



UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS - UFAM
INSTITUTO DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS HUMANAS E SOCIAIS - IFCHS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGGEO
CURSO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA

GABRIEL VINICIUS BARROS LIMA

ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E VARIABILIDADE DA
PRECIPITAÇÃO NO ESTADO AMAZONAS

Manaus - AM

2025

GABRIEL VINICIUS BARROS LIMA

ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E VARIABILIDADE DA
PRECIPITAÇÃO NO ESTADO AMAZONAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal do Amazonas como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia, com área de concentração Domínios da Natureza na Amazônia.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Jaci Maria Bilhalva Saraiva

Manaus - AM

2025

Ficha Catalográfica

Elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

L732z Lima, Gabriel Vinicius Barros
Zona de Convergência Intertropical e Variabilidade da Precipitação no
Estado Amazonas / Gabriel Vinicius Barros Lima. - 2025.
107 f. : il., color. ; 31 cm.

Orientador(a): Jaci Maria Bilhalva Saraiva.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Amazonas,
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Manaus, 2025.

1. Zona de Convergência Intertropical. 2. Precipitação. 3.
Amazonas. 4. Teoria Geossistêmica. 5. Variabilidade. I. Saraiva, Jaci
Maria Bilhalva. II. Universidade Federal do Amazonas. Programa de
Pós-Graduação em Geografia. III. Título

GABRIEL VINICIUS BARROS LIMA

ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E VARIABILIDADE DA
PRECIPITAÇÃO NO ESTADO AMAZONAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal do Amazonas como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia, com área de concentração Domínios da Natureza na Amazônia.

Aprovado em 09 de maio de 2025.

Banca Examinadora

Profa. Dra. Jaci Maria Bilhalva Saraiva (Orientadora)

Prof. Dr. João Cândido André da Silva Neto (UFAM)

Prof. Dr. Valdir Soares de Andrade Filho (UEA)

Dedico à minha mãe, Tassiane Brasil, cujo amor incondicional e força sempre me guiaram, e ao meu pai, William Marcelo, cujo apoio e exemplo moldaram quem eu sou. Este trabalho é fruto do incentivo de vocês, da confiança que depositaram em mim e de cada sacrifício que fizeram para que eu chegasse até aqui. Com todo o meu amor e gratidão, dedico esta conquista a vocês.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por ter me dado forças e sabedoria para lidar com as diversidades e dificuldades em meu caminho.

Aos meus queridos pais, que tanto me inspiram todos os dias, Tassiane Brasil e William Marcelo, que sempre me apoiaram e fazem de tudo por mim. Espero que um dia eu consiga retribuir minimamente todo o esforço e a ajuda que vocês me oferecem. Agradeço à minha mãe por me compreender nos momentos em que eu estava atarefado e ao meu pai, que sempre lutou diariamente para que nada faltasse em casa e para não me sobrecarregar.

À minha orientadora, Dra. Jaci Maria Bilhalva Saraiva, que foi extremamente importante desde o início até o fim da pesquisa. Sempre foi paciente comigo, me incentivou nos momentos que pareciam difíceis e, sempre que necessário, esteve disponível para me orientar. Agradeço também pelos "puxões de orelha" quando precisos. Não tenho palavras para expressar minha gratidão; para mim, foi uma figura "materna", pelo cuidado que teve comigo durante minha estadia em Rio Grande (RS).

À minha namorada, Rebeca Soares, que me apoiou e acreditou em mim quando eu estava desmotivado, compreendendo minha dedicação árdua à pesquisa da dissertação.

À instituição financiadora Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas (FAPEAM), cujo suporte financeiro foi essencial para a conclusão do meu trabalho com êxito.

À Universidade Federal do Amazonas (UFAM), pela oportunidade de estudar, e ao programa de pós-graduação em Geografia, pelo suporte.

À Universidade Federal do Rio Grande (FURG), pelo acolhimento durante minha estadia e por permitir o uso do Laboratório de Oceanografia e Meteorologia e seus equipamentos, o que possibilitou o desenvolvimento do meu trabalho. Ao Dr. Ricardo Acosta Gotuzzo, que auxiliou na tabulação e manipulação dos dados.

Ao meu amigo e irmão do coração, Filipe Oliveira, pelo apoio durante todo o mestrado.

Às minhas amigas Ilma Farias e Mayara Carvalho, pela companhia e ajuda ao longo do mestrado.

Ao Alan Ricardo, que me apresentou e acolheu na FURG, ajudando-me em todos os momentos durante minha estadia. Ao Lucas Stecker, que dividiu o quarto

comigo e teve paciência nas madrugadas em que eu estava desenvolvendo minha pesquisa.

Aos meus amigos Larissa Cruz, Marcos Brum e Micael Weslei, que compartilharam o dia a dia comigo na Casa do Estudante da FURG.

Ao Dr. Valdir Soares de Andrade Filho, por me aceitar no Estágio em Docência, permitindo que eu ministrasse e acompanhasse aulas de Geomorfologia, fundamentais para meu desenvolvimento profissional.

RESUMO

A pesquisa analisa a influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na precipitação do estado do Amazonas, abrangendo o período de 2002 a 2019. O objetivo central é compreender se a influência da ZCIT sobre a região Amazônica, assim como avaliar como seu deslocamento e intensidade afetam a distribuição e a variabilidade das chuvas. O problema investigado reside na escassez de estudos detalhados sobre a atuação da ZCIT no estado do Amazonas, uma vez que a maioria dos trabalhos explora a região Amazônica como um todo e a região nordeste do Brasil. Para tal, a metodologia empregada baseia-se na Teoria Geossistêmica, que integra os componentes abióticos e bióticos para uma análise holística do sistema ambiental. Foram utilizados dados observacionais do INMET e estimativas do satélite TRMM, comparados por meio da correlação de Pearson, que evidenciou uma forte associação entre os dois conjuntos de dados (valores entre 0,727 e 0,893) confirmando a confiabilidade dos dados do TRMM para estudos climatológicos. Além disso, a aplicação de técnicas de análise espacial, como a krigagem simples no ArcGIS, possibilitou a criação de mapas precisos da precipitação na região, enquanto ferramentas como GrADS e CDO contribuíram para o processamento e visualização dos dados climáticos. Com base nesses procedimentos, os resultados demonstraram que a ZCIT possui influência significativa na modulação dos padrões de precipitação no estado do Amazonas. As variações na posição e intensidade da ZCIT impactam não só o ambiente natural, mas também atividades humanas, como agricultura e navegação fluvial. Dessa forma, conclui-se que a ZCIT é um dos mais importantes sistemas precipitantes no estado do Amazonas e que o conhecimento sobre sua variação temporal e espacial fornece subsídios relevantes para o manejo ambiental e o planejamento regional sustentável.

Palavras-chave: Zona de Convergência Intertropical; Precipitação; Amazonas.

ABSTRACT

The study examines the influence of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) on rainfall in the Amazonas state, covering the period from 2002 to 2019. The central objective is to understand the ITCZ's impact on the Amazon region and evaluate how its displacement and intensity affect the distribution and variability of rainfall. The investigated problem lies in the scarcity of detailed studies on the ITCZ's role in the Amazonas state, as most research focuses on the Amazon region as a whole or the Brazilian Northeast. The methodology is based on Geosystem Theory, which integrates abiotic and biotic components for a holistic analysis of the environmental system. Observational data from INMET and TRMM satellite estimates were compared using Pearson correlation, revealing a strong association between the two datasets (values between 0.727 and 0.893), confirming TRMM's reliability for climatological studies. Spatial analysis techniques, such as simple kriging in ArcGIS, enabled the creation of precise rainfall maps for the region, while tools like GrADS and CDO contributed to climate data processing and visualization. Results demonstrated that the ITCZ significantly modulates rainfall patterns in the Amazonas state. Variations in the ITCZ's position and intensity impact not only the natural environment but also human activities such as agriculture and river navigation. Thus, the study concludes that the ITCZ is one of the most critical precipitation systems in the Amazonas state, and knowledge of its temporal and spatial variability provides relevant support for environmental management and sustainable regional planning.

Keywords: Intertropical Convergence Zone; Precipitation; Amazonas.

LISTA DE SIGLAS

BDMEP - Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa

COLA - Center Ocean Land and Atmosphere

CPTEC - Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

ENOS - El Niño-Oscilação Sul

GOES - Geostationary Operational Environmental Satellite

GRADS - Grid Analysis and Display System

HN - Hemisfério Norte

HS - Hemifério Sul

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

JAXA - Japan Aerospace Exploration Agency

LIS - Linhas de Instabilidades

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration

ROL - Radiação de Onda Longa

TRMM - Tropical Rainfall Measuring Mission

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Efeito da Força de Coriolis sobre os ventos Alísios e Contra-Alísios.....	21
Figura 2: Estimativa da posição média pentadal da ZCIT.	24
Figura 3: Precipitação acumulada anual (mm) no Brasil.	26
Figura 4: Esquema teórico da Teoria Geossistêmica.	34
Figura 5: Localização do estado do Amazonas.	37
Figura 6: Sensores do Satélite TRMM.....	39
Figura 7: Mapa de localização das estações meteorológicas.....	41
Figura 8: Dados estimados e observados em Boxplot.....	52
Figura 9: Regressão linear da correlação de Pearson de todas as estações.	54
Figura 10: Precipitação mensal do período de 2002 a 2019.....	79
Figura 11: Precipitação média por ano do estado do Amazonas.....	82
Figura 12: ROL por Trimestre dos meses outubro, novembro e dezembro de 2002 a 2019.....	84
Figura 13: ROL por Trimestre dos meses de janeiro, fevereiro e março de 2002 a 2019.	85
Figura 14: ROL por Trimestre dos meses de abril, março e junho de 2002 a 2019. .	86
Figura 15: ROL por Trimestre dos meses de julho, agosto e setembro de 2002 a 2019.	88

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1: Precipitação mensal da estação de Barcelos.....	56
Gráfico 2: Precipitação acumulada anual da estação de Barcelos.	56
Gráfico 3: Precipitação mensal da estação de Benjamin Constant.....	58
Gráfico 4: Precipitação acumulada anual da estação de Benjamin Constant.	58
Gráfico 5: Precipitação mensal da estação de Codajás.	59
Gráfico 6: Precipitação acumulada anual da estação de Codajás.	60
Gráfico 7: Precipitação mensal da estação de Eirunepé.	61
Gráfico 8: Precipitação acumulada anual da estação de Eirunepé.....	61
Gráfico 9: Precipitação mensal da estação de Fonte Boa.	63
Gráfico 10: Precipitação acumulada anual da estação de Fonte Boa.....	63
Gráfico 11: Precipitação mensal da estação de Itacoatiara.	65
Gráfico 12: Precipitação acumulada anual da estação de Itacoatiara.	65
Gráfico 13: Precipitação mensal da estação de Lábrea.	66
Gráfico 14: Precipitação acumulada anual da estação de Lábrea.	67
Gráfico 15: Precipitação mensal da estação de Manaus.	68
Gráfico 16: Precipitação acumulada anual da estação de Manaus.	69
Gráfico 17: Precipitação mensal da estação de Manicoré.....	70
Gráfico 18: Precipitação acumulada anual da estação de Manicoré.	70
Gráfico 19: Precipitação mensal da estação de São Gabriel da Cachoeira.	72
Gráfico 20: Precipitação acumulada anual da estação de São Gabriel da Cachoeira.	72
Gráfico 21: Precipitação mensal da estação de Tefé.	73
Gráfico 22: Precipitação acumulada anual da estação de Tefé.....	74
Gráfico 23: Precipitação média mensal (TRMM) e total acumulado mensal dos focos de queimadas da cidade de Lábrea.	90

Gráfico 24: Precipitação média mensal (TRMM) e total acumulado mensal dos focos de queimadas da cidade de Barcelos.	91
--	----

LISTA DE TABELAS E QUADROS

Tabela 1: Anomalias trimestrais do El Niño-Oscilação do Sul.	29
Tabela 2: Informações das estações do INMET.	40
Quadro 1: Classificação do coeficiente da correlação de Pearson.	45
Tabela 3: Informações do Boxplot dos dados estimados e observados.	52
Tabela 4: Coeficiente da correlação de Pearson entre os dados estimados e observados.	53

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	18
OBJETIVOS.....	20
1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
1.1 Circulação nos trópicos	21
1.2 Zona de Convergência Intertropical	23
1.3 Precipitação na Amazônia.....	25
1.3.1 Enos na Precipitação na Amazônia	26
1.4 Radiação Solar e Espectro eletromagnético.....	29
1.4.1 Radiação de Onda Longa - ROL	30
1.5 Queimadas na Amazônia	32
2 METODOLOGIA	34
2.1 Método da Pesquisa	34
2.2 Área de Estudo	36
2.3 Dados Utilizados	37
2.3.1 Dados Estimados	38
2.3.2 Dados Observados.....	39
2.3.3 ROL (Radiação de Onda Longa)	41
2.3.4 Focos de Queimadas	43
2.4 Correlação de Pearson	44
2.5 Espacialização dos dados estimados.....	46
2.6 Programas Utilizados	48
2.6.1 ArcGis	48
2.6.2 GRADS	49
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	51
3.1 Validação dos dados estimados.....	51
3.1.1 Correlação TRMM x INMET	51

3.2 Distribuição dos dados Observados e Estimados.....	54
3.2.1 Padrões Temporais Observados	74
3.3 Variabilidade Espacial da Precipitação no Estado do Amazonas	76
3.4 Identificação da ZCIT e sua variação temporal e espacial.....	82
3.4.1 Padrões de convecção no estado do Amazonas	83
3.5 A importância da ZCIT para a região Amazônica	88
CONCLUSÃO	92
REFERÊNCIAS	93
ANEXOS.....	102
Anexo A: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Benjamin Constant.....	102
Anexo B: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Barcelos.....	102
Anexo C: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de São Gabriel da Cachoeira.	103
Anexo D: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Fonte Boa.	103
Anexo E: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Eirunepé.	104
Anexo F: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Tefé.	104
Anexo G: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Codajás.....	105
Anexo H: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Lábrea.	105
Anexo I: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Manaus.	106
Anexo J: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Manicoré.	106

Anexo K: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Itacoatiara.	107
---	-----

INTRODUÇÃO

A ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) tem um papel fundamental na dinâmica climática global e regional. Ela consiste em uma região de convergência dos ventos alísios do hemisfério norte com os ventos alísios do hemisfério sul, localizada aproximadamente na região equatorial (Uvo, 1989). Caracterizada por convecção profunda e intensas precipitações, a ZCIT avança de leste a oeste, impulsionada por ventos alísios predominantes. Essa poderosa corrente atmosférica alimenta os sistemas tropicais em sua trajetória, tornando-se o mecanismo principal de aquecimento atmosférico da região (Uvo, 1989; Curtis e Hastenrath, 1999).

Além desse, a ZCIT é um componente fundamental da circulação geral da atmosfera, formada no ramo ascendente da célula de Hadley (Ferreira, 1996). Ela surge na região onde se encontram os ventos alísios de nordeste, provenientes do Hemisfério Norte, e os ventos alísios de sudeste, oriundos do Hemisfério Sul. Sua posição corresponde aproximadamente ao equador térmico, a linha que une regiões de igual temperatura ao longo do globo (Varejão-Silva, 2006).

Pesquisas anteriores avaliaram os aspectos diagnósticos da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua influência na variabilidade pluviométrica do Brasil tropical. No entanto, a maioria dessas análises focou na região do Nordeste Brasileiro (Uvo, 1989; Souza et al., 1998; Xavier et al., 2000; Coelho et al., 2004; Ferreira et al., 2005). São poucos os estudos climatológicos abrangentes que explore o comportamento da ZCIT e sua influência direta na variabilidade de precipitação na Amazônia.

Nesse sentido, a ZCIT desempenha um papel central no complexo sistema climático na região do Estado do Amazonas, exercendo influência significativa sobre os padrões de precipitação e a dinâmica ambiental da região. Caracterizado pela convergência de massas de ar úmido e quente próximo à Linha do Equador, esse fenômeno atmosférico exerce uma influência sobre a variabilidade climática da região Amazônica. As variações na intensidade e na posição da ZCIT têm um impacto direto na quantidade e na distribuição das chuvas, afetando não apenas o ambiente natural, mas também as atividades humanas, como a agricultura e a navegação fluvial.

No estado do Amazonas, o estudo da ZCIT tem uma importância singular devido a vasta região amazônica, com sua rica biodiversidade e ecossistemas únicos. Além disso, a economia local e o bem-estar das comunidades ribeirinhas e indígenas

estão intrinsecamente ligados aos ciclos sazonais de chuva e seca, que são moldados pela dinâmica da ZCIT. Apesar da relevância indiscutível da ZCIT para o estado do Amazonas, ainda há lacunas no conhecimento científico sobre esse fenômeno climático específico. Embora existam estudos que abordam a ZCIT em nível global e regional, há uma necessidade de compreender de forma mais detalhada sua influência específica sobre o clima no Amazonas.

A presente pesquisa visa preencher essa lacuna, busca compreender melhor o deslocamento e a intensidade da ZCIT no estado do Amazonas ao longo dos anos e como isso influencia a distribuição de precipitação em diferentes regiões. Dessa forma, será possível responder questões como: A ZCIT é o principal sistema precipitante no estado do Amazonas? Se sim, até onde pode impactar e em que período?. Partindo dessas questões norteadoras, o estudo buscará entender a dinâmica da ZCIT no estado.

OBJETIVOS

OBJEITVO GERAL

Analisar o posicionamento e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) em seu ciclo anual (2002-2019) e seus impactos na precipitação no estado do Amazonas.

OBJETIVO ESPECÍFICO:

1. Analisar as séries históricas (2002-2019) dos dados de precipitação observacionais (INMET), descrever a distribuição temporal (Variabilidade Anual) e espacial dos dados de precipitação (2002-2019).
2. Utilizar os dados estimados do satélite TRMM e compará-las com o intuito de avaliar a acurácia dos dados utilizando a correlação de Pearson.
3. Identificar a zona de convergência intertropical e sua variação espacial e temporal utilizando para tal as séries de Radiação de Onda Longa.

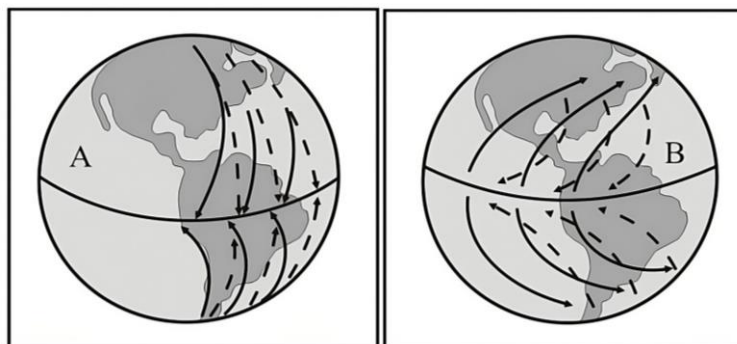
1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1 Circulação nos trópicos

Os movimentos atmosféricos são fenômenos naturais que ocorrem na atmosfera terrestre, são consequências de uma diferença de aquecimento no globo terrestre devido à inclinação de seu eixo de rotação em relação ao plano da órbita em direção ao equador-polo e continente-oceano juntamente com sua própria rotação. Assim, a maior incidência de raios solares encontra-se na região Equatorial. Por isso, movimentos atmosféricos se originam para que haja uma redistribuição do calor, ou seja, para que o ar mais quente da região do Equador se desloque em direção às latitudes médias e polares, fundamental na regulação do clima global e na redistribuição de calor ao redor da Terra (Trenberth e Solomon, 1994).

A Força ou Efeito Coriolis é responsável por este fenômeno, fazendo com que os ventos se desviem (deflexão) para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul. Esta força se aplica a qualquer objeto em movimento dentro de um meio rotativo (Molion, 1987; Vianello e Alves, 1991). A Figura 1.A ilustra o aparente “desvio” da trajetória do vento, da mesma forma a Figura 1.B mostra o desvio da trajetória para a direita ou para a esquerda, dependendo da perspectiva do observador, em ambos os hemisférios.

Figura 1: Efeito da Força de Coriolis sobre os ventos Alísios e Contra-Alísios.



Fonte: Adaptado de Vianello e Alves, 1991.

Nesse processo os ventos alísios são fundamentais pois convergem para a zona do cavado equatorial, desempenhando um papel crucial como parte da Circulação de Hadley em escala planetária (Uvo et. al 1997). Esses ventos, que

cobrem aproximadamente metade da superfície terrestre, atuam como coletores e distribuidores de calor sensível e latente, retirados da superfície oceânica e direcionados para regiões Tropicais (Massamboni e Carvalho, 1994).

Nas altas subtropicais dos hemisférios norte e sul, os ventos alísios têm sua origem. Segundo Sadourny (1994) as temperaturas aumentam na faixa equatorial, resultando em uma área de baixa pressão constante e massas de ar mais leves. Os centros dispersores de vento se formam em locais extratropicais a cerca de 30° de latitude, onde as pressões são mais altas do que na região equatorial. Os ventos alísios trazem massas de ar menos quentes de regiões mais frias para substituir as massas de ar da região equatorial que subiram devido às altas temperaturas. Os alísios "viajam" pelas camadas mais baixas da Troposfera entre as regiões subtropicais (no norte e no sul) (Vianello e Alves, 1991).

Os alísios possuem uma velocidade de 5m/s e são fortemente "travados" pela fricção das camadas inferiores. Eles se aquecem, ficam mais leves e ascendem e causam chuvas na região equatorial. Depois de voltarem para suas regiões de origem, eles são chamados de Contra-Alísios e agora "viajam" pelas partes mais altas da Troposfera (Torres e Machado, 2008).

Como resultado do movimento de rotação da Terra, os ventos alísios seguem um padrão específico em diferentes hemisférios (Barry, 2009). No Hemisfério Norte, os ventos sopram de nordeste para sudoeste, conhecidos como Alísios do Nordeste. Por outro lado, no Hemisfério Sul, eles sopram de sudeste para noroeste. Este movimento direcional é contrário ao que seria esperado se a Terra estivesse estacionária (Hastenrath, 1985).

A célula de Walker é importante para a circulação nos trópicos, sua formação está relacionada ao aquecimento das águas do Oceano Pacífico. Em condições normais, seu movimento acompanha os ventos alísios de leste para oeste, em baixos níveis. Isso ajuda a aquecer a camada superior do oceano, formando uma região de convecção. Essa célula é caracterizada pela ascensão do ar quente na região oeste do Pacífico, onde a superfície do mar é mais quente.

