utilizou-se a classificação supervisionada por meio do *plugin Semi-Automatic Classification* do *software* QGIS. Além das classificações finais, foram feitos diversos mapas que serviram de apoio para a verificação dos tipos de vegetação presentes no local. Nas Figuras 3.7 e 3.8 constam três exemplos: Mapa da configuração da rede de drenagem sobreposta à composição colorida, de relevo com delimitação da área de terraço e Composição

em falsa-cor.

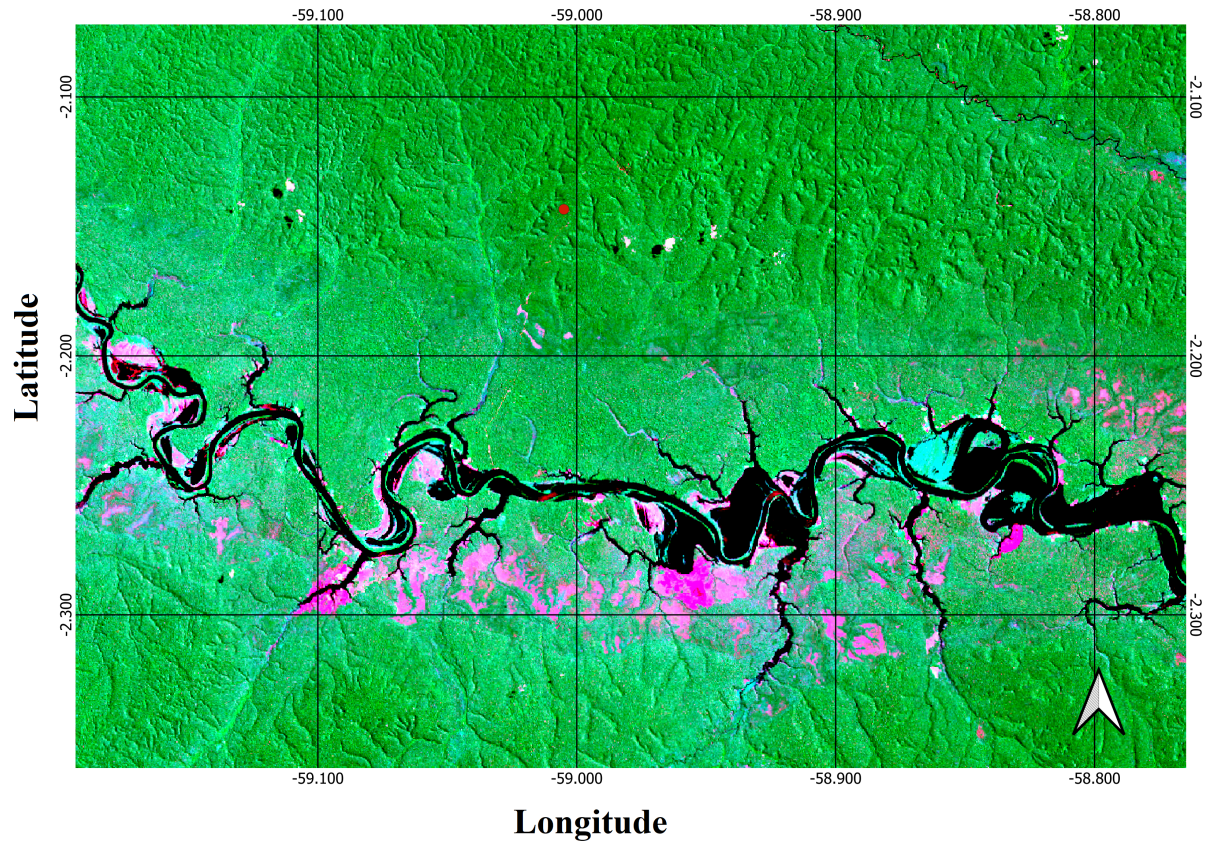
Por outro lado, na classificação não supervisionada, não são necessárias amostras de treinamento prévias. O algoritmo de classificação agrupa automaticamente os pixels da imagem em classes distintas, com base em suas características espectrais e espaciais. Após a classificação inicial, é realizada uma interpretação visual para atribuir rótulos a cada classe (RICHARDS, 2022).

Figura 3.7 - Configuração da rede de drenagem sobreposta à composição colorida bandas 644 Landsat 8 (esquerda) e relevo com delimitação da área de terraço (direita).



Fonte: Produção da autora.

Figura 3.8 - Composição em falsa-cor, bandas da imagem Landsat com realce das diferenças na vegetação. O ponto em vermelho indica a localização do sítio de experimento.



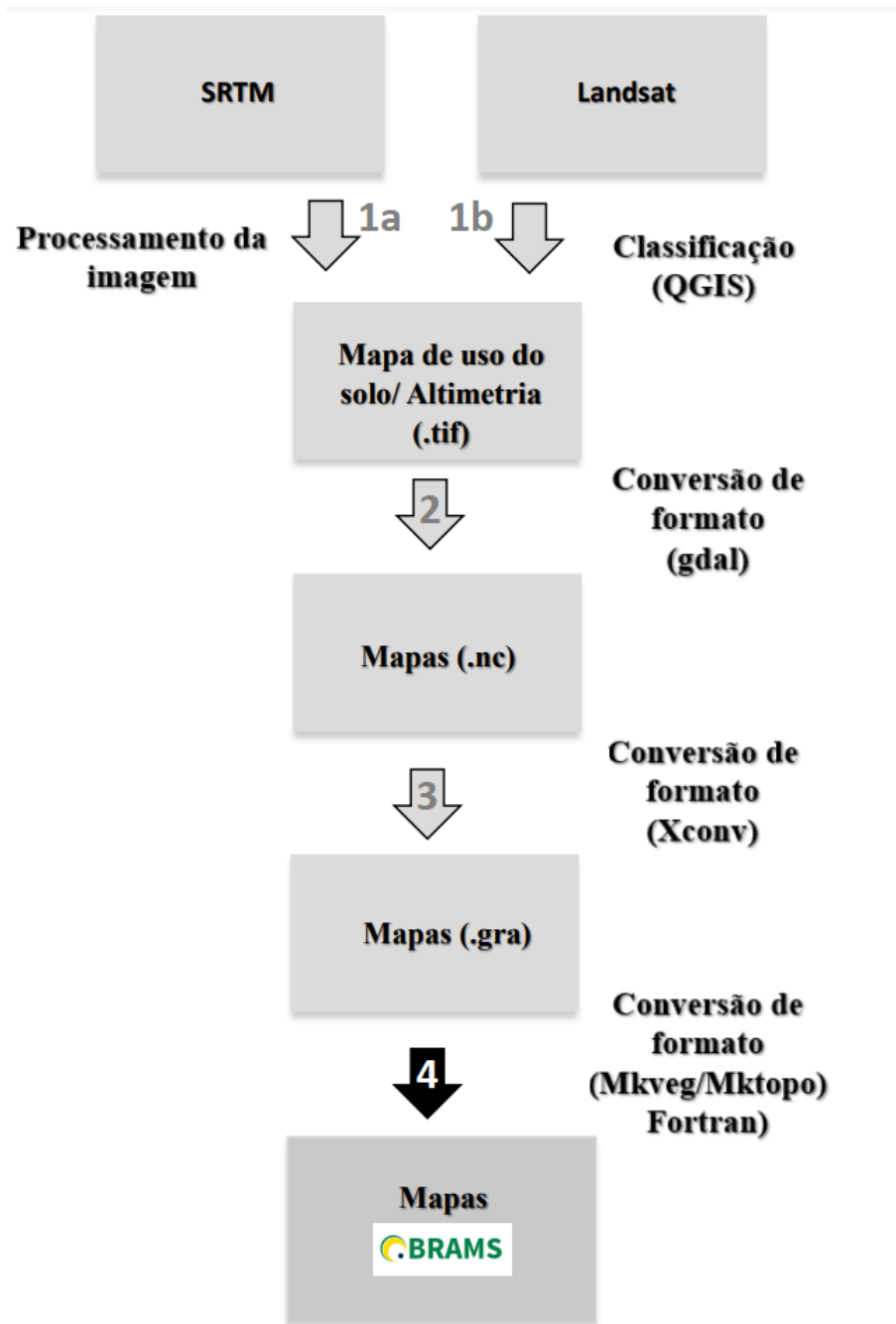
Fonte: Produção da autora.

Para substituir os mapas que originalmente tem uma resolução menos refinada por mapas de alta resolução espacial, foi necessário converter os arquivos para um formato compatível com o código de leitura do BRAMS. Para realizar tal conversão, utilizou-se o programa MKVeg, escrito em linguagem FORTRAN.

Com o programa MKVeg, as informações de cobertura vegetal e uso do solo geradas a partir das imagens de satélite Landsat foram convertidas. Como o BRAMS não reconhece todas categorias de uso e cobertura presentes na região de estudo, foi necessário alterá-las mediante sua equivalência com as características de cada classe das categorias segundo (OLSON, 1994), que são originalmente utilizadas pelo modelo. Na Tabela 3.4 constam os códigos utilizados na conversão de classificação

Mapbiomas para Olson.

Figura 3.9 - Etapas desenvolvidas para obtenção dos mapas de vegetação e topografia em formato compatível com o modelo BRAMS.



Fonte: Produção da autora.

Tabela 3.4 - Categorização do uso do solo conforme o Mapbiomas e códigos correspondentes de acordo com a classificação de Olson.

CLASSES MAPBIOMAS	Mapbiomas	OGE
Formação Florestal	3	33
Formação Savânica	4	91
Floresta Alagável (beta)	6	79
Campo Alagado e Área Pantanosa	11	13
Formação Campestre	12	7
Afloramento Rochoso	29	49
Pastagem	15	2
Soja	39	35
Cana	20	94
Outras Lavouras Temporárias	41	94
Dendê (beta)	35	18
Silvicultura	9	18
Área Urbanizada	24	1
Mineração	30	87
Rio, Lago e Oceano	33	75
Aquicultura	31	37
Não observado	27	2

Fonte: Mapbiomas (2022).

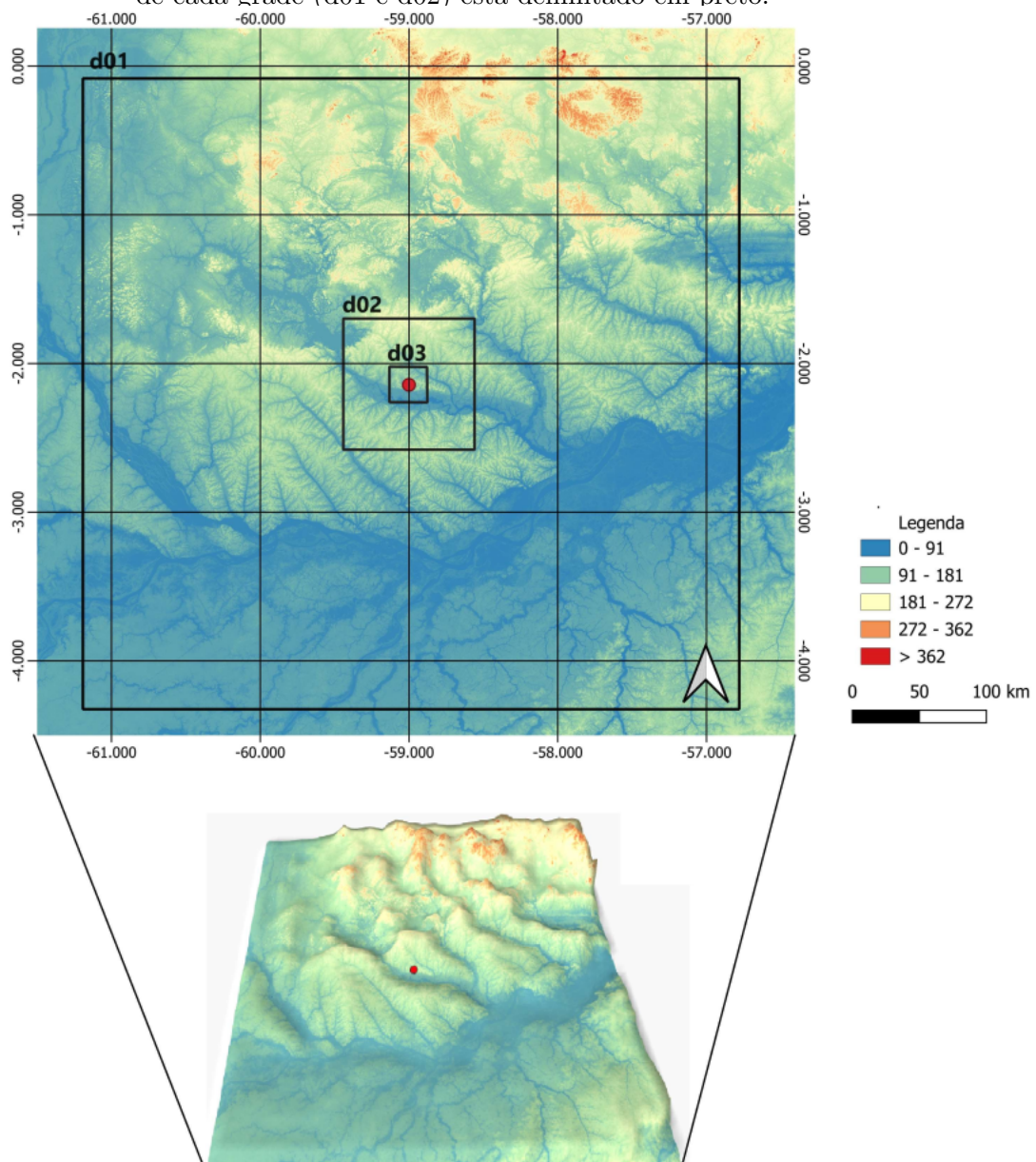
3.3.4 Mapa topográfico

O conjunto de dados topográficos padrão utilizado no modelo BRAMS é proveniente do repositório mantido pelo *United States Geological Survey's* (USGS) do *Earth Resources Observation Systems* (EROS), com uma resolução horizontal de 30 segundos de arco, o que equivale a aproximadamente 1 quilômetro. Neste estudo, uma vez que foram conduzidas simulações em alta resolução, foi necessário aprimorar a resolução espacial desses campos topográficos. Para alcançar esse refinamento, recorreu-se a dados altimétricos obtidos a partir de imagens provenientes da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), que apresentam uma resolução espacial de 3 arco-segundos, correspondentes a cerca de 90 metros.

Para avaliar a sensibilidade do modelo em relação à resolução de 5 km, os campos topográficos foram ainda reprojatados para uma resolução de 500 metros. Portanto, foram utilizados no total três mapas com resolução espacial distintas: 1 km, 500 m e 90 m.

Para a aplicação desses mapas nas simulações do BRAMS, os mesmos foram processados seguindo procedimentos semelhantes aos aplicados na preparação dos mapas de uso e ocupação do solo, conforme delineado nas etapas indicadas na Figura 3.9. Os Modelos Digitais de Elevação (MDE) do terreno em formato plano e sua representação tridimensional com resolução de 90 metros estão exemplificados na Figura 3.10.

Figura 3.10 - Mapa topográfico do plano terreno e em 3D, gerados a partir de um conjunto de imagens SRTM com resolução horizontal de 90m. As áreas em tom vermelho indicam regiões de maior altitude, enquanto em azul estão as áreas de menor altitude. O ponto vermelho indica a localização da torre e o domínio de cada grade (d01 e d02) está delimitado em preto.



Fonte: Produção da autora.

3.3.5 Configurações do modelo

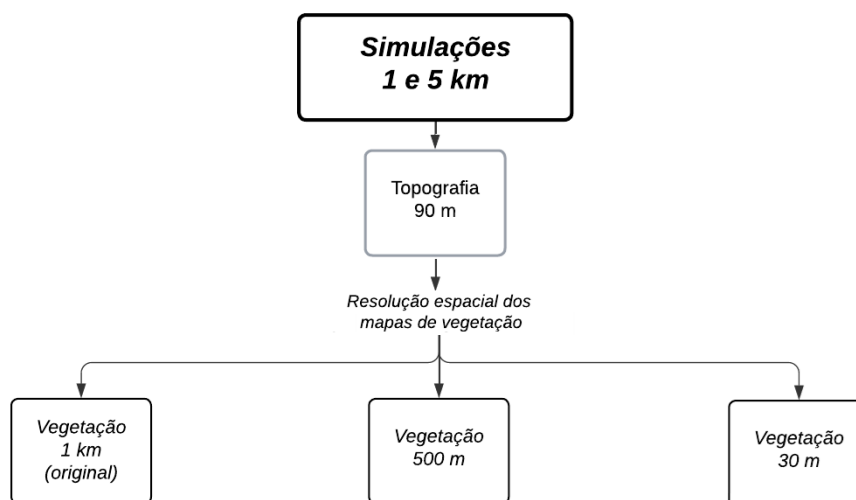
3.3.5.1 Etapa 1 - Testes de sensibilidade (d01 e d02)

Na fase inicial do estudo, foram conduzidos testes com o propósito de analisar a sensibilidade do modelo em relação às diferentes resoluções espaciais aplicadas aos mapas de vegetação nos dois domínios, nomeadamente, domínio 1 (d1 - 5 km) e domínio 2 (d2 - 1 km). Com o objetivo de avaliar a qualidade dos resultados gerados pelo modelo, procedeu-se à comparação entre as simulações realizadas e os dados obtidos por meio das medições efetuadas na torre micrometeorológica, bem como os dados adquiridos pelo ceilômetro.

Nesta fase do experimento, as simulações tiveram início às 0 UTC do dia 31 de novembro de 2015, sendo que os resultados correspondentes a dois períodos de integração do modelo foram apresentados: de 24 a 48 horas (dia 01 de novembro) e de 48 a 72 horas (dia 02 de novembro). As variáveis atmosféricas analisadas neste estágio são as mesmas listadas na Tabela 3.1.

A Figura 3.11 exibe um fluxograma que descreve as nove combinações de experimentos conduzidos, nos quais foram modificados os mapas de vegetação e topografia, variando suas resoluções espaciais entre 1 km, 500 m e alta resolução (topografia com detalhamento de 90 metros e vegetação com detalhamento de 30 metros).

Figura 3.11 - Descrição dos experimentos realizados para os domínios d01 e d02.



Fonte: Produção da autora.

Com base no melhor resultado alcançado durante a avaliação de sensibilidade das simulações conduzidas para o domínio d01, procedeu-se à implementação do aninhamento de grade para o domínio d02, seguindo-se a realização dos mesmos testes.

3.3.5.2 Etapa 2 - Avaliação dos efeitos de alterações superficiais

Devido às limitações computacionais impostas no desenvolvimento desta pesquisa e inviabilizaram a condução das análises destinadas a avaliar os impactos da representação da superfície em simulações de alta resolução a partir de uma grade mais refinada (200 metros), foram necessárias adaptações e as principais análises foram efetuadas a partir do domínio d02, com resolução espacial de 1 km.

Nesta fase, foram conduzidos oito experimentos nas simulações do modelo BRAMS com variações nos parâmetros de superfície, conforme descritos abaixo:

- a) Mapas de uso do solo e topografia originais do BRAMS (resolução espacial de 1 km).
- b) Mapas de uso do solo e topografia em alta resolução (topografia 90 m e vegetação 30 m); O objetivo deste experimento é verificar se ocorreria uma melhoria significativa na caracterização dos processos de superfície com a maior resolução.
- c) Apenas topografia em alta resolução (topografia 90 m e vegetação 1 km). O objetivo é avaliar a influência de uma caracterização mais refinada da topografia nos processos de superfície.
- d) Apenas vegetação em alta resolução (vegetação 30 m e topografia 1 km). O experimento visa mostrar qual a influência de uma caracterização mais refinada da vegetação nos processos de superfície.
- e) Ausência de rios (vegetação 30 m). O objetivo é avaliar a influência das superfícies aquáticas nos processos de superfície e identificar quais mudanças poderiam ocorrer na ausência de rios.
- f) Vegetação composta totalmente por floresta, sem rios. O experimento tem como finalidade analisar a influência de outros tipos de vegetação, localizados principalmente nas margens do rio, nos processos de superfície.
- g) Ausência de relevo, superfície total considerada no nível do rio (vegetação 30 m). O objetivo é verificar a contribuição do relevo nos processos de superfície.
- h) Ausência de rios e de relevo (topografia 90 m e vegetação 30 m). O experimento tem como finalidade avaliar a contribuição conjunta do relevo e dos rios nos processos de superfície.

3.3.6 Análises estatísticas

Para avaliar o desempenho do modelo diante dos ajustes realizados, foram utilizados alguns parâmetros estatísticos: Raiz Quadrada do Erro Médio (RMSE), Coeficiente de Correlação de Pearson (r), o desvio padrão e o índice de concordância de Willmott (d_w).

Quanto menor o valor do RMSE obtido, melhor o ajuste do modelo. Portanto, caso o valor RMSE obtido seja baixo, o modelo estará validado (MATHER; KOCH, 2011). O cálculo de RMSE é dado pela Equação 3.1:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{sim,i} - X_{obs,i})^2}{N}} \quad (3.1)$$

Além disso, foi calculado o coeficiente de correlação de Pearson (Equação 3.2) (DEVORE; PECK, 2005), que indica a magnitude e a direção do relacionamento linear entre duas variáveis. Seus valores situam-se no intervalo entre -1 e 1, em que -1 indica correlação linear inversa perfeita, +1 corresponde a correlação linear direta perfeita e 0 inexistência de correlação linear.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \overline{X_{obs}}) (X_{sim,i} - \overline{X_{sim}})}{(n-1) S_{obs} S_{sim}} \quad (3.2)$$

com $\overline{X_{sim}}$ referente à média das velocidades modeladas, enquanto S_{obs} e S_{sim} são os desvios padrão de X_{obs} e X_{sim} , respectivamente.

Adicionalmente, para uma melhor visualização do desempenho dos modelos em representar as variáveis atmosféricas, serão apresentados diagramas de Taylor. Estes sintetizam os parâmetros estatísticos, raiz quadrada do erro médio, desvio padrão e correlação relativos aos dados modelados e observados em um único ponto do diagrama, possibilitando uma comparação entre estes conjuntos de dados. Cada conjunto de dados corresponde a simulação diferente e, quanto menor a distância entre pontos, maior o grau de similaridade entre os dados. Portanto, o resultado de modelo cujo ponto estiver mais próximo ao ponto referência é considerado o mais próximo dos dados observados (TAYLOR, 2001).

Por fim, foi calculado o índice de concordância de Willmott (d_w), o qual mede a precisão dos valores simulados em relação aos observados, dado pela Equação 3.3

(WILLMOTT et al., 1985):

$$d_w = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (|X_{sim,i} - \bar{X}_{obs}| + |X_{obs,i} - \bar{X}_{obs}|)^2} \quad (3.3)$$

em que i corresponde a cada um dos modelos, n é o número total de modelos e \bar{X}_{obs} a média das observações. Esse índice de concordância varia entre 0 e 1, com valores próximos a 1 indicando que os dados simulados X_i têm melhor concordância com os dados observados X_{obs} .

4 RESULTADOS

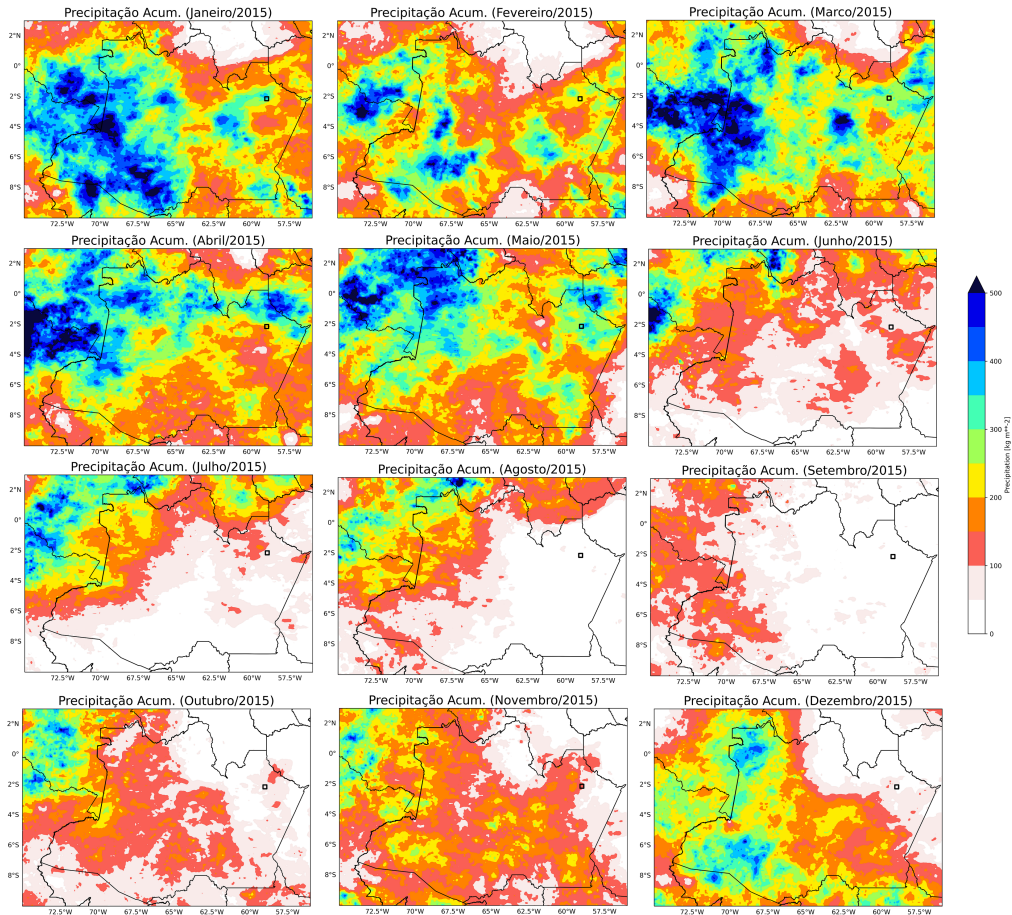
4.1 Caracterização pluviométrica do período de estudo

A região Amazônica, um ambiente altamente convectivo e com terreno extremamente complexo, desempenha essencial influência no transporte de calor e vapor de água para latitudes mais elevadas e desempenham um papel crítico na regulação do clima regional e global. Para uma melhor caracterização dos processos superficiais inerentes a essa região, um período de análise com baixa cobertura de nebulosidade e uma ampla disponibilidade de dados foi estrategicamente selecionado para a condução deste estudo de caso.

Na região, a estação chuvosa estende-se de novembro a março, enquanto os meses de maio a setembro representam a estação seca (menos convectiva), os meses de abril e outubro são meses de transição entre um regime e outro. Associado a isso, o ciclo sazonal de radiação solar incidente à superfície apresenta valores máximos em setembro/outubro e mínimos em dezembro/fevereiro (CULF et al., 1996; NOBRE et al., 2009b).

A variabilidade climática na Amazônia é influenciada por fenômenos climáticos como o El Niño, que pode causar mudanças significativas nos padrões de chuva na região. Durante os eventos de El Niño, observa-se um aumento na temperatura da superfície do mar no Pacífico Equatorial, o que afeta diretamente os sistemas atmosféricos e climáticos em todo o mundo, incluindo a Amazônia. Durante o ano de 2015, o fenômeno foi responsável por uma redução significativa no volume de chuvas da região (BRITO et al., 2022), como mostra a Figura 4.1, na qual constam os acumulados de chuva mensais registrados durante o ano. Os valores mais significativos foram registrados principalmente entre janeiro e março no estado do Amazonas, em concordância com os artigos citados anteriormente, enquanto durante os meses de novembro e dezembro, meses também considerados climatologicamente como pertencentes à estação chuvosa, os volumes de chuva foram bem inferiores.

Figura 4.1 - Acumulados pluviométricos mensais registrados ao longo do ano de 2015 a partir da base de dados MERGE (ROZANTE et al., 2010).



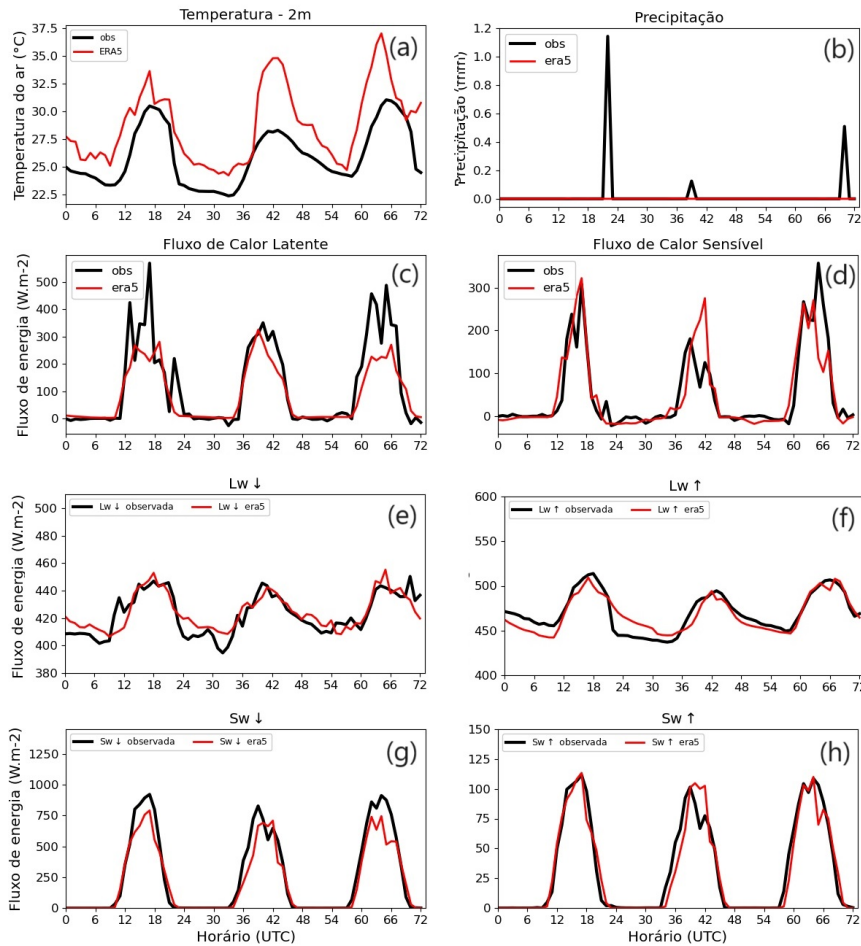
Fonte: Produção da autora.

4.2 Comparações entre dados observados e condições iniciais e de contorno

Em relação ao período de estudo propriamente dito, na Figura 4.2 constam as evoluções temporais de temperatura do ar em 2 metros, precipitação, fluxos de calor latente (LE) e sensível (H) e os componentes do balanço de radiação em superfície para o período total (72 horas) de integração do modelo. A variação diurna de cada variável será abordada nas próximas seções. Em geral, os dados do ERA5 superestimaram principalmente a temperatura do ar durante os três dias de integração do modelo BRAMS, com estimativas de até 37 °C no dia 02 de novembro, enquanto a temperatura máxima observada foi de aproximadamente 30 °C. Por outro lado,

esperava-se que para tanto a Radiação de Onda Curta incidente e H também estivessem sendo superestimados, o que de fato não ocorreu (H foi superestimado apenas no dia 01 de novembro). As variáveis radiação de onda curta refletida e radiação de onda longa descendente e emitida pela superfície foram as que mais se aproximaram do observado. Quanto à precipitação acumulada, houveram três horários com valores de até 1,2 mm, entretanto esta chuva não consta no dado de reanálise.

Figura 4.2 - Comparação da evolução temporal da (a) temperatura do ar em 2 m, (b) Precipitação, (c) Fluxo de Calor Latente, (d) Fluxo de Calor Sensível, (e) Radiação de Onda Longa Atmosférica Incidente, (f) Radiação de Onda Longa Terrestre Emitida, (g) Radiação de Onda Curta Incidente e (h) Radiação de Onda Curta Refletida, medidos na estação micrometeorológica e pelo conjunto de dados ERA5 para o período entre as 0 UTC do dia 31 de outubro e 0 UTC do dia 03 de novembro de 2015.

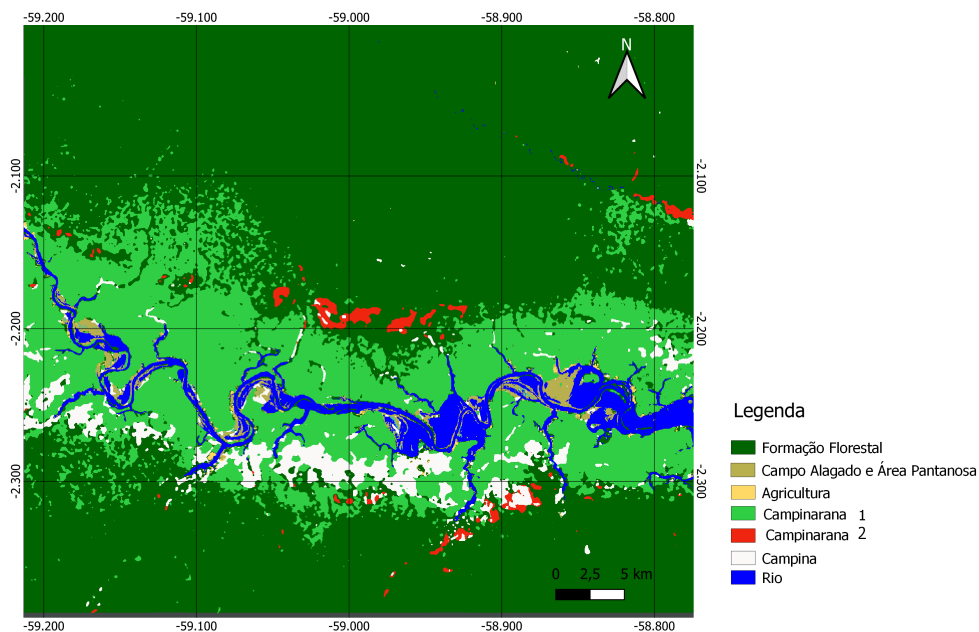


Fonte: Produção da autora.

4.3 Mapeamento de uso do solo

Buscando uma melhor caracterização da superfície da região próxima ao sítio experimental Atto, foi desenvolvido um mapa de uso do solo em alta resolução, adequado para a aplicação no modelo BRAMS. No mapa, a vegetação adjacente ao rio Uatumã foi classificada como formação florestal, campo alagado e área pantanosa, agricultura, campinarana 1 e campinarana 2, campina e rio, conforme a Figura 4.3. A subdivisão das áreas denominadas campinaranas foi feita considerando variações na composição de espécies e na estrutura dessas formações vegetais. Tais subdivisões separam as campinaranas em duas categorias distintas: as campinaranas arborizadas e as campinaranas florestadas. A diferenciação entre essas categorias é estabelecida com base em características como altura do dossel, diâmetro dos indivíduos e densidade de vegetação. As campinaranas arborizadas são caracterizadas por apresentarem dossel mais baixo, indivíduos com menor diâmetro e uma densidade vegetativa superior, em comparação às campinaranas florestadas (VELOSO et al., 1991; GUIMARÃES et al., 2016).

Figura 4.3 - Mapeamento do uso do solo na região de estudo.



Fonte: Produção da autora.

4.4 Etapa 1 - Domínios d01 e d02

Este capítulo se dedica à análise comparativa da evolução temporal das variáveis atmosféricas medidas e estimadas nas simulações provenientes do modelo BRAMS para as grades d01 (5 km) e d02 (1 km). A investigação tem como objetivo essencial avaliar o desempenho do modelo em reproduzir fielmente as condições atmosféricas e processos superficiais na região da Torre Atto, de acordo com a resolução espacial dos mapas de topografia e vegetação utilizados.

Neste contexto, serão apresentados gráficos que ilustram a evolução temporal das seguintes variáveis atmosféricas medidas e estimadas no local de instalação da torre Instant (Seção 3.1): precipitação, radiação de onda curta incidente e refletida, onda longa descendente e emitida, saldo de radiação, fluxo de calor latente e sensível, Altura da Camada Limite Planetária, além da temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento abaixo e acima do nível da copa.

Além disso, complementando a análise, estão incluídos os Diagramas de Taylor de cada variável, que oferecem uma perspectiva estatística do desempenho do modelo em termos de correlação, desvio-padrão e raiz média do erro quadrático, e de mapas de calor das correlações e do índice de concordância de Willmott, que possibilitarão uma melhor visualização dos resultados estatísticos e auxiliarão na interpretação dos resultados.

Neste capítulo, serão explorados três aspectos fundamentais que podem influenciar significativamente as simulações realizadas pelo modelo regional BRAMS:

- **Impacto do Tempo de Integração:** Avaliaremos as consequências do aumento do tempo de integração do modelo de 48 para 72 horas. Isso nos permitirá compreender como a variação no período de integração pode afetar a precisão das simulações, especialmente em um ambiente de floresta tropical úmida;
- **Impacto da Resolução Espacial:** Investigaremos as implicações da mudança na resolução espacial das simulações, passando de 5 km para 1 km. Esse ajuste na escala espacial pode ter um impacto substancial na representação dos processos superficiais e atmosféricos locais e na capacidade do modelo de capturar fenômenos de menor escala.
- **Impacto do Detalhamento do Mapa de Uso do Solo:** Analisaremos os efeitos decorrentes da implementação de mapas de uso do solo refinados, que envolvem um aumento na resolução de 1 km para 500 m e 90 m. Isso

nos permitirá avaliar como uma caracterização mais precisa desses mapas influencia a representação dos processos superficiais, especialmente em uma região como a Amazônia, onde a topografia e o uso do solo desempenham papéis cruciais na dinâmica atmosférica.

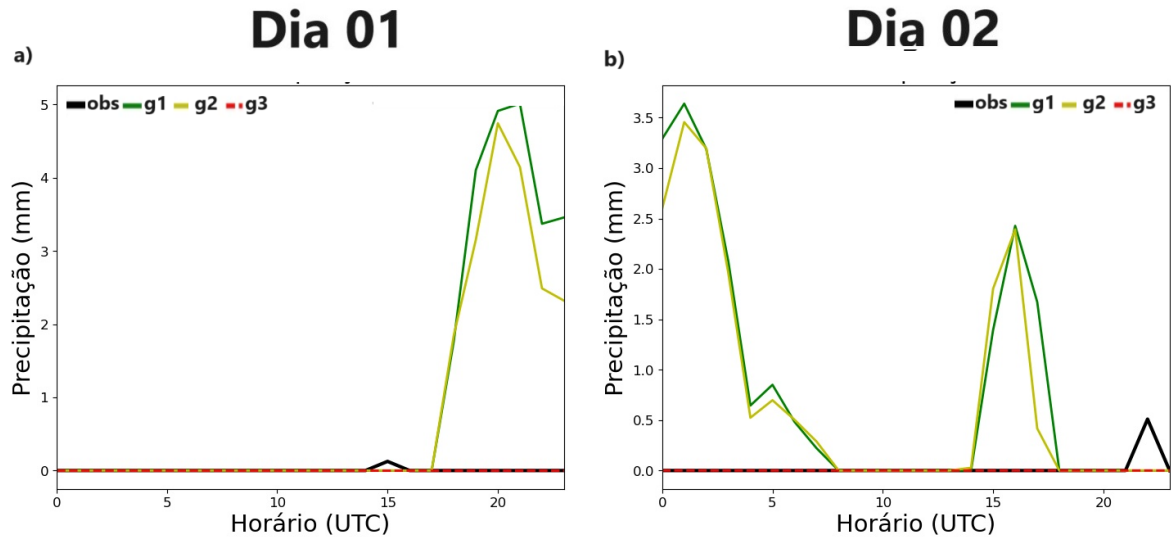
Através dessas análises, buscamos esclarecer de maneira abrangente como esses fatores interagem e afetam as simulações realizadas pelo modelo BRAMS em um ambiente tropical úmido na Amazônia. Os resultados obtidos contribuirão para uma compreensão mais profunda da modelagem regional em cenários complexos e auxiliarão na tomada de decisões relacionadas à configuração e otimização de modelos em estudos subsequentes.

4.4.1 Resolução espacial de 5 km

4.4.1.1 Precipitação

Nas figuras a seguir constam comparações entre a precipitação medida e estimada na grade d01, com resolução espacial de 5 km, no sítio experimental da Torre Atto nos dias 01 e 02 de novembro de 2015, para as três simulações numéricas descritas na Tabela 3.11. Como um dos requisitos para a escolha da data ideal para realização do estudo de caso era a não ocorrência de acumulados significativos de chuva, portanto os volumes registrados dos dois dias foram baixos. No dia 01 de novembro, foi registrada chuva fraca de 0.145 mm às 15 UTC e 0.51 mm às 22 UTC do dia 02. Em ambas as datas, os experimentos g1 e g2 (resolução espacial da vegetação de 1 km e 500 m) superestimaram a precipitação registrada, sendo que no dia 01 o modelo indicou com atraso e superestimou a chuva, apontando até 5 mm nos horários que sucederam a real ocorrência. Já do dia 02, a diferença entre o modelado e registrado foi inferior (aproximadamente 2 mm) e as simulações indicaram chuva antes do real horário de registro.

Figura 4.4 - Acumulado pluviométrico horário registrado (linha preta) e simulado (colorido) para o período de integração entre 24 e 48 horas (coluna à esquerda) e entre 48 e 72 horas (coluna à direita) com resolução espacial de 5 km. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos no Diagrama 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.1.2 Balanço de radiação

Em relação à radiação solar incidente (Figura 4.5), observou-se que durante o primeiro dia (Figuras 4.5a e 4.5b), a maioria dos experimentos resultou em uma superestimativa dessa variável. Notavelmente, o experimento que demonstrou maior concordância com os valores reais foi aquele realizado com base no mapa original de vegetação (denominado como "g1"). No entanto, este experimento também resultou em um atraso na identificação do horário de início da incidência de radiação solar na superfície, postergando também o momento em que se observou o aumento da radiação solar refletida.

Essa tendência de atraso também foi evidenciada durante o segundo dia de integração (dia 02), e um padrão similar foi observado no saldo de radiação, conforme ilustrado na Figura 4.7. Esses resultados sugerem que a componente dominante no balanço de radiação foi a radiação solar incidente.

No que se refere à radiação de onda longa emitida pela atmosfera (Figuras 4.6a e 4.6c), o experimento "g1" superestimou os valores observados ao longo do dia. Esse fenômeno pode ser atribuído, possivelmente, à detecção de uma maior cobertura de nuvens na região. Essas nuvens foram responsáveis por uma emissão maior de radiação de onda longa (L_w) em direção à superfície. É importante ressaltar que esse experimento não superestimou a radiação solar incidente, ao contrário dos demais grupos.

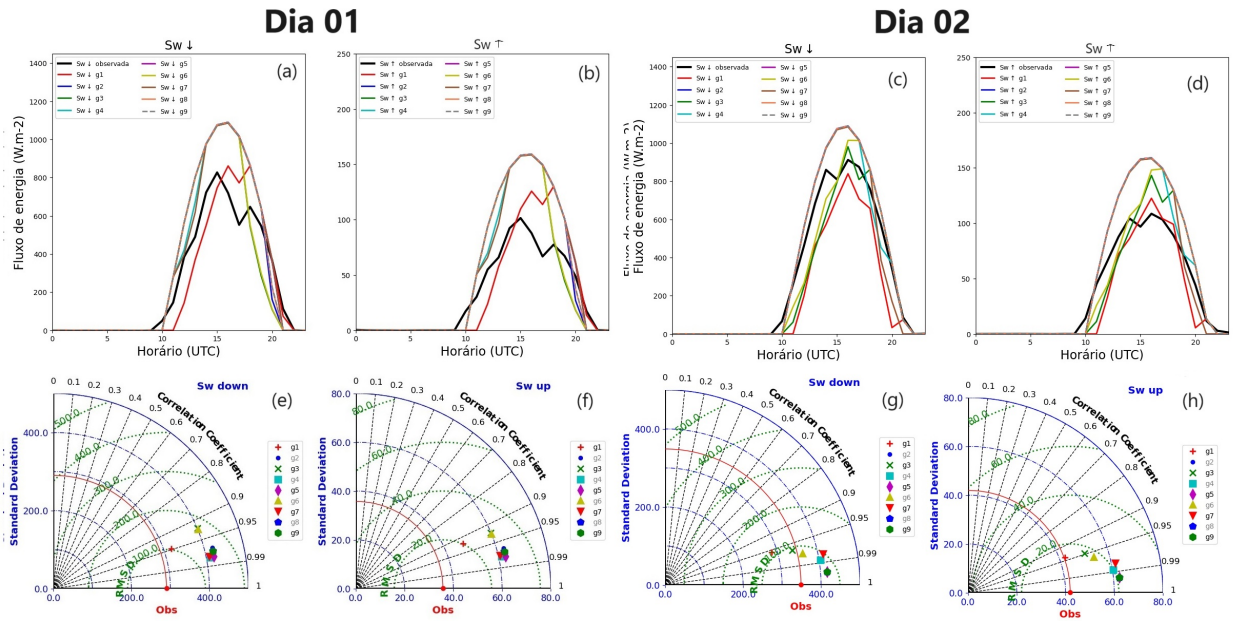
A variação diária na cobertura de nuvens teve um impacto direto nos componentes do balanço de radiação. No primeiro dia, a presença de uma maior cobertura de nuvens associada à precipitação registrada resultou em valores inferiores de radiação solar e no saldo de radiação (R_n), quando comparados aos valores observados durante o segundo dia. Os experimentos "g3"(T90m V1km) e "g6"(T90m e V500m), que identificaram a ocorrência de chuva por volta das 19 UTC no primeiro dia (Figura 4.4), apresentaram uma queda abrupta da L_w emitida pela superfície em direção à atmosfera no mesmo momento. Em contraste, os demais experimentos exibiram um perfil de L_w emitida semelhante ao observado, mas com valores superestimados, principalmente no período da tarde, com uma diferença de até $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Nas figuras subsequentes, são apresentados diagramas de Taylor para cada variável e cada dia de simulação. Os diagramas de Taylor constituem uma ferramenta analítica que permite a comparação entre um conjunto de dados de previsão e uma referência representada pelos dados obtidos em estações meteorológicas. Essa comparação se baseia em três estatísticas fundamentais: a Raiz do Erro Quadrático Centrado na Média (RMSE), o Desvio Padrão e o Coeficiente de Correlação de Pearson.