Esse ar ascendente se move em direção ao leste em altitudes elevadas e, ao resfriar-se, desce na região leste do Pacífico, onde a superfície do mar é mais fria. Completa-se o ciclo com o fluxo de retorno do ar próximo à superfície que se move de volta para o oeste. A Célula de Walker está intimamente ligada aos fenômenos El Niño e La Niña, que são variabilidades climáticas importantes influenciadas pela interação

entre o oceano e a atmosfera na região do Pacífico. Durante um evento de El Niño, a circulação da Célula de Walker enfraquece ou até inverte, resultando em mudanças significativas nos padrões climáticos globais. Por outro lado, durante um evento de La Niña, a circulação da Célula de Walker se intensifica, promovendo condições climáticas opostas às do El Niño.

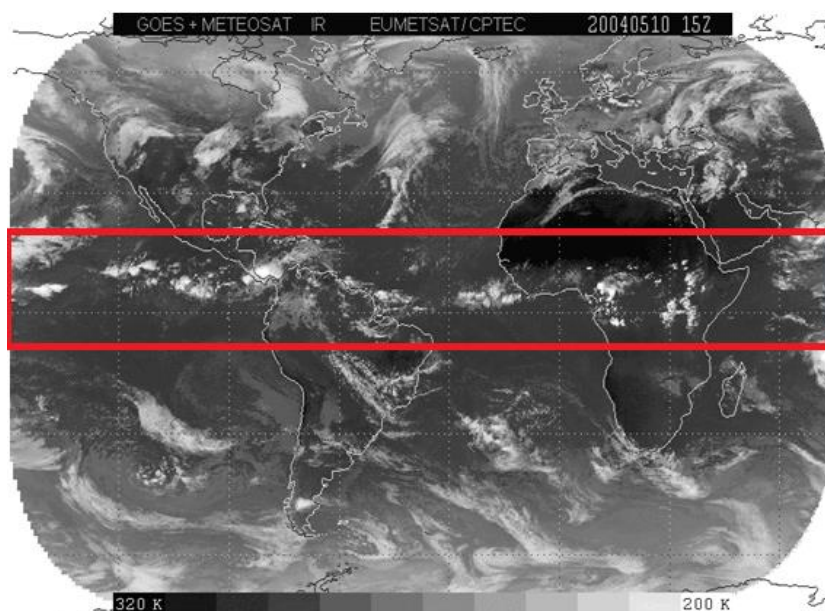
1.2 Zona de Convergência Intertropical

Segundo Uvo (1989), a ZCIT é caracterizada com uma banda de nebulosidade convectiva. Ela importa vapor d'água das camadas inferiores da atmosfera e exporta energia potencial gravitacional e calor sensível através da alta troposfera. Essa transferência de calor é vital para manter o equilíbrio térmico global, movendo calor da região equatorial para latitudes mais altas (Hastenrath, 1985).

A formação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ocorre na confluência dos ventos alísios do nordeste do hemisfério norte e os ventos alísios do sudeste do hemisfério sul. A convergência desses ventos faz o ar quente e úmido subir quando esses ventos se encontram, formando uma extensa faixa de nebulosidade convectiva. Como mostrado na figura 2, esse fenômeno tem um impacto significativo no padrão de chuvas na região norte e nordeste do Brasil. Além disso, esse sistema atmosférico é considerado um dos principais responsáveis pela precipitação na faixa equatorial que abrange os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico (Uvo, 1989; Ferreira, 1996).

Ainda, a ZCIT interage com vários sistemas, incluindo a Zona de Confluência dos Ventos Alísios do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, a zona de cavado equatorial, a zona de máxima TSM, a zona de máxima convergência e a cobertura de nuvens convectivas (Uvo, 1989; Curtis e Hastenrath, 1999). Esses sistemas estão mais ao norte do equador geográfico devido à assimetria climática significativa nos oceanos Atlântico e Pacífico Tropical, causada pela interação oceano-atmosfera e pela distribuição desigual dos continentes (Uvo, 1989; Philander et al., 1996).

Figura 2: Estimativa da posição média pentadal da ZCIT.



Fonte: CPTEC, 2004, adaptado pelo autor.

Autores como Hastenrath e Heller (1997) e Citeau et al., (1988) destacam que a convecção da ZCIT ocorre entre o hemisfério norte e sul. A sua posição se encontra mais ao norte no verão boreal (agosto e setembro) aproximadamente a 8°N e mais ao sul no verão austral (março e abril) chegando a 1°N . Em outros estudos como os de Nobre e Molion (1998) destaca que a posição média mais ao norte no hemisfério norte atinge 14°N , enquanto a sua posição mais ao sul no hemisfério sul alcança 2°S .

Ao longo de um ano, a ZCIT se desloca alternadamente em direção ao hemisfério que está mais aquecido. A faixa estreita de nebulosidade convectiva bem definida é presente nos oceanos Pacífico centro-oriental e Atlântico tropical. Os continentes sul-americano e africano apresentam a mesma dinâmica, que varia de acordo com as estações do ano, mas com uma distribuição espacial mais espalhada e segmentada (Curtis e Hastenrath, 1999). O deslocamento da ZCIT pode apresentar diferença em seu padrão devido à continentalidade e à maritimidade. A primeira destaca a presença de vegetação e relevo nos continentes, uma característica que contribui para o desvio significativo da ZCIT sobre essas áreas. Em contraste com a primeira, a segunda desvia a ZCIT da linha do equador geográfico e a dirige para regiões mais distantes (Molion & Bernardo, 2002).

Dito isso, a localização da ZCIT é avaliada usando várias variáveis físicas, incluindo cobertura de nuvens, ventos meridionais em baixos níveis e pressão ao nível médio do mar, temperatura de brilho e radiação de onda longa emergente (ROLE) são

duas das ferramentas mais frequentemente utilizada como um indicador representativo da ZCIT (Uvo, 1989).

1.3 Precipitação na Amazônia

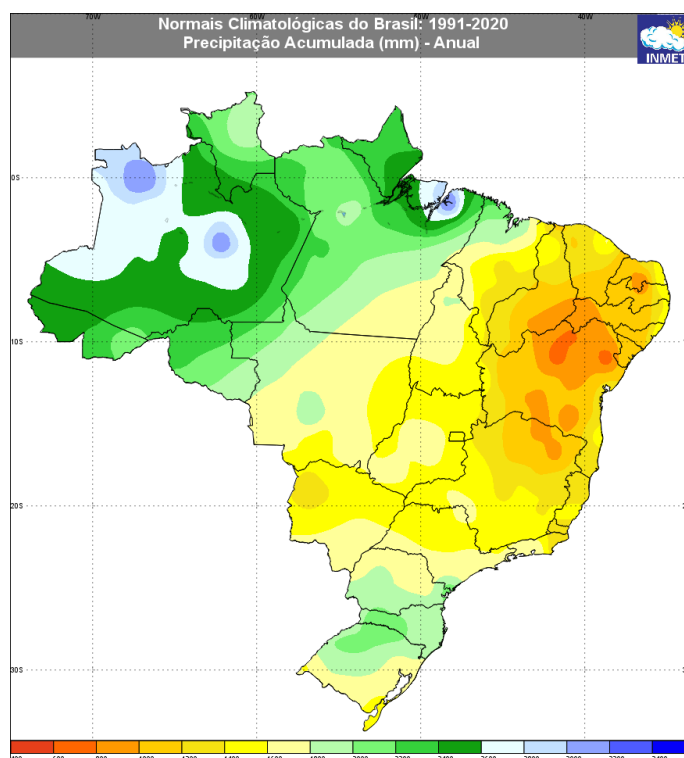
A Floresta Amazônica apresenta uma elevada pluviosidade com seu clima equatorial quente e úmido, com valores médios de precipitação anual variando entre 2.000 a 2.200 mm. Este cenário está associado a uma intensa atividade convectiva, caracterizada por períodos prolongados e vigorosos de chuvas ao longo do ano. Durante o auge da estação chuvosa, a precipitação frequentemente ultrapassa a marca de 250 mm/mês (Horel et al., 1989).

Conforme destacado por Nobre (2009), a convecção na região Amazônica representa um mecanismo crucial de aquecimento na atmosfera tropical, desempenhando um papel determinante na definição do clima e das condições meteorológicas locais, assim, processo modula os padrões de precipitação.

Além desse, a intensidade das chuvas na Amazônia é resultado da complexa interação entre diversos fatores climáticos e geográficos. A evapotranspiração da floresta, a umidade proveniente do Oceano Atlântico e a reciclagem de umidade são os principais processos que contribuem para a formação das chuvas na região

A região norte do Brasil, se destaca por três notáveis centros de precipitação (figura 3). O primeiro localiza-se no noroeste da Amazônia, registrando uma média anual de 3000 mm de chuva, associado à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Esta zona conduz, a partir dos ventos leste, o ar úmido que, ao ascender ao transpor os Andes, é condensado (Nobre, 2007). Outro centro de precipitação está situado próximo ao paralelo 5° S, apresentando valores de 2500 mm/ano, enquanto o último centro, localizado na parte leste, registra uma precipitação anual de 2800 mm.

Figura 3: Precipitação acumulada anual (mm) no Brasil.



Fonte: INMET, 2024.

Molion (1993) abordou as diversas facetas da variabilidade climática na região amazônica, destacando suas influências sobre os padrões pluviométricos. Em uma síntese classificatória, identificam-se os principais sistemas atmosféricos que impactam distintas áreas da Amazônia, podendo desencadear eventos de precipitação. Dentre esses sistemas, incluem-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), as Linhas de Instabilidade da Amazônia (LIs), as frentes frias relacionadas ao fenômeno das friagens, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), os Jatos de Baixos Níveis (JBN) paralelos e próximos aos Andes, as ondas de leste, a Alta da Bolívia e os cavados de altos níveis propagando-se de leste para oeste.

1.3.1 Enos na Precipitação na Amazônia

O fenômeno climático El Niño, caracterizado por um aquecimento anômalo das águas superficiais do Oceano Pacífico equatorial, exerce uma influência significativa sobre os padrões de precipitação em diversas partes do mundo, incluindo a Amazônia. Durante os eventos de El Niño, há uma redistribuição dos sistemas de precipitação, que pode resultar em uma redução significativa das chuvas na região amazônica.

Estudos, como os realizados por Marengo (2004), demonstram que os anos de El Niño tendem a ser marcados por uma diminuição na quantidade de precipitação na Amazônia central e oriental, enquanto a Amazônia ocidental pode experimentar padrões mais complexos de variabilidade pluviométrica. Essa redução nas chuvas é atribuída à influência do El Niño sobre a circulação atmosférica, que modifica os padrões de convecção e de transporte de umidade, resultando em um enfraquecimento dos mecanismos que normalmente promovem a formação de chuvas na região.

Além disso, as análises de Fernandes et al., (2011) indicam que a frequência e intensidade das secas na Amazônia aumentam durante os eventos de El Niño. Essas secas podem ter impactos severos sobre os ecossistemas, incluindo a redução da disponibilidade de água, aumento do risco de incêndios florestais e efeitos adversos sobre a biodiversidade. A compreensão dessas interações é fundamental para o desenvolvimento de estratégias de mitigação e adaptação aos efeitos das mudanças climáticas na região.

Em contrapartida, o fenômeno La Niña, caracterizado pelo resfriamento anômalo das águas superficiais do Oceano Pacífico equatorial, também exerce uma influência significativa sobre os padrões climáticos globais. Durante os eventos de La Niña, a Amazônia tende a experimentar um aumento na precipitação, especialmente nas regiões central e oriental, conforme discutido por pesquisadores como Grimm e Tedeschi (2009). Esse aumento na precipitação é atribuído ao fortalecimento dos ventos alísios, que intensificam a convecção e o transporte de umidade para a região.

Estudos realizados por Marengo et al. (2013) indicam que os anos de La Niña são frequentemente associados a enchentes e um incremento na vazão dos rios amazônicos. Por outro lado, trabalhos como os de Cavalcanti et al. (2009) mostram que o impacto de La Niña pode variar significativamente, dependendo da intensidade e duração do evento. A análise dessas variações é crucial para entender as implicações climáticas de La Niña e desenvolver estratégias de gerenciamento de recursos hídricos na região.

As anomalias da Oscilação Sul-El Niño (ENOS) mostradas na tabela 1 indicam variações sazonais da temperatura da superfície do mar ao longo dos anos, com valores positivos associados a eventos de El Niño e valores negativos a eventos de La Niña. Essas anomalias são importantes para entender os impactos climáticos em diferentes regiões, incluindo a Amazônia.

O ENOS influencia significativamente o clima da Amazônia, afetando tanto a quantidade de precipitação quanto a temperatura. Durante eventos de El Niño, a região amazônica frequentemente experimenta condições mais secas e temperaturas mais altas. Isso pode levar a secas severas, que impactam negativamente a biodiversidade, a agricultura, e aumentam a incidência de incêndios florestais. Por outro lado, eventos de La Niña tendem a trazer mais chuvas para a Amazônia, o que pode resultar em inundações.

Vários autores têm explorado o impacto do ENOS na Amazônia. Por exemplo, Marengo (2016) discute como os eventos de El Niño de 1997-1998 e 2015-2016 causaram secas extremas na região, resultando em significativas perdas econômicas e ecológicas. Além disso, estudos de Costa e Foley (1999) mostram que as variações no ciclo hidrológico da Amazônia, influenciadas pelo ENOS, têm efeitos duradouros na dinâmica florestal e nos fluxos de carbono.

Outro estudo relevante é o de Espinoza et al. (2011), que analisou as interações entre os ciclos de ENOS e os padrões de precipitação na Amazônia. Eles descobriram que as anomalias positivas de temperatura do mar no Pacífico (El Niño) estão fortemente correlacionadas com a redução da precipitação na Amazônia durante a estação seca, exacerbando as condições de seca. Mais recentemente, Santos et al. (2024) analisaram a relação do fenômeno ENOS na variabilidade dos elementos climáticos na cidade de Manaus entre 2012 e 2021, evidenciando tendências de aumento de precipitação, temperaturas e eventos extremos associados ao El Niño e La Niña.

Tabela 1: Anomalias trimestrais do El Niño-Oscilação do Sul.

ANO	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2002	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.4	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3	1.1
2003	0.9	0.6	0.4	0.0	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
2004	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	-0.6	-0.8
2006	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.1	0.0	0.1	0.3	0.5	0.8	0.9	0.9
2007	0.7	0.2	-0.1	-0.3	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.1	-1.3	-1.5	-1.6
2008	-1.6	-1.5	-1.3	-1.0	-0.8	-0.6	-0.4	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.7
2009	-0.8	-0.8	-0.6	-0.3	0.0	0.3	0.5	0.6	0.7	1.0	1.4	1.6
2010	1.5	1.2	0.8	0.4	-0.2	-0.7	-1.0	-1.3	-1.6	-1.6	-1.6	-1.6
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.7	-0.6	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.0	-1.1	-1.0
2012	-0.9	-0.7	-0.6	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.2
2013	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.2	0.0	0.1	0.2	0.5	0.6	0.7
2015	0.5	0.5	0.5	0.7	0.9	1.2	1.5	1.9	2.2	2.4	2.6	2.6
2016	2.5	2.1	1.6	0.9	0.4	-0.1	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.6
2017	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.1	-0.1	-0.4	-0.7	-0.8	-1.0
2018	-0.9	-0.9	-0.7	-0.5	-0.2	0.0	0.1	0.2	0.5	0.8	0.9	0.8
2019	0.7	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.3	0.1	0.2	0.3	0.5	0.5

A: abril/agosto D: dezembro F: fevereiro M: março/maio J: janeiro/junho/julho N: novembro O: outubro
S: setembro

Anomalia positiva (El Niño tem anomalia maior ou igual a 0,5°C)

Anomalia negativa (La Niña tem anomalia menor ou igual a -0,5°C)

Fonte: NOAA, 2024.

1.4 Radiação Solar e Espectro eletromagnético

A principal fonte de energia da Terra é a radiação solar, que emana do Sol, uma estrela anã amarela com um raio de aproximadamente $6,96 \times 10^5$ km e uma massa de cerca de $1,99 \times 10^{30}$ kg. Composta principalmente por hidrogênio (71%), hélio (26,5%) e outros elementos menores (2,5%), a camada visível do Sol, conhecida como fotosfera, é onde se origina quase toda a radiação solar que atinge a Terra (Mavi; Tupper, 2004; Lopes Júnior, 2017; Na superfície do Sol, a temperatura média é de aproximadamente 5.700 °C (Echer et al., 2003; Liou, 2002). A radiação solar serve de base para todas as atividades terrestres, desempenhando um papel crucial na alteração dos padrões climáticos e no aquecimento da superfície e da atmosfera terrestre (Lopes Júnior, 2017).

A radiação solar que atinge diretamente a superfície da Terra, sem ser impedida pela atmosfera, é conhecida como radiação solar do topo da atmosfera (R_o). Este tipo de radiação é influenciado por vários fatores como a emissão solar, a distância média entre a Terra e o Sol, a elevação solar e o comprimento de onda. A medição do R_o é crucial para estudar o equilíbrio da radiação, os padrões climáticos e a circulação geral da atmosfera. Adicionalmente, é utilizado em modelos empíricos para estimar a quantidade de radiação solar que atinge a superfície terrestre, também conhecida como radiação solar global (Van Hemelrijck; Vercheval, 1981; Querino et al., 2011). Extensas pesquisas sobre quantificação da radiação solar que atinge o topo da atmosfera terrestre revelaram que a quantidade média de energia é equivalente à constante solar (S_o), que tem média de 1367 W m^{-2} (Lopes Júnior, 2017).

Por sua vez, o espalhamento na atmosfera ocorre devido à difusão da radiação por partículas atmosféricas. Quando a radiação atinge uma partícula, ela se dispersa em todas as direções, formando a radiação solar difusa (R_d). A parte não atenuada pela atmosfera, que atinge diretamente a superfície da Terra, é chamada de radiação solar direta (R_D). A soma dessas radiações compõe a R_G , a radiação solar global que chega à superfície, com comprimento de onda entre $0,120$ e $2,80\mu\text{m}$ (Souza et al., 2016).

O espectro eletromagnético, que representa a distribuição da radiação em relação ao comprimento de onda, abrange ondas de rádio, micro-ondas, infravermelho, visível, ultravioleta, raios-x e raios gama (Yang, 2016). No topo da atmosfera, esse espectro é contínuo e assemelha-se ao de um corpo negro (Bird; Riordan, 1986). Aproximadamente 99% da radiação solar está concentrada em comprimentos de onda curtos, variando de $0,15$ a $4 \mu\text{m}$. Dessa porcentagem, 9% é ultravioleta ($\lambda < 0,4\mu\text{m}$), 45% é visível ($0,4 \leq \lambda \leq 0,74 \mu\text{m}$) e 46% é infravermelha ($\lambda > 0,74 \mu\text{m}$). A máxima emitância solar, de acordo com a lei de Wien, ocorre no comprimento de onda de $0,5 \mu\text{m}$, pertencente ao espectro visível, ou seja, radiação de ondas curtas (OC). Já o comprimento de onda de máxima emitância (λ_{max}) da Terra, considerando uma temperatura média de 300K , situa-se em torno de $10\mu\text{m}$, sendo denominado radiação de ondas longas (ROL) (Vianello & Alves, 2000).

1.4.1 Radiação de Onda Longa - ROL

A maior parte da radiação emitida pela Terra em direção ao espaço é absorvida pela atmosfera e posteriormente reemitida de volta para a superfície. Essa emissão, especialmente na forma de ondas infravermelhas de comprimento longo, é chamada de radiação de ondas longas (ROL) (Varejão Silva, 2006; Querino, 2016). A camada atmosférica até 4 km de altitude desempenha um papel crucial ao reemitir, em média, cerca de 98% de toda a radiação absorvida na atmosfera, ou seja, 98% da ROL se origina nos primeiros 4 km de altitude (Sellers, 1965). Esse fenômeno deriva da energia cinética molecular de componentes atmosféricos, como vapor d'água, CO₂ e ozônio, cuja emissão é diretamente proporcional à sua temperatura (Liou, 2002; Bilbao; De Miguel, 2007).

Conforme Querino (2016), a ROL tem como principal agente de absorção o vapor d'água, presente em grande quantidade na atmosfera. Essa radiação surge da absorção e emissão tanto da radiação solar de ondas curtas quanto da radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre, sendo influenciada por gases atmosféricos, especialmente ozônio e dióxido de carbono. Devido à elevada concentração de vapor d'água na atmosfera e sua sensibilidade a variações térmicas, sua interação com a ROL torna-o um componente vital para o equilíbrio radiativo. Por essa razão, a ROL é crucial para análises de mudanças climáticas e aplicações nos setores industrial, energético e agrícola, já que está diretamente associada a flutuações na temperatura do ar (Bony et al., 2015).

Querino (2016) destaca ainda que o estudo da ROL é fundamental para calcular a disponibilidade energética no ambiente, compreender as trocas térmicas na interface superfície-atmosfera e modelar o balanço energético superficial. Esse conhecimento subsidia a criação de modelos empíricos aplicáveis em previsões meteorológicas, gestão de recursos hídricos, estudos de crescimento vegetal e projeções climáticas, tornando-se relevante para áreas como climatologia, meteorologia, engenharia, biologia e agricultura. O autor ressalta que, embora a demanda por dados precisos sobre fluxos radiativos tenha crescido com o avanço dessas áreas, a escassez de equipamentos de medição especializados (devido a custos elevados) limita sua disponibilidade em estações meteorológicas. Como alternativa, métodos analíticos e empíricos foram desenvolvidos para estimar a ROL com precisão aceitável, suprimindo parcialmente essa lacuna operacional.

1.5 Queimadas na Amazônia

As queimadas na Amazônia são um fenômeno complexo, marcado pela combustão de grandes extensões de vegetação, seja por causas naturais ou, predominantemente, pela ação humana. Embora incêndios possam ocorrer de forma espontânea em períodos de seca extrema, a maioria está associada ao desmatamento e ao uso do fogo como ferramenta para limpeza de terrenos, especialmente em áreas de expansão agropecuária. Segundo o INPE a Amazônia brasileira registrou mais de 89 mil focos de incêndio em 2023, um número alarmante que reflete a intensificação da pressão sobre a floresta. Fearnside (2018) aponta que esse aumento está diretamente ligado ao avanço do desmatamento ilegal, à grilagem de terras e ao enfraquecimento das políticas ambientais nos últimos anos.

Além da ação humana, fatores climáticos também contribuem para a propagação das queimadas. Secas mais intensas, impulsionadas por fenômenos como o El Niño, deixam a vegetação mais vulnerável ao fogo, facilitando a propagação de incêndios que, muitas vezes, fogem do controle. Marengo & Souza Junior (2018) destaca que as mudanças climáticas têm ampliado esses eventos extremos, criando um ciclo vicioso em que o fogo destrói a floresta, libera carbono e agrava o aquecimento global.

Tanto as queimadas de vegetação primária quanto as de áreas de pastagem liberam significativas emissões de gases traço e partículas de aerossóis para a atmosfera. Somando-se às emissões de origem antrópica, a Amazônia também é fonte natural de gases traço, aerossóis e vapor de água (ARANA, 2009). A fumaça das queimadas também afeta a saúde das populações próximas, aumentando casos de doenças respiratórias (Longo et al., 2009). Economicamente, a degradação do solo reduz a produtividade agrícola a longo prazo, contradizendo a justificativa de que o desmatamento impulsiona o desenvolvimento.

No plano global, a destruição da Amazônia tem consequências graves para o clima. A floresta, que antes funcionava como um sumidouro de carbono, pode se tornar uma fonte emissora se as queimadas persistirem no ritmo atual, como alerta Gatti. Além disso, a redução da cobertura vegetal interfere no regime de chuvas, afetando os chamados "rios voadores" e diminuindo as precipitações em regiões distantes, como o Sudeste brasileiro (Nobre, 1991).

Diante desse cenário, é urgente adotar medidas eficazes para conter as queimadas, como o fortalecimento da fiscalização ambiental, o combate ao desmatamento ilegal e a promoção de modelos sustentáveis de uso da terra. A preservação da Amazônia não é apenas uma questão regional, mas um imperativo global para o equilíbrio climático e a manutenção da vida no planeta.

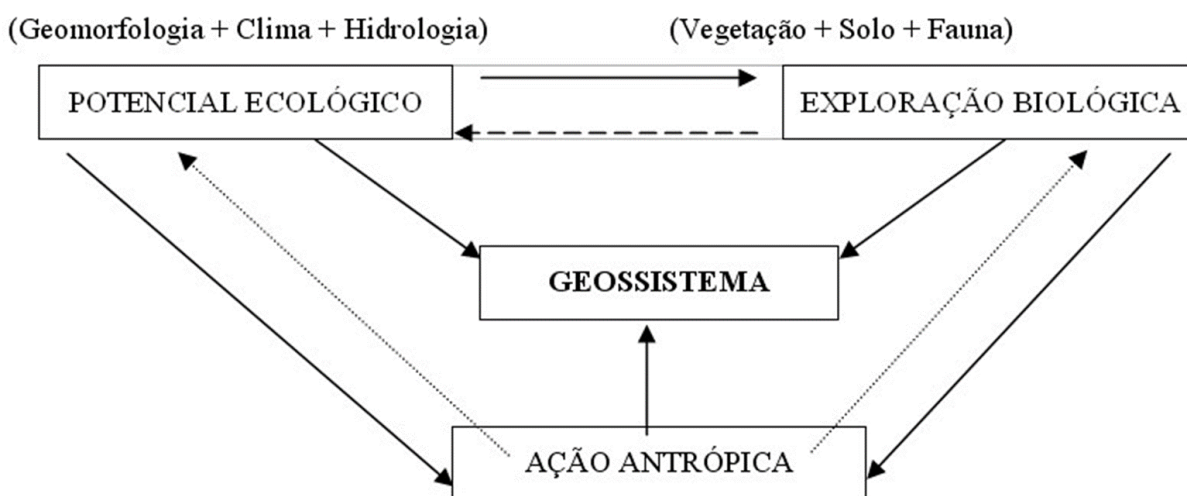
2 METODOLOGIA

2.1 Método da Pesquisa

A presente pesquisa definiu como método de estudo a Teoria Geossistêmica . Em meados da década de 1950, o pesquisador austríaco Ludwig Von Bertalanffy introduziu o conceito de Sistemas Gerais, que se concentra na interação entre os componentes de um sistema para obter uma compreensão abrangente do todo. Conforme afirma Bertrand & Bertrand (2007), o objetivo do método mencionado é empregar uma análise abrangente e interligada que englobe diversas regiões geográficas.

O geossistema apresentado na figura 4 mostra os componentes abióticos, como clima, relevo, solo e água, e os componentes bióticos, como flora e fauna, interagem e se influenciam mutuamente, criando uma estrutura funcional e organizada. Um dos aspectos centrais da teoria geossistêmica é a integração dos componentes naturais e humanos. Por exemplo, a vegetação não pode ser estudada isoladamente do solo, clima e ação humana, pois todos esses elementos estão interligados.

Figura 4: Esquema teórico da Teoria Geossistêmica.



Fonte: Bertrand, 2004.

Além disso, os geossistemas são caracterizados pelo dinamismo e mutabilidade, estando em constante mudança devido a processos naturais, como

erupções vulcânicas e mudanças climáticas, e ações humanas, como urbanização e desmatamento. A análise geossistêmica também considera diferentes escalas espaciais e temporais, permitindo uma compreensão abrangente das transformações ambientais.

Dentro desse contexto, o potencial ecológico refere-se à capacidade de um geossistema sustentar determinadas formas de vida e processos ecológicos sem sofrer degradação. Esse potencial é determinado por vários fatores, incluindo a quantidade e qualidade de recursos naturais disponíveis, a capacidade de suporte do ambiente e a resiliência e resistência do sistema ecológico em se recuperar de distúrbios, sejam eles naturais ou antropogênicos.

A exploração biológica, por sua vez, é a utilização de recursos biológicos por seres humanos para diversos fins, incluindo alimentação, medicamentos, combustíveis e materiais. Essa exploração pode ser sustentável, quando mantém a biodiversidade e a saúde dos ecossistemas, como na pesca sustentável e na agricultura orgânica, ou não sustentável, quando esgota recursos e causa danos irreversíveis aos ecossistemas, como no desmatamento para a agricultura intensiva e na pesca predatória.

Já a ação antrópica refere-se às atividades humanas que impactam o ambiente natural. Essas ações podem ter efeitos positivos ou negativos, dependendo de como são gerenciadas. Exemplos incluem a urbanização, que pode levar à destruição de habitats naturais, poluição, agricultura, cujas práticas intensivas podem causar degradação do solo, contaminação por pesticidas e perda de biodiversidade. Contudo, ações antrópicas positivas, como a criação de áreas protegidas, a restauração de ecossistemas e práticas agrícolas sustentáveis, ajudam a preservar o meio ambiente.

Mendonça (2001) ressalta que a teoria geossistêmica pode ser aplicada para analisar os impactos das atividades humanas no clima. Segundo ele, a urbanização, o desmatamento e a agricultura intensiva alteram significativamente os padrões climáticos locais e globais. O autor aponta que a abordagem geossistêmica permite entender como essas atividades modificam a interação entre a atmosfera, a litosfera e a biosfera, levando a mudanças nos ciclos hidrológicos e nos padrões de precipitação, por exemplo. Dessa maneira, Mendonça destaca que:

“O estudo do clima compõe um importante capítulo da ciência moderna, pois a atmosfera influencia diretamente as atividades humanas, e estas implicam

em alterações naquela. O clima constitui um dos principais campos de estudo da geografia, sendo que a principal particularidade da abordagem geográfica desse componente da biosfera está na ênfase atribuída à interação estabelecida entre a dinâmica da atmosfera/clima e a dinâmica da sociedade” (Mendonça, 2003, p. 7).

Desse modo, o clima não pode ser estudado de forma isolada, mas sim como parte de um sistema geográfico mais amplo, onde todos os componentes estão interligados e influenciam uns aos outros. Monteiro (2000) também contribui para essa discussão ao destacar a importância de uma análise integrada dos sistemas geográficos na climatologia. Ele argumenta que a fragmentação do estudo dos componentes naturais pode levar a uma compreensão limitada dos fenômenos climáticos.

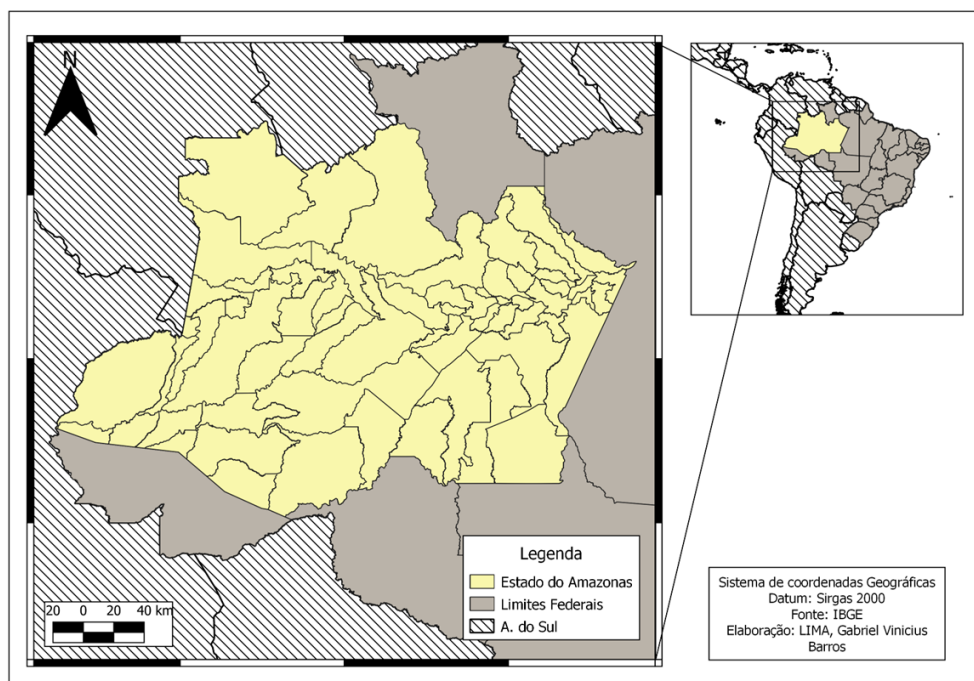
O autor ainda propõe que a teoria geossistêmica, ao considerar a interdependência entre todos os elementos do sistema geográfico, oferece uma perspectiva mais abrangente e precisa. Esta abordagem é particularmente útil na modelagem climática, onde é essencial incorporar variáveis de diferentes subsistemas para prever mudanças climáticas e seus impactos com maior precisão.

Nesse sentido, aplicar a teoria geossistêmica à pesquisa sobre a ZCIT no Amazonas permitirá uma análise holística e integrada das interações complexas entre os diversos componentes do sistema geográfico. Isso incluirá a análise das influências naturais e das atividades humanas, como desmatamento e urbanização, sobre a modulação da precipitação pela ZCIT. Essa abordagem fornecerá uma compreensão mais profunda e detalhada dos processos envolvidos, contribuindo para o desenvolvimento de estratégias de gestão ambiental e planejamento territorial mais eficazes e sustentáveis.

2.2 Área de Estudo

O Estado do Amazonas (Figura 5) é o maior do Brasil em extensão territorial, localizado na região Norte. Possui uma área de aproximadamente 1.559.148,890 km². A população do estado é estimada em cerca de 4,2 milhões de habitantes. O estado é dividido em 62 municípios.

Figura 5: Localização do estado do Amazonas.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

A região do Amazonas é caracterizada por uma rica biodiversidade, com a maior floresta tropical do mundo cobrindo a maior parte do território. A região é também conhecida por sua rede hidrográfica, que inclui o rio Amazonas, o maior do mundo em volume de água, com 6.570 quilômetros de extensão. O estado é banhado por uma infinidade de rios interligados, formando uma rede hidrográfica integrada.

O estado do Amazonas tem uma população composta por pardos (68,8%), brancos (18,4%), indígenas (7,7%), pretos (4,9%), amarelos (0,2%), e outras etnias com uma população total de 2.063.689 pessoas (IBGE, 2022). A região tem uma história rica, com influências de diferentes culturas, incluindo a presença de imigrantes portugueses e japoneses. Além disso, é conhecido por sua economia diversificada, com destaque para a indústria e os serviços, que juntos representam mais de 80% do seu PIB. A região também é rica em recursos naturais, incluindo gás natural, que é extraído no campo de Urucu, em Coari, e conectado a Manaus por um gasoduto de 660 quilômetros.

2.3 Dados Utilizados

Para a realização deste estudo foram utilizadas informações obtidas do satélite TRMM, juntamente com dados do produto 3B43 v7. São estimativas mensais somadas do produto diário do 3B42 v7 que são atualizadas a cada 3 horas, podem ser acessadas gratuitamente no site da NASA (www.nasa.gov). Os dados abrangem o período de janeiro de 2002 a dezembro de 2019. Além disso, dados coletados de estações meteorológicas de superfície convencionais situadas em várias cidades da região amazônica do Brasil, como: Barcelos, Benjamin Constant, Codajás, Eirunepé, Fonte Boa, Itacoatiara, Lábrea, Manaus, Manicoré, São Gabriel da Cachoeira e Tefé foram incorporadas ao estudo. Essas estações fazem parte da rede de coleta de dados meteorológicos de superfície do INMET.

2.3.1 Dados Estimados

A colaboração entre a NASA e a Agência de Exploração Aeroespacial do Japão (JAXA) resultou na criação e lançamento do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) em 27 de novembro de 1997, foi iniciada uma missão com o objetivo preciso de observar e examinar os padrões de precipitação em regiões tropicais, ao mesmo tempo que avaliava o seu impacto no clima global em todo o mundo (Kummerow et al., 2000).

Este satélite representa um avanço significativo no campo do Sensoriamento Remoto (SR) em escala orbital pois tem a capacidade de coletar informações sobre precipitação em áreas tropicais em todo o mundo. Ao incorporar imagens capturadas pelo satélite TRMM, a precisão e a acessibilidade dos dados pluviométricos para toda a região tropical podem ser bastante melhoradas, complementando os dados existentes coletados pelas estações pluviométricas de superfície.

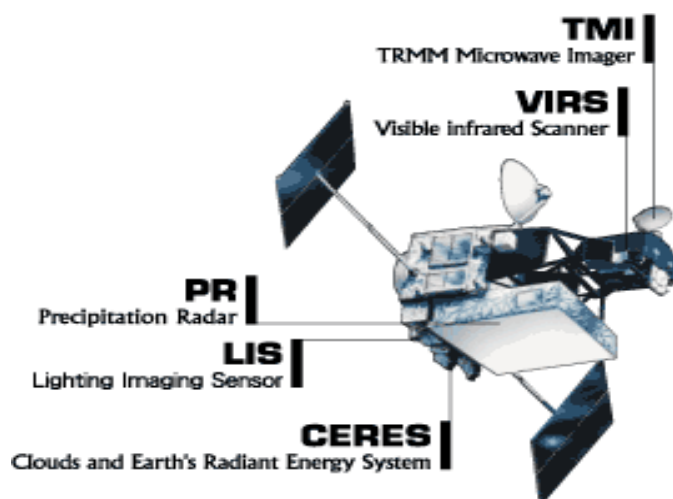
O TRMM opera em órbita oblíqua não heliossíncrona, inicialmente a uma altitude de 350 km e posteriormente ajustada para cerca de 403 km em 2001, o TRMM completa um período de translação de aproximadamente 91 minutos. Esta curta duração permite resoluções espaciais e temporais mais altas. Os dados fornecem uma resolução espacial detalhada de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, cobrindo latitudes que variam de 50°N a 50°S .

Outrossim, o satélite TRMM fornece imagens de precipitação, é equipado com instrumentos, incluindo o gerador de imagens de microondas (TMI), o radar de precipitação (PR), o radiômetro visível e infravermelho (VIRS), o sensor de energia

radiante da superfície terrestre e das nuvens (CERES) e o sensor de imagem de raios (LIS). Estes instrumentos a bordo do TRMM podem funcionar individualmente ou em grupo.

O CERES operou por pouco tempo, de janeiro a agosto de 1998 e março de 2000, e foi utilizado em estudos sobre a energia trocada entre o Sol, Atmosfera, superfície da Terra, nuvens e o espaço. O LIS, é o sensor de imagens de raios que detecta e localiza relâmpagos na região tropical, fornecendo uma ferramenta imprescindível para alertas de tempestade. A figura 6 apresenta uma imagem que apresenta uma ilustração de todos os sensores em operam no TRMM, esses dados coletados são disponibilizados em uma resolução temporal de 3 horas e uma resolução espacial de 27 km.

Figura 6: Sensores do Satélite TRMM.



Fonte: NASA, 2024.

Nos algoritmos de cálculo, o TRMM produz diversos produtos com base na combinação de instrumentos utilizados. Para este estudo foi utilizado o produto 3B42-v7, que incorpora estimativas de precipitação por micro-ondas do gerador de imagens por micro-ondas (TMI) e incorpora correções usando dados sobre as estruturas verticais de nuvens obtidas do radar de precipitação (PR).

2.3.2 Dados Observados

O INMET é responsável por coletar e analisar dados meteorológicos em todo o Brasil, incluindo a precipitação, que é uma das variáveis climáticas mais importantes.

A atualização dos dados mensais de precipitação do INMET é feita com base em dados medidos por uma rede de estações meteorológicas espalhadas pelo país. Essas estações são equipadas com instrumentos precisos para medir a precipitação, incluindo pluviômetros e outros dispositivos que registram a quantidade de chuva ou neve que cai em uma determinada área.

Os dados coletados são então enviados para o INMET, onde são processados e analisados para garantir a precisão e a consistência utilizando algoritmos especializados para corrigir eventuais erros e para garantir que os dados sejam compatíveis com as normas internacionais de medição meteorológica, esses dados são alocados e disponibilizados no BDMEP no INMET. Sendo assim, os dados de precipitação utilizados para a pesquisa foram de estações meteorológicas convencionais, são dados mensais dos registros de precipitação e que compreendem a 11 estações do estado do Amazonas que apresentam maior consistência dos registros e evitando ausência dos dados para o período de estudo definido conforme a tabela 2 exibe.

Tabela 2: Informações das estações do INMET.

ESTAÇÕES	CÓDIGO ESTAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	ALTITUDE
BARCELOS	82113	-0.97416666	-62.9286111	30,65m
BENJAMIN CONSTANT	82410	-4.3786111	-70.02999999	78,4m
CODAJÁS	82326	-3.8411111	-62.05527777	30,31m
EIRUNEPÉ	82610	-6.66166666	-69.86777777	123,42m
FONTE BOA	82212	-2.51583333	-66.10083333	59,34m
ITACOATIARA	82336	-3.13694444	-58.44277777	19,16m
LÁBREA	82723	-7.26138888	-64.78999999	62,23m
MANAUS	82331	-3.10333333	-60.01638888	61,25m
MANICORÉ	82533	-5.81777777	-61.29083333	40,1m
SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA	82106	-0.12527777	-67.06111111	79,71 m
TEFÉ	82317	3.38027777	-64.72527777	56m

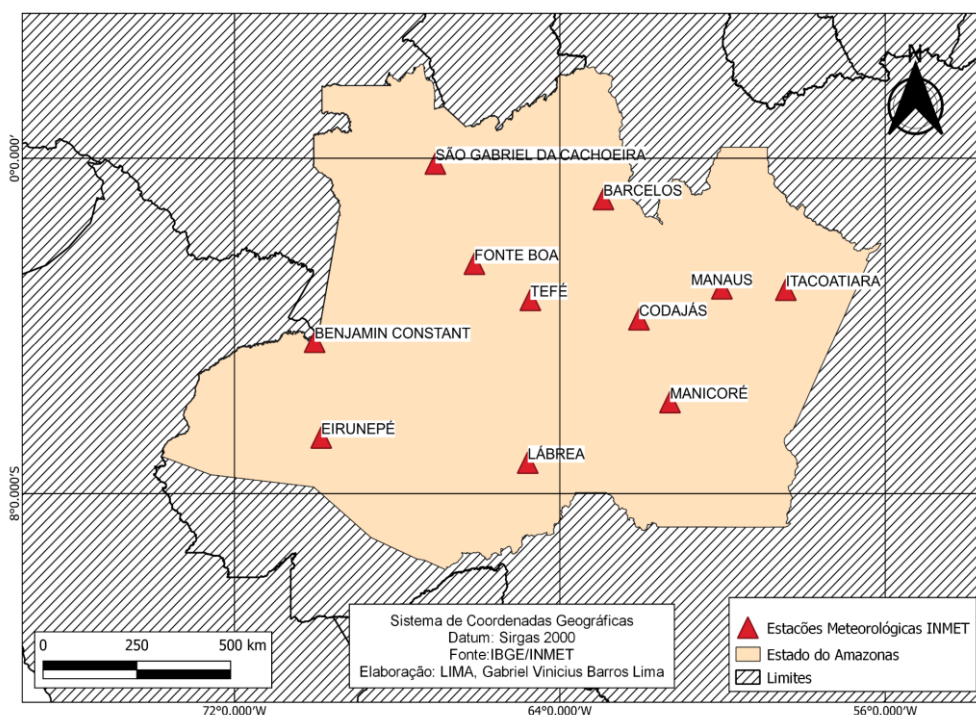
Fonte: Elaborado pelo autor.

A figura 7 exibe a localização das estações meteorológicas INMET no estado do Amazonas, estão distribuídas nas seguintes regiões: São Gabriel da Cachoeira no Norte, Barcelos no Noroeste, Fonte Boa no oeste, Benjamin Constant e Eirunepé no

sudoeste, Tefé no centro-oeste, Lábrea no sul, Manicoré no sul-central, Codajás no centro-sul, Manaus no centro-leste e Itacoatiara no leste.

A distribuição dessas estações cobre várias regiões do Amazonas, capturando a diversidade climática do estado. Cada estação coleta dados locais essenciais para entender a variação espacial das precipitações, permitindo a comparação de dados observacionais com os dados do satélite TRMM, fundamental para avaliar a precisão das estimativas de precipitação. Além disso, essas estações facilitam a análise da variação temporal da precipitação ao longo dos anos, ajudando a identificar padrões e tendências. Elas também auxiliam na identificação da ZCIT e seu impacto na precipitação em diferentes regiões do estado.

Figura 7: Mapa de localização das estações meteorológicas.



Fonte: IBGE e INMET, 2024.

2.3.3 ROL (Radiação de Onda Longa)

Com o objetivo de compreender com mais detalhe o deslocamento da ZCIT ao longo do ano, onde se encontram os períodos de estação seca e chuvosa, foram utilizados os valores de Radiação de onda longa (ROL) no período de 2002 a 2019.

Os valores de ROL foram classificados de 180-240 W/m² (Watts por metro quadrado), unidade essa que mede a energia térmica que a Terra e as nuvens emitem

para o espaço em forma de radiação infravermelha. Baixos valores de ROL podem indicar atividades convectivas, ao contrário, altos valores podem indiciar áreas de céu claro ou pouca nebulosidade.