No diagrama de Taylor, cada conjunto de dados de previsão é representado por um ponto no gráfico, cuja posição é determinada pelos valores dessas três estatísticas. A proximidade dos pontos em relação à referência (dados da estação) é um indicativo do grau de similaridade entre os dados de previsão e os dados observados. Em outras palavras, quanto mais próximos os pontos estiverem da referência, maior será o grau de concordância ou similaridade entre os conjuntos de dados analisados.

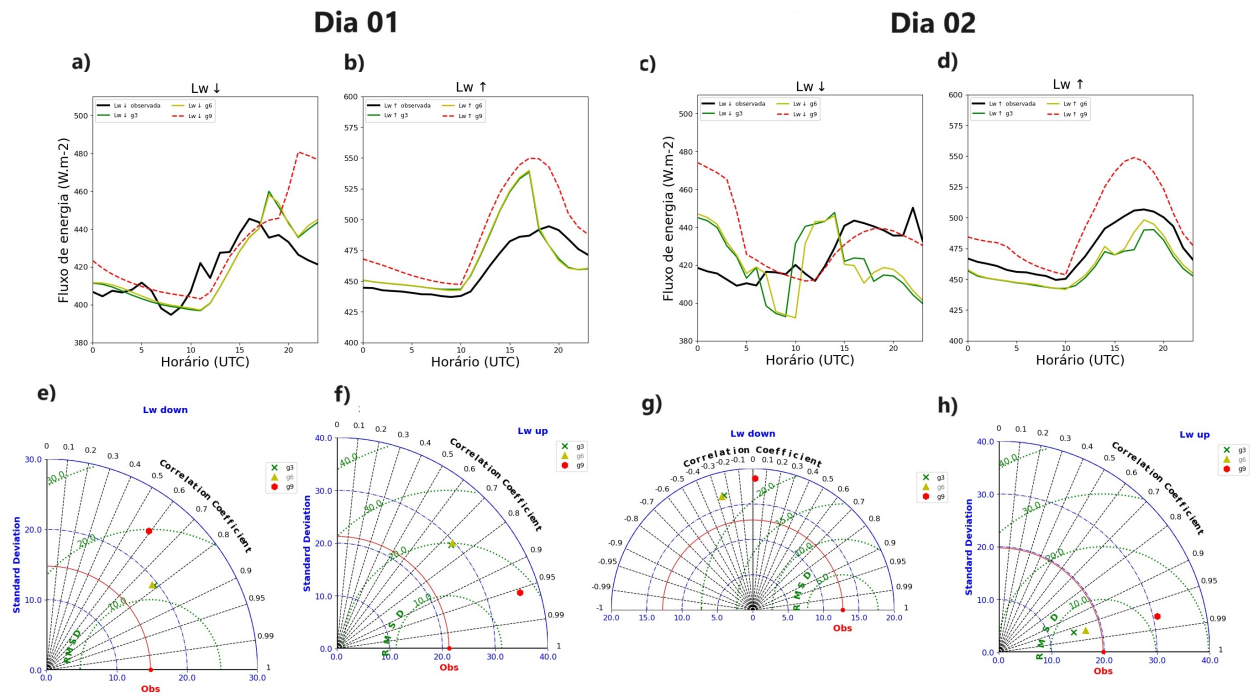
Em resumo, observou-se uma melhoria significativa nos resultados em relação ao tempo de integração do modelo, mas há evidência de uma melhora em relação ao uso de mapas de topografia e vegetação mais refinados.

Figura 4.5 - Evolução temporal da radiação de onda curta incidente (a e c) e radiação de onda curta refletida (b e d) observada (linha preta) e simulada (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 5 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



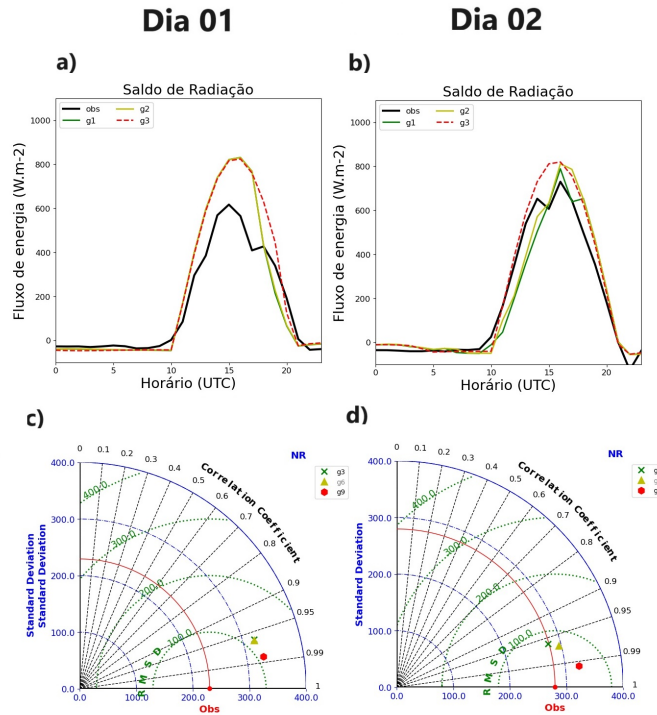
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.6 - Similar à Figura 4.5, mas para a radiação de longa incidente e emitida pela superfície. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.7 - Similar à Figura 4.5, mas para o saldo de radiação em superfície. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.1.3 Fluxos de calor

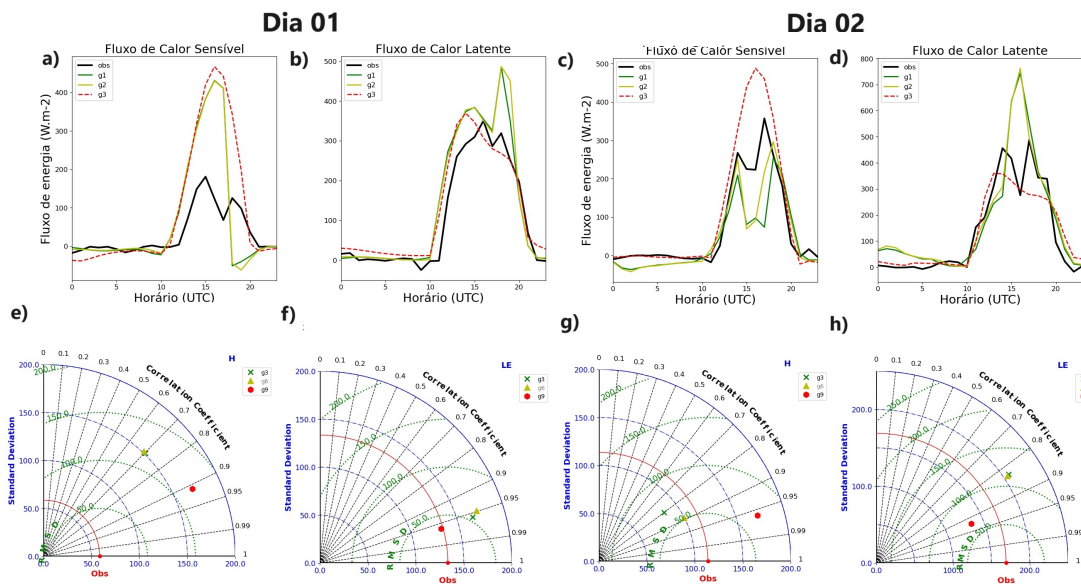
As evoluções temporais dos fluxos de calor latente e sensível, tanto observados quanto simulados numericamente, estão representadas na Figura 4.8. É importante destacar que, em conjunto, os fluxos de calor sensível e latente compõem a fração predominante do saldo de radiação na superfície. Esses fluxos desempenham um papel crucial no direcionamento da energia solar que atinge a superfície, sendo parte dela utilizada para aquecer a atmosfera e outra parte para alimentar o processo de evapotranspiração.

Observa-se, portanto, uma clara correspondência entre os comportamentos dos fluxos de calor sensível e latente com o que já foi previamente discutido a respeito das diversas componentes que compõem o balanço de radiação. Durante o período de integração do modelo entre 24 e 48 horas (dia 01/11), todas as simulações resultaram em uma superestimativa do fluxo de calor sensível (Figura 4.8a). Isso se deve principalmente à superestimativa da radiação solar incidente. Entretanto, no período subsequente, compreendido entre 48 e 72 horas (dia 02/11, Figura 4.8c),

apenas as simulações "g1" apresentou resultados diferenciados em relação às demais, de maneira que subestimaram o fluxo observado.

A análise dos diagramas de Taylor, análoga à realizada para as componentes do balanço de radiação, revelou uma notável melhoria nos resultados à medida que o tempo de integração do modelo aumentou. Contudo, é importante ressaltar que, no que se refere à previsão do fluxo de calor latente, a combinação entre topografia de 90 m e vegetação de 500 m e 1 km não apresentou resultados satisfatórios, conforme evidenciado nas Figura 4.8h. Esta discrepância indica que a resolução espacial utilizada para esses mapas não foi adequada para obter estimativas precisas do fluxo de calor latente.

Figura 4.8 - Evolução temporal dos fluxos de calor sensível (a e c) e latente (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 5 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.1.4 Temperatura e Umidade Relativa do ar em 2 e 40 metros

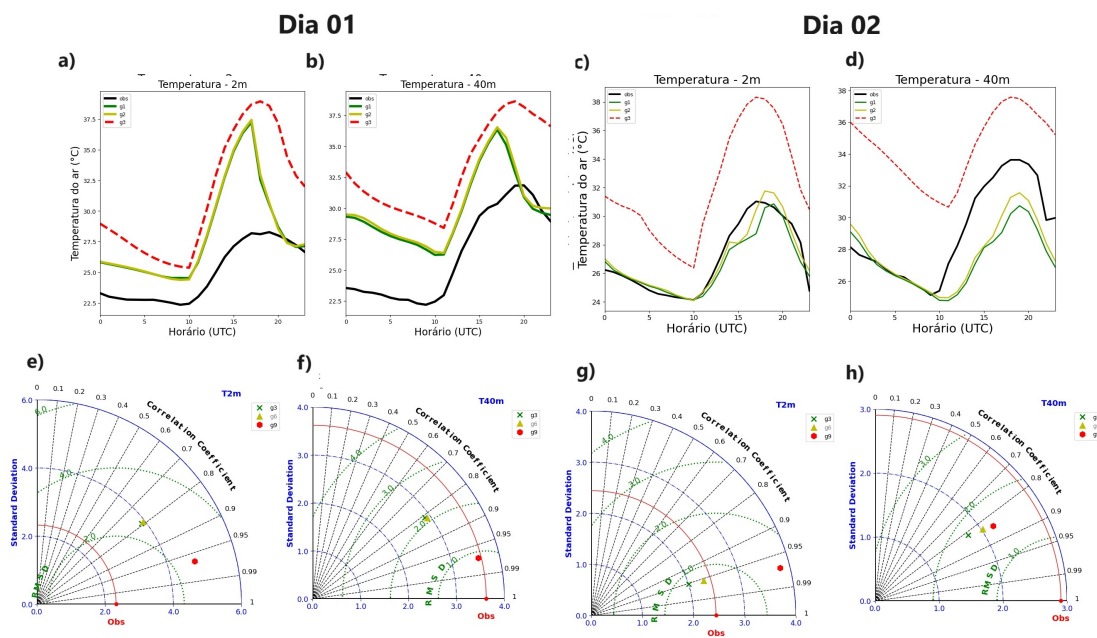
As Figuras 4.9 e 4.10 apresentam os ciclos diários da temperatura do ar e da umidade relativa, respectivamente. Uma análise dos resultados revela que as simulações conduzidas com base em dados mais refinados, não obtiveram resultados satisfatórios,

tanto no que diz respeito à temperatura quanto à umidade.

O experimento no qual foi empregado o mapa de vegetação com resolução de 30 metros ("g3"), foi evidenciada uma superestimação da temperatura do ar em mais de 10 °C no nível de 2 metros, bem como um aumento de aproximadamente 5 °C a 40 metros de altura durante o dia 01 de novembro. No dia 02, observou-se uma diminuição nessas diferenças em relação aos valores reais, porém, ainda assim, os resultados permaneceram consideravelmente discrepantes.

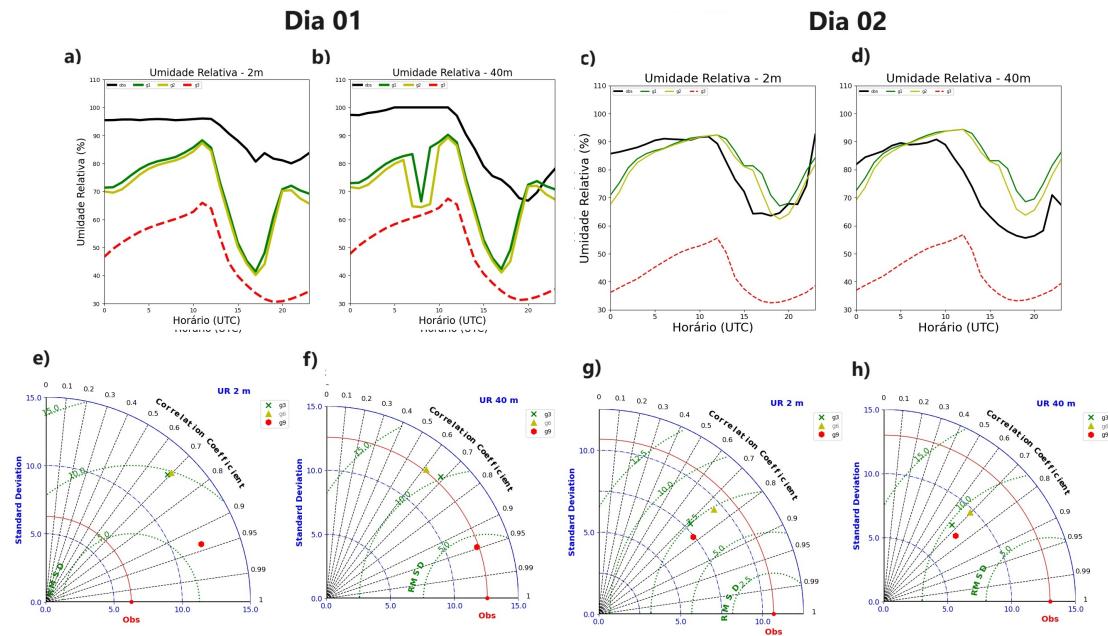
Essas discrepâncias nos resultados indicam que a utilização de mapas de vegetação com resolução espacial de 30 metros não foi adequada para produzir estimativas precisas da temperatura do ar e da umidade relativa em simulações de resolução menos refinadas, o que sugere a necessidade de considerar resoluções espaciais menos refinadas.

Figura 4.9 - Evolução temporal da temperatura do ar abaixo da copa - 2 m (a e c) e acima da copa - 40 m (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 5 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.10 - Similar à Figura 4.9, mas para umidade relativa do ar. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



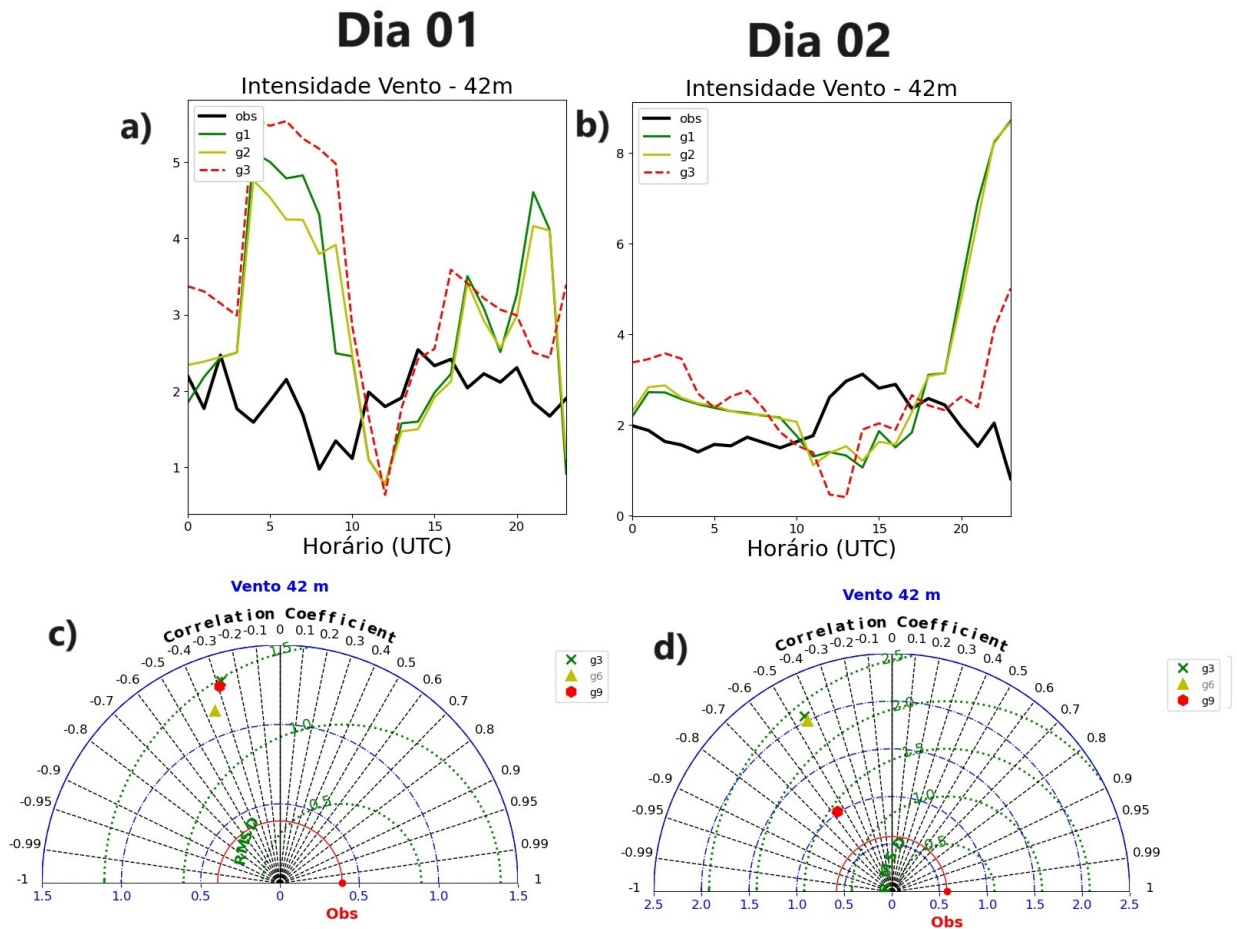
Fonte: Produção da autora.

4.4.1.5 Intensidade do vento em 42 metros

No que se refere à intensidade do vento, esta variável demonstrou o menor grau de concordância entre os dados observados e as simulações realizadas pelo modelo BRAMS. Tanto durante o dia 01 quanto no dia 02, a análise por meio de diagramas de Taylor (Figuras 4.11c e 4.11d) revelou uma correlação negativa e valores de RMSE consideravelmente elevados. Essas constatações indicam que houve uma discrepância significativa entre as observações reais e as estimativas simuladas.

A presença de uma correlação negativa sugere uma relação inversa entre as observações e as simulações, o que implica que o modelo BRAMS não foi capaz de capturar adequadamente os padrões de vento observados. Além disso, os valores elevados de RMSE indicam uma grande magnitude de erro entre os resultados simulados e os dados observados, o que reforça a falta de ajuste preciso do modelo em relação à intensidade do vento.