As estimativas de radiação de onda longa emitida são obtidas por satélites em órbita polar da NOAA (Administração Nacional Oceânica e Atmosférica), os conjuntos de dados diários, mensais e anuais estão disponíveis no formato de netCDF no site da NOAA Physical Sciences Laboratory (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.olrcdr.interp.html>). Esses dados são frequentemente usados para identificar áreas de convecção tropical profunda e para estimar o balanço de radiação da Terra.

Os dados de ROL são arquivados pelo Serviço Nacional de Dados e Informação sobre Satélites Ambientais (NESDIS) da NOAA em grades de $2,5^\circ$ de latitude x $2,5^\circ$ de longitude. São duas grades por dia, correspondendo às passagens diurna e noturna dos satélites. Com o tempo, os horários locais de cruzamento equatorial dos satélites mudaram.

Um problema comum no uso desses dados são as grades ausentes ou valores dentro das grades ausentes, devido a problemas com os satélites, problemas de arquivamento ou cobertura global incompleta. Quando uma grade está incompleta, mas não totalmente ausente, os valores ausentes são completados por interpolação espacial do vizinho mais próximo, sendo esses valores interpolados sinalizados como negativos. Valores ausentes tendem a ocorrer em "faixas". Portanto, quando o número de valores ausentes é grande, os erros resultantes também são grandes, devido à grande distância sobre a qual um valor é interpolado.

Antes da interpolação, quaisquer dados que provavelmente sejam errôneos são removidos, sujeitos aos seguintes critérios:

1. Menos de 50 W/m^2 .
2. De 90° - 60°N , e de 45° - 90°S ; valores diurnos maiores que 325 W/m^2 ; valores noturnos maiores que 300 W/m^2 .
3. De $57,5^\circ\text{N}$ - $42,5^\circ\text{S}$; valores diurnos maiores que 400 W/m^2 ; valores noturnos maiores que 300 W/m^2 .

Os dados são submetidos a uma verificação espacial, onde qualquer valor que não pode se desviar muito dos pontos de grade circundantes. O critério difere dependendo de quantos dos valores circundantes estão ausentes. Se nenhum dos oito valores circundantes estiver ausente, o valor central é definido como ausente se

estiver mais de 49 W/m² acima ou abaixo de qualquer um de seus vizinhos. Se um valor circundante estiver ausente, o limite é ± 52 W/m², dois ausentes = ± 55 W/m², etc. Esta verificação continua até um máximo de cinco valores circundantes ausentes, com o limite aumentando conforme o número de valores ausentes circundantes aumenta.

O objetivo da técnica de interpolação é minimizar a distância no espaço ou no tempo sobre a qual um valor é interpolado. Todas as interpolações são feitas separadamente para as passagens diurnas e noturnas. O processo de interpolação envolve várias etapas:

Interpolação Temporal Linear: Para preencher lacunas de 1 dia.

- Este procedimento preenche cerca de 65% e 45% dos pontos de grade ausentes para 1974-78 e 1979-94, respectivamente.

Interpolação Espacial: Média dos valores circundantes (não incluindo os diagonais) se três dos quatro valores estiverem presentes.

Nova Interpolação Temporal de 1 Dia: Seguido por outra interpolação espacial se dois ou mais dos pontos de grade mais próximos tiverem valores.

Interpolação Temporal Linear para 3 ou Menos Dias Ausentes: Para preencher os poucos valores ausentes restantes.

Verificação Espacial Final: Correção de qualquer valor espúrio, preenchendo-os com interpolações espaciais.

Todas as manipulações destes dados foram feitas com o software GrADS (The Grid Analysis and Display System)

2.3.4 Focos de Queimadas

Os dados dos focos de queimadas foram obtidos afim de desenvolver o capítulo 3.2 “A importância da ZCIT para a região Amazônica”, esses dados foram extraídos do site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (<https://queimadas.dgi.inpe.br/queimadas/bdqueimadas/>) no intervalo de 2002 a 2019 dos municípios de Lábrea e Tefé do estado do Amazonas. O INPE monitora os focos de queimadas no Brasil desde 1986. Em 1998, o sistema foi aprimorado com a criação de um programa no IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis) para melhor controle das queimadas.

Para captar os dados, o INPE utiliza nove satélites equipados com sensores ópticos, que operam na faixa termal média de 4μm. As informações são recebidas

diariamente pelo satélite de referência AQUA (Tarde), posicionado em órbitas Polar e Heliossíncrona a 705 km de altitude. Lançado em 2002 pela NASA (National Aeronautics and Space Administration), o satélite AQUA possui o sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), responsável pela obtenção das imagens.

De acordo com Justice et al., (2002), o instrumento MODIS foi desenvolvido para monitorar a atmosfera, os oceanos e a superfície terrestre, contando com bandas de resolução espectral e espacial específicas para essas finalidades. Esse equipamento opera em uma faixa espectral que abrange de 0,4 a 1,44 μm (micrômetros), correspondente ao infravermelho, captando assim radiação térmica emitida por objetos em temperatura ambiente — uma frequência mais baixa que a luz visível (Latorre, 2003).

No entanto, as medições realizadas por esse satélite apresentam certas limitações. Conforme Braga (2013), as imagens orbitais passam por processos de georreferenciamento e correções atmosféricas (como a eliminação de interferências de nuvens e aerossóis) antes de serem disponibilizadas. Esses ajustes geométricos são essenciais para minimizar distorções causadas pela geometria de captação do sensor, pela curvatura do planeta, pelo relevo do terreno e por variações no movimento do satélite (Wolf et al., 2002), garantindo maior precisão nos dados obtidos.

Segundo o INPE (2016), para ser identificado pelo MODIS, um foco de queimada deve ter no mínimo 30 metros de comprimento por 1 metro de largura e partir de 47°C. Cada pixel da imagem pode representar uma ou múltiplas queimadas distintas. Caso a área atingida seja muito extensa, ela será registrada em diversos pixels adjacentes, fazendo com que vários focos correspondam a um único evento de incêndio. Dessa forma, os valores gerados são indicativos, não representando uma quantificação exata.

2.4 Correlação de Pearson

O coeficiente de correlação de Pearson é muitas vezes atribuído apenas a Karl Pearson, mas Stanton (2001) salientou que a sua origem remonta ao trabalho colaborativo de Karl Pearson e Francis Galton. Segundo Garson (2009), correlação é uma medida da associação entre duas variáveis. Moore (2007) define correlação

como uma medida para mensurar o grau de relação entre duas variáveis quantitativas. No Geral, o coeficiente de correlação de Pearson (r) é utilizado para quantificar a associação linear entre as variáveis, e sua fórmula é a seguinte:

$$r = \frac{n(\sum xy) - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{[n\sum x^2 - (\sum x)^2][n\sum y^2 - (\sum y)^2]}}$$

Quando duas variáveis apresentam semelhanças na distribuição de seus valores, elas podem ser consideradas associadas. Esta associação pode ser determinada com base na distribuição de frequência ou no compartilhamento de variância. O coeficiente de correlação de Pearson (r) mede especificamente até que ponto a variância é partilhada entre as duas variáveis. O modelo linear, por outro lado, assume que existe uma relação linear entre as variáveis, o que significa que um aumento ou diminuição numa variável corresponde a uma mudança proporcional na outra variável ao longo de uma linha reta.

O coeficiente de correlação de Pearson (r) varia de -1 a 1, com o sinal indicando uma correlação positiva ou negativa e o valor refletindo sua força de correlação. Uma correlação de -1 ou 1 significa uma correlação perfeita, onde os valores de uma variável podem ser determinados com precisão pela correlação com os dados da outra. Por outro lado, uma correlação zero indica a ausência de uma relação linear entre as variáveis.

De acordo com Cohen (1988), valores que ficam na faixa de 0,10 a 0,29 podem ser categorizados como pequenos, enquanto os valores que variam de 0,30 a 0,49 podem ser consideradas correlações médias. Valores maiores, variando de 0,50 a 1, indicam uma relação forte. No entanto, Lopes (2016) classifica como ínfima fraco (0,01 a 0,20), fraco ($r = 0,21$ a 0,40), moderada ($r = 0,41$ a 0,60), forte ($r = 0,61$ a 0,80) e ínfima forte (0,81 a 0,99) o quadro 1 abaixo exhibe a classificação da correlação de Pearson:

Quadro 1: Classificação do coeficiente da correlação de Pearson.

Valor de r (+ ou -)	Interpretação
0,00	Nula
0,01 a 0,20	Ínfima Fraca
0,21 a 0,40	Fraca
0,41 a 0,60	Moderada
0,61 a 0,80	Ínfima Forte
0,81 a 0,99	Forte
1	Perfeita

Fonte: Adaptado de Lopes, 2016.

Para o presente estudo, a correlação foi desenvolvida com os dados de precipitação, sendo a variável independente os dados de precipitação observados (INMET), que são considerados a referência ou base para a análise. A variável dependente são os dados de precipitação estimados (TRMM), que é a variável que se supõe ser influenciada ou explicada pelos dados observados. O objetivo é avaliar se os dados estimados (TRMM) conseguem reproduzir de maneira confiável os padrões de precipitação observados (INMET).

2.5 Espacialização dos dados estimados

O estudo visa espacializar a precipitação no estado do Amazonas utilizando dados do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) e o método de Krigagem simples no ArcGis. Inicialmente, foram coletados os dados de precipitação fornecidos pelo TRMM, que oferece informações detalhadas e precisas sobre precipitação em áreas tropicais. A escolha do TRMM foi motivada pela sua alta resolução temporal e espacial, essencial para análises climáticas detalhadas em regiões como a Amazônia.

Os dados de precipitação foram processados e organizados para serem utilizados na análise espacial. A Krigagem simples foi implementada utilizando um software de SIG (Sistema de Informação Geográfica) que permite a aplicação de métodos geoestatísticos avançados. Foram gerados semivariograma experimentais para modelar a estrutura espacial dos dados de precipitação. Estes são fundamentais para a Krigagem, pois descrevem a variação espacial dos dados e ajudam a definir os parâmetros do modelo de Krigagem.

Após a modelagem dos variogramas, aplicou-se a Krigagem simples para interpolar os valores de precipitação em todo o estado do Amazonas. O resultado foi um mapa de precipitação que revela padrões espaciais detalhados, possibilitando uma análise aprofundada das variabilidades e tendências de precipitação na região.

O método de Krigagem simples, uma técnica geoestatística que permite a interpolação de valores em pontos não amostrados a partir de pontos amostrados, baseando-se na suposição de que as variáveis possuem uma média constante e conhecida. Este método considera a estrutura de dependência espacial dos dados, geralmente representada por um semivariograma para fornecer estimativas mais

precisas do que métodos de interpolação mais simples, como a média ponderada pela distância. Ele é definido como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2$$

- $\gamma(h)$ é a semivariância para um determinado intervalo de distância h
- $N(h)$ é o número de pares de amostras separadas pela distância h
- $z(x_i)$ é o valor da variável de interesse no ponto x_i

$z(x_i+h)$ é o valor da variável de interesse no ponto x_i+h , ou seja, a uma distância h do ponto x_i

A estimativa da krigagem simples $Z(S_0)$ é o valor interpolado para um ponto desconhecido S_0 a partir de valores conhecidos em pontos amostrais vizinhos. Este método combina uma média conhecida dos dados com uma média ponderada dos valores observados, usando pesos (λ_i) determinados pela estrutura de dependência espacial dos dados.

$$Z(s_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(s_i) + \mu$$

- $Z(s_0)$ é o valor estimado no ponto s_0 ,
- $Z(s_i)$ são os valores observados nos pontos s_i ,
- λ_i são os pesos atribuídos a cada valor observado,
- μ é a média do campo aleatório

Determinação dos Pesos (λ_i):

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_0 - x_j) + \mu = \gamma(x_0 - x_j) \text{ Para } j = 1, 2, \dots, n \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases}$$

Os resultados obtidos foram validados através da comparação com dados de precipitação observados em estações meteorológicas distribuídas pela região. A validação demonstrou a precisão e a confiabilidade do método utilizado, confirmando

que a Krigagem simples é uma técnica eficaz para a espacialização da precipitação em grandes áreas geográficas como o Amazonas (Memarsadeghi et al., 2005).

Esta metodologia proporciona uma base sólida para estudos climáticos e ambientais, permitindo uma compreensão mais detalhada dos padrões de precipitação e suas implicações no ecossistema amazônico.

2.6 Programas Utilizados

2.6.1 ArcGis

O ArcGIS é uma plataforma de Sistema de Informação Geográfica (SIG) desenvolvida pela Esri, amplamente utilizada para mapeamento, análise espacial e gerenciamento de dados geográficos. A ferramenta permite a visualização, edição e análise de uma variedade de dados espaciais, facilitando a tomada de decisões em áreas como planejamento urbano, meio ambiente, gestão de recursos, entre outros (Kennedy, 2006).

Entre os tipos de dados trabalhados no ArcGIS, estão os dados vetoriais, que representam objetos geográficos como pontos, linhas e polígonos. Esses dados são utilizados para mapear elementos como estradas, rios e limites de propriedades. Além disso, o ArcGIS manipula dados raster, que são grades de células ou pixels e são usados para representar fenômenos contínuos como elevação, temperatura e imagens de satélite (Bolstad, 2016). O ArcGIS também suporta dados tabulares, que podem ser vinculados a elementos espaciais para análises mais detalhadas. Estes dados podem incluir informações demográficas, estatísticas econômicas e outros tipos de dados quantitativos. (Gorr & Kurland, 2012)

Outra funcionalidade importante é a geocodificação, que permite converter endereços em coordenadas geográficas, facilitando a localização de pontos específicos em um mapa. Além disso, a ferramenta oferece capacidades avançadas de análise espacial, permitindo realizar operações como análise de proximidade, sobreposição de camadas e modelagem de superfícies. (Harder, 2015)

A plataforma inclui componentes como o ArcMap, utilizado para criação e visualização de mapas; o ArcCatalog, para gerenciamento de dados espaciais; e o ArcGIS Pro, que oferece funcionalidades avançadas de mapeamento em 2D e 3D e análises integradas. Adicionalmente, o ArcGIS Online permite a criação e

compartilhamento de mapas e aplicações na web, promovendo colaboração e acesso remoto a dados geográficos. Com essas capacidades, o ArcGIS é essencial para pesquisas que requerem a análise detalhada e a visualização de dados espaciais, como a análise da ZCIT.

2.6.2 GRADS

O presente trabalho foi desenvolvido utilizando o GrADS (Grid Analysis and Display System), uma ferramenta de software aberta amplamente reconhecida por sua capacidade de visualização, análise e manipulação de dados geoespaciais, com ênfase em dados meteorológicos e climáticos. Criado por Brian Doty no Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA), vinculado à Universidade de Maryland, o GrADS foi desenvolvido no final da década de 1980 (Doty e Kinter, 1995). Atualmente, ele continua sendo distribuído gratuitamente por meio de sua página oficial (GrADS Home Page - COLA GMU, n.d.).

A versatilidade do GrADS reside em sua capacidade de lidar com uma ampla gama de formatos de dados, incluindo NetCDF, HDF, GRIB, Binary e ASCII. Essa compatibilidade permite que a ferramenta seja extensivamente utilizada em diversas áreas da ciência, como meteorologia, climatologia e hidrologia (Marengo, 2005). O GrADS é capaz de processar dados em diferentes escalas temporais e espaciais, abrangendo desde séries temporais até grades espaciais bidimensionais e tridimensionais. Ademais, a ferramenta possibilita o trabalho com dados provenientes de modelos atmosféricos e oceânicos, permitindo a análise e visualização de resultados de simulações complexas (Alvares et al., 2014).

Um dos principais diferenciais do GrADS é a sua linguagem de script própria, oferece flexibilidade na automação de tarefas e na manipulação de grandes conjuntos de dados multidimensionais. Essa característica se torna particularmente valiosa em projetos que demandam a análise de dados climáticos de longa duração ou em alta resolução espacial (Pereira, Villa Nova e Sediya, 1997).

Para o presente estudo, o GrADS foi operado em ambiente Linux, explorando as vantagens desse sistema operacional na execução de programas científicos. O Linux é conhecido por sua estabilidade, segurança e capacidade de lidar com grandes volumes de dados, além de oferecer uma ampla gama de ferramentas de suporte que

facilitam o fluxo de trabalho (Marrafon & Reboita, 2021). A escolha do Linux também permitiu a integração do GrADS com outras ferramentas essenciais, como o Climate Data Operator (CDO).

O CDO é uma poderosa ferramenta de linha de comando utilizada para manipulação e análise de dados climáticos, especialmente em formato NetCDF. Sua implementação no processo de análise foi fundamental para calcular médias, realizar reamostragem espacial e temporal e manipular arquivos de dados em larga escala (Overview - CDO, n.d.). A utilização conjunta do GrADS e do CDO proporcionou uma abordagem eficiente e precisa na geração e análise de dados de radiação de onda longa, aspecto central do presente estudo.

O desenvolvimento dos scripts utilizados no GrADS foi realizado com o auxílio do editor de texto gedit, uma ferramenta leve e versátil integrada ao ambiente de desktop GNOME, comumente utilizado em sistemas Linux. O gedit oferece suporte a diversas linguagens de programação e destaca a sintaxe, facilitando o desenvolvimento e depuração dos códigos (Souza Filho et al., 2005). A escolha do gedit foi motivada por sua simplicidade e eficiência, além de sua perfeita integração com o ambiente de desenvolvimento adotado.

Dessa forma, o processo metodológico adotado neste estudo envolveu a utilização combinada de GrADS, CDO e gedit, com o objetivo de garantir a precisão e consistência na análise de dados climáticos. A aplicação dessas ferramentas permitiu a geração de visualizações e sínteses gráficas detalhadas, essenciais para a interpretação dos resultados obtidos.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Validação dos dados estimados

Na análise da tabela 4 a correlação mostra a similaridade entre os registros da precipitação estimada e observada. Obtivemos uma correlação forte em todas as 11 estações definidas para o estudo variando de 0,727 a 0,893. Isso indica que os dados de precipitação do TRMM são confiáveis apesar das poucas diferenças entre os dados observados do INMET. A forte correlação sugere que o TRMM pode ser utilizado como uma fonte válida para a estimativa de precipitação na região de estudo, oferecendo uma ferramenta adicional para análises climatológicas e meteorológicas no estado do Amazonas. Esse resultado reforça a importância do uso de dados satélites em regiões onde a cobertura de estações meteorológicas terrestres pode ser limitada, contribuindo para uma melhor compreensão dos padrões de precipitação e suas variações espaciais e temporais.

3.1.1 Correlação TRMM x INMET

A tabela 3 e a figura 8 de bloxpot dos dados de TRMM e INMET revelam algumas similaridades e diferenças notáveis. Ambos os conjuntos de dados, que abrangem o período de janeiro de 2002 a dezembro de 2019, apresentam uma mediana de precipitação bastante próxima, com TRMM registrando 196,5 mm e INMET um valor ligeiramente superior de 197,2 mm.

Os quartis também são similares, embora INMET tenha uma amplitude ligeiramente maior na precipitação superior. O primeiro quartil (Q1) para TRMM é de 115,9 mm, enquanto para INMET é de 109,1 mm. Já o terceiro quartil (Q3) é de 287,2 mm para TRMM e 302 mm para INMET, indicando que a distribuição dos dados de INMET tende a incluir valores um pouco mais altos no terço superior.

As médias de precipitação seguem um padrão similar, com TRMM registrando uma média de 209,6 mm e INMET de 211,8 mm. O valor máximo observado para TRMM é de 537,9 mm, ligeiramente inferior ao máximo de 589 mm registrado por INMET. Em ambos os conjuntos de dados, o valor mínimo registrado é 0 mm, indicando períodos sem precipitação.

Os dados mostram que, embora existam outliers, que são valores extremos de precipitação, eles não diferem significativamente entre as duas fontes. Esses outliers destacam eventos de precipitação muito intensos que ocorrem esporadicamente.

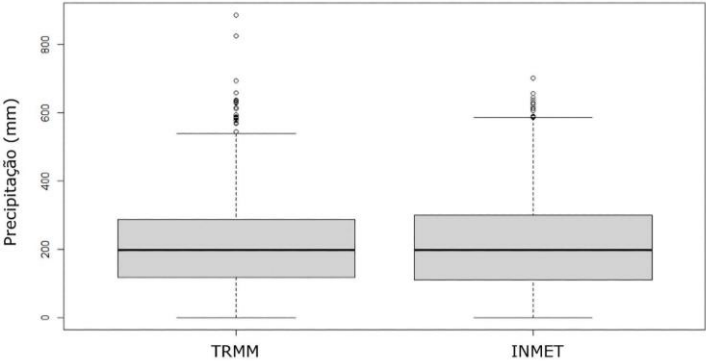
Comparando os dados de precipitação entre TRMM e INMET, os mesmos demonstram uma alta concordância entre as medições feitas por satélite e as obtidas através de estações meteorológicas terrestres. A proximidade nos valores de mediana, média e quartis sugere que ambas as fontes são confiáveis para a avaliação das precipitações na região amazônica do Brasil, apesar das pequenas variações observadas.

Tabela 3: Informações do Boxplot dos dados estimados e observados.

	TRMM	INMET
Mínimo	0	0
Q1	115,9	109,1
Mediana	196,5	197,2
Q3	287,2	302
Máximo	537,9	589
Média	209,6	211,8

Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Figura 8: Dados estimados e observados em Boxplot.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Os dados de correlação de Pearson (Tabela 4) entre as precipitações mensais de 11 estações do INMET e os dados de precipitação do TRMM mostram uma relação positiva forte e consistente em todas as estações analisadas. A correlação de Pearson varia de 0,727 a 0,893, indicando uma forte correlação positiva em todas as estações.

A estação de Benjamin Constant apresentou a menor correlação, com um valor de 0,727, ainda dentro da faixa que indica uma forte correlação positiva, mas relativamente menor em comparação com as outras estações. Barcelos segue com uma correlação um pouco maior de 0,758.

São Gabriel da Cachoeira, Fonte Boa, Eirunepé e Tefé exibiram correlações entre 0,801 e 0,831, todas indicando uma forte relação positiva entre os dados de precipitação medidos localmente e os dados do TRMM.

Codajás, Lábrea e Manaus apresentaram correlações mais elevadas, variando de 0,836 a 0,869. Essas estações indicam uma excelente concordância entre os dois conjuntos de dados, sugerindo que os dados do TRMM representam bem as condições de precipitação nessas áreas.

As estações de Manicoré e Itacoatiara mostraram as correlações mais altas, com valores de 0,870 e 0,893, respectivamente. Isso sugere que os dados de precipitação do TRMM têm a maior concordância com as medições locais nessas duas estações.

De maneira geral, as altas correlações indicam que os dados de precipitação do TRMM são confiáveis e podem ser usados para a precipitação mensal nas áreas cobertas pelas estações do INMET no estudo.

Tabela 4: Coeficiente da correlação de Pearson entre os dados estimados e observados.