Figura 4.11 - Evolução temporal da intensidade do vento acima da copa - 40 m observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 5 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

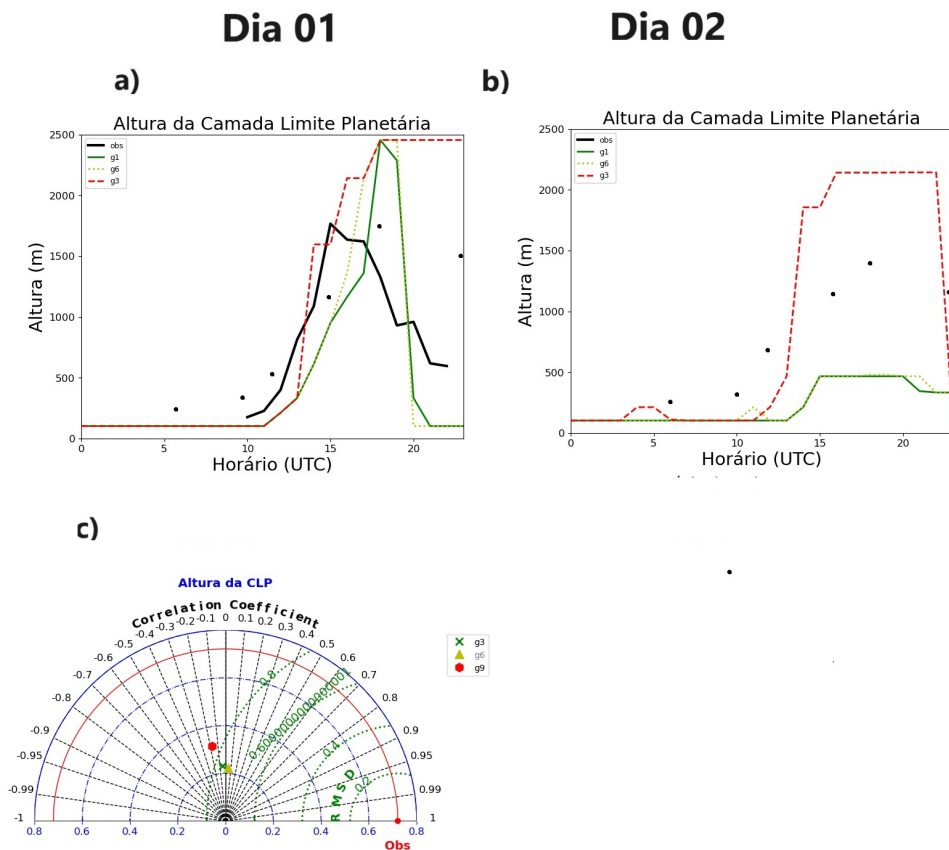
4.4.1.6 Altura da Camada Limite Planetária

Por fim, a Figura 4.12 exibe a evolução da altura da CLP, tanto observada quanto modelada, nos dias 01 e 02. Além disso, é apresentado o Diagrama de Taylor exclusivamente para o dia 01, considerando a limitação decorrente do reduzido número de registros da medida durante o intervalo entre 48 e 72 horas de integração do modelo.

Como era esperado, devido à superestimativa dos componentes do balanço de radia-

ção e, principalmente, do fluxo de calor sensível, a altura da camada limites estimada pelos experimentos foi superior ao real. Observou-se que somente a simulação original, baseada em mapas topográficos com resolução horizontal de 1 km e dados de vegetação, resultou em uma subestimativa da altura da CLP. No dia 02 Figura 4.12b), embora não houvesse registros disponíveis pelo Ceilômetro para validação, o experimento "g2", que foi gerado utilizando dados de vegetação com resolução de 1 km e topografia de 500 m, demonstrou resultados consideravelmente divergentes do esperado. Especificamente, ocorreram picos na altura da CLP durante a madrugada e posteriormente durante o período da tarde.

Figura 4.12 - Desenvolvimento da Camada limite Planetária medidos pelo ceilômetro (linhas pretas), pela radiossonda (pontos) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (coluna à esquerda) e entre 48 e 72 horas (coluna à direita) com resolução espacial de 5 km. A figura abaixo corresponde ao diagrama de Taylor para a série temporal do dia 01 de novembro. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.2 Resolução espacial de 1 km

Após a finalização da análise dos resultados obtidos por meio da integração do modelo na grade d01, esta seção aborda o refinamento da resolução espacial na grade d02, a qual possui uma resolução de 1 km. A configuração adotada para essa etapa está detalhada na Tabela 3.3.

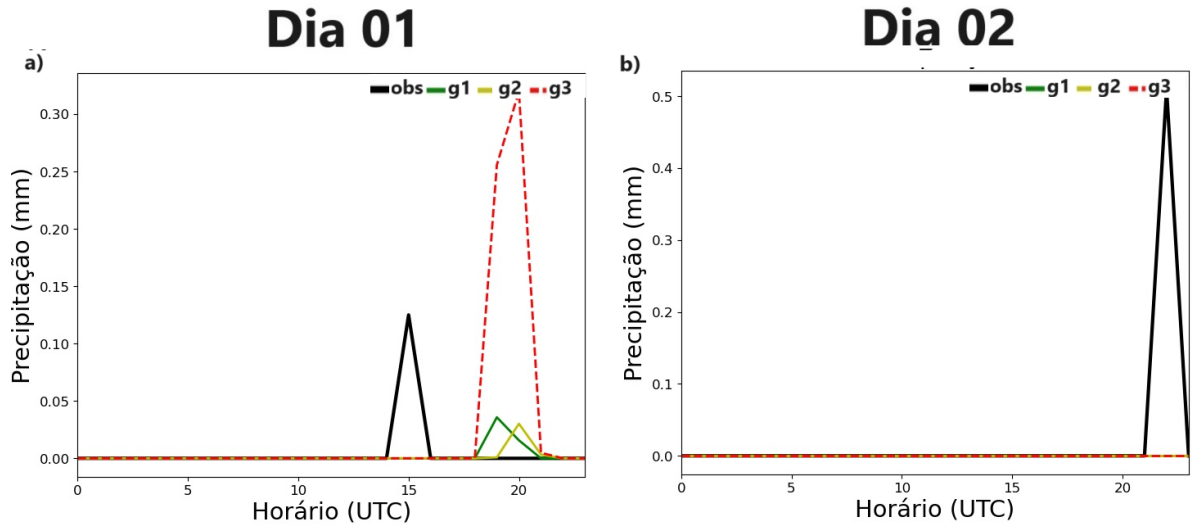
4.4.2.1 Precipitação

Ao compararmos as simulações obtidas na grade d02 com aquelas resultantes da grade d01 (Figura 4.4), observamos uma significativa melhora na estimativa da precipitação (Figura 4.13). Na fase anterior, alguns experimentos apresentaram atrasos e previram precipitações de até 5 mm no dia 01. No entanto, na etapa de aninhamento de grade d02, embora ainda tenha havido um atraso na previsão de chuva, os valores estimados se aproximaram consideravelmente mais dos observados na realidade. A maior superestimativa foi observada nas simulações que utilizou mapa mais refinados de uso do solo (30 m), com um excedente de aproximadamente 0,2 mm em relação aos valores medidos (0,125 mm).

Por outro lado, os acumulados de precipitação que mais se aproximaram da realidade foram aqueles gerados a partir de simulações com dados menos refinados de vegetação (1km e 500 m, g1 e g2), indicando a importância da consideração detalhada do terreno e da vegetação na modelagem das condições atmosféricas.

No dia 02 de novembro (terceiro dia de simulação), observou-se a ocorrência de acumulado pluviométrico de 0,51 mm no final do dia. No entanto, vale ressaltar que tal precipitação não foi identificada em nenhum dos experimentos conduzidos. É pertinente salientar que o período de coleta de dados foi encerrado imediatamente após a ocorrência da chuva e, com base nos resultados obtidos no dia anterior, é possível que essa chuva teria sido prevista caso os experimentos tivessem continuado nos horários subsequentes ao evento.

Figura 4.13 - Acumulado pluviométrico horário registrado (linha preta) e simulado (colorido) para o período de integração entre 24 e 48 horas (coluna à esquerda) e entre 48 e 72 horas (coluna à direita) com resolução espacial de 1 km. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.2.2 Balanço de radiação

Os elementos do balanço de radiação em superfície medidos e estimados pela simulação numérica na grade d02, são mostrados nas Figuras 4.16, 4.15 e 4.14. A comparação entre o valor medido (linhas pretas) e os valores estimado (linhas coloridas) mostra que, a variável é superestimada pelo modelo, principalmente no período de integração entre 24 e 48 horas (Figura 4.16a e, com um maior tempo de integração, essa diferença é minimizada. Este padrão está mais uma vez relacionado a maior cobertura de nuvens do dia 01/11.

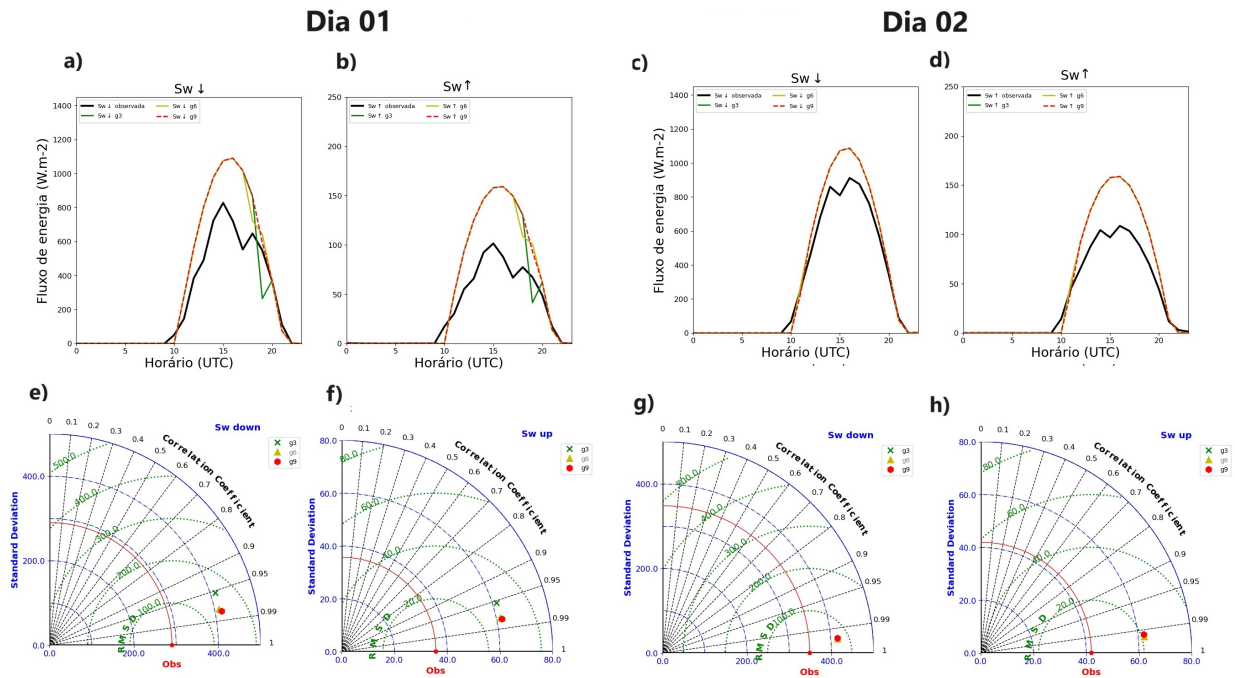
No primeiro dia de análise, que correspondeu ao dia 01 de novembro, com um período de integração de 24 a 48 horas, os resultados obtidos revelaram uma superestimativa considerável, excedendo 200 W.m^{-2} da radiação solar incidente na superfície, como ilustrado na Figura 4.14a. É relevante notar que essa discrepância persistiu em todos os experimentos conduzidos neste dia. Entretanto, essa disparidade foi progressivamente mitigada no terceiro dia de integração do modelo, que ocorreu em

02 de novembro, dia de menor nebulosidade.

Ao realizar uma comparação dos diagramas de Taylor apresentados nas Figuras 4.14e e 4.14g, é evidente uma melhoria em relação aos dados observados durante o terceiro dia de integração (dia 02/11). Isso reflete em um aumento substancial no coeficiente de correlação, uma redução no RMSE e valores de desvio padrão que se aproximam mais dos observados. Observou-se uma tendência semelhante para a componente de radiação emitida pela superfície (Figuras 4.14f e 4.14h).

Como consequência no atraso na previsão da chuva ocorrida as 15 UTC (11 horas local) do dia 01/11, uma queda na ROC incidente ocasionada pela maior cobertura de nuvens também foi postergada pelos modelos (Figura 4.14a) e queda real observada entre 16 e 17 UTC (12 - 13 horas local), foi prevista nas simulações apenas a partir das 18 UTC (14 horas local). Consequentemente, também apontando um atraso na queda de S_W refletida (Figura 4.14b).

Figura 4.14 - Evolução temporal da radiação de onda curta incidente (a e c) e radiação de onda curta refletida (b e d) observada (linha preta) e simulada (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

A L_W descendente, em linhas gerais, demonstra valores inferiores aos observados durante o período diurno, exceto em horários de maior nebulosidade, como às 19 UTC, associada à precipitação efetivamente registrada, e às 11 UTC, momento em que o modelo provavelmente identificou a presença de nuvens (Figura 4.15a). A ocorrência de picos nesses horários sugere que as nuvens possivelmente estão gerando um forçamento radiativo de onda longa intenso.

No que se refere à L_W emitida pela superfície, esta tende a superestimar significativamente os valores observados, principalmente no segundo dia (01 de novembro, Figura 4.15b). Esse desvio é atribuído ao excesso de radiação solar, o qual eleva a temperatura da superfície, influenciando diretamente na radiação de onda longa emitida. De maneira geral, a L_W apresenta valores abaixo dos observados, porém,

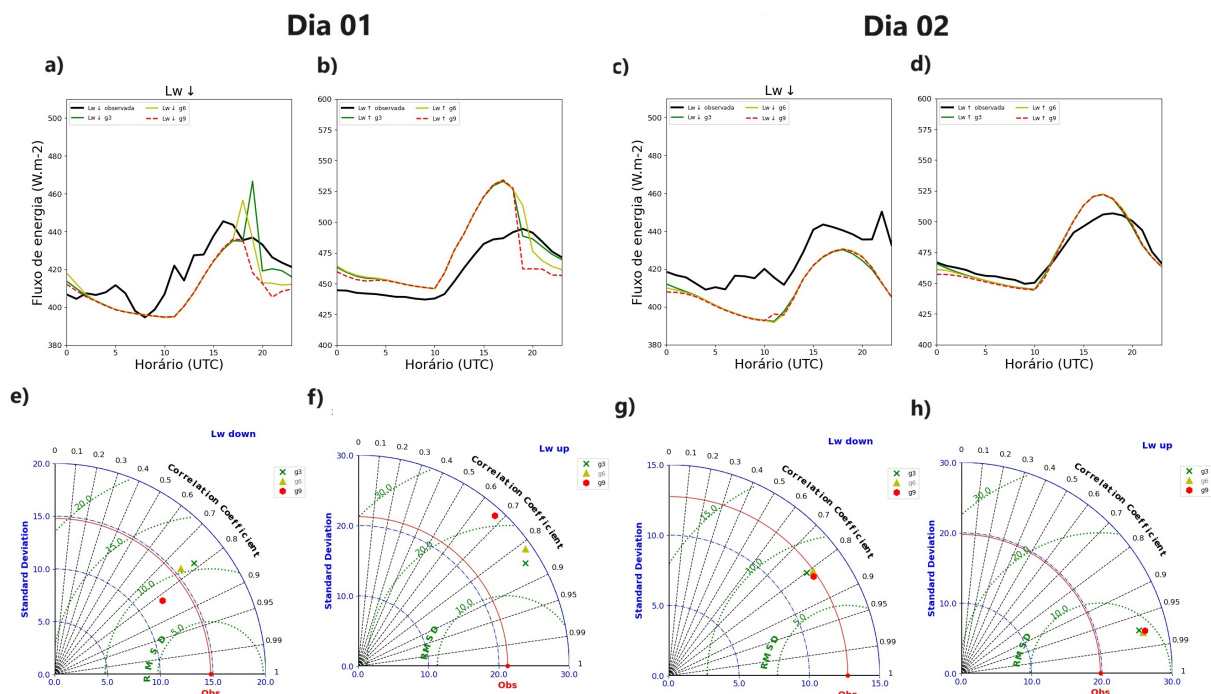
quando há presença de nuvens, esse valor aumenta consideravelmente.

No terceiro dia de simulação (dia 02 de novembro), como resultado de um aprimoramento nas estimativas da S_W incidente, devido ao ajuste mais preciso do modelo devido a menor instabilidade atmosférica, a L_W emitida pela superfície também apresenta valores mais próximos dos observados, evidenciando uma maior convergência entre as estimativas modeladas e as observações reais (Figura 4.15d).

Em relação ao balanço de radiação apresentado na Figura 4.16, observou-se uma superestimativa em relação ao valor real, o que está associado a uma modelagem de insolação significativamente mais intensa do que a observada. O componente que predomina no balanço de radiação é a radiação de onda curta incidente, que é responsável pela maioria das variações no saldo de radiação.

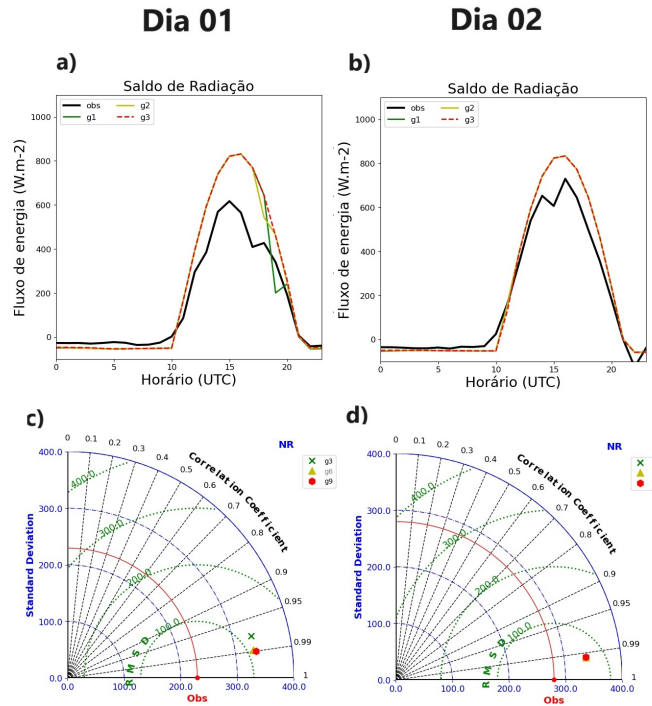
Nas simulações numéricas resultantes dos dois dias de integração, verificou-se uma melhoria nas previsões quando foram utilizados mapas de topografia e vegetação mais detalhados (Figuras 4.16c e 4.16d).

Figura 4.15 - Similar à Figura 4.14, mas para a radiação de longa incidente e emitida pela superfície. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.16 - Similar à Figura 4.14, mas para o saldo de radiação em superfície. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.2.3 Fluxos de calor

Os fluxos de calor sensível e calor latente refletem o que já foi discutido a respeito do saldo de radiação. Parte da energia disponível ao meio, proveniente do saldo de radiação, foi utilizada para aquecer a atmosfera, enquanto o restante foi para alimentar o processo de evapotranspiração.

Assim como observado anteriormente para o saldo de radiação, os fluxos de calor sensível e calor latente apresentaram uma clara distinção entre os ciclos diurnos e noturnos, com valores próximos a zero durante a noite (Figura 4.17). Os fluxos de calor sensível estimados pelo modelo foram mais convergentes com a realidade nas simulações realizadas no terceiro dia de integração (dia 02). Contudo, persistiu uma tendência de superestimação da variável.

Este achado concorda com resultado obtido em estudo conduzido por (DA NÓ-BREGA, 2004), no qual simulações em alta resolução (500 m) para a região de Rondônia utilizando o modelo BRAMS, também resultaram em uma superestimativa dos fluxos de calor sensível. No entanto, é relevante mencionar que, em relação

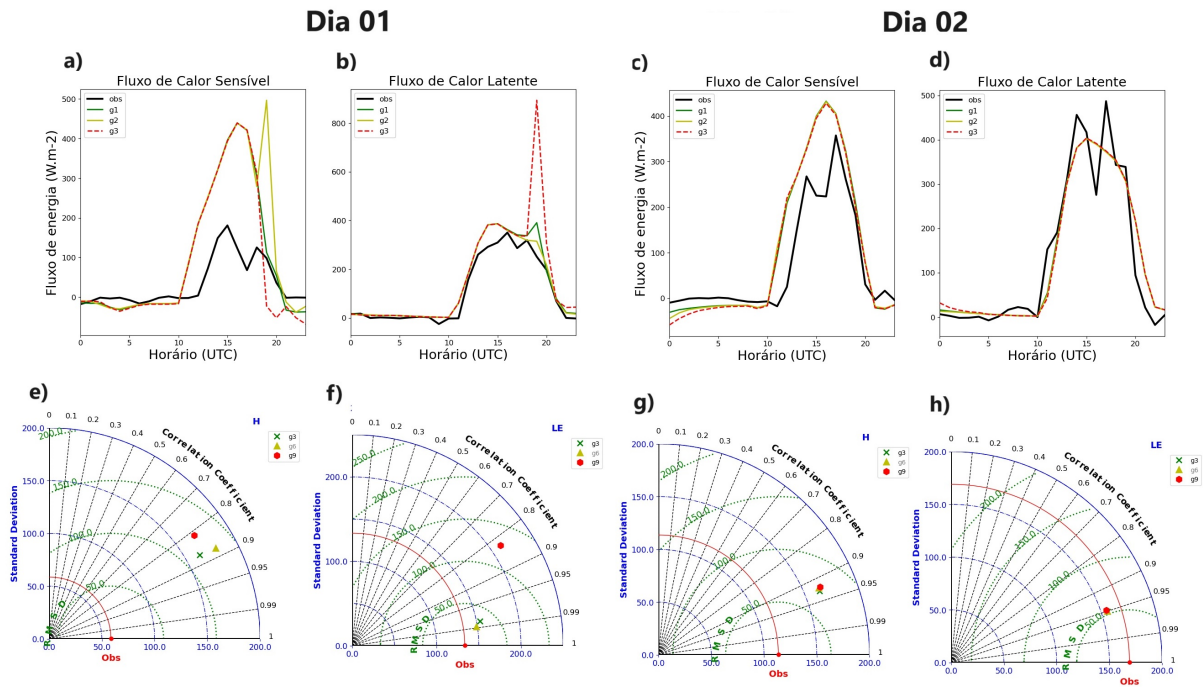
aos fluxos de calor latente, os resultados obtidos neste estudo corroboram com os obtidos pelos autores apenas durante o período de integração de 24-48 horas (4.17b) e divergem no período de 48-72 horas, tendo em vista que as simulações aqui apresentadas indicaram uma subestimativa da variável em relação aos valores observados (Figura 4.17d).

Em ambos os dias, houve uma defasagem temporal e as previsões adiantaram o início do aumento no fluxo de calor sensível pela manhã em cerca de duas horas, embora essa antecipação não tenha ocorrido no caso dos fluxos de calor latente.

No dia 01, alguns dos experimentos, especialmente o g4 (T1km V500m) e g9 (T90m V30m), registraram um pico no fluxo de calor latente durante a tarde, ocorrendo entre as 15 e 16 horas locais. Essa ocorrência pode estar associada à evaporação da água interceptada. Ou seja, a precipitação ocorreu por volta das 14 horas locais, molhando a superfície, e em seguida houve uma elevada taxa de evaporação da água retida pela vegetação.

Do ponto de vista estatístico, todos os pontos representados no Diagrama de Taylor relativos aos experimentos (Figuras 4.17g e 4.17h) estão muito próximos uns dos outros. Essa proximidade indica que as alterações na resolução horizontal dos mapas de topografia e uso do solo não causaram diferenças significativas nas estimativas dos fluxos de calor latente e sensível durante o dia 02 de novembro.

Figura 4.17 - Evolução temporal dos fluxos de calor sensível (a e c) e latente (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.2.4 Temperatura e Umidade Relativa do ar em 2 e 40 metros

Conforme observado nos resultados obtidos no domínio d01, os resultados derivados do domínio d02 também apresentaram uma superestimação da temperatura do ar nos níveis de 2 metros e 40 metros. Esta discrepância pode ser atribuída a um aumento na radiação solar incidente estimada pelo modelo. A componente da radiação de onda curta refletida também demonstrou valores elevados, porém a radiação de onda curta incidente prevaleceu em magnitude, contribuindo assim para o aumento da temperatura. Além disso, a temperatura do ar obtida na base de dados ERA5 também apresentou valores superiores aos reais e pode ter contribuído para esta diferença.

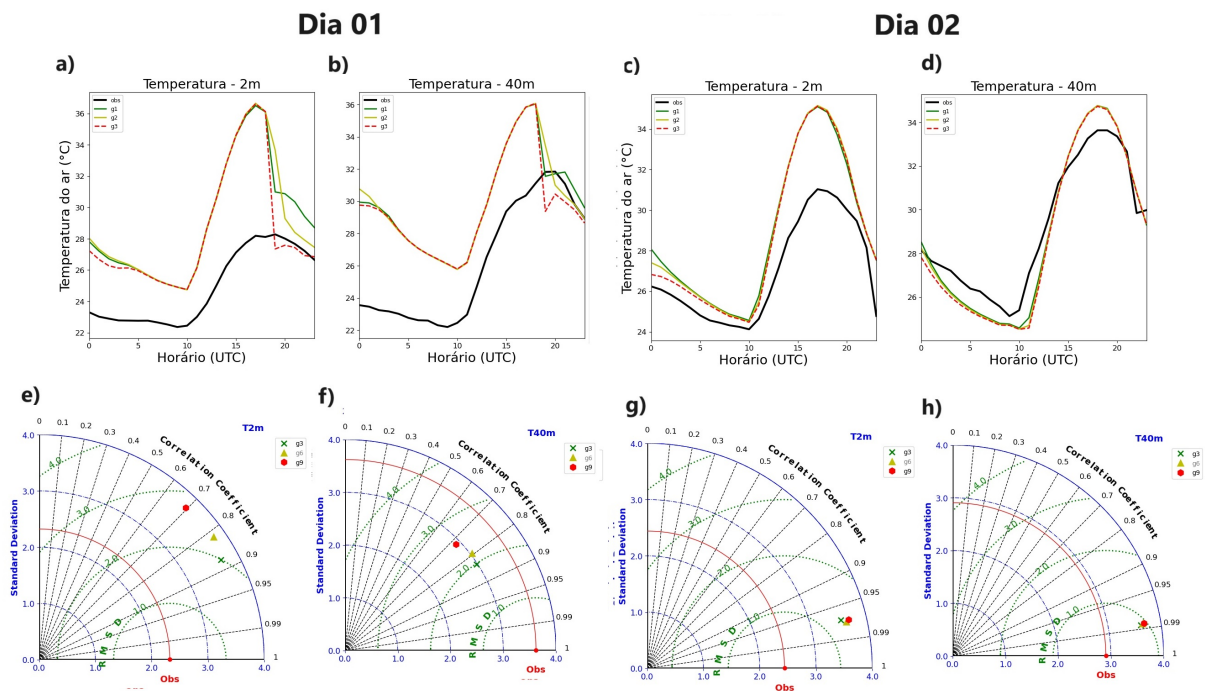
No dia 01 de novembro, a presença de uma maior cobertura de nuvens, associada

à ocorrência de precipitação, resultou em uma redução abrupta da temperatura, o que não foi verificado na realidade. Já no dia 02 de novembro, os valores de temperatura também foram bem elevados durante o período da tarde, até 4 °C acima do observado, mas ocorreu uma melhora significativa nos resultados, especialmente no nível de 40 metros, nível acima da copa (Figura 4.18).

Em relação à umidade relativa do ar, observou-se uma tendência de subestimação em todos os experimentos, com melhor desempenho nas simulações conduzidas para o dia 02 de novembro, particularmente no nível de 40 metros (Figuras 4.19d e 4.19h). De maneira geral, tanto a temperatura quanto a umidade relativa do ar apresentaram pior desempenho quando avaliadas dentro do dossel.

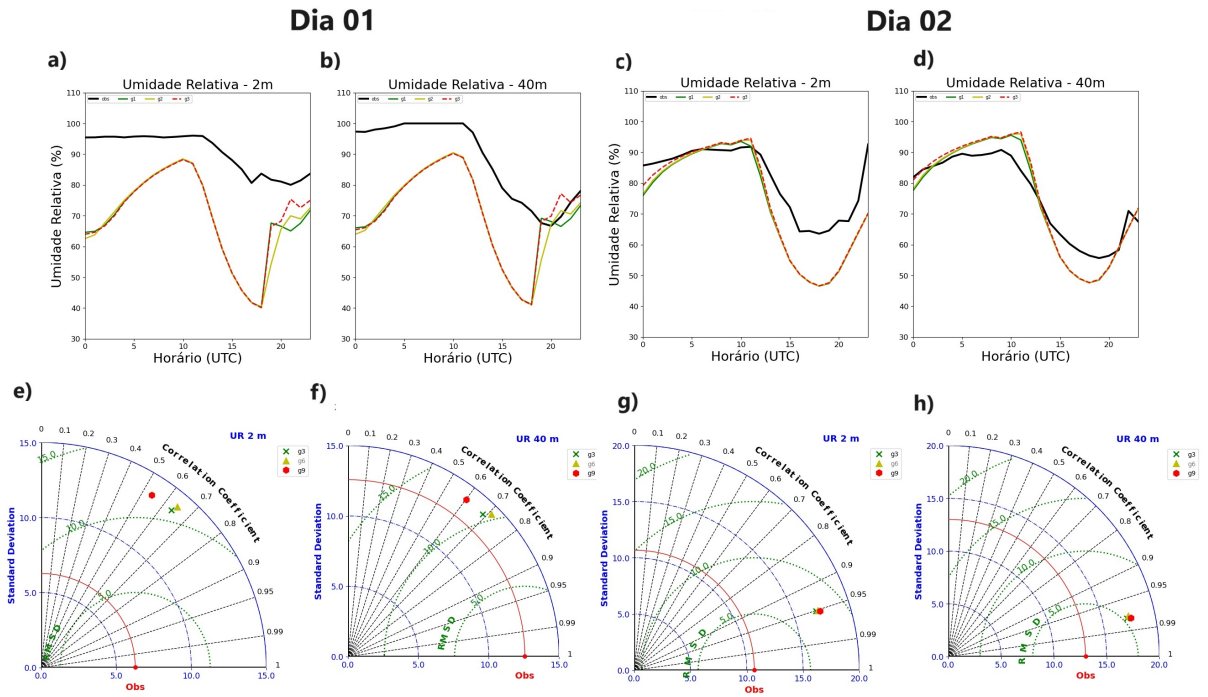
Para as duas variáveis, o experimento com melhores resultados obtidos de acordo com os Diagramas de Taylor (Figuras 4.18g, 4.18h, 4.19g e 4.19h) foi o e g1, o qual foi conduzido com o mapa de uso do solo original do BRAMS (1 km).

Figura 4.18 - Evolução temporal da temperatura do ar abaixo da copa - 2 m (a e c) e acima da copa - 40 m (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.19 - Evolução temporal da umidade relativa do ar abaixo da copa - 2 m (a e c) e acima da copa - 40 m (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.

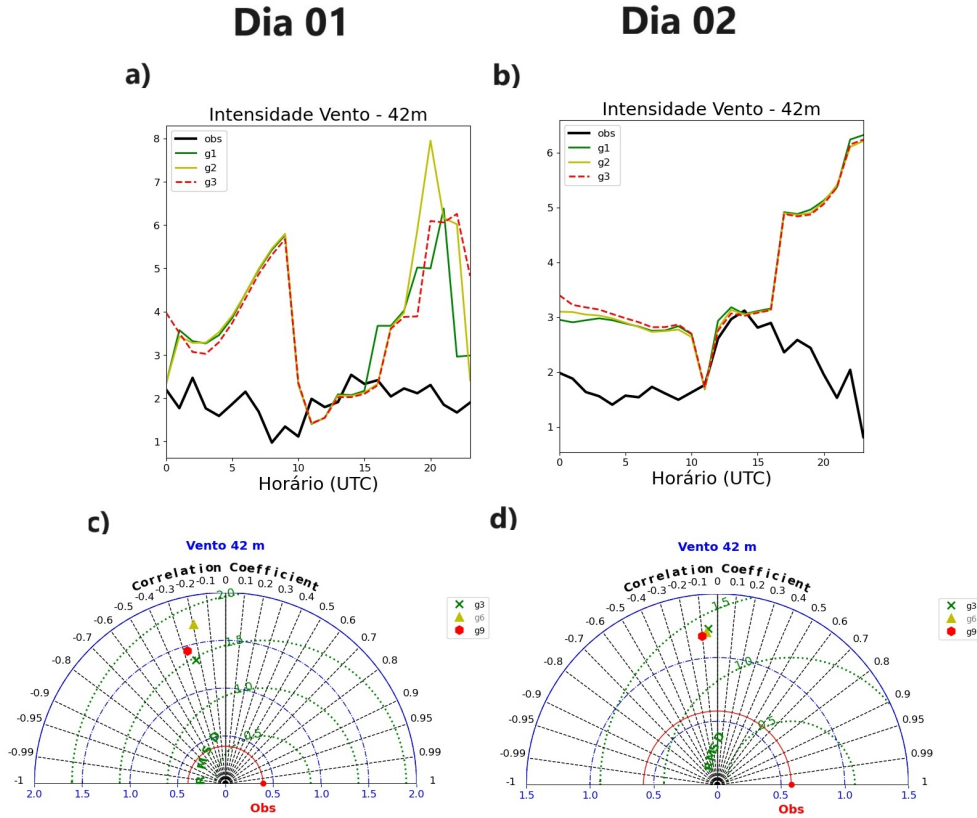


Fonte: Produção da autora.

4.4.2.5 Intensidade do vento em 42 metros

No contexto dos resultados provenientes das simulações realizadas no domínio d01, conforme ilustrado na Figura 4.11, observou-se uma melhora mínima nas concordâncias entre a intensidade do vento estimada e a medida no nível de 42 metros. Na resolução de 1 km, a previsão do vento manteve-se persistentemente elevada durante a maior parte do período, com melhores resultados apenas no período entre 11 e 15 UTC (7 e 11 horas local). Do ponto de vista estatístico, foi possível notar uma leve melhoria nos resultados. Embora o coeficiente de correlação tenha continuado próximo a zero, o RMSE diminuiu de valores que anteriormente alcançavam até 2 para valores mais favoráveis, inferiores a 1,5.

Figura 4.20 - Evolução temporal da intensidade do vento acima da copa - 42 m (b e d) observados (linhas pretas) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (duas colunas à esquerda) e entre 48 e 72 horas (duas colunas da direita) com resolução espacial de 1 km. As figuras abaixo de cada uma correspondem aos respectivos diagramas de Taylor. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.2.6 Altura da Camada Limite Planetária

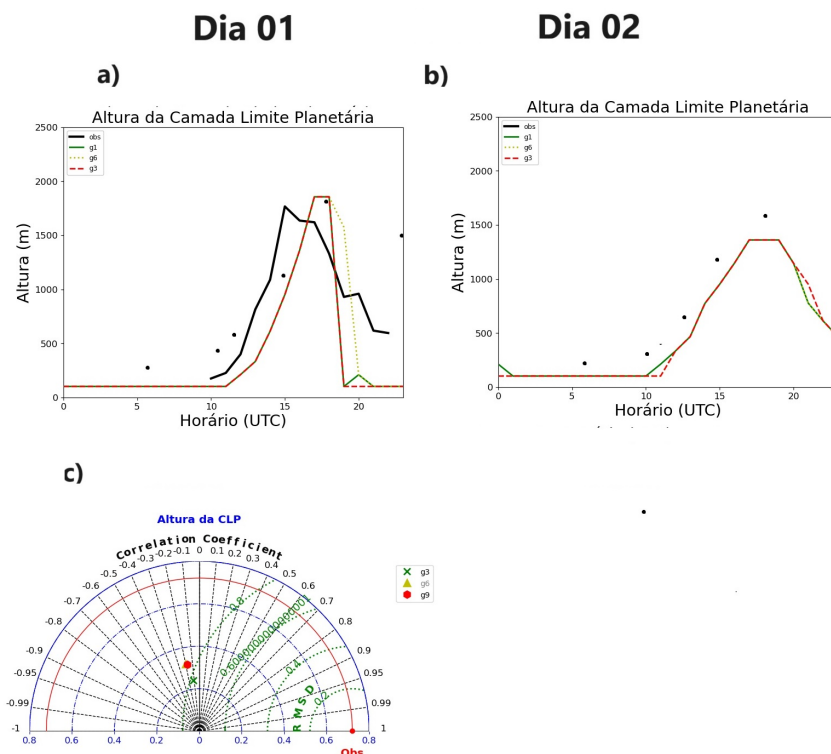
A Figura 4.12 exibe a evolução da altura da CLP, tanto observada quanto modelada no domínio d02, nos dias 01 e 02 de novembro. Além disso, é apresentado o Diagrama de Taylor exclusivamente para o dia 01, considerando a limitação decorrente do reduzido número de registros da medida durante o intervalo entre 48 e 72 horas de integração do modelo.

Quando comparados numericamente os resultados obtidos no domínio d02 aos ob-

tidos nas simulações do domínio d01, houve significativa melhora na estimativa da Altura da Camada Limite Planetária. Em geral, a maioria dos modelos apontou altura máxima próxima ao valor obtido por meio do ceilômetro, que foi de 1794 m. Dado que a altura da CLP é substancialmente influenciada pelo fluxo de calor sensível, a tendência observada foi de uma defasagem temporal de aproximadamente 2 horas no início do aumento da camada limite após o nascer do sol (conforme demonstrado na Figura 4.21a).

No dia 02, os modelos simularam consideravelmente bem a altura da CLP quando comparados aos dados obtidos por radiossonda. Enquanto o topo da CLP foi de 1650 m os modelos chegaram a subestimar em menos 200 m a altura.

Figura 4.21 - Desenvolvimento da Camada limite Planetária medidos pelo ceilômetro (linhas pretas), pela radiossonda (pontos) e simulados (linhas coloridas) para o período de integração entre 24 e 48 horas (coluna à esquerda) e entre 48 e 72 horas (coluna à direita) com resolução espacial de 1 km. A figura abaixo corresponde ao diagrama de Taylor para a série temporal do dia 01 de novembro. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.3 Estatísticas gerais

As Figuras 4.22 e 4.23 contêm mapas de calor das correlações e o índice de concordância de Willmott calculados para cada variável disponível, categorizados de acordo com o período de integração do modelo (24 a 48 horas e 48 a 72 horas) e a grade de simulação (d01 e d02).

Uma observação inicial, levando em consideração não apenas esses parâmetros estatísticos, mas também as informações anteriormente apresentadas nos Diagramas de Taylor para cada variável, é que tanto na grade d01 quanto na d02, houve uma notável melhoria nos resultados à medida que o tempo de integração aumentou para o intervalo de 48 a 72 horas (dia 02/11), o que se deve a menor cobertura de nuvens ao longo do dia 01/11. Outra observação, particularmente relevante para esta fase da pesquisa, é que a implementação de mapas de uso do solo em alta resolução (g3, T90m e V30m) resultou em uma melhor correspondência entre as previsões e os dados observados, especificamente na grade d02 (com resolução espacial de 1 km). Entretanto, é importante destacar que, neste caso, os resultados não atingiram um nível satisfatório quando o período de integração do modelo foi de apenas 48 horas, impactado também pela maior cobertura de nuvens.

Em relação ao desempenho do modelo na estimativa de cada variável, considerando todos os experimentos realizados, destaca-se que a previsão da intensidade do vento (todos os níveis) foi a que apresentou o piores resultados, seguida pela radiação de onda longa incidente (I_W down), visto que o modelo BRAMS simulou picos dessa variável que, na realidade, não ocorreram (Figuras 4.6 e 4.15).

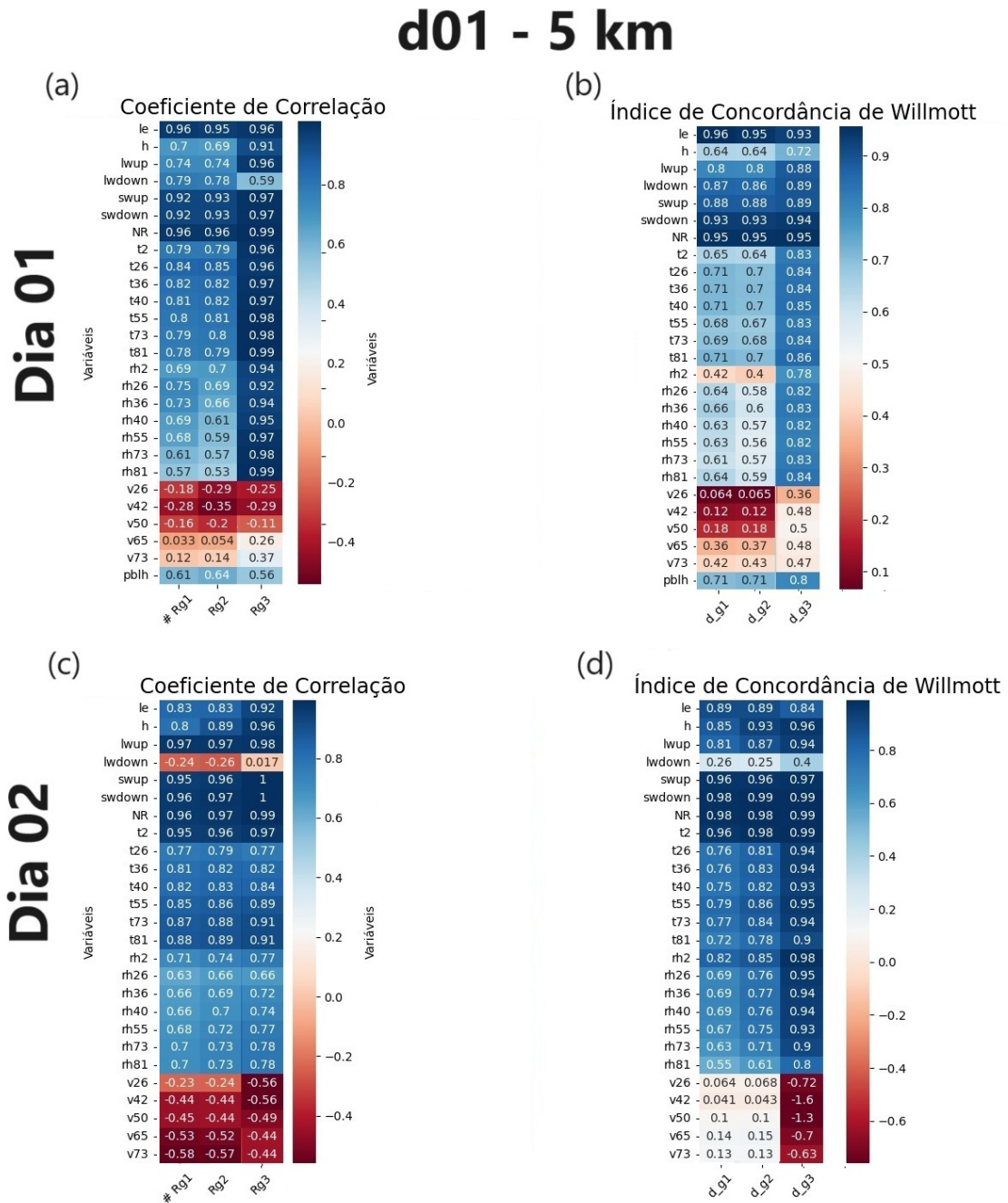
Considerando-se apenas a configuração de melhores resultados, ou seja, domínio d02 e período de integração de 48 a 72 horas (Figuras 4.23c, 4.23d e 4.15g), verificou-se que o experimento gerado a partir do mapa de uso do solo mais refinado (g3) melhor representou essa variável.

Na previsão da altura da CLP, o experimento com pior desempenho foi o g7, o qual foi gerado a partir do mapa de uso do solo em alta resolução, mas topografia menos refinada (1 km). Tanto os Diagramas de Taylor, como as estatísticas dos mapas de calor corroboram essa constatação (Figuras 4.21c, 4.12c, 4.22 e 4.23).