ESTAÇÕES	CORRELAÇÃO
Benjamin Constant	0,727
Barcelos	0,758
São Gabriel da Cachoeira	0,801
Fonte Boa	0,809
Eirunepé	0,820
Tefé	0,831
Codajás	0,836
Lábrea	0,849
Manaus	0,869
Manicoré	0,870
Itacoatiara	0,893

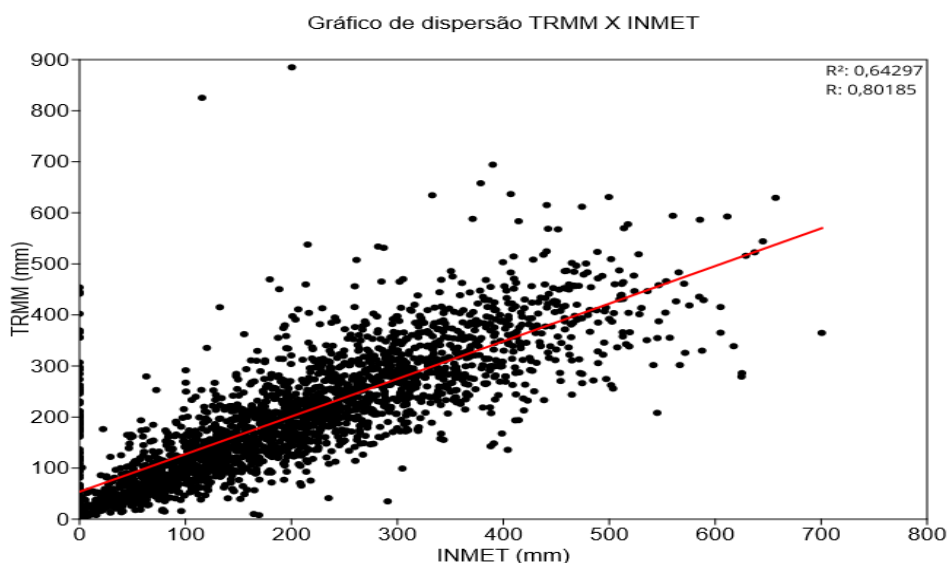
Fonte: INMET e TRMM, 2024.

A Figura 9 destaca a correlação dos registros de precipitação de todas as estações tanto dos dados observados e estimados resultando em uma correlação forte de 0,801. Desse modo, indica que os dados de precipitação têm similaridades ou resultados aproximados entre ambas as fontes. Estudos como o de Pereira (2013),

destacam a forte correlação dos dados estimados e observados, o autor realizou correlação dos registros de precipitação de 183 estações do INMET espalhadas pelo Brasil com os registros de precipitação do TRMM. Tanto dos dados observados quanto dos estimados, resultou em uma correlação forte de 0,801. Desse modo, isso indica que os dados de precipitação têm similaridades ou resultados aproximados entre ambas as fontes.

Além disso, Araújo et al. (2017) validaram os dados do TRMM da estação de Uberaba, MG, e observaram uma forte similaridade, evidenciada pela Correlação de Pearson, entre os dados observados do INMET e os estimados pelo TRMM com uma correlação de 0,997. Outro estudo relevante é o de Batista (2019), com a finalidade de compreender a precipitação da Amazônica central se utilizou de 6 estações meteorológicas do INMET do estado do Pará, sendo eles o de Altamira, Belterra, Itaituba, Monte Alegre, Óbidos e Porto de Móz, a correlação com os dados estimados mais forte foi de 0,89 e o menor coeficiente de determinação foi de 0,79. Estes estudos demonstram que os dados de precipitação fornecidos pelo INMET e TRMM são consistentes e apresentam alta correlação, reforçando a confiabilidade das estimativas de precipitação desses sistemas.

Figura 9: Regressão linear da correlação de Pearson de todas as estações.



3.2 Distribuição dos dados Observados e Estimados

O gráfico 1 exibe a precipitação mensal de Barcelos, os dados mensais revelam variações significativas entre as medições do INMET e do TRMM. Em janeiro, a precipitação registrada pelo INMET é de 133 mm, enquanto o TRMM mostra um registro de 143 mm. Em fevereiro, o INMET registrou uma precipitação de 181 mm, enquanto o TRMM apresentou 176 mm.

Março mostra precipitações registradas pelo INMET de 253 mm, e pelo TRMM de 237 mm. Os valores de precipitação vão de 98 mm a 358 mm pelo INMET e de 98 mm a 372 mm pelo TRMM. Abril registra 350 mm pelo INMET e 299 mm pelo TRMM, com valores variando de 182 mm a 576 mm pelo INMET e de 144 mm a 431 mm pelo TRMM. Para maio, a precipitação registrada pelo INMET é de 301 mm, enquanto o TRMM registra 374 mm.

A precipitação em julho é de 170 mm pelo INMET e 217 mm pelo TRMM, com variações de 0 mm a 302 mm pelo INMET e de 68 mm a 298 mm pelo TRMM. Para agosto, o INMET registra 121 mm, enquanto o TRMM registra 155 mm. Os valores variam de 0 mm a 252 mm pelo INMET e de 60 mm a 200 mm pelo TRMM.

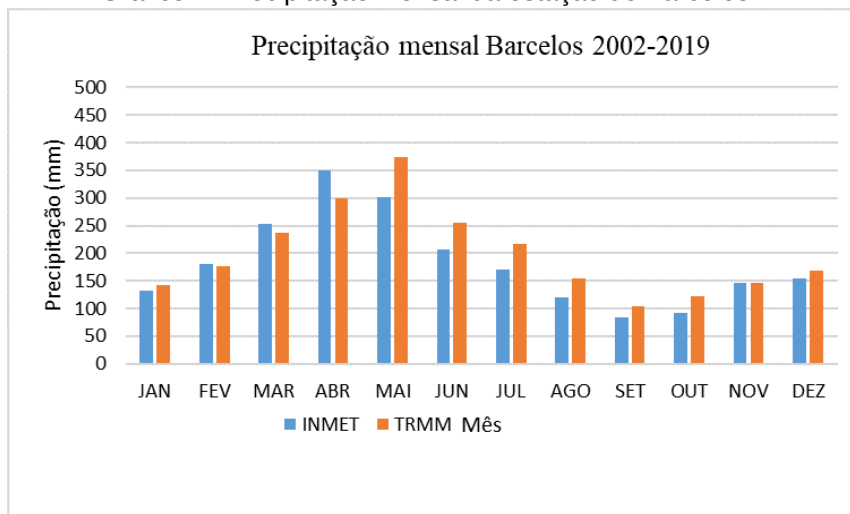
Em outubro, o INMET registra 92 mm, enquanto o TRMM apresenta 122 mm. Os valores de precipitação vão de 0 mm a 190 mm pelo INMET e de 60 mm a 197 mm pelo TRMM. Para novembro, o INMET registra 147 mm, enquanto o TRMM registra 146 mm. A precipitação varia de 0 mm a 300 mm pelo INMET e de 59 mm a 307 mm pelo TRMM. Em dezembro, o INMET registra 154 mm e o TRMM 169 mm.

O gráfico 2 é a precipitação anual acumulada de Barcelos entre 2002 e 2019 revelam padrões distintos. Em 2002 o INMET mediu 2.427 mm contra 2.462 mm do TRMM, enquanto 2003 apresentou 2.295 mm no INMET e 2.087 mm no TRMM. O ano de 2004 registrou 2.404 mm pelo INMET e 2.510 mm pelo TRMM. Em 2005 ocorreu divergência acentuada com 3.036 mm no INMET frente a 2.765 mm no TRMM. Os valores de 2006 foram 2.253 mm (INMET) e 2.568 mm (TRMM), seguidos por 2007 com 2.315 mm e 2.458 mm respectivamente.

Em 2008 mostrou relativa concordância (2.710 mm INMET e 2.767 mm TRMM), padrão mantido em 2009 (2.238 mm e 2.301 mm) e 2010 (2.093 mm e 2.088 mm). Em 2011 o INMET registrou 2.461 mm contra 2.270 mm do TRMM. O pico máximo ocorreu em 2012 (3.388 mm INMET e 3.033 mm TRMM), com 2013 retornando a valores próximos (2.449 mm e 2.464 mm). O período crítico iniciou-se em 2014 com 1.511 mm no INMET e 2.170 mm no TRMM, agravado em 2015 (1.311 mm e 1.822 mm) e atingindo o ápice em 2016 (0.533 mm e 1.813 mm). Em 2017 persistiu a disparidade

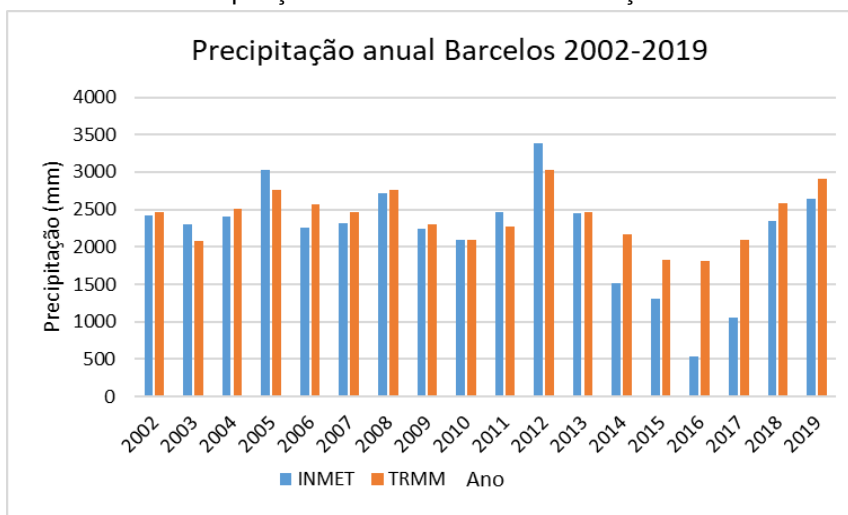
(1.054 mm e 2.097 mm), enquanto 2018 registrou 2.344 mm e 2.584 mm, e 2019 encerrou com 2.643 mm e 2.904 mm.

Gráfico 1: Precipitação mensal da estação de Barcelos.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 2: Precipitação acumulada anual da estação de Barcelos.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Os dados mensais fornecidos pelo INMET em Benjamin Constant no gráfico 3 indicam que, em janeiro, a precipitação é de 303 mm. Em fevereiro, a precipitação é de 266 mm, e em março, a precipitação é de 315 mm. Abril registra uma precipitação de 225 mm, maio 182 mm, junho 156 mm, julho 124 mm, agosto 111 mm, setembro 116 mm, outubro 199 mm, novembro 232 mm e dezembro 255 mm.

Os dados mensais de precipitação de acordo com os dados do TRMM mostram uma ligeira diferença em comparação com os dados do INMET. Em janeiro, a precipitação é de 356 mm, em fevereiro 311 mm, em março 364 mm, em abril 297

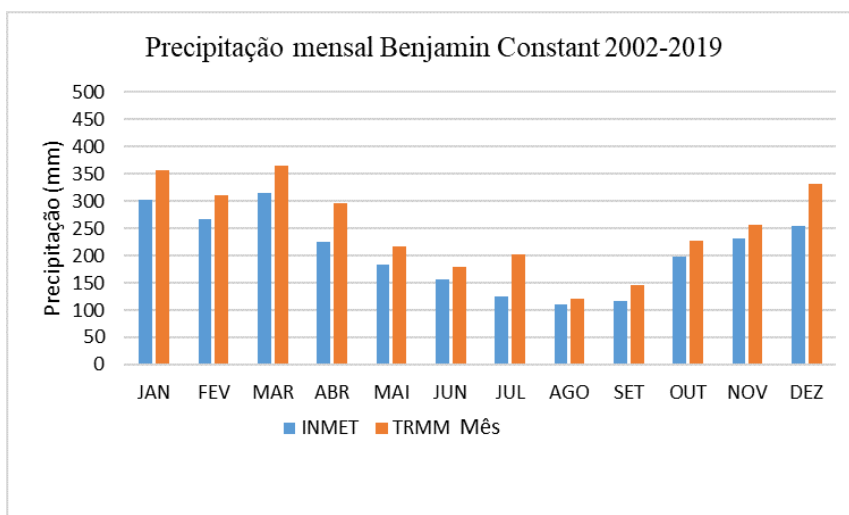
mm, em maio 217 mm, em junho 180 mm, em julho 203 mm, em agosto 121 mm, em setembro 147 mm, em outubro 226 mm, em novembro 256 mm e em dezembro 332 mm.

De acordo com os dados fornecidos pelo INMET, a precipitação anual em Benjamin Constant variou consideravelmente ao longo dos anos. Em 2002, a precipitação anual foi de 247 mm, enquanto em 2003 foi de 241 mm. No ano de 2004, a precipitação caiu para 184 mm, mas subiu para 213 mm em 2005. Em 2006, a precipitação anual foi de 238 mm, seguida por 258 mm em 2007, 245 mm em 2008 e um pico de 268 mm em 2009. No ano de 2010, a precipitação foi de 235 mm, diminuindo para 203 mm em 2011. Nos anos seguintes, as precipitações foram 185 mm em 2012, 186 mm em 2013, 209 mm em 2014, uma queda significativa para 29 mm em 2015, 166 mm em 2016, 194 mm em 2017, 192 mm em 2018 e 233 mm em 2019.

No gráfico 4, os dados de precipitação anual acumulada em Benjamin Constant mostram variações interessantes ao longo do período. Em 2002, o INMET registrou 2.959 mm enquanto o TRMM marcou 3.368 mm, padrão semelhante ao de 2003 (2.897 mm INMET e 3.000 mm TRMM). O ano de 2004 apresentou maior diferença, com 2.204 mm no INMET contra 2.954 mm no TRMM. Entre 2005 e 2009, observamos flutuações significativas: 2005 (2.553 mm INMET, 2.727 mm TRMM), 2006 (2.860 mm, 3.331 mm), 2007 (3.093 mm, 3.118 mm), 2008 (2.941 mm, 3.171 mm), chegando a 2009 com 3.218 mm no INMET e 3.487 mm no TRMM. O ano de 2010 mostrou valores mais próximos (2.818 mm INMET, 2.912 mm TRMM).

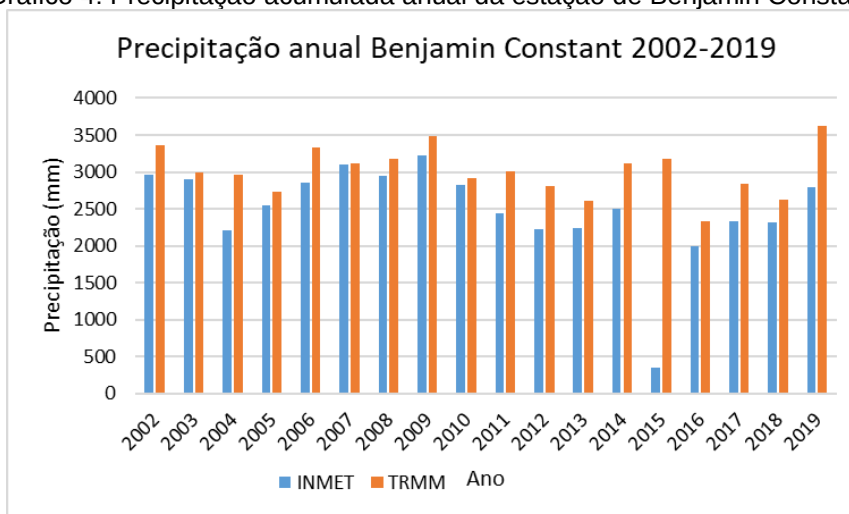
O período de 2011 a 2014 revelou tendência decrescente no INMET: 2011 (2.439 mm INMET, 3.012 mm TRMM), 2012 (2.216 mm, 2.811 mm), 2013 (2.232 mm, 2.611 mm), até 2014 (2.506 mm INMET, 3.109 mm TRMM). O ano mais seco foi 2015, com apenas 0.351 mm registrado pelo INMET contra 3.177 mm no TRMM - a maior discrepância absoluta da série. Nos últimos anos, os valores se recuperaram: 2016 (1.995 mm INMET, 2.324 mm TRMM), 2017 (2.325 mm, 2.834 mm), 2018 (2.309 mm, 2.624 mm), encerrando em 2019 com 2.792 mm no INMET e 3.621 mm no TRMM. Nota-se que o TRMM sistematicamente registrou valores mais altos, especialmente nos anos mais secos.

Gráfico 3: Precipitação mensal da estação de Benjamin Constant.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 4: Precipitação acumulada anual da estação de Benjamin Constant.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

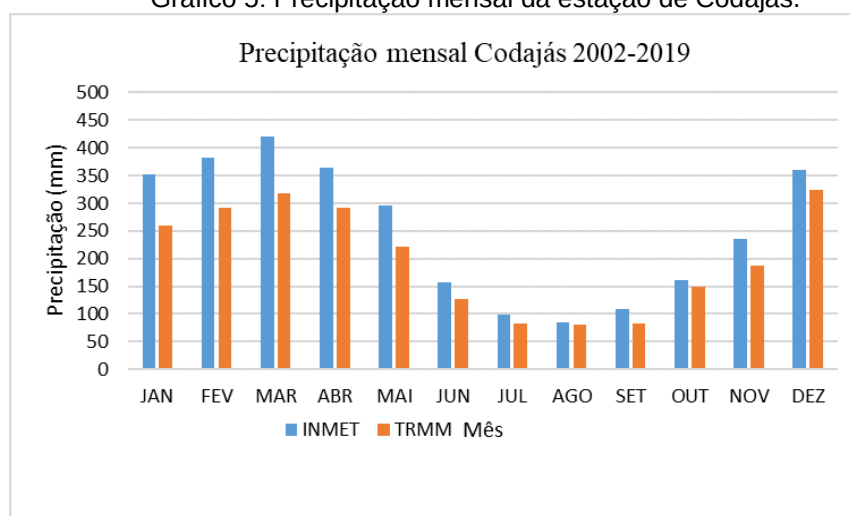
Em janeiro (gráfico 5), a precipitação registrada pela estação de Codajás INMET foi de 352 mm, enquanto pelo TRMM foi de 260 mm. Em fevereiro, os valores foram de 382 mm pelo INMET e 291 mm pelo TRMM. Março apresentou precipitação de 420 mm pelo INMET e 317 mm pelo TRMM. Em abril, os valores foram de 363 mm pelo INMET e 292 mm pelo TRMM. Para maio, os registros foram de 295 mm pelo INMET e 222 mm pelo TRMM. Em junho, a precipitação foi de 156 mm pelo INMET e 126 mm pelo TRMM. Julho teve valores de 98 mm pelo INMET e 82 mm pelo TRMM. Em agosto, os valores foram de 85 mm pelo INMET e 80 mm pelo TRMM. Setembro registrou precipitação de 108 mm pelo INMET e 84 mm pelo TRMM. Em outubro, a precipitação foi de 161 mm pelo INMET e 150 mm pelo TRMM. Novembro apresentou

valores de 235 mm pelo INMET e 188 mm pelo TRMM. Finalmente, em dezembro, os valores foram de 359 mm pelo INMET e 325 mm pelo TRMM.

Já na precipitação acumulada anual de Codajás (gráfico 6), o INMET registrou em 2002 uma precipitação de 3.207 mm, enquanto o TRMM marcou 2.679 mm, uma inversão do padrão comum. Nos anos seguintes, 2003 (2.408 mm INMET, 2.335 mm TRMM) e 2004 (2.970 mm, 2.188 mm) mantiveram essa tendência de valores mais elevados no INMET. O período 2005-2008 apresentou oscilações: 2005 (2.674 mm INMET, 2.370 mm TRMM), 2006 (3.175 mm, 2.644 mm), 2007 (2.489 mm, 2.241 mm) e 2008 (3.111 mm, 2.489 mm). Em 2009, o INMET atingiu seu máximo histórico no período com 3.297 mm contra 2.717 mm do TRMM.

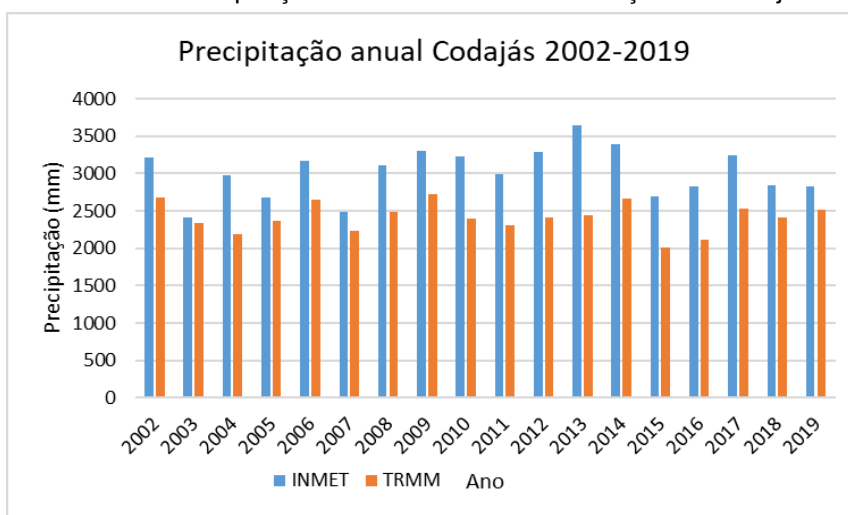
De 2010 a 2013, os valores do INMET mantiveram-se elevados: 2010 (3.225 mm INMET, 2.390 mm TRMM), 2011 (2.984 mm, 2.313 mm), 2012 (3.287 mm, 2.410 mm) e 2013 (3.650 mm, 2.444 mm). Nota-se que nesta década inicial, o INMET consistentemente superou o TRMM em Codajás. O ano de 2014 marcou o início de uma redução (3.384 mm INMET, 2.664 mm TRMM), tendência que continuou em 2015 (2.688 mm, 2.010 mm) e 2016 (2.834 mm, 2.122 mm). Os últimos anos do estudo mostraram recuperação: 2017 (3.244 mm INMET, 2.533 mm TRMM), 2018 (2.844 mm, 2.419 mm) e 2019 (2.824 mm, 2.518 mm).

Gráfico 5: Precipitação mensal da estação de Codajás.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 6: Precipitação acumulada anual da estação de Codajás.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

A precipitação mensal medida pelo INMET em Eirunepé (gráfico 7) revela uma variação significativa ao longo do ano. Em janeiro, a precipitação é de 308 mm, aumentando em fevereiro para 325 mm, e se mantendo elevada em março com 317 mm. Em abril, há uma queda para 281 mm, e essa tendência de diminuição continua em maio (181 mm) e junho (99 mm). Os meses de julho e agosto registram as menores precipitações, com 60 mm e 71 mm, respectivamente. A partir de setembro, a precipitação começa a aumentar novamente, com 106 mm, chegando a 207 mm em outubro, 239 mm em novembro e atingindo 322 mm em dezembro.

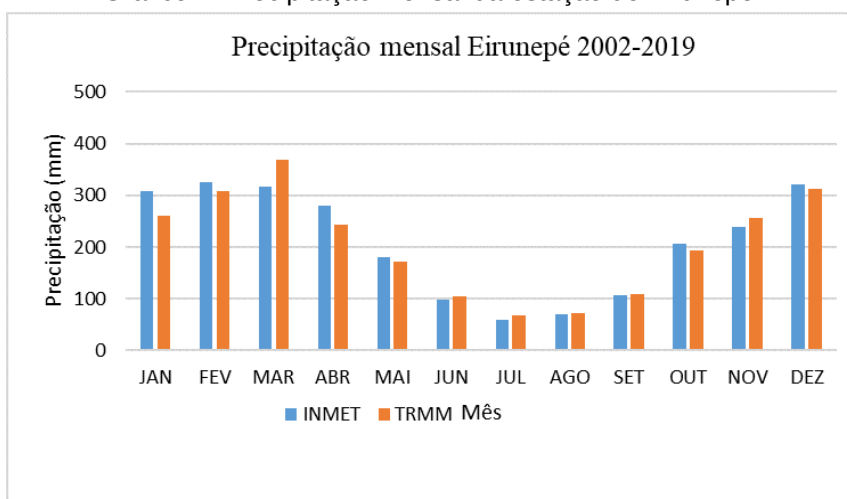
As estimativas de precipitação fornecidas pelo TRMM para Eirunepé seguem um padrão semelhante ao observado pelos dados do INMET, mas com algumas diferenças notáveis nos valores mensais. Em janeiro, a precipitação é de 260 mm, subindo para 309 mm em fevereiro e alcançando 368 mm em março, que é o pico de precipitação mensal. Em abril, há uma queda para 244 mm, seguida por 171 mm em maio e 104 mm em junho. Assim como nos dados do INMET, julho e agosto registram as menores precipitações, com 69 mm e 73 mm, respectivamente. Em setembro, a precipitação é de 110 mm, aumentando para 193 mm em outubro, 257 mm em novembro, e chegando a 313 mm em dezembro.

Além das precipitações mensais, foram analisadas as anuais para o período de 2002 a 2019 (gráfico 8) de Eirunepé, a precipitação acumulada anual em 2002 o INMET registrou 2.791 mm contra 2.296 mm do TRMM. No ano seguinte, 2003, os valores foram 3.037 mm (INMET) e 2.483 mm (TRMM). O ano de 2004 teve 2.183 mm no INMET e 2.323 mm no TRMM. Em 2005 ocorreu uma queda acentuada no INMET

(1.012 mm) enquanto o TRMM marcou 1.741 mm. Os anos de 2006 e 2007 mantiveram essa tendência, com o INMET registrando 1.221 mm e 1.288 mm respectivamente, contra 2.173 mm e 2.090 mm do TRMM. A partir de 2008 houve recuperação, com o INMET marcando 2.814 mm e o TRMM 2.483 mm. O pico ocorreu em 2009 com 3.116 mm (INMET) e 2.965 mm (TRMM).

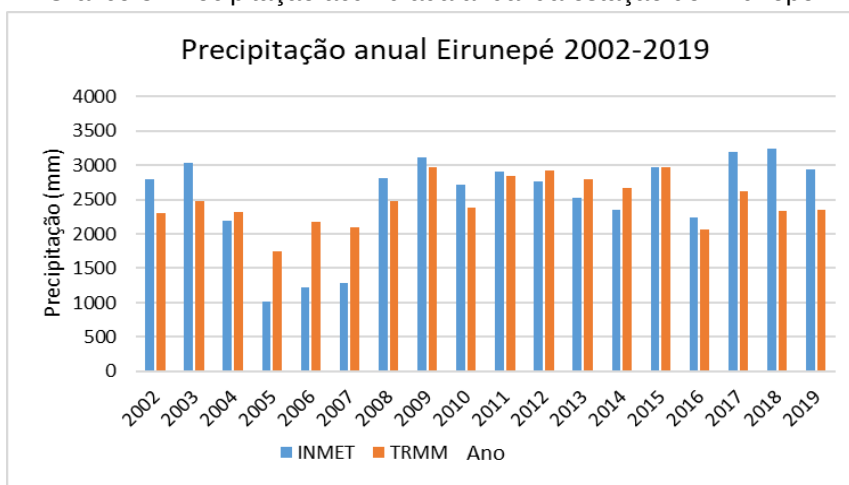
Nos anos seguintes, de 2010 a 2014, os valores oscilaram entre 2.350 mm e 2.904 mm no INMET e entre 2.378 mm e 2.921 mm no TRMM. O ano de 2015 foi peculiar, com quase igualdade entre as fontes: 2.969 mm (INMET) e 2.968 mm (TRMM). Em 2016 o INMET registrou 2.239 mm contra 2.060 mm do TRMM. Os últimos três anos do período analisado mostraram valores elevados no INMET: 3.190 mm em 2017, 3.234 mm em 2018 e 2.944 mm em 2019, enquanto o TRMM manteve médias mais baixas nesses anos (2.613 mm, 2.342 mm e 2.354 mm respectivamente).

Gráfico 7: Precipitação mensal da estação de Eirunepé.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 8: Precipitação acumulada anual da estação de Eirunepé.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Ao analisar os dados mensais de precipitação entre o INMET e o TRMM para a estação de Fonte Boa (gráfico 9), podemos observar algumas variações ao longo do ano. Em janeiro, o INMET registrou 254 mm, enquanto o TRMM registrou 261 mm. Já em fevereiro, o INMET registrou 224 mm e o TRMM 254 mm. Em março, o INMET registrou 271 mm e o TRMM 280 mm. No mês de abril, o INMET e o TRMM registraram 271 mm e 294 mm, respectivamente. Em maio, ambos apresentaram valores muito próximos, com o INMET registrando 338 mm e o TRMM 337 mm. Em junho, os valores foram 200 mm pelo INMET e 198 mm pelo TRMM. No mês de julho, o INMET registrou 187 mm e o TRMM 167 mm. Em agosto, o INMET apresentou 120 mm, enquanto o TRMM registrou 126 mm. Em setembro, os valores foram 117 mm pelo INMET e 119 mm pelo TRMM. Em outubro, o INMET registrou 164 mm e o TRMM 162 mm. Em novembro, os registros foram 171 mm pelo INMET e 186 mm pelo TRMM. Finalmente, em dezembro, o INMET registrou 237 mm e o TRMM 273 mm.

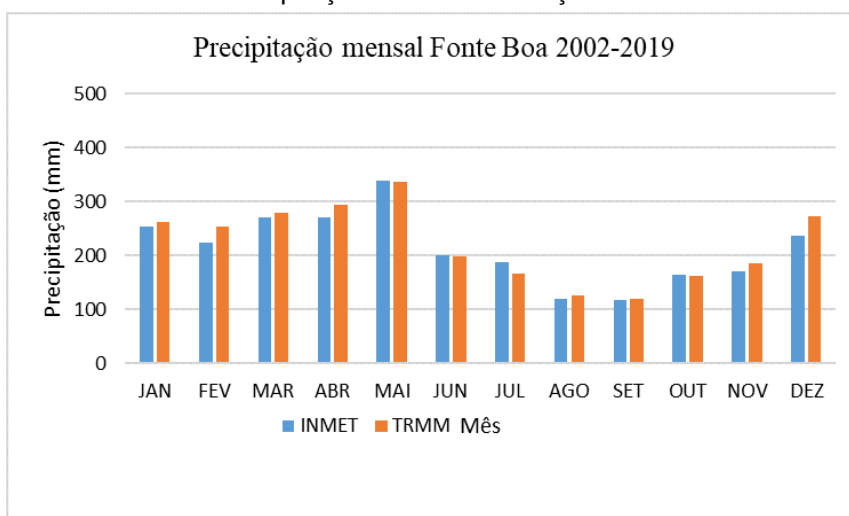
Quando analisamos os dados anuais de precipitação para a estação de Fonte Boa (gráfico 10), revelam padrões distintos entre INMET e TRMM. Em 2002, o INMET registrou 2.720 mm contra 2.921 mm do TRMM. No ano seguinte, 2003, os valores caíram para 1.938 mm (INMET) e 2.107 mm (TRMM). Em 2004, o INMET marcou 2.227 mm enquanto o TRMM registrou 2.352 mm. O ano de 2005 mostrou recuperação com 2.617 mm no INMET e 2.915 mm no TRMM. Em 2006, os valores subiram para 2.889 mm (INMET) e 3.014 mm (TRMM). Já 2007 apresentou 2.529 mm no INMET contra 2.476 mm no TRMM. Em 2008, o INMET registrou 3.042 mm e o TRMM 2.851 mm.

No ano de 2009, os valores foram 2.796 mm (INMET) e 2.968 mm (TRMM). O ano de 2010 mostrou redução: 2.335 mm no INMET e 2.567 mm no TRMM. Em 2011, o INMET marcou 2.674 mm contra 2.467 mm do TRMM. O ano de 2012 registrou 2.946 mm (INMET) e 2.920 mm (TRMM), mostrando relativa convergência. Em 2013, os valores foram próximos novamente: 2.968 mm no INMET e 2.963 mm no TRMM. O ano de 2014 apresentou 3.174 mm no INMET e 2.727 mm no TRMM. Já 2015 marcou uma queda acentuada: 1.665 mm no INMET contra 2.213 mm no TRMM.

Em 2016, o INMET registrou 2.094 mm e o TRMM 2.262 mm. No ano seguinte, 2017, os valores foram 2.248 mm (INMET) e 2.576 mm (TRMM). Em 2018, o INMET

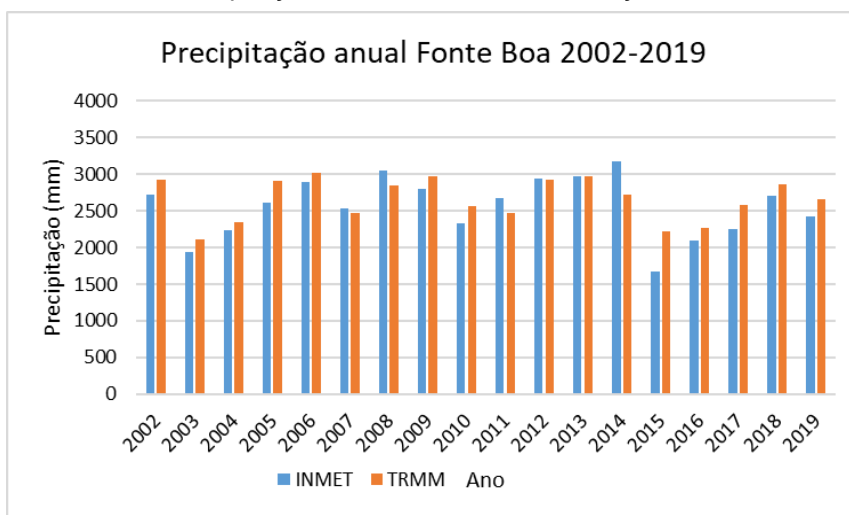
marcou 2.698 mm contra 2.864 mm do TRMM. O período analisado encerrou em 2019 com 2.420 mm no INMET e 2.663 mm no TRMM.

Gráfico 9: Precipitação mensal da estação de Fonte Boa.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 10: Precipitação acumulada anual da estação de Fonte Boa.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Os dados mensais mostram uma variação significativa nos registros de precipitação ao longo do ano da estação de Itacoatiara (gráfico 11). Em janeiro, a precipitação mensal registrada pelo INMET é de 285 mm, enquanto a estimativa do TRMM é de 256 mm. Em fevereiro, o INMET registra 339 mm, e o TRMM 296 mm. Em março, a precipitação é de 436 mm (INMET) e 335 mm (TRMM). Abril apresenta 353 mm pelo INMET e 328 mm pelo TRMM. Em maio, os registros são de 289 mm (INMET) e 226 mm (TRMM). Junho tem 162 mm pelo INMET e 132 mm pelo TRMM. Em julho, a precipitação é de 106 mm (INMET) e 78 mm (TRMM). Agosto mostra 64

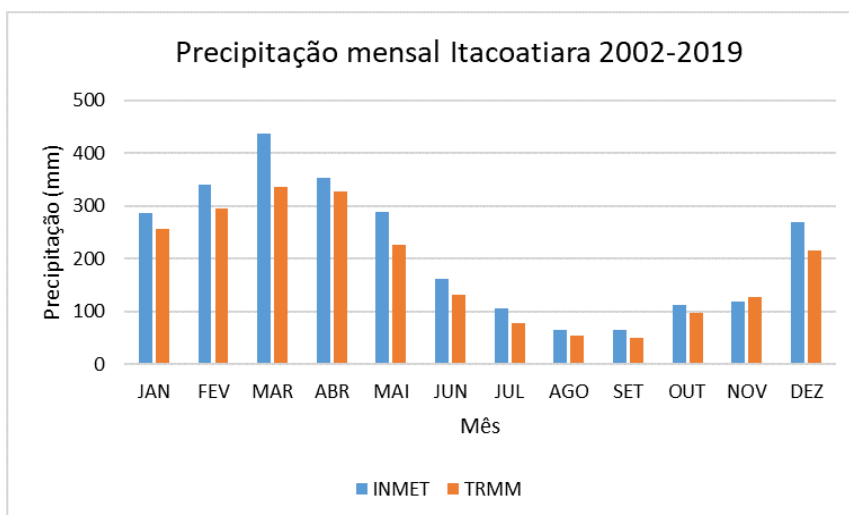
mm pelo INMET e 55 mm pelo TRMM. Em setembro, são 64 mm (INMET) e 49 mm (TRMM). Outubro apresenta 112 mm pelo INMET e 98 mm pelo TRMM. Em novembro, os registros são de 118 mm (INMET) e 127 mm (TRMM). Finalmente, dezembro tem 269 mm pelo INMET e 215 mm pelo TRMM.

Esses dados mostram que, de maneira geral, as estimativas do TRMM tendem a ser um pouco mais baixas do que as medições do INMET, com algumas exceções em determinados meses, como novembro, onde o TRMM registra um valor superior ao do INMET. Essa tendência é observada ao longo de todo o ano, indicando que, apesar das variações mensais, a metodologia de medição via satélite do TRMM pode subestimar ligeiramente as quantidades de precipitação em comparação com as estações terrestres do INMET.

Os registros anuais acumulados de precipitação de Itacoatiara (gráfico 12) mostram valores consistentemente mais altos no INMET comparado ao TRMM. Em 2002, o INMET registrou 2.378 mm contra 1.619 mm do TRMM. Em 2003 foram 2.131 mm e 2.003 mm respectivamente. O ano de 2004 teve 2.472 mm no INMET e 1.800 mm no TRMM, enquanto 2005 apresentou 1.933 mm e 1.765 mm. Em 2006, o INMET marcou 2.242 mm contra 2.179 mm do TRMM. O ano de 2007 registrou 2.467 mm e 2.224 mm. Em 2008, o INMET atingiu 3.074 mm enquanto o TRMM registrou 2.572 mm. O ano de 2009 teve 2.645 mm no INMET e 2.093 mm no TRMM. Em 2010, os valores foram 1.941 mm (INMET) e 2.017 mm (TRMM). O pico máximo ocorreu em 2011 com 3.433 mm no INMET contra 2.844 mm no TRMM. Em 2012 foram 2.825 mm e 2.110 mm, seguidos por 2013 com 2.714 mm e 2.326 mm.

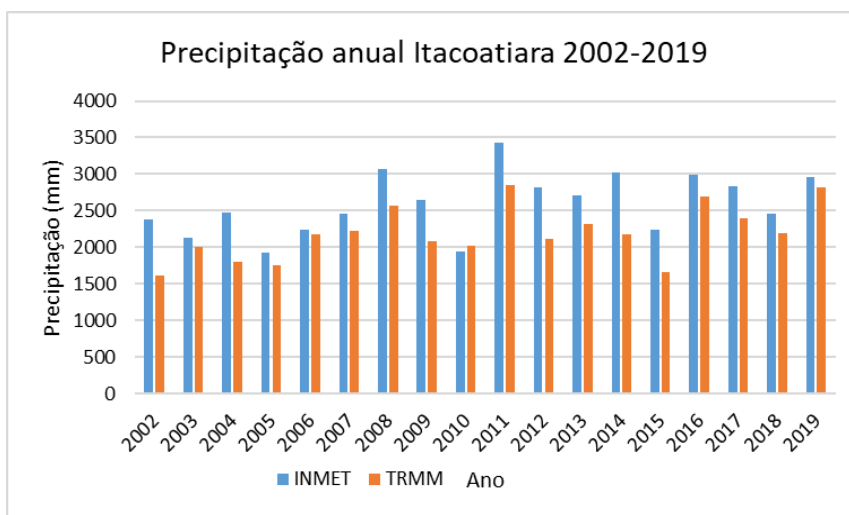
O ano de 2014 registrou 3.021 mm no INMET e 2.176 mm no TRMM. Em 2015, o INMET marcou 2.240 mm enquanto o TRMM teve seu mínimo anual (1.660 mm). Em 2016 foram 2.989 mm e 2.696 mm. Os últimos três anos mostraram: 2017 com 2.832 mm (INMET) e 2.399 mm (TRMM), 2018 com 2.457 mm e 2.197 mm, e 2019 encerrando com 2.965 mm no INMET e 2.819 mm no TRMM. O ano de 2011 destacou-se como o mais chuvoso para ambas as fontes, enquanto o período 2002-2005 registrou os menores registros pluviométricos.

Gráfico 11: Precipitação mensal da estação de Itacoatiara.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 12: Precipitação acumulada anual da estação de Itacoatiara.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

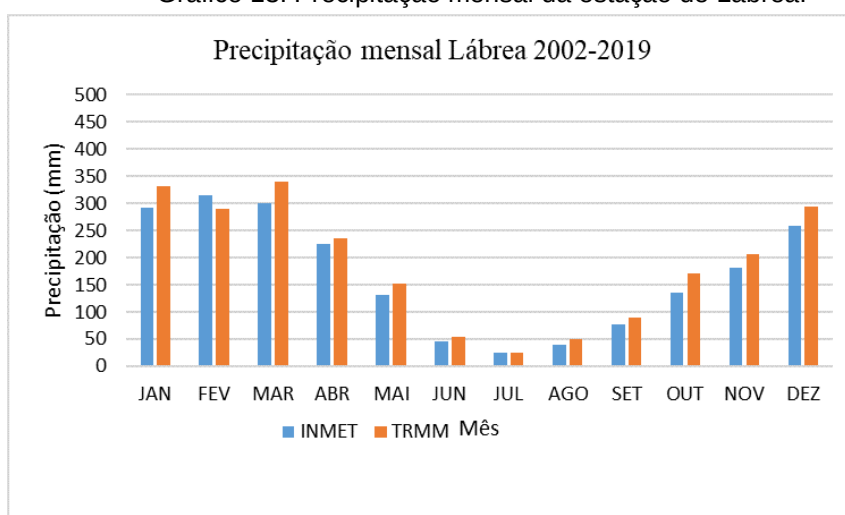
Em janeiro, a estação INMET de Lábrea (gráfico 13) registrou 292 mm, enquanto o TRMM registrou 332 mm. Em fevereiro, a estação INMET registrou 314 mm e o TRMM 291 mm. Em março, os registros foram de 300 mm para INMET e 341 mm para TRMM. Em abril, a estação INMET registrou 225 mm e o TRMM 235 mm. Em maio, o registro foi de 131 mm na estação INMET e 152 mm no TRMM. Em junho, a precipitação foi de 46 mm no INMET e 53 mm no TRMM. Em julho, os registros foram de 24 mm para INMET e 25 mm para TRMM. Em agosto, a estação INMET registrou 38 mm e o TRMM 50 mm. Em setembro, os registros foram de 77 mm para INMET e 89 mm para TRMM. Em outubro, a precipitação foi de 136 mm no INMET e

171 mm no TRMM. Em novembro, a estação INMET registrou 182 mm e o TRMM 206 mm. Em dezembro, o registro foi de 258 mm no INMET e 294 mm no TRMM.

No gráfico 14, os dados de precipitação acumulada anual entre 2002 e 2019 mostram o padrão de Lábrea, em 2002 o INMET registrou 2.335 mm e o TRMM 2.648 mm. No ano de 2003 foram 2.683 mm pelo INMET e 2.643 mm pelo TRMM. O ano de 2004 teve 1.357 mm no INMET contra 2.306 mm no TRMM. Em 2005 as medidas foram 1.764 mm (INMET) e 2.323 mm (TRMM). No ano de 2006 apresentou 2.052 mm no INMET e 2.470 mm no TRMM. No ano seguinte, 2007, os valores foram 1.942 mm pelo INMET e 2.314 mm pelo TRMM. Em 2008 o INMET marcou 2.285 mm enquanto o TRMM registrou 2.806 mm.

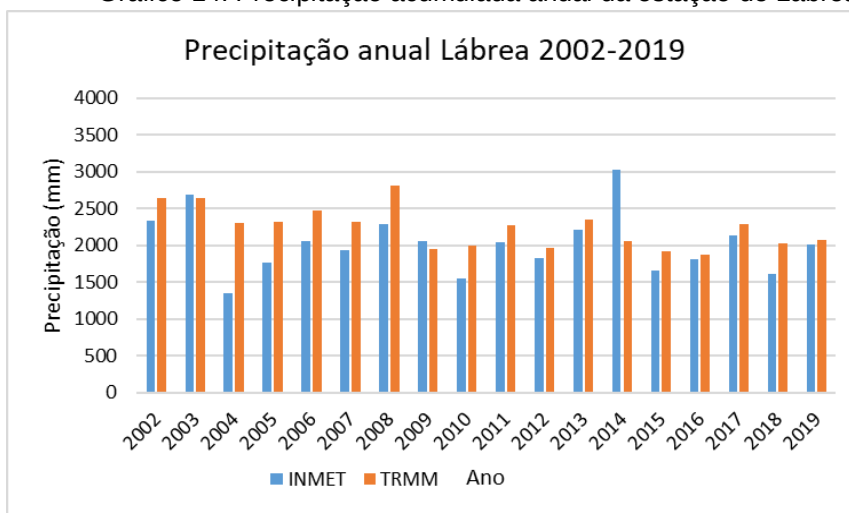
O ano de 2009 teve 2.056 mm no INMET e 1.956 mm no TRMM. Em 2010 foram 1.555 mm (INMET) e 1.997 mm (TRMM). 2011 registrou 2.048 mm pelo INMET e 2.281 mm pelo TRMM. No ano de 2012 as medidas foram 1.833 mm (INMET) e 1.961 mm (TRMM). Em 2013 o INMET marcou 2.217 mm e o TRMM 2.351 mm. O ano de 2014 apresentou 3.021 mm no INMET contra 2.064 mm no TRMM. Em 2015 foram 1.666 mm (INMET) e 1.918 mm (TRMM). 2016 teve 1.816 mm no INMET e 1.870 mm no TRMM. No ano seguinte, 2017, os valores foram 2.133 mm (INMET) e 2.291 mm (TRMM). Em 2018 o INMET registrou 1.617 mm enquanto o TRMM marcou 2.031 mm. O período analisado encerrou em 2019 com 2.021 mm pelo INMET e 2.070 mm pelo TRMM.