Em geral, os resultados estão em consonância com os achados dos autores [Siewert e Kroszczyński \(2023b\)](#), que investigaram a viabilidade de usar dados de uso e cobertura da terra em simulações de alta resolução do WRF e obtiveram melhoras

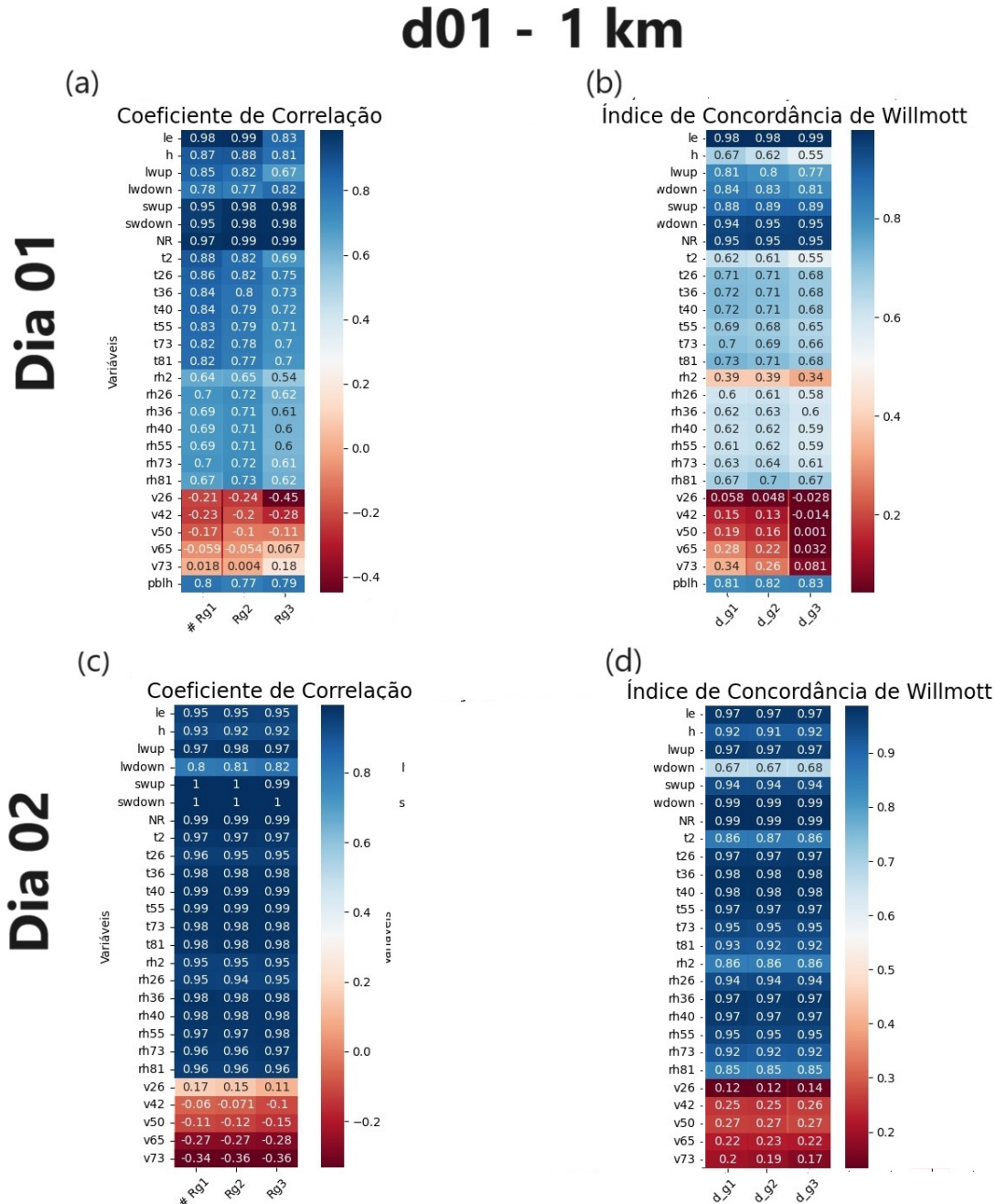
perceptíveis nas previsões de temperatura, umidade relativa, velocidade e direção do vento.

Figura 4.22 - Mapa de calor das correlações (r) e do índice de concordância de Willmott (d) para o período de integração entre 24 e 48 horas (a e b) e entre 48 e 72 horas (c e d) com resolução espacial de 5 km. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.23 - Mapa de calor das correlações (r) e do índice de concordância de Willmott (d) para o período de integração entre 24 e 48 horas (a e b) e entre 48 e 72 horas (c e d) com resolução espacial de 1 km. Os experimentos (g1 a g3) estão descritos na Tabela 3.11.



Fonte: Produção da autora.

4.4.4 Etapa 2 - Avaliação dos efeitos de alterações superficiais (d02)

Nesta seção, procederemos à análise dos resultados decorrentes de simulações numéricas resultantes de variações nas características superficiais do local de estudo. O objetivo principal desta análise consiste em investigar os efeitos das características topográficas e da cobertura vegetal nos processos superficiais. Para tanto, serão mostradas figuras que resultam das seguintes condições experimentais: ausência de corpos d'água (sem rio), mapa de uso do solo exclusivamente classificado como floresta (apenas floresta), baixa resolução espacial dos modelos de vegetação e relevo (T1km e V1km), alta resolução espacial dos modelos de vegetação e relevo (T90m e V30m), alta resolução apenas da topografia (T90m e V1km), alta resolução apenas do mapa de uso do solo (T1km e V30m), ausência de topografia (sem platô) e ausência conjunta de topografia e rio (sem platô e sem rio).

Levando em consideração as conclusões obtidas anteriormente, que indicaram uma melhor concordância entre as previsões e as observações quando o modelo foi integrado por um período de 48 a 72 horas e com uma resolução de grade de 1 km e considerando também o registro de precipitação durante a tarde do dia 01. Assim, as análises subsequentes serão realizadas no domínio d02 com base no dia 02 de novembro, um dia de céu claro com condições típicas do desenvolvimento da CLP.

Na região do sítio experimental ATTO, a direção de vento predominante é proveniente do nordeste [Andreae et al. \(2015\)](#), tendo em vista que a região é altamente influenciada pelos ventos alísios. Durante o período de análise foi predominantemente de leste/nordeste (Figura não mostrada).

Na Figura 4.24, são apresentadas as previsões de intensidade e direção do vento a uma altitude de 42 metros (correspondente ao nível acima da copa das árvores) resultantes dos oito experimentos realizados para o dia 02 de novembro às 19 horas UTC (15 horas no horário local). O ponto central no gráfico indica a posição geográfica da estação micrometeorológica, enquanto os corpos d'água são destacados em cinza.

Quando consideramos a ausência de rios e uma cobertura vegetal exclusivamente composta por floresta (o que implica na ausência de outras classes de uso do solo como campinas, campinaranas e também rios), os efeitos sobre o padrão do vento se mostraram bastante semelhantes. Isso sugere que, nesses cenários, a topografia exerce uma influência mais significativa, especialmente na área ao sul da torre micrometeorológica. Os modelos indicam uma redução na intensidade dos ventos na

região do terraço, que se estende ao longo do Rio Uatumã (conforme ilustrado na Figura 4.24: sem rio e apenas floresta).

A forte influência da topografia no padrão de ventos é corroborada pelo cenário no qual tanto os rios quanto a topografia são excluídos, levando a uma maior uniformidade espacial na intensidade dos ventos na região próxima ao terraço (Figura 4.24: sem platô e sem rio).

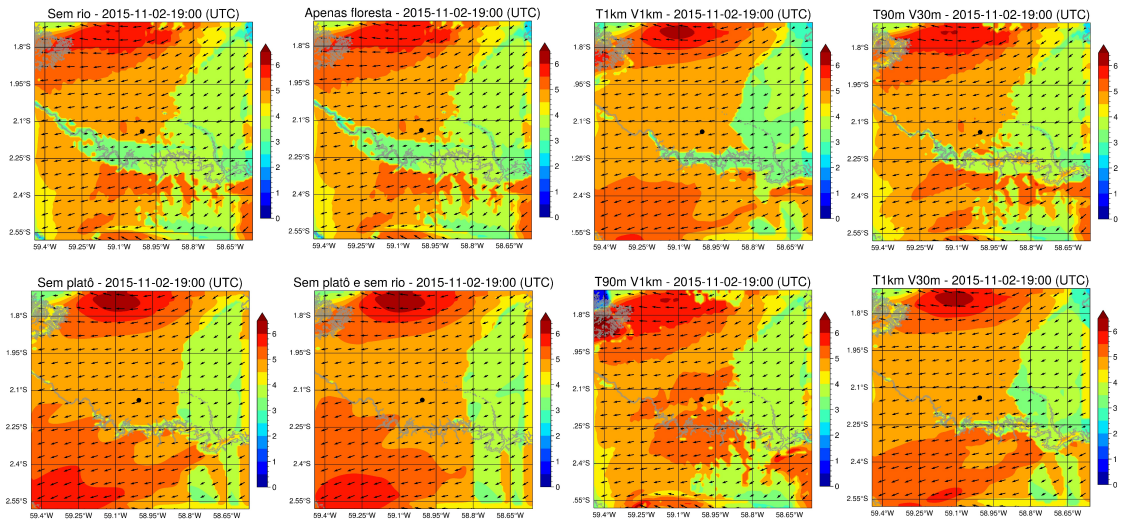
No caso de ausência apenas de topografia, (Figura 4.24: sem platô), observa-se que a área de influência exercida pelos ventos na proximidade do rio é limitada e ventos menos intensos em relação às regiões adjacentes ocorrem somente a uma curta distância de suas margens. Além disso, houve uma intensificação dos ventos na região a sudoeste da grade.

Nas saídas provenientes das simulações realizadas com topografia menos refinada (Figura 4.24: T1km V30m e T1km e V1km) essas consequências da ausência de relevo (intensificação do vento a sudoeste e diminuição da área de impacto na região do terraço) também acontecem, o que mostra uma grande perda da caracterização regional nas simulações a partir de mapas em baixa resolução. Esses resultados indicam uma significativa perda na capacidade de caracterização regional das simulações quando se utilizam mapas de baixa resolução. O mesmo padrão se aplica quando é utilizado mapa de uso do solo em baixa resolução, resultando em uma minimização ou completa ausência da influência de corpos d'água, uma vez que, nos mapas com resolução de 1 km, não há identificação clara dessa classe de uso do solo em rios de pequena amplitude fluvial.

Esse enfraquecimento dos ventos na região de terraço também pode ser visto no perfil vertical da intensidade do vento horizontal (Figura 4.26). Nos cenários em que o nível do terraço é bem marcado (sem rio, apenas floresta e T90mV30m), há um enfraquecimento dos ventos apenas nos primeiros níveis da atmosfera, causados possivelmente pelo bloqueio dos ventos pelas áreas mais elevadas ao redor, além da floresta.

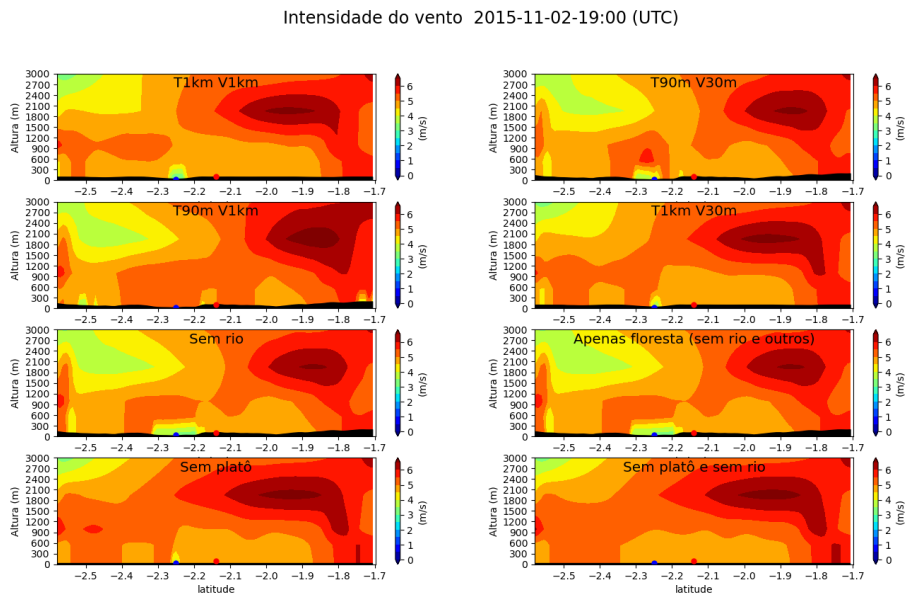
Em níveis mais altos da atmosfera, a intensidade do vento é intenso em menores latitudes, na área acima da floresta, com vento superior a 6 m.s^{-1} (Figura 4.26). Isso se deve possivelmente a maior influência dos ventos alísios.

Figura 4.24 - Intensidade e direção do vento previstas para o nível de 42 metros (acima da copa) pelos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). O ponto central é a localização da estação micrometeorológica e os rios estão demarcados em cinza.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.25 - Perfil vertical da Intensidade horizontal do vento ($m.s^{-1}$) ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). O ponto em azul demarca o posicionamento do rio e o ponto em vermelho indica a torre.



Fonte: Produção da autora.

Como era esperado, o dia 02 foi mais estável em relação ao dia 01 e em grande escala, o predomínio foi de movimento descendente, favorecendo condições de céu claro (Figuras 4.26 e 4.27, em níveis mais elevados).

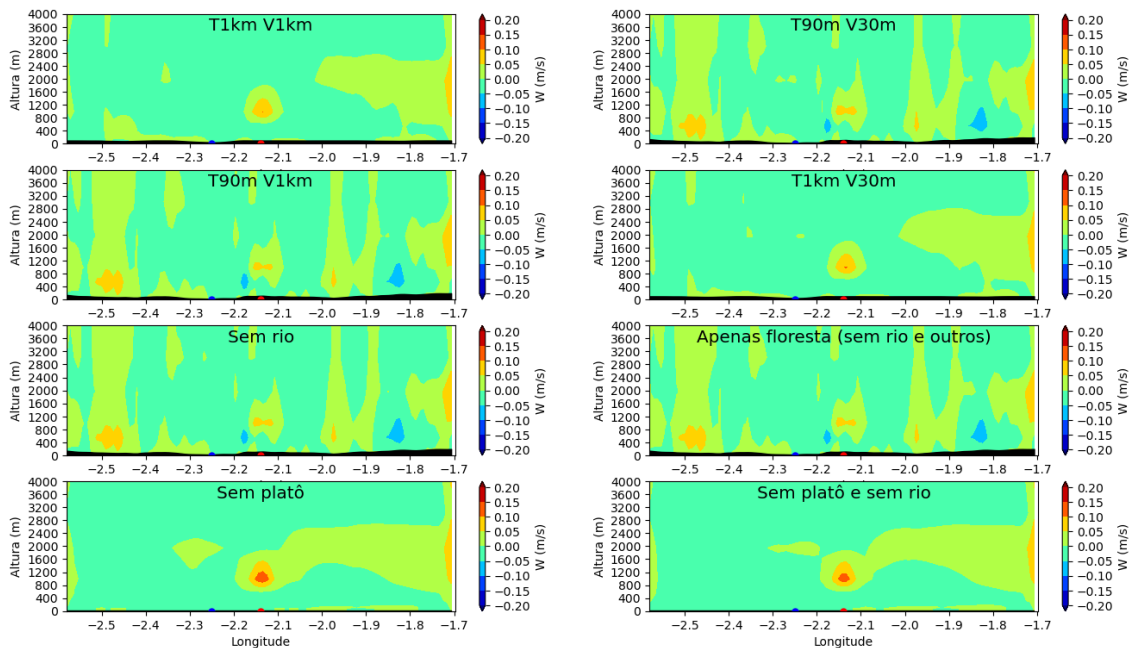
Em superfície, principal efeito causado pelas alterações realizadas em cada experimento é que quando utilizamos o mapa topográfico mais suavizado (T1km), os movimentos verticais também são consideravelmente suavizados.

Em contraste, com o uso de uma topografia mais refinada (T90m), observa-se a formação de diversas "estruturas" de variação na intensidade dos movimentos verticais. Isso ressalta o grau significativo de influência da topografia sobre o padrão de circulação vertical na CLP.

As Figuras 4.26 e 4.27 mostram esse perfil vertical da intensidade da componente vertical do vento às 10 UTC (6 horas local) e às 19 UTC (15 horas local).

Figura 4.26 - Perfil vertical da intensidade da componente vertical (W) do vento ($m.s^{-1}$) ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 10 UTC (06 horas local). O ponto em azul demarca o posicionamento do rio e o ponto em vermelho indica a torre.

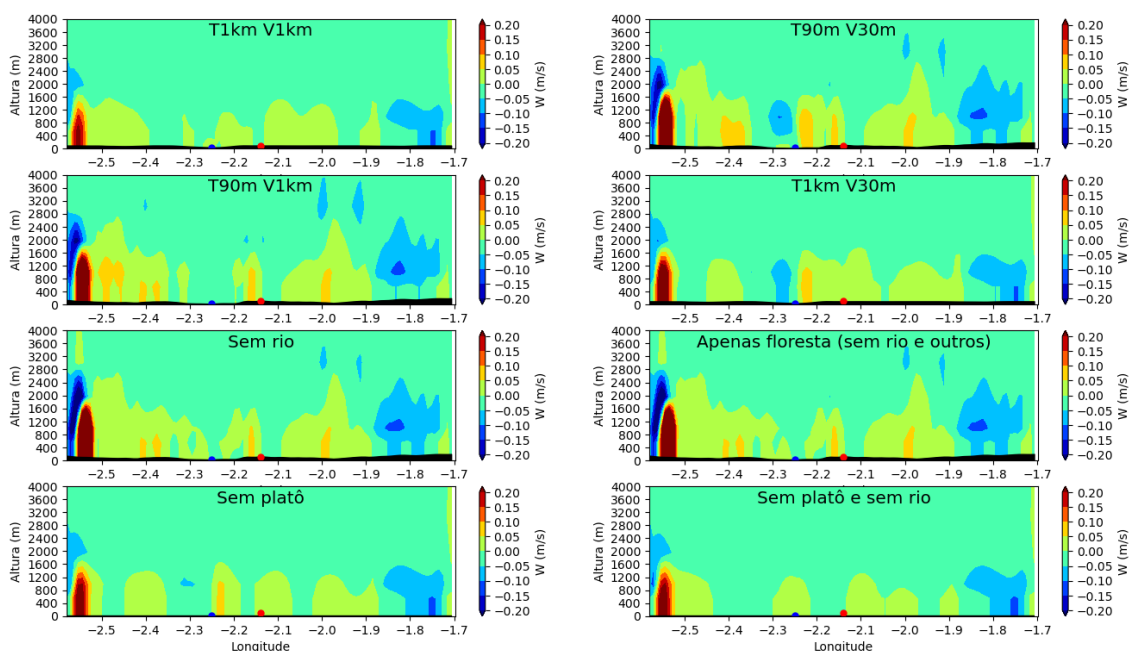
Omega 2015-11-02-10:00 (UTC)



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.27 - Perfil vertical da intensidade da componente vertical (W) do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). O ponto em azul demarca o posicionamento do rio e o ponto em vermelho indica a torre.

Omega 2015-11-02-19:00 (UTC)



Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.28 mostra os fluxos de calor sensível e latente, além do saldo de radiação ao longo da seção latitudinal do sítio experimental da torre Atto no dia 02 de novembro às 12 UTC (08 horas local). É observado que o perfil dessas variáveis nos dois cenários se assemelha consideravelmente nos casos de simulação onde não há a presença do rio e onde a cobertura vegetal é predominantemente classificada como floresta. Isso sugere que outros tipos de vegetação, principalmente localizados nas margens do Rio Uatumã, não tiveram influência significativa na distribuição de energia.

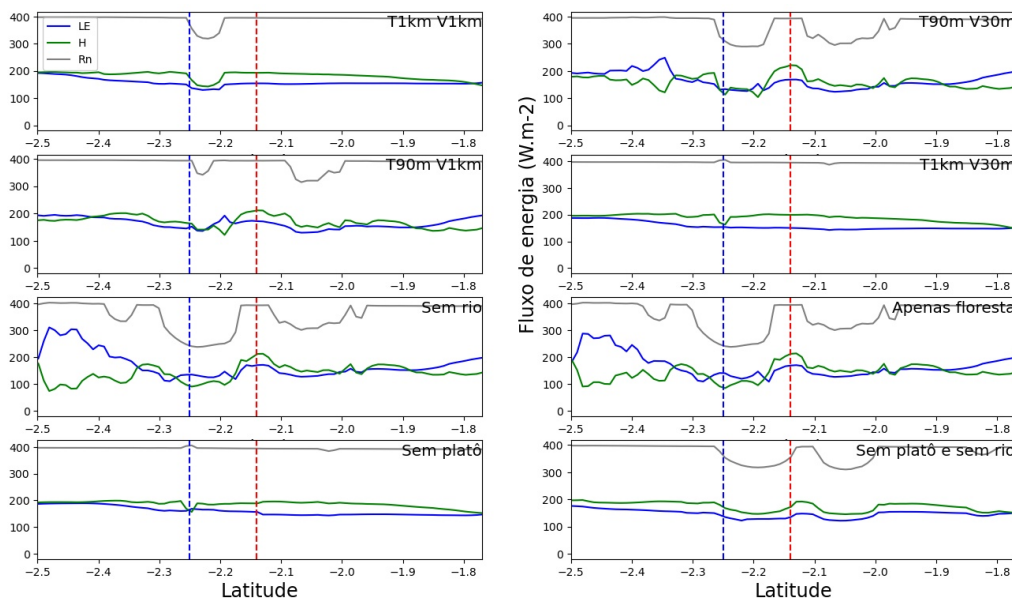
Ao longo do dia 02 de novembro, o experimento que desconsidera o relevo (sem platô) não estimou a formação de significativa nebulosidade em nenhum momento (Figuras não apresentadas). Isso ocorreu mesmo às 12 UTC, que é o horário com maior incidência de nebulosidade (Figuras 4.28 e 4.29) segundo os demais experimentos.

Isso indica que, mesmo que o relevo na região não apresente elevações consideravel-

mente pronunciadas, a topografia local, combinada com a elevada disponibilidade de vapor d'água, pode estar associada à formação de nebulosidade. Em um estudo conduzido na região leste da Ásia, os pesquisadores Zan et al. (2020) investigaram a importância relativa da topografia e da umidade do solo na iniciação de uma convecção profunda usando o modelo WRF. Eles concluíram que o terreno desempenhou um papel predominante no desencadeamento da convecção, enquanto a heterogeneidade espacial da umidade do solo desempenhou um papel indireto ao influenciar a circulação local e a distribuição de energia na superfície.

Além disso, outro estudo analisou os efeitos das mudanças no uso do solo em simulações de alta resolução usando o modelo BRAMS, simulando cenários de desmatamento na porção leste da bacia Amazônica. Os resultados indicaram que, de maneira geral, a orografia, o perfil da linha costeira e a distribuição de grandes rios desempenham papéis importantes na determinação dos padrões de anomalias de precipitação, vento e troca de energia associados ao desmatamento no leste da Amazônia (Gandu et al. (2004)).

Figura 4.28 - Rn, H e LE ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 12 UTC (08 horas local). A linha tracejada em azul demarca o posicionamento do rio e a linha tracejada em vermelho a torre.