Gráfico 13: Precipitação mensal da estação de Lábrea.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 14: Precipitação acumulada anual da estação de Lábrea.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Os dados de precipitação mensal da estação de Manaus apresentados no gráfico 15, do INMET e do TRMM, mostram uma clara variação ao longo do ano. Em janeiro, a precipitação registrada pelo INMET é de 273 mm, enquanto o TRMM aponta 225 mm. Fevereiro segue com registros de 302 mm e 265 mm, respectivamente. Março apresenta os valores mais altos, com 325 mm pelo INMET e 273 mm pelo TRMM, demonstrando ser o mês mais chuvoso. Em abril, os valores são de 312 mm pelo INMET e 293 mm pelo TRMM.

Na transição para os meses mais secos, maio registra 238 mm segundo o INMET e 204 mm pelo TRMM. Junho apresenta uma queda significativa, com 118 mm e 106 mm, respectivamente. Julho continua a tendência de baixa precipitação, com registros de 75 mm pelo INMET e 78 mm pelo TRMM. Agosto é o mês com a menor precipitação, registrando 50 mm pelo INMET e 51 mm pelo TRMM. Setembro marca o início do aumento gradual, com registros de 71 mm pelo INMET e 70 mm pelo TRMM.

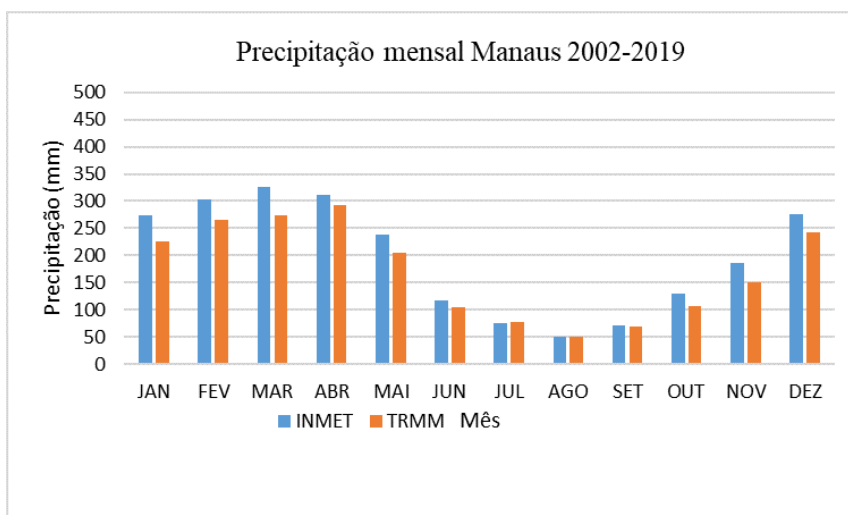
Outubro apresenta um aumento moderado na precipitação, com 129 mm registrados pelo INMET e 106 mm pelo TRMM. Em novembro, os valores são de 187 mm pelo INMET e 151 mm pelo TRMM. Dezembro fecha o ano com um aumento significativo, registrando 277 mm pelo INMET e 243 mm pelo TRMM, indicando o retorno da estação chuvosa.

Por outro lado, os registros anuais de precipitação acumulada também mostram variações significativas ao longo dos anos (gráfico 16). Em 2002 o INMET registrou 2.322 mm enquanto o TRMM marcou 1.988 mm. No ano seguinte, 2003, as medidas

foram 1.955 mm pelo INMET e 2.134 mm pelo TRMM. O ano de 2004 apresentou 2.057 mm no INMET contra 1.703 mm no TRMM. Em 2005 o INMET mediu 2.208 mm e o TRMM 2.030 mm. No ano de 2006 foram 2.305 mm e 2.041 mm respectivamente. O período de 2007 teve 2.406 mm no INMET e 2.453 mm no TRMM. O ano de 2008 destacou-se com o maior registro do INMET no período, 3.157 mm, enquanto o TRMM marcou 2.551 mm.

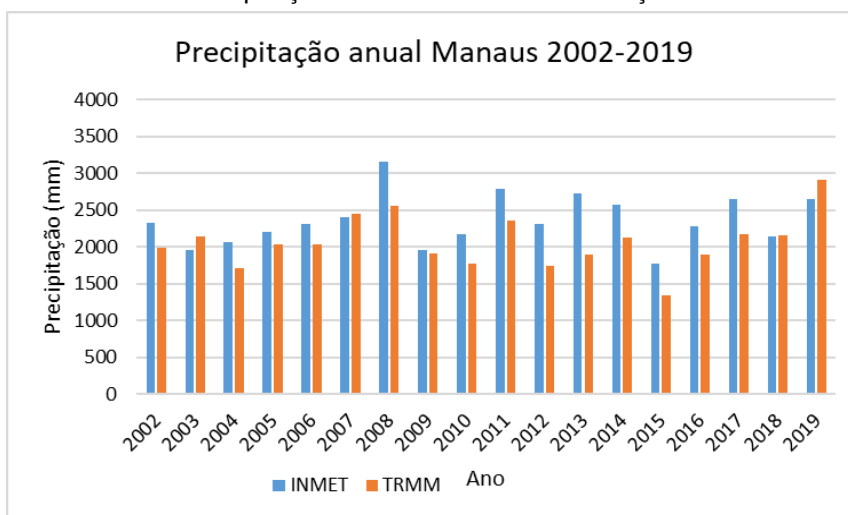
Em 2009 os valores caíram para 1.959 mm no INMET e 1.908 mm no TRMM. O ano de 2010 registrou 2.172 mm e 1.770 mm respectivamente. Em 2011 houve aumento para 2.780 mm no INMET e 2.355 mm no TRMM. O período de 2012 a 2014 mostrou variações interessantes. Em 2012 foram 2.312 mm pelo INMET e 1.744 mm pelo TRMM. No ano seguinte, 2013, o INMET registrou 2.723 mm contra 1.894 mm do TRMM. Já 2014 apresentou 2.569 mm e 2.120 mm respectivamente. Os anos mais secos ocorreram em 2015, com 1.772 mm no INMET e 1.342 mm no TRMM. Em 2016 os valores subiram para 2.281 mm e 1.902 mm. O período de 2017 a 2019 mostrou recuperação gradual. Em 2017 foram 2.649 mm pelo INMET e 2.167 mm pelo TRMM.

Gráfico 15: Precipitação mensal da estação de Manaus.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 16: Precipitação acumulada anual da estação de Manaus.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

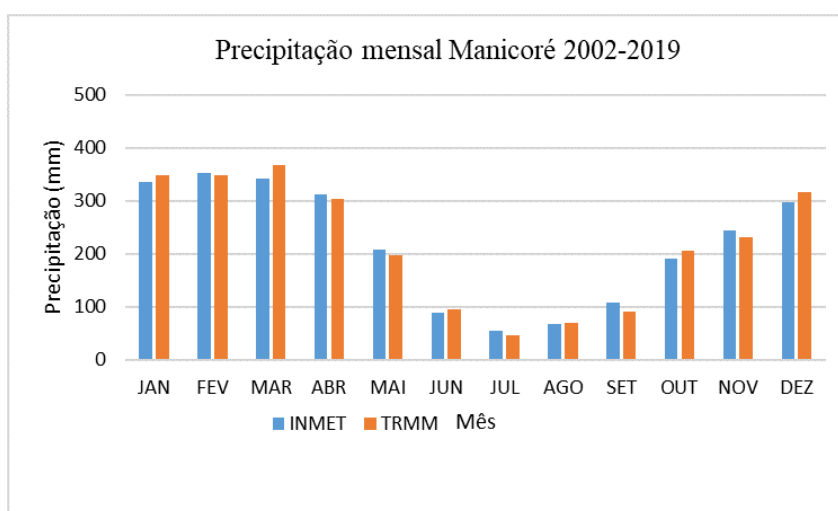
A precipitação mensal para a estação de Manicoré no gráfico 17 apresenta algumas variações entre os dados do INMET e do TRMM. Em janeiro, o INMET registra 336 mm, enquanto o TRMM indica 347 mm. Em fevereiro, o INMET registra 352 mm, comparado aos 349 mm do TRMM. Em março, o INMET apresenta 341 mm e o TRMM 368 mm. Em abril, há uma pequena discrepância, com o INMET mostrando 313 mm e o TRMM 303 mm. Em maio, os valores são próximos, 208 mm (INMET) e 198 mm (TRMM). Em junho, o INMET registra 89 mm e o TRMM 95 mm. Em julho, os valores são similares, 54 mm pelo INMET e 47 mm pelo TRMM. Em agosto, o INMET mostra 68 mm e o TRMM 70 mm. Em setembro, o INMET registra 108 mm e o TRMM 90 mm. Em outubro, os valores são 190 mm (INMET) e 206 mm (TRMM). Em novembro, o INMET registra 243 mm e o TRMM 232 mm. Em dezembro, o INMET registra 296 mm e o TRMM 317 mm.

Além disso, a precipitação acumulada anual (gráfico 18). Em 2002 o INMET registrou 2.618 mm e o TRMM 2.783 mm. No ano seguinte, 2003, as medidas foram 2.160 mm pelo INMET e 2.323 mm pelo TRMM. O ano de 2004 apresentou 1.870 mm no INMET contra 2.008 mm no TRMM. Em 2005 os valores foram 1.797 mm e 1.914 mm respectivamente. O ano de 2006 teve 2.630 mm no INMET e 2.578 mm no TRMM. Em 2007 o INMET marcou 2.407 mm enquanto o TRMM registrou 2.179 mm. No período de 2008 foram 2.693 mm e 2.591 mm. O ano de 2009 destacou-se com os maiores valores do período, 3.231 mm no INMET e 3.079 mm no TRMM.

Em 2010 as medidas foram 2.480 mm pelo INMET e 2.449 mm pelo TRMM. O ano de 2011 registrou 2.939 mm e 3.018 mm. Em 2012 os valores foram praticamente

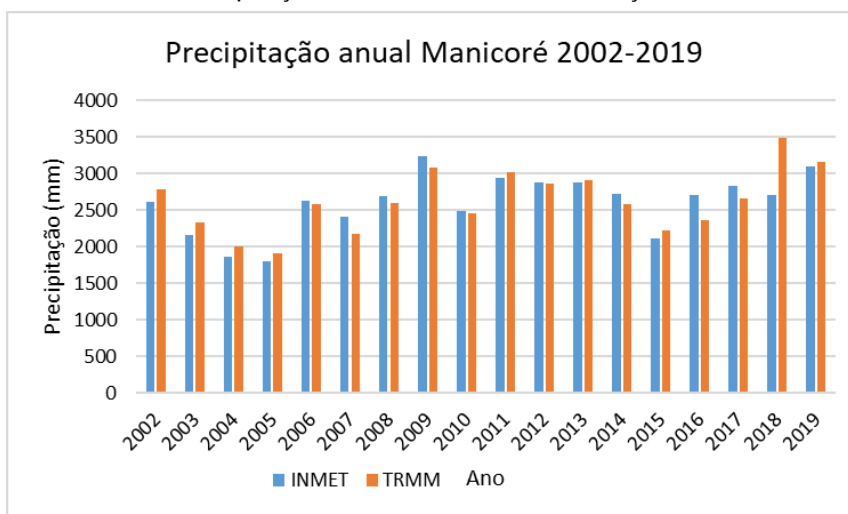
idênticos, 2.872 mm no INMET e 2.868 mm no TRMM. No ano seguinte, 2013, o INMET marcou 2.873 mm contra 2.909 mm do TRMM. O período de 2014 apresentou 2.722 mm no INMET e 2.581 mm no TRMM. Em 2015 foram 2.119 mm e 2.228 mm respectivamente. O ano de 2016 registrou 2.712 mm pelo INMET e 2.370 mm pelo TRMM. Em 2017 as medidas foram 2.838 mm e 2.659 mm. No ano de 2018 mostrou uma das maiores diferenças, com 2.703 mm no INMET e 3.491 mm no TRMM. A série encerrou em 2019 com 3.102 mm registrados pelo INMET e 3.167 mm pelo TRMM.

Gráfico 17: Precipitação mensal da estação de Manicoré.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 18: Precipitação acumulada anual da estação de Manicoré.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

No gráfico 19 da precipitação em São Gabriel da Cachoeira, apresenta em janeiro, precipitação do INMET de 300 mm, enquanto a estimativa do TRMM é ligeiramente menor, com 296 mm. Em fevereiro, as medições do INMET registram 268

mm e o TRMM apresenta uma estimativa de 294 mm. Março segue uma tendência similar, com o INMET indicando 289 mm e o TRMM registrando 283 mm. Em abril, há um aumento significativo nas medições do INMET, com 324 mm, comparado aos 331 mm estimados pelo TRMM. Maio apresenta a maior precipitação do ano, com 377 mm segundo o INMET, enquanto o TRMM estima 368 mm.

Nos meses de junho, julho e agosto, observa-se uma diminuição nas precipitações. Em junho, o INMET registra 237 mm, enquanto o TRMM apresenta uma estimativa de 293 mm. Julho segue com medições de 229 mm pelo INMET e 240 mm pelo TRMM. Em agosto, as medições do INMET mostram 201 mm e as estimativas do TRMM indicam 197 mm.

Setembro e outubro apresentam precipitações relativamente baixas. Em setembro, o INMET registra 173 mm e o TRMM estima 195 mm. Em outubro, as medições do INMET são de 194 mm, enquanto as estimativas do TRMM indicam 210 mm.

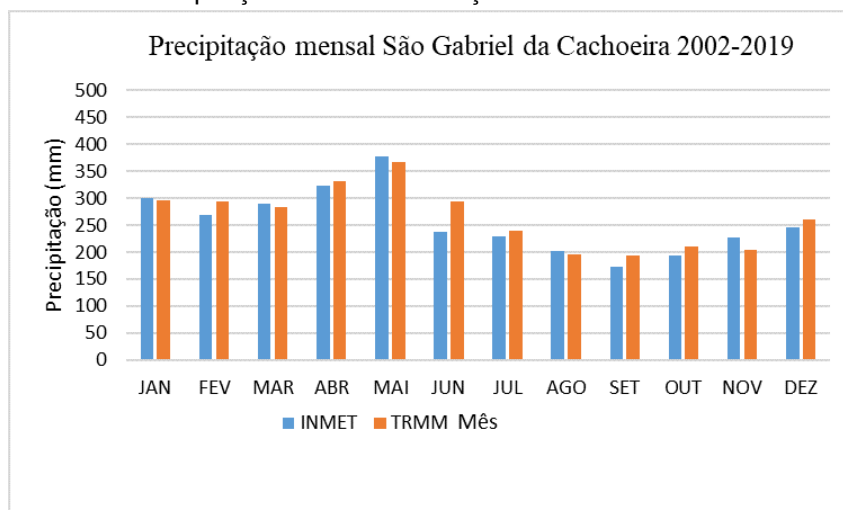
Nos últimos meses do ano, a precipitação aumenta novamente. Em novembro, o INMET mede 228 mm, comparado aos 203 mm do TRMM. Finalmente, em dezembro, as medições do INMET registram 245 mm e as estimativas do TRMM são de 261 mm.

Os dados anuais de precipitação acumulada também são apresentados para o período de 2002 a 2019 (gráfico 20), comparando as medições do INMET e as estimativas do TRMM. Em 2002 o INMET mediu 3.453 mm enquanto o TRMM registrou 3.365 mm. No ano seguinte, 2003, os valores foram 2.813 mm no INMET e 2.644 mm no TRMM. O ano de 2004 teve 2.761 mm pelo INMET contra 2.908 mm pelo TRMM. Em 2005 o INMET apontou 3.116 mm e o TRMM 3.126 mm. No período de 2006 foram 3.294 mm no INMET e 3.178 mm no TRMM. O ano de 2007 registrou 2.739 mm no INMET e 3.237 mm no TRMM. Em 2008 as medidas foram 3.116 mm e 3.329 mm respectivamente. O ano de 2009 apresentou 2.885 mm no INMET e 3.091 mm no TRMM. Em 2010 o INMET marcou 2.981 mm enquanto o TRMM registrou 3.369 mm. O período de 2011 teve 3.037 mm pelo INMET e 2.871 mm pelo TRMM.

Em 2012 os valores foram 3.188 mm no INMET e 3.794 mm no TRMM. No ano seguinte, 2013, o INMET mediu 3.375 mm contra 3.725 mm do TRMM. O ano de 2014 apresentou 3.045 mm e 3.106 mm respectivamente. Em 2015 foram registrados 3.194 mm pelo INMET e 3.063 mm pelo TRMM. O ano de 2016 teve 3.227 mm no INMET e 3.021 mm no TRMM. No período de 2017 as medidas foram 3.059 mm e 3.017 mm.

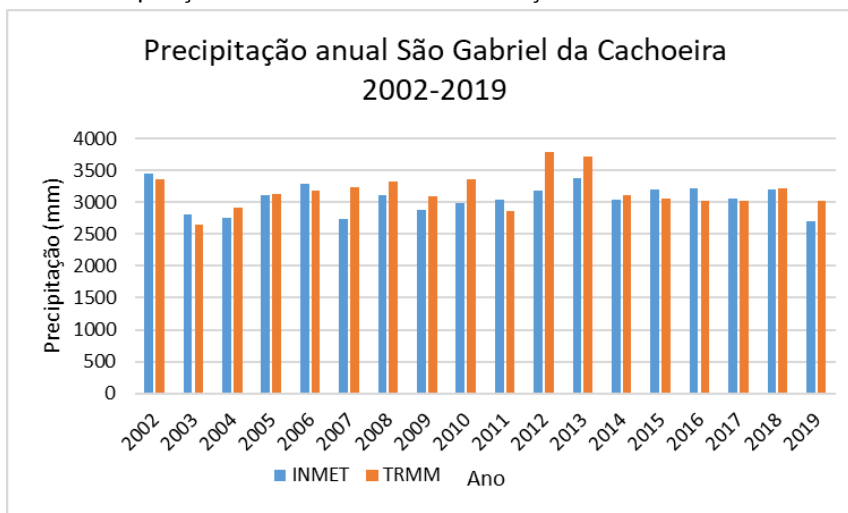
O ano de 2018 apresentou 3.206 mm no INMET e 3.221 mm no TRMM. A série encerrou em 2019 com 2.695 mm registrados pelo INMET e 3.017 mm pelo TRMM.

Gráfico 19: Precipitação mensal da estação de São Gabriel da Cachoeira.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 20: Precipitação acumulada anual da estação de São Gabriel da Cachoeira.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

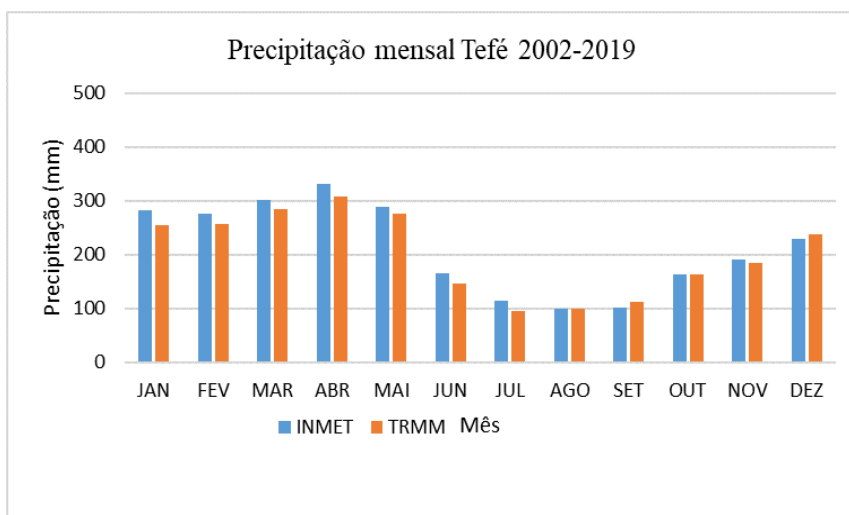
Ao observar os dados de precipitação mensal para a estação de Tefé apresentadas no gráfico 21, percebe-se uma variação significativa ao longo dos meses, tanto nos dados do INMET quanto nos do TRMM. Em janeiro, o INMET registra uma precipitação de 282 mm, enquanto o TRMM registra 255 mm. Em fevereiro, os valores são bastante próximos, com 277 mm pelo INMET e 256 mm pelo TRMM. A precipitação atinge seu pico em abril, com 332 mm pelo INMET e 307 mm pelo TRMM, e cai drasticamente em julho e agosto, com valores abaixo de 120 mm em ambos os conjuntos de dados. A menor precipitação registrada é em agosto, com 99 mm por

ambas as fontes. A partir de setembro, a precipitação começa a aumentar gradualmente, atingindo 164 mm em outubro pelo INMET e 163 mm pelo TRMM, e continua a subir até dezembro, com valores de 230 mm pelo INMET e 239 mm pelo TRMM.

Quando analisamos a precipitação acumulada anual (gráfico 22), os dados também mostram variações interessantes ao longo dos anos. No ano de 2002 o INMET registrou 2.671 mm e o TRMM marcou 2.883 mm. No ano seguinte, 2003, as medidas foram 2.328 mm pelo INMET e 2.085 mm pelo TRMM. O ano de 2004 apresentou 2.116 mm no INMET contra 2.264 mm no TRMM. Em 2005 o INMET mediu 2.461 mm e o TRMM 2.391 mm. No período de 2006 foram 2.686 mm no INMET e 2.512 mm no TRMM. O ano de 2007 registrou 2.339 mm no INMET e 2.211 mm no TRMM. Em 2008 as medidas foram 2.186 mm e 2.123 mm respectivamente.