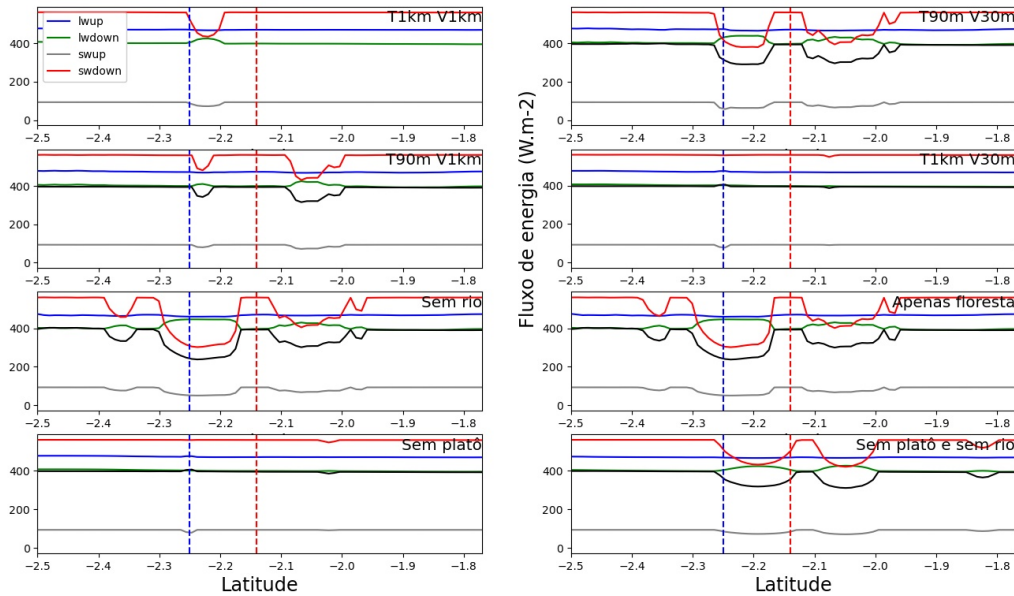


Fonte: Produção da autora.

Nos demais casos, em cenários de topografia em alta resolução (T90m) ou suavizada

(T1km), a formação de nebulosidade favoreceu uma queda no saldo de radiação, consequência principalmente da diminuição da radiação solar incidente ocasionada pela formação de nuvens 4.29.

Figura 4.29 - L_{Wup} , L_{Wdown} , S_{Wup} e S_{Wdown} ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 12 UTC (08 horas local). A linha tracejada em azul demarca o posicionamento do rio e a linha tracejada em vermelho a torre.

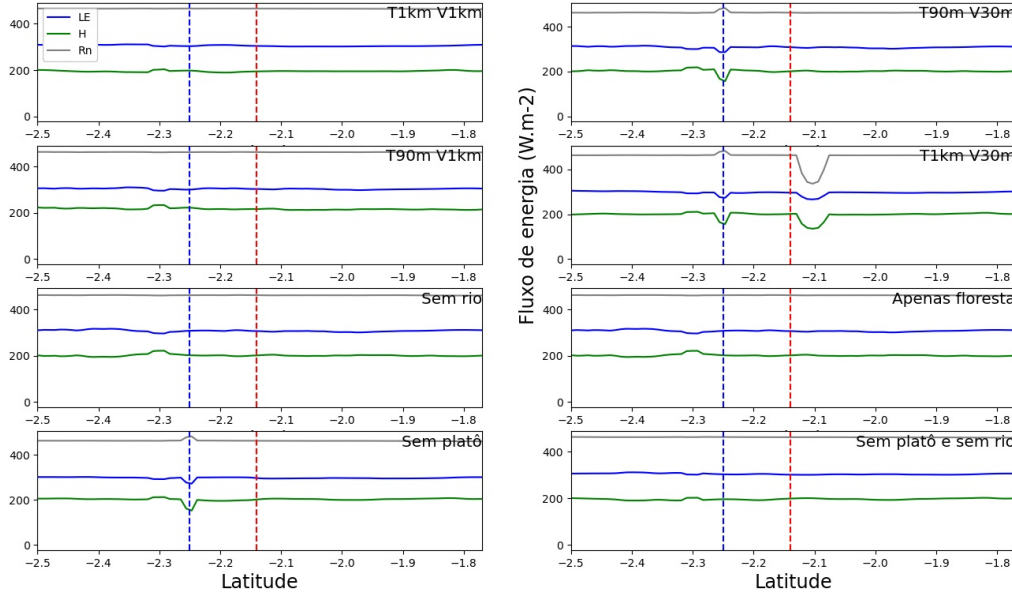


Fonte: Produção da autora.

Com o passar do dia 02, os experimentos em geral apontaram uma diminuição na cobertura de nuvens e as 15 horas local tanto os fluxos, quanto o saldo de radiação se mantiveram mais uniformes ao longo de toda a extensão latitudinal (Figura 4.30).

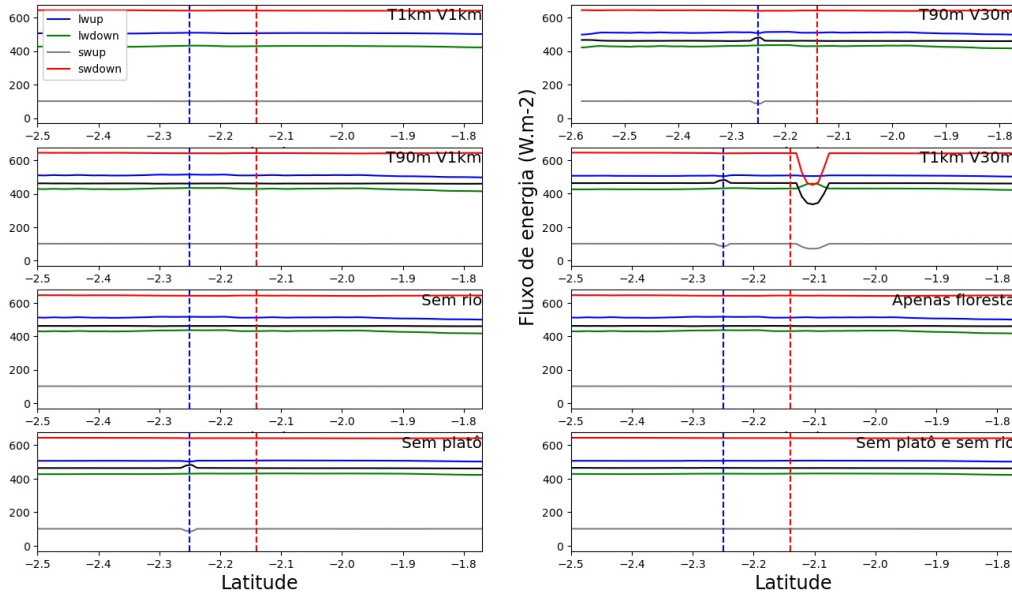
Neste caso, a característica mais marcante foi em relação à presença do rio. Em todos os experimentos em que o Rio Uatumã estava bem delimitado (T90m V30m, T1km V30m e sem platô), houve uma ligeira queda nos fluxos de calor latente e sensível, com elevação do saldo de radiação. Isso indica que, provavelmente, houve um aumento do armazenamento de energia na água.

Figura 4.30 - Rn, H e LE ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). A linha tracejada em azul demarca o posicionamento do rio e a linha tracejada em vermelho a torre.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.31 - L_{Wup} , L_{Wdown} , S_{Wup} e S_{Wdown} ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). A linha tracejada em azul demarca o posicionamento do rio e a linha tracejada em vermelho a torre.



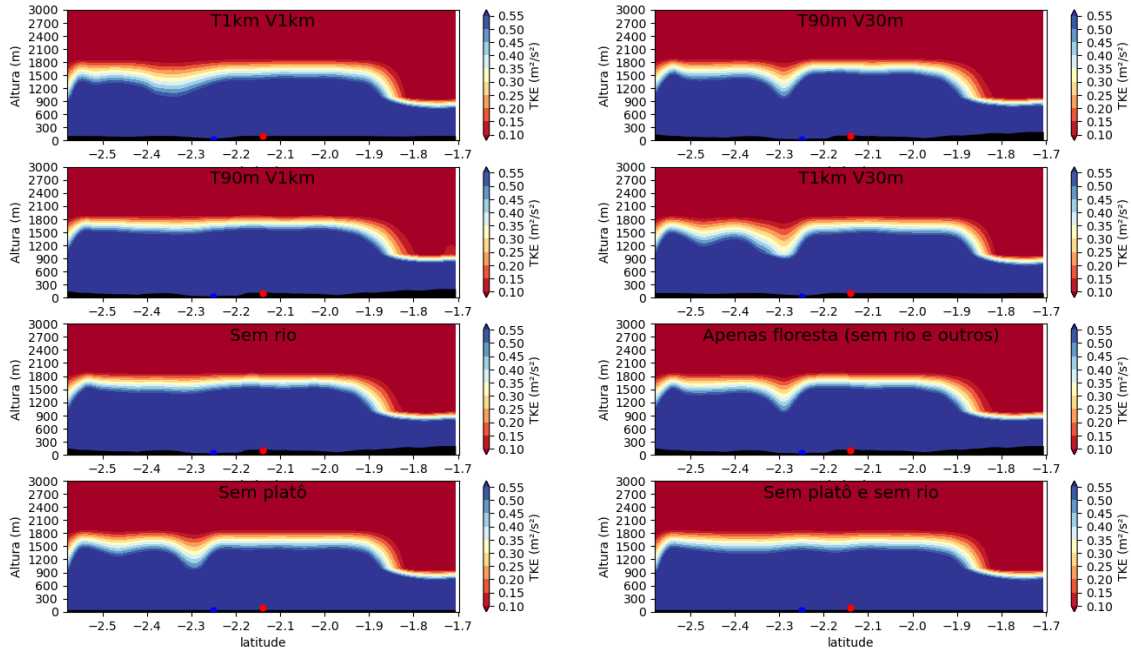
Fonte: Produção da autora.

Na Figura 4.32 consta os perfis verticais da Energia Cinética Turbulenta (TKE) ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica, gerados a partir dos oito experimentos a tarde (19 UTC) do dia 02 de novembro, para um horário aproximado de pico da altura da CLP.

No horário em questão, valores de TKE acima de $0.55 \text{ m}^2\text{-s}^{-2}$ estão presentes em todos os experimentos até aproximadamente 1500 m de altura. Em geral, este perfil é homogêneo ao longo de toda a faixa latitudinal, entretanto nos casos em que a simulação tem o rio bem delimitado (T90m V30m, T1km V30m e sem platô), há um decréscimo da TKE ligeiramente ao sul do mesmo. É interessante verificar que, no caso do experimento de cobertura vegetal composto exclusivamente por floresta (e consequentemente sem rio), também há esse decaimento. Em latitudes mais baixas essa característica também acontece.

Figura 4.32 - Perfil vertical da Energia Cinética Turbulenta ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica gerados a partir dos oito experimentos para o dia 02 de novembro às 19 UTC (15 horas local). O ponto em azul demarca o posicionamento do rio e o ponto em vermelho indica a torre.

TKE 2015-11-02-19:00 (UTC)

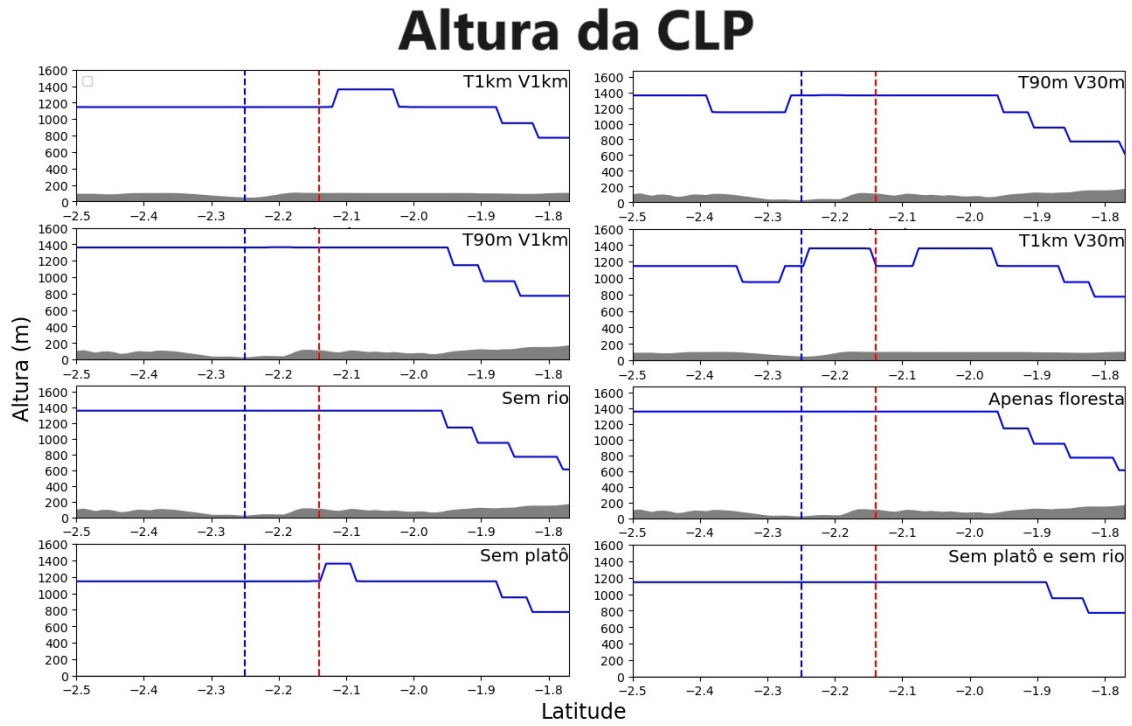


Fonte: Produção da autora.

Por fim, na Figura 4.33 estão os perfis de altura da CLP ao longo da faixa latitudinal. Neste caso, a alteração da altitude ocasionada pela ausência do relevo causou uma diminuição da altura da CLP nos experimentos sem platô e sem plato + sem rio em aproximadamente 200 m. Nos demais casos, não houve relevante variação devido a presença do rio nem tipo de vegetação. É notável que ocorreu, tanto nas simulações do dia 01 quanto nas do dia 02, todos os modelos apontaram uma redução na altura da CLP em latitudes mais baixas, o que sugere a necessidade de uma investigação mais aprofundada para compreender essa característica.

Assim como a TKE, há um decaimento da CLP em direção a menores latitudes

Figura 4.33 - Altura da CLP ao longo da faixa latitudinal de localização da torre micrometeorológica. A linha em azul demarca o posicionamento do rio e a linha em vermelho indica a torre. Em cinza, a topografia de acordo com os a resolução espacial aplicada em cada experimento.



Fonte: Produção da autora.

5 CONCLUSÃO

O objetivo deste estudo foi investigar o impacto dos ajustes dos parâmetros de superfície na Camada Limite Planetária (CLP) em simulações de alta resolução em uma região de floresta tropical úmida na Amazônia. Esta região, caracterizada por alta convecção atmosférica e terreno complexo, apresenta desafios significativos na modelagem da CLP tropical. Uma representação inadequada ou insuficiente da superfície pode afetar a representação dos processos de transferência turbulenta entre a superfície terrestre e a atmosfera, tendo impactos diretos nas simulações numéricas do tempo. Portanto, foram conduzidas simulações utilizando o modelo de superfície JULES acoplado ao modelo atmosférico BRAMS em alta resolução.

Para tanto, foram realizadas simulações numéricas utilizando dois domínios aninhados, com resoluções horizontais de grade de 5 km e 1 km, com o centro no sítio experimental da torre ATTO (Amazon Tall Tower Observatory).

Para um maior refinamento das características superficiais da região, foram produzidos mapas de uso do solo com resolução espacial de 30 metros e mapa topográfico gerados a partir de imagens SRTM com resolução de 90 metros. Portanto, foram utilizados os mapas com as seguintes resoluções espaciais:

- Topografia - 90 m.
- Uso do solo - 1 km, 500 m e 30 m.

Etapa 1 - Os seguintes testes de sensibilidade foram conduzidos para avaliar a influência do refinamento dos mapas de topografia e vegetação nos domínios d01 e d02.:

- g1 - T90 m e V1km.
- g2 - T90 m e V500 m.
- g3 - T90 m e V30 m.

As simulações com resolução espacial de 5 km foram comparadas às simulações com resolução de 1 km, com o objetivo de se analisar se com o aumento na resolução, houve uma melhora na capacidade de representar os processos turbulentos na CLP na Região Amazônica. Além disso, foram comparados os resultados obtidos no segundo dia de integração aos resultados obtidos no terceiro dia de integração do modelo.

Tanto na grade d01 quanto na d02, houve uma notável melhoria nos resultados à me-

dida que o tempo de integração aumentou para o intervalo de 48 a 72 horas (terceiro dia de integração, dia 02/11), devido a maior cobertura de nuvens e à precipitação ocorrida durante o primeiro dia de análise. Outra observação, particularmente relevante é que a implementação de mapas de uso do solo em alta resolução (g3, T90m e V30m) resultou em uma melhor correspondência entre as previsões e os dados observados, especificamente na grade d02 (com resolução espacial de 1 km).

Em suma, a configuração que apresentou melhores resultados, foi a de resolução espacial de 1 km com período de integração do modelo de 48 a 72 horas.

Em relação ao desempenho do modelo na estimativa de cada variável, considerando todos os experimentos realizados, destaca-se que o modelo apresentou bons resultados na estimativa dos fluxos de calor sensível e latente, componentes do saldo de radiação, exceto radiação de onda longa incidente, temperatura e umidade relativa do ar, além da altura da CLP. A previsão da intensidade do vento (todos os níveis) foi a que apresentou o piores resultados, seguida pela radiação de onda longa incidente, visto que o modelo BRAMS simulou picos dessa variável que, na realidade, não ocorreram.

Os resultados obtidos para temperatura e umidade do ar foram mais satisfatórios em níveis acima da copa das árvores.

Etapa 2 - O objetivo principal desta etapa consistiu em investigar os efeitos das características topográficas e da cobertura vegetal nos processos superficiais. Para tanto, foram configurados os seguintes experimentos:

- Ausência de corpos d'água (sem rio);
- Mapa de uso do solo exclusivamente classificado como floresta (apenas floresta);
- Baixa resolução espacial dos modelos de vegetação e relevo (T1km e V1km);
- Alta resolução espacial dos modelos de vegetação e relevo (T90m e V30m);
- Alta resolução apenas da topografia (T90m e V1km);
- Alta resolução apenas do mapa de uso do solo (T1km e V30m);
- Ausência se topografia (sem platô);
- Ausência conjunta de topografia e rio (sem platô e sem rio).

As análises desta etapa foram realizadas tomando como base os melhores resultados obtidos na etapa anterior, portanto foi dado enfoque ao resultado das saídas

resultantes do terceiro dia de integração do modelo (02/11) e com uma resolução horizontal de 1 km.

Os resultados obtidos indicam uma significativa perda na capacidade de caracterização regional das simulações quando são utilizados mapas topográficos e de uso do solo de baixa resolução espacial. Além disso, há grau significativo de influência da topografia sobre o padrão de circulação vertical na CLP.

É importante destacar que o mapa de resolução espacial de 1 km utilizado corresponde ao original do BRAMS e foi desenvolvido a anos atrás, os resultados aqui obtidos indicam a necessidade da utilização de mapas produzidos a partir de tecnologias mais modernas, como no caso do SRTM.

Outro resultado obtido é que, mesmo que o relevo na região não apresente elevações consideravelmente pronunciadas, a topografia local, combinada com a elevada disponibilidade de vapor d'água na atmosfera, pode estar associada à formação de nebulosidade.

Resumidamente, os resultados indicam a importância de uma caracterização detalhada da superfície, que engloba informações sobre topografia e a distribuição não homogênea dos tipos de vegetação, nas simulações do desenvolvimento da CLP no sítio experimental Atto, mesmo que as simulações não sejam executadas em altíssima resolução.

Simulações em altíssima resolução exigem um poder computacional substancial e acesso a supercomputadores ou clusters de alta performance se fazem necessário, o que impõe limitações à realização e inviabiliza sua aplicação para fins operacionais. Portanto, a aplicação das configurações descritas anteriormente surge como uma alternativa viável e com resultados promissores.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Considerando as restrições e limitações impostas durante o desenvolvimento deste estudo, foram necessárias adaptações nos objetivos inicialmente propostos. A principal adaptação foi em relação à resolução espacial empregada. Assim, uma comparação abrangente entre os resultados obtidos até o momento a partir das simulações com resolução horizontal de 1 km e simulações de altíssima resolução, com uma grade horizontal de 200 metros, é crucial para uma análise mais completa dos resultados e para avaliar com maior detalhe o impacto das diferentes resoluções na representação dos processos atmosféricos e ambientais na região de estudo.

No entanto, é importante destacar que, como citado anteriormente, a execução de simulações de altíssima resolução, como aquelas com uma grade de 200 metros, requer um poder computacional substancialmente maior do que as simulações com resolução de até 1 km.

Portanto, embora a comparação entre simulações de alta resolução e altíssima resolução seja uma etapa importante para a pesquisa, a obtenção desses resultados demanda acesso a recursos computacionais adicionais que podem não estar disponíveis. A busca por acesso a um maior poder computacional ou a consideração de alternativas viáveis para conduzir essas simulações de altíssima resolução é essencial para a continuidade futura e o aprofundamento deste estudo, visando uma compreensão mais abrangente dos processos atmosféricos na região de interesse.

Uma sugestão adicional que merece consideração é a investigação dos impactos decorrentes da criação de uma nova classe no modelo Jules, que englobe as características das vegetações nativas Campina e Campinarana. Além disso, seria pertinente realizar modificações no tipo de solo, levando em consideração que nessas áreas o solo apresenta uma composição mais arenosa.

Essa abordagem permitiria uma representação mais precisa e detalhada das condições do solo e da vegetação presentes nas Campinas e Campinaranas, refletindo com maior fidelidade as particularidades na região de estudo. Isso poderia contribuir significativamente para a melhoria da modelagem e para a obtenção de resultados mais confiáveis em relação aos processos atmosféricos e ambientais específicos dessas áreas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADENIYI, P. O. Digital analysis of multitemporal landsat data for land-use/land-cover classification in a semi-arid area of Nigeria. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 51, n. 11, p. 1761–1774, 1985. 36
- ALVES, J. M. B.; CAMPOS, J. N. B.; NASCIMENTO, L. S. V. Sensibilidade intrasazonal de um downscaling dinâmico de precipitação (1971-2000): uma análise na bacia hidrográfica do Açude Castanhão-CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, p. 73–87, 2008. 2
- ANDERSON, A. B. White-sand vegetation of brazilian Amazonia. **Biotropica**, v. 13, n. 3, p. 199–210, 1981. 25, 26
- ANDREAE, M. 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. 1, 23, 24, 25, 29, 78
- ARYA, P. S. **Introduction to micrometeorology**. North Carolina, USA: Elsevier, 2001. 415 p. 5, 7, 11, 12
- AYOADE. **Introdução a climatologia para os trópicos**. [S.l.]: 12.ed. Rio de Janeiro: Bertrand, 2007. 12
- BEST, M. J.; PRYOR, M.; CLARK, D.; ROONEY, G. G.; ESSERY, R.; MÉNARD, C.; EDWARDS, J.; HENDRY, M.; PORSON, A.; GEDNEY, N. et al. The joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description—part 1: energy and water fluxes. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 677–699, 2011. 18, 20
- BOTÍA, S.; GERBIG, C.; MARSHALL, J.; LAVRIC, J. V.; WALTER, D.; PÖHLKER, C.; HOLANDA, B.; FISCH, G.; ARAÚJO, A. C. de; SÁ, M. O. et al. Understanding nighttime methane signals at the Amazon Tall Tower Observatory (ATTO). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 11, p. 6583–6606, 2020. 2
- BRITO, A. P. d.; SILVA, N. C. d.; TOMASELLA, J.; FERREIRA, S. J. F.; MONTEIRO, M. T. F. Análise do índice de anomalia de chuva e tendência de precipitação para estações pluviométricas na Amazônia central. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 37, p. 19–30, 2022. 47
- BRITO, T.; SILVA, R.; OLIVEIRA, S.; SILVEIRA, M. **Complexo Vegetacional sobre areia branca: Campinaranas do Sudoeste da Amazônia**. [S.l.: s.n.], 2017. 93 p. ISBN 978-85-8236-043-9. 25
- CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; KAUFMANN, T. Determinação da altura da camada limite planetária na floresta amazônica utilizando um ceilometer. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 460–466, 2016. 30

CASE, J. L.; CROSSON, W. L.; KUMAR, S. V.; LAPENTA, W. M.; PETERS-LIDARD, C. D. Impacts of high-resolution land surface initialization on regional sensible weather forecasts from the WRF model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, n. 6, p. 1249–1266, 2008. 2

CELLIER, P.; BRUNET, Y. Flux-gradient relationships above tall plant canopies. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 58, n. 1-2, p. 93–117, 1992. 9

CLARK, D.; MERCADO, L.; SITCH, S.; JONES, C.; GEDNEY, N.; BEST, M.; PRYOR, M.; ROONEY, G.; ESSERY, R.; BLYTH, E. et al. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description–part 2: carbon fluxes and vegetation dynamics. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 701–722, 2011. 20

CULF, A. D.; ESTEVES, J. L.; MARQUES FILHO, O.; DA ROCHA, H. R. **Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia**. Chichester: John Wiley and Sons, 1996. 47

DA NÓBREGA, A. K. B. **Estudo do fluxo convectivo através de simulação de alta resolução**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004. 68

DE LIMA, N. S.; OLIVEIRA, A. M. de; BARROSO, E.; OLAVO, J.; FIGUEIREDO, R. S.; CALAZÃES, R. M.; QUISPE, W. D.; VALE, R. S. D.; FERREIRA, A. dos S. Reduction in water levels and regional warming of the Amazon river from Peru to the Atlantic Ocean in Brazil due to the effects of the 2016 ENSO. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 37, p. 83–94, 2019. 32

DEMARCHI, L. O.; KLEIN, V. P.; AGUIAR, D. P. P.; MARINHO, L. C.; FERREIRA, M. J.; LOPES, A.; CRUZ, J. da; QUARESMA, A. C.; SCHÖNGART, J.; WITTMANN, F. et al. The specialized white-sand flora of the Uatumã Sustainable Development Reserve, central Amazon, Brazil. **Check List**, v. 18, n. 1, p. 187–217, 2022. 26

DEVORE, J. L.; PECK, R. **Statistics: the exploration and analysis of data**. Belmont, CA: Brooks/Coler, 2005. 44

DIAS, N. L.; TORO, I. M. C.; DIAS-JÚNIOR, C. Q.; MORTARINI, L.; BRONDANI, D. The relaxed eddy accumulation method over the Amazon forest: the importance of flux strength on individual and aggregated flux estimates. **Boundary-Layer Meteorology**, p. 1–23, 2023. 2

DURGANTE, F. M.; HIGUCHI, N.; OHASHI, S.; HOUSEHOLDER, J. E.; LIMA, A. J. N.; ISHIZUKA, M.; WITTMANN, F.; SANTOS, J. dos; CARNEIRO, V. M. C.; XU, X. et al. Soil fertility and drought interact to determine large variations in wood production for a hyperdominant Amazonian tree species. **Frontiers in Forests and Global Change**, v. 5, p. 1065645, 2023. 2

DY, C. Y.; FUNG, J. C. H. Updated global soil map for the Weather Research and Forecasting model and soil moisture initialization for the Noah land surface model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 15, p. 8777–8800, 2016. 2

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). **European Spatial Agency. SENTINEL-2 MISSION GUIDE**. 2023. Disponível em: <<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions>>. Acesso em: 15 jan. 2023. 36

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101–101, 1998. 23

FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. Mechanisms of nocturnal exchange between the rain forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 16839–16850, 1990. 10

FREITAS, S.; FREITAS, K. Longo de; DIAS, M.; CHATFIELD, R.; DIAS, P. S.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M.; GRELL, G.; RODRIGUES, L.; FAZENDA, A.; PANETTA, J. The coupled aerosol and tracer transport model to the brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (catt-brams)—part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 8, p. 2843–2861, 2009. 14

GANDU, A. W.; COHEN, J. C. P.; SOUZA, J. D. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 123–135, 2004. 83

GARRATT, J. The internal boundary layer—a review. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50, n. 1-4, p. 171–203, 1990. 6

_____. Extreme maximum land surface temperatures. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 9, p. 1096–1105, 1992. 8

GRELL, G. A.; FREITAS, S. R. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 10, p. 5233–5250, 2014. 32

GUIMARÃES, F. S.; BUENO, G. T.; MENDES, D. d. S. O.; SOUZA, J. B.; DINIZ, A. D.; NASCIMENTO, N. R. do. Mapeamento das unidades de paisagem natural na bacia do rio demini, afluente do rio negro—am. **Acta Geográfica**, v. 10, n. 24, p. 18–33, 2016. 26, 27, 50

HARPER, A. B.; WILTSHIRE, A. J.; COX, P. M.; FRIEDLINGSTEIN, P.; JONES, C. D.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; WILLIAMS, K.; DURAN-ROJAS, C. Vegetation distribution and terrestrial carbon cycle in a carbon cycle configuration of JULES4.6 with new plant functional types. **Geoscientific Model Development**, v. 11, n. 7, p. 2857–2873, 2018. 20

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. 2. ed. Seattle, WA, USA: Elsevier, 1994. 498 p. 11

HE, J.; YU, Y.; YU, L.; YIN, C.; LIU, N.; ZHAO, S.; CHEN, X. Effect of soil texture and hydraulic parameters on WRF simulations in summer in east China. **Atmospheric Science Letters**, v. 17, n. 10, p. 538–547, 2016. 2

HURTADO, E.; SOBRINO, J. Daily net radiation estimated from air temperature and noaa-avhrr data: a case study for the iberian peninsula. **International Journal of Remote Sensing**, v. 22, n. 8, p. 1521–1533, 2001. 10

IACONO, M. J.; DELAMERE, J. S.; MLAWER, E. J.; SHEPHARD, M. W.; CLOUGH, S. A.; COLLINS, W. D. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the aer radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D13, 2008. 32

IDESAM. **Plano de Gestão da Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã. Versão para consulta pública, Instituto de Conservação e Desenvolvimento Sustentável do Amazonas**. [S.l.]: Manaus: IDESAM, 2009. 23, 25

_____. **Plano de Uso Público da Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã. IDESAM (Instituto de Conservação e Desenvolvimento Sustentável do Amazonas)**. Manaus: IDESAM, 2012. Disponível em: <<<https://idesam.org/publicacoes/plano-uso-publico-rdsu/>>>. 25

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDO CLIMÁTICOS (INPE.CPTEC). **BRAMS 6.0 - INSTALL GUIDE**. 2023. Disponível em: <http://ftp.cptec.inpe.br/pesquisa/bramsrd/BRAMS-6.0/docs/BRAMS_6.0_-_INSTALL_GUIDE.html>. Acesso em: 01 fev. 2023. 16, 17

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement**. New York: Oxford University Press, 1994. 288 p. 7, 8

KHADIR, T.; RIIPINEN, I.; TALVINEN, S.; HESLIN-REES, D.; POHLKER, C.; RIZZO, L.; MACHADO, L. A.; FRANCO, M. A.; KREMPER, L. A.; ARTAXO, P. et al. Sink, source or something in-between? net effects of precipitation on aerosol particle populations. **Geophysical Research Letters**, v. 50, n. 19, p. e2023GL104325, 2023. 2

KLEIN, V. P.; DEMARCHI, L. O.; QUARESMA, A. C.; CRUZ, J. da; PIEDADE, M. T. F. The vascular epiphyte flora in a white-sand ecosystem of the Uatumã Sustainable Development Reserve, Central Amazon. **Check List**, v. 18, n. 1, p. 157–186, 2022. 26

KRUIJT, B.; MALHI, Y.; LLOYD, J.; NORBRE, A.; MIRANDA, A.; PEREIRA, M.; CULF, A.; GRACE, J. Turbulence statistics above and within two Amazon rain forest canopies. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 94, n. 2, p. 297–331, 2000. 10

- LEE, X. Air motion within and above forest vegetation in non-ideal conditions. **Forest Ecology and management**, v. 135, n. 1-3, p. 3–18, 2000. 9
- MAPBIOMAS. **Coleção 6 da série anual de mapas de cobertura e uso da terra do Brasil**. 2022. Disponível em: <https://brasil.mapbiomas.org/>. Acesso em: 10 mar. 2022. 35, 40
- MAS, J.; SOPCHAKI, C.; RABELO, D.; ARAÚJO, F.; SOLÓRZANO, J. Análise da disponibilidade de imagens Landsat e Sentinel para o Brasil. **Geografia Ensino e Pesquisa**, v. 24, p. 47, 02 2021. 33
- MATHER, P. M.; KOCH, M. **Computer processing of remotely-sensed images: an introduction**. 4. ed. Chichester, UK: John Wiley & Sons, 2011. 429 p. 44
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. 32
- MICHILES, A. A. d. S. **Taxas de armazenamento térmico na biomassa e balanço de energia em superfície para áreas de floresta de terra firme na Amazônia**. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009. 13
- MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. F. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contributions to Geophysics**, v. 151, n. 163, p. e187, 1954. 9
- MONSON, R.; BALDOCCHI, D. **Terrestrial biosphere-atmosphere fluxes**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014. 9
- MOORE, C.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 38, n. 1-3, p. 147–168, 1986. 13
- MORAIS, F. G. **Estudo das propriedades de absorção de Brown Carbon e Black Carbon utilizando sensoriamento remoto e medidas in situ na Amazônia**. 123 p. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear - Materiais) — University of São Paulo, São Paulo, 2022. 2
- MORAIS, M. V. B. **Efeitos da vegetação sobre os termos do balanço de energia em áreas urbanas**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2014. 2
- MOREIRA, D.; FREITAS, S.; BONATTI, J.; MERCADO, L.; ROSÁRIO, N. E.; LONGO, K.; MILLER, J.; GLOOR, M.; GATTI, L. Coupling between the Jules land-surface scheme and the ccatt-brams atmospheric chemistry model (jules-ccatt-brams1.0): applications to numerical weather forecasting and the CO₂ budget in South America. **Geoscientific Model Development**, v. 6, n. 4, p. 1243–1259, 2013. 18, 19, 20, 32

- NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; ARTAXO, P. Entendendo o clima da Amazônia: avanço do lba. **Amazonia and Global Change-Geophysical Monograph Series**, v. 186, 2009. 1, 12
- NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. Características do clima amazônico: aspectos principais. In: KELLER M.; BUSTAMANTE, M. G. J. D. P. S. (Ed.). **Amazonia and global change**. Pearson: [s.n.], 2009. p. 149–162. 47
- OKE, T.; CLEUGH, H. Urban heat storage derived as energy balance residuals. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 39, n. 3, p. 233–245, 1987. 5
- OLIVEIRA, P. J. d.; FISCH, G. Perfil de vento em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Acta amazonica**, v. 31, n. 4, p. 581–581, 2001. 7
- OLSON, J. **Global ecosystem framework-definitions: USGS EROS**. [S.l.: s.n.], 1994. 38
- OMETTO, J. P. H.; NOBRE, A. D.; ROCHA, H. R.; ARTAXO, P.; MARTINELLI, L. A. Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. **Oecologia**, v. 143, n. 4, p. 483–500, 2005. 23
- PEREIRA, A.; ANGELOCCI, L.; SENTELHAS, P. **Agrometeorologia: Fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária: [s.n.], 2002. 12
- PFANNERSTILL, E. Y.; NÖLSCHER, A. C.; YÁÑEZ-SERRANO, A. M.; BOURTSOUKIDIS, E.; KEBEL, S.; JANSSEN, R. H. H.; TSOKANKUNKU, A.; WOLFF, S.; SÖRGEL, M.; Sá, M. O.; ARAÚJO, A.; WALTER, D.; LAVRIČ, J.; DIAS-JÚNIOR, C. Q.; KESSELMEIER, J.; WILLIAMS, J. Total oh reactivity changes over the amazon rainforest during an El Niño event. **Frontiers in Forests and Global Change**, v. 1, p. 12, 2018. 28
- PIRES, L. B. M.; FISCH, G.; GIELOW, R.; SOUZA, L. F.; AVELAR, A. C.; PAULA, I.; GIRARDI, R. A study of the internal boundary layer generated at the Alcantara Space Center. **American Journal of Environmental Engineering**, v. 5, n. 1A, p. 52–64, 2015. 1
- PÖHLKER, C.; WALTER, D.; PAULSEN, H.; KÖNEMANN, T.; RODRÍGUEZ-CABALLERO, E.; MORAN-ZULOAGA, D.; BRITO, J.; CARBONE, S.; DEGRENDELE, C.; DESPRÉS, V. R.; DITAS, F.; HOLANDA, B. A.; KAISER, J. W.; LAMMEL, G.; LAVRIČ, J. V.; MING, J.; PICKERSGILL, D.; PÖHLKER, M. L.; PRASS, M.; LÖBS, N.; SATURNO, J.; SÖRGEL, M.; WANG, Q.; WEBER, B.; WOLFF, S.; ARTAXO, P.; PÖSCHL, U.; ANDREAE, M. O. Land cover and its transformation in the backward trajectory footprint region of the Amazon Tall Tower observatory. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 13, p. 8425–8470, 2019. 2
- PÖHLKER, M. L.; PÖHLKER, C.; DITAS, F.; KLIMACH, T.; ANGELIS, I. Hrabe de; ARAÚJO, A.; BRITO, J.; CARBONE, S.; CHENG, Y.; CHI, X. et al. Long-term observations of cloud condensation nuclei in the Amazon rain

forest—Part 1: aerosol size distribution, hygroscopicity, and new model parametrizations for CCN prediction. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 24, p. 15709–15740, 2016. 2

PRASS, M.; ANDREAE, M. O.; ARAÚJO, A. C. de; ARTAXO, P.; DITAS, F.; ELBERT, W.; FÖRSTER, J.-D.; FRANCO, M. A.; ANGELIS, I. Hrabec de; KESSELMEIER, J. et al. Bioaerosols in the Amazon rain forest: temporal variations and vertical profiles of Eukarya, Bacteria, and Archaea. **Biogeosciences**, v. 18, n. 17, p. 4873–4887, 2021. 2

RAUPACH, M. Influences of local feedbacks on land–air exchanges of energy and carbon. **Global Change Biology**, v. 4, n. 5, p. 477–494, 1998. 9

RAUPACH, M.; FINNIGAN, J.; BRUNET, Y. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy. In: **Boundary-layer meteorology 25th anniversary volume, 1970–1995**. [S.l.: s.n.], 1996. p. 351–382. 9

RAUPACH, M.; THOM, A. S. Turbulence in and above plant canopies. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 13, n. 1, p. 97–129, 1981. 8

RICHARDS, J. A. **Remote sensing digital image analysis**. [S.l.: s.n.], 2022. 37

RODRIGUES, D. C. **Estudo dos processos de interação superfície terrestre-atmosfera com o modelo ETA em alta resolução**. 216 p. Tese (Doutorado em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)), São José dos Campos, 2018. 2

ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; GONCALVES, L. G. G. de; VILA, D. A. Combining TRMM and surface observations of precipitation: technique and validation over South America. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 3, p. 885–894, 2010. xiv, 48

SANTANA, R. A. S. de; VALE, R. S. do; TÓTA, J.; SANTOS, R. M. N. dos; FITZJARRALD, D. R.; PICANÇO, G. A. da S.; BATALHA, S. S. A.; GOMES, A. C. dos S.; COSTA, G. B.; TAPAJÓS, R.; SILVA, R. Características médias do vento acima e abaixo do dossel da floresta durante o GoAmazon em um sítio experimental na Amazônia. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 152–156, 2016. 8

SCHMITT, A. U.; AMENT, F.; ARAÚJO, A. C. de; SÁ, M.; TEIXEIRA, P. Modeling atmosphere–land interactions at a rainforest site – a case study using Amazon Tall Tower Observatory (atto) measurements and reanalysis data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 23, n. 16, p. 9323–9346, 2023. 2

SIEWERT, J.; KROSZCZYNSKI, K. Evaluation of high-resolution land cover geographical data for the WRF model simulations. **Remote Sensing**, v. 15, n. 9, p. 2389, 2023. 2

_____. Evaluation of high-resolution land cover geographical data for the wrf model simulations. **Remote Sensing**, v. 15, n. 9, p. 2389, 2023. 75

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. A description of the advanced research wrf version 3. ncar technical note-475+ str. **Citeseer**, 2008. 15

SNYDER, M. A.; SLOAN, L. C. Transient future climate over the Western United States using a Regional Climate Model. **Earth Interactions**, v. 9, n. 11, p. 1 – 21, 2005. 2

SOUZA, C.; SHIMBO, J. Z.; ROSA, M.; PARENTE, L.; ALENCAR, A.; RUDORFF, B.; HASENACK, H.; MATSUMOTO, M.; FERREIRA, L.; SOUZA-FILHO, P.; OLIVEIRA, S.; ROCHA, W.; FONSECA, A.; BALZANI, C.; DINIZ, C.; COSTA, D.; MONTEIRO, D.; ROSA, E.; VÉLEZ-MARTIN, E.; AZEVEDO, T. Reconstructing three decades of land use and land cover changes in brazilian biomes with landsat archive and earth engine. **Remote Sensing**, v. 12, n. 17, p. 2735, 2020. 33

SOUZA, C. M. A. de; JUNIOR, C. Q. D.; MARTINS, H.; D'OLIVEIRA, F. A. F.; MACHADO, L. A. T.; CARNEIRO, R. G.; FISCH, G. F. Climatologia da altura da camada limite atmosférica na Amazônia Central. **Ciência e Natura**, v. 45, n. esp. 2, p. e80266–e80266, 2023. 2

STEVENS, B.; FARRELL, D.; HIRSCH, L.; JANSEN, F.; NUIJENS, L.; SERIKOV, I.; BRÜGMANN, B.; FORDE, M.; LINNE, H.; LONITZ, K. et al. The Barbados cloud observatory: anchoring investigations of clouds and circulation on the edge of the ITCZ. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 5, p. 787–801, 2016. 2

STULL, R. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 5, 6, 7

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D7, p. 7183–7192, 2001. 44

TENNEKES, H.; LUMLEY, J. L. **A first course in turbulence**. [S.l.]: MIT Press, 1972. 7

THOMPSON, G.; EIDHAMMER, T. A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 10, p. 3636–3658, 2014. 32

UNFER, G. R.; MACHADO, L. A. T.; ARTAXO, P.; FRANCO, M. A.; KREMPER, L. A.; PÖHLKER, M. L.; PÖSCHL, U.; PÖHLKER, C. Amazonian aerosol size distributions in a lognormal phase space: characteristics and trajectories. **EGUsphere**, v. 2023, p. 1–22, 2023. 2

VELOSO, H. P.; RANGEL-FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. [S.l.]: Ibge, 1991. 25, 50

VILJUR, M.-L.; ABELLA, S. R.; ADÁMEK, M.; ALENCAR, J. B. R.; BARBER, N. A.; BEUDERT, B.; BURKLE, L. A.; CAGNOLO, L.; CAMPOS, B. R.; CHAO, A. et al. The effect of natural disturbances on forest biodiversity: an ecological synthesis. **Biological Reviews**, v. 97, n. 5, p. 1930–1947, 2022. 2

WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C. et al. Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 39, n. 6, p. 931–944, 2000. 14

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, R. E.; FEDDEMA, J. J.; KLINK, K. M.; LEGATES, D. R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C. M. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 90, n. C5, p. 8995–9005, 1985. 45

YI, C. Momentum transfer within canopies. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 1, p. 262–275, 2008. 8

YI, C.; MONSON, R. K.; ZHAI, Z.; ANDERSON, D. E.; LAMB, B.; ALLWINE, G.; TURNIPSEED, A. A.; BURNS, S. P. Modeling and measuring the nocturnal drainage flow in a high-elevation, subalpine forest with complex terrain. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D22, 2005. 8

ZAHN, E. **Análise de similaridade entre escalares sobre uma Floresta Amazônica**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) — Universidade Federal do Paraná, 2016. 8

ZAHN, E.; DIAS, N. L.; ARAÚJO, A.; SÁ, L. D.; SÖRGEL, M.; TREBS, I.; WOLFF, S.; MANZI, A. Scalar turbulent behavior in the roughness sublayer of an amazonian forest. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 17, p. 11349–11366, 2016. 25

ZAN, B.; YU, Y.; DONG, L.; LI, J.; ZHAO, G.; ZHANG, T. Numerical study of the impact of complex terrain and soil moisture on convective initiation. **Atmosphere**, v. 11, n. 8, p. 871, 2020. 83

ZEPKA, G. **Previsão de descargas atmosféricas usando o modelo de mesoescala WRF**. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2011. 1, 18