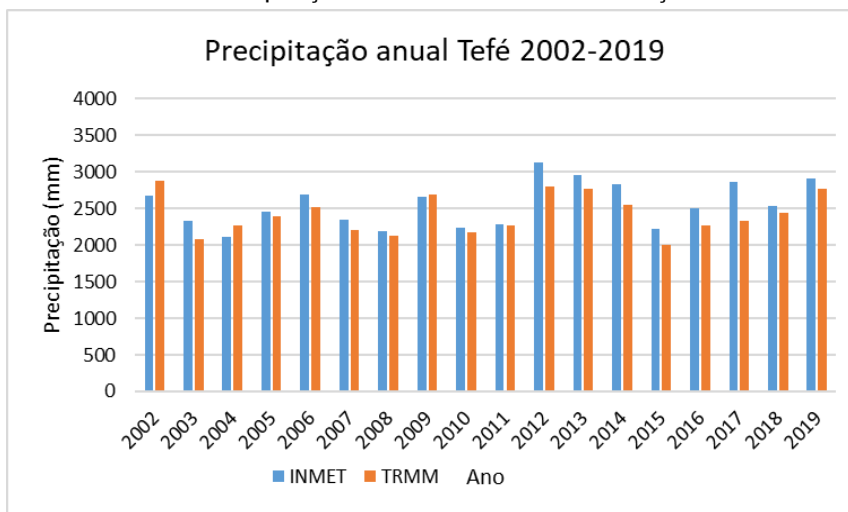
O ano de 2009 apresentou 2.666 mm no INMET e 2.696 mm no TRMM. Em 2010 o INMET marcou 2.243 mm enquanto o TRMM registrou 2.170 mm. O período de 2011 teve 2.284 mm pelo INMET e 2.271 mm pelo TRMM. Em 2012 os valores foram 3.125 mm no INMET e 2.796 mm no TRMM. No ano seguinte, 2013, o INMET mediu 2.950 mm contra 2.775 mm do TRMM. O ano de 2014 apresentou 2.836 mm e 2.547 mm respectivamente. Seguido por 2015, registrados 2.217 mm pelo INMET e 1.996 mm pelo TRMM. O ano de 2016 teve 2.505 mm no INMET e 2.266 mm no TRMM. No período de 2017 as medidas foram 2.869 mm e 2.334 mm. O ano de 2018 apresentou 2.534 mm no INMET e 2.439 mm no TRMM. A série encerrou em 2019 com 2.903 mm registrados pelo INMET e 2.770 mm pelo TRMM.

Gráfico 21: Precipitação mensal da estação de Tefé.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

Gráfico 22: Precipitação acumulada anual da estação de Tefé.



Fonte: INMET e TRMM, 2024.

3.2.1 Padrões Temporais Observados

Os dados de precipitação do INMET e TRMM do período de 2002 a 2019 apresenta uma variabilidade sazonal. Os meses de janeiro a abril são geralmente os mais chuvosos, conforme observado nos registros mensais de precipitação. Por exemplo, os registros de precipitação variam de 133 mm (INMET) a 143 mm (TRMM) em janeiro, e de 181 mm (INMET) a 176 mm (TRMM) em fevereiro. Essas variações continuam ao longo dos meses, com março mostrando registros de 253 mm (INMET) e 237 mm (TRMM). Esses padrões são consistentes com os resultados encontrados por Aleixo e Silva Neto (2019), que observaram que a distribuição espacial das chuvas no Médio Solimões mostra maiores totais anuais na porção norte e sudoeste, com menores volumes na porção oeste e leste.

Os dados mensais indicam que os meses de janeiro a abril são geralmente os mais chuvosos, o que está alinhado com a atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) durante o verão austral. Marengo et al., (2008) destacam que a ZCIT é um dos principais fatores que influenciam a precipitação na Amazônia, promovendo chuvas intensas devido à convergência dos ventos alísios. A ZCIT se desloca sazonalmente, trazendo consigo grandes volumes de chuva, especialmente nos meses de verão austral.

A variação interanual também é evidente nos dados analisados. Por exemplo, 2015 foi o ano mais seco para INMET em 6 das 11 estações (Barcelos, Benjamin

Constant, Fonte Boa, Itacoatiara, Manaus, Tefé). TRMM registrou os menores valores em 2015-2016 na maioria das estações. Este padrão é influenciado por fenômenos climáticos de grande escala, como El Niño e La Niña. Conforme destacado por Sousa et al. (2015), eventos de El Niño estão associados a anomalias negativas de precipitação, especialmente no norte da Amazônia, enquanto eventos de La Niña tendem a aumentar a precipitação na região.

Adriano et al. (2015) também observaram que os eventos de El Niño e La Niña têm um impacto significativo na variabilidade espacial e temporal da precipitação na Amazônia. Os eventos de El Niño, como os de 1982/83 e 1997/98, estão associados a uma redução significativa da precipitação em várias partes da região, enquanto os eventos de La Niña, como o de 1984/85, estão associados a um aumento da precipitação. As anomalias de precipitação observadas por Adriano et al. (2015) destacam a complexidade das interações entre os fenômenos ENOS e as condições de superfície na Amazônia, que resultam em padrões espaciais heterogêneos de anomalias positivas e negativas.

Esses fenômenos climáticos também foram identificados por Aleixo e Silva Neto (2019) na região do Médio Solimões, onde anos chuvosos, como 1999 e 2011/2012, coincidem com eventos de La Niña, e anos secos, como 1998 e 2010, coincidem com eventos de El Niño. Isso reforça a ideia de que os ciclos ENOS (El Niño-Oscilação Sul) têm um papel determinante na modulação da precipitação anual na Amazônia.

Outrossim, a precipitação pelo TRMM apresenta uma tendência subestimativa ao longo de todo o ano, indicando que, apesar das variações mensais, a medida via satélite pode subestimar ligeiramente as quantidades de precipitação em comparação com as estações terrestres do INMET. No entanto, a capacidade do TRMM de fornecer dados em alta densidade espacial e temporal é uma vantagem significativa, especialmente em uma região como a Amazônia, onde a cobertura de estações meteorológicas terrestres é esparsa.

Corroborando os resultados obtidos na presente pesquisa, o estudo de Souza et al., (2017) sobre padrões climatológicos e tendências da precipitação na Amazônia oriental destaca que os regimes chuvosos (janeiro a maio) e seco (julho a novembro) apresentam variabilidade espacial pronunciada, com características climáticas diferenciadas entre os dois regimes sazonais. Esse alinhamento reforça a robustez

das análises aqui apresentadas, evidenciando que a compreensão dos ciclos sazonais e suas interações com fenômenos climáticos.

A comparação entre os dados do INMET e do TRMM mostra que, embora os valores absolutos de precipitação possam diferir, ambos os conjuntos de dados capturam bem as variações sazonais e interanuais. Por exemplo, em Eirunepé, os registros mensais de precipitação variam de 308 mm em janeiro a 71 mm em agosto pelo INMET, enquanto o TRMM mostra uma variação de 260 mm em janeiro a 73 mm em agosto. Esse padrão sazonal é consistente com a transição entre a estação chuvosa e a estação seca na Amazônia.

3.3 Variabilidade Espacial da Precipitação no Estado do Amazonas

Além da variação sazonal e interanual, é importante analisar a distribuição espacial da precipitação. A análise espacial revela diferenças significativas na precipitação entre as diversas localidades do estado do Amazonas. Por exemplo, a estação de Manaus mostra registros mensais de precipitação de 273 mm em janeiro e 302 mm em fevereiro, enquanto a estação de São Gabriel da Cachoeira registra registros mensais de 336 mm em janeiro e 352 mm em fevereiro. Essas diferenças podem ser atribuídas a fatores locais, como a topografia, a proximidade com corpos d'água e a vegetação.

A figura 10 sobre os dados de TRMM mostra mensalmente as diferenças espaciais da precipitação para o estado do Amazonas de 2002 a 2019. Em janeiro, a precipitação varia entre 200 mm e 400 mm, com maior concentração de chuvas no sul e oeste do estado. Fevereiro apresenta precipitação de 250 mm a 400 mm, com chuvas mais intensas no norte e centro-sul. Em março, a precipitação fica entre 300 mm e 450 mm, com chuvas intensas em grande parte do estado, especialmente no centro-norte. Abril registra precipitação de 250 mm a 400 mm, com chuvas bem distribuídas e alta concentração no norte.

Em maio, a precipitação varia entre 150 mm e 300 mm, com uma redução das chuvas, especialmente no sul. Junho é o período mais seco, com precipitação de 50 mm a 250 mm e menor precipitação no sudeste. Julho continua o período seco, com precipitação entre 50 mm e 200 mm, e chuvas mínimas no leste. Em agosto, a precipitação é de 50 mm a 200 mm, semelhante a julho, com mínimas precipitações no sudoeste. Setembro apresenta uma precipitação entre 50 mm e 200 mm, com um

leve aumento das chuvas no norte e noroeste. Em outubro, a precipitação varia de 100 mm a 250 mm, marcando o início do período chuvoso, especialmente no norte e leste. Novembro registra uma precipitação entre 150 mm e 300 mm, com aumento significativo das chuvas no centro do estado. Dezembro, por fim, tem uma precipitação de 200 mm a 400 mm, com alta concentração de chuvas no oeste e sudeste.

Esses dados podem ser comparados com estudos de vários autores. Fearnside (1995) descreveu padrões de precipitação na Amazônia, destacando a estação chuvosa prolongada na região norte e o período seco mais pronunciado no sul. Marengo et al. (2001) identificaram que os meses de maior precipitação na Amazônia ocorreram entre fevereiro e maio, o que coincide com os dados apresentados nos mapas. Espinoza et al. (2009) analisaram a variabilidade da precipitação na bacia amazônica e confirmaram os altos índices de precipitação entre dezembro e março, como observado nos mapas.

A alta precipitação observada nos meses de dezembro a março, que se estende até abril, é um fenômeno característico da estação chuvosa na Amazônia, influenciada pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Este sistema meteorológico transporta grandes quantidades de umidade da região equatorial do Atlântico para o interior da América do Sul, causando chuvas intensas e persistentes. Sombroek (2001) destaca a variação espacial da influência da ZCAS, notando que as áreas mais a oeste, como Tabatinga, podem experimentar um efeito moderado da ZCAS comparado com as regiões centrais e orientais. Esta diferença é atribuída à complexidade topográfica e à variação na circulação atmosférica local.

A variação espacial da precipitação também é evidente nos mapas, com o norte do estado geralmente recebendo mais precipitação ao longo do ano em comparação com o sul. Este gradiente de precipitação está associado à complexidade topográfica e à influência de diferentes sistemas meteorológicos que atuam na região. A maior precipitação no norte pode ser explicada pela proximidade com a linha do Equador e a presença constante de umidade trazida pelos ventos alísios.

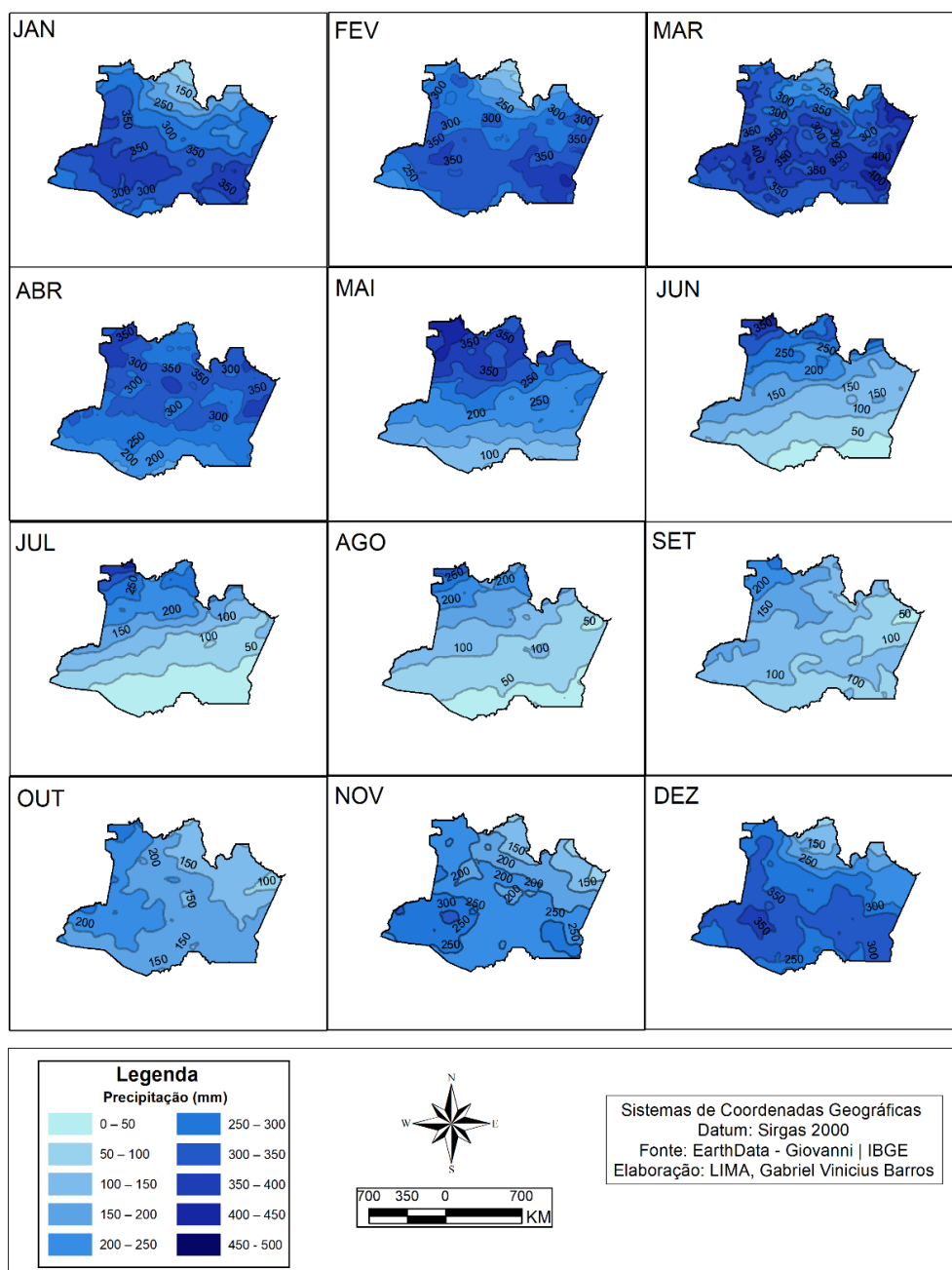
De acordo com Carvalho e Cavalcanti (2016), a ZCIT é a principal responsável pelas chuvas na região amazônica durante a estação chuvosa, particularmente nos meses de janeiro a abril. Neste período, a ZCIT desloca-se para o sul, trazendo umidade e precipitações que são vitais para a recarga dos sistemas fluviais e aquíferos da região.

Marengo et al. (2013) ressaltam que a ZCIT não só determina a quantidade de precipitação, mas também influencia a sua distribuição temporal. A variação sazonal da ZCIT resulta em períodos de cheia e seca que são críticos para a gestão dos recursos hídricos na Amazônia. Durante a estação seca, que tipicamente ocorre de junho a setembro, a ZCIT se desloca para o norte, reduzindo significativamente as chuvas na região sul da Amazônia. Este fenômeno pode causar secas severas, afetando a agricultura, a pesca e a vida das comunidades ribeirinhas.

Além disso, Silva Dias e Cohen (2007) destacam que a interação da ZCIT com outros sistemas meteorológicos pode intensificar eventos extremos, como enchentes e secas prolongadas. Por exemplo, quando a ZCIT se combina com sistemas de baixa pressão ou frentes frias, pode resultar em precipitações torrenciais que levam a enchentes devastadoras. Estes eventos extremos são especialmente preocupantes para áreas vulneráveis, como zonas ribeirinhas e comunidades indígenas, que dependem diretamente dos ciclos naturais para sua subsistência.

Estudos de Nobre et al. (2016) também enfatizam a importância da ZCIT na modulação do ciclo hidrológico da Amazônia. A evapotranspiração das florestas tropicais, alimentada pela umidade trazida pela ZCIT, desempenha um papel crucial na formação de nuvens e na manutenção do regime de chuvas na região. Alterações na posição e na intensidade da ZCIT, possivelmente exacerbadas pelas mudanças climáticas, podem ter impactos profundos na biodiversidade e na resiliência dos ecossistemas amazônicos.

Figura 10: Precipitação mensal do período de 2002 a 2019.



Fonte: TRMM, 2024.

A figura 11 exibe a espacialização da precipitação média por ano na região do Amazonas de 2002 a 2019, o intervalo de anos definido foi de 3 anos afim de compreender a precipitação para os anos de 2002, 2005, 2008, 2011, 2014, 2017 e 2019. Em 2002, a precipitação média anual variou de 178 a 297 mm, com os maiores valores concentrados na região norte do estado. As áreas sul e sudeste apresentaram menores índices de precipitação. Esta distribuição reflete a influência das condições atmosféricas locais e padrões de circulação que afetam a região. Em 2005, os valores

de precipitação variaram entre 191 e 258 mm, com uma maior concentração de chuva nas áreas central e norte do estado. A parte sul continuou a apresentar menores índices de precipitação, o que sugere uma continuidade nas influências climáticas observadas em 2002.

Em 2008, a precipitação variou de 191 a 298 mm, com uma distribuição mais uniforme em comparação aos anos anteriores. As áreas norte e noroeste continuam a registrar maiores quantidades de precipitação, indicando uma consistência na distribuição espacial das chuvas. Em 2011, este ano registrou uma precipitação excepcionalmente alta, variando entre 191 e 768 mm. As regiões central e norte do estado apresentaram os maiores valores, refletindo a influência de condições climáticas extremas, possivelmente relacionadas a fenômenos como La Niña, que intensificam as chuvas na região.

Em 2014, a precipitação média anual variou entre 191 e 268 mm, com uma distribuição semelhante à observada em 2005. As regiões central e norte continuaram a registrar maiores valores de precipitação, enquanto as áreas sul e sudeste mantiveram índices mais baixos. Em 2017, a precipitação variou de 191 a 298 mm, com uma distribuição relativamente uniforme, mas ainda com maiores concentrações de chuva nas regiões norte e central do estado. Este padrão sugere uma persistência nas influências climáticas que favorecem maiores índices pluviométricos nessas áreas.

Em 2019, a precipitação variou entre 178 e 277 mm, com padrões de precipitação semelhantes aos anos anteriores. As regiões norte e central continuaram a apresentar os maiores índices de precipitação, enquanto o sul e sudeste do estado mantiveram valores mais baixos.

Os padrões observados no mapa podem ser contextualizados com base em vários estudos acadêmicos. Espinoza et al. (2015) identificaram altos valores de precipitação na transição entre os Andes e a Amazônia, onde as chuvas podem ultrapassar 6000 mm anuais devido à elevação orográfica e às condições meteorológicas únicas. Este fenômeno é evidente nos dados de 2011, onde a precipitação foi excepcionalmente alta no centro-norte do estado, refletindo a influência da topografia elevada na intensificação das chuvas.

Chavez e Takahashi (2017) também destacaram a importância das áreas de transição entre os Andes e a Amazônia para os altos índices de precipitação, utilizando dados do TRMM. Eles confirmaram que as áreas com elevação significativa

são propensas a maiores volumes de chuva, como observado nos dados de 2008 e 2011. A elevação contribui para o resfriamento e a condensação do ar úmido que sobe, resultando em precipitação intensa. Esse fenômeno é conhecido como levantamento orográfico. As áreas elevadas, como as encostas dos Andes, capturam umidade do ar que se move do oceano para o interior, e essa umidade se condensa e precipita à medida que o ar é forçado a subir pela topografia.

Collischonn et al. (2008) observaram que a precipitação média anual na bacia amazônica frequentemente excede 2000 mm, com picos em áreas específicas devido à dinâmica atmosférica e hidrológica regional. Esta observação ajuda a entender as variações significativas nos valores anuais de precipitação observadas no mapa, especialmente nos anos de 2008 e 2011, quando a precipitação foi alta. A influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é evidente nesses padrões.

Gan et al. (2004) e Liebmann e Marengo (2001) discutiram a variabilidade sazonal e interanual das chuvas na Amazônia, destacando que a precipitação é mais intensa durante a estação chuvosa, fortemente influenciada pela circulação de monção na América do Sul e pelos padrões de temperatura da superfície do mar no Atlântico e Pacífico. Esses fatores ajudam a contextualizar as variações anuais nos dados do mapa, especialmente em anos de eventos climáticos como El Niño e La Niña, que podem aumentar ou diminuir a precipitação significativamente.

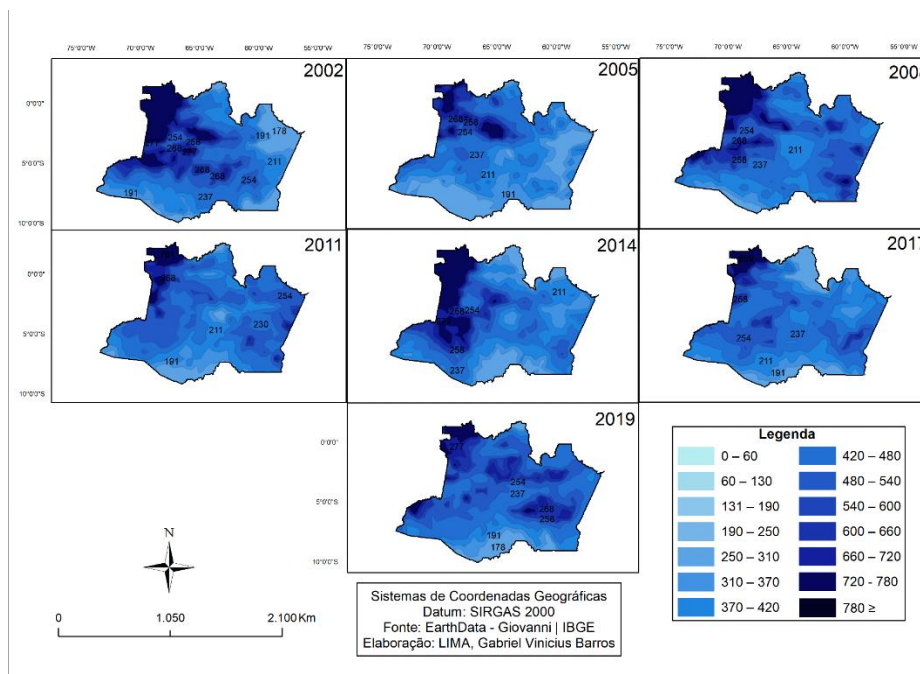
O papel da elevação e da topografia na distribuição da precipitação é crucial. Espinoza et al. (2015) e Chavez e Takahashi (2017) destacam que as áreas elevadas, como a transição dos Andes para a planície amazônica, são particularmente propensas a altos índices de precipitação devido à convergência de ventos úmidos e ao levantamento orográfico. Esse fenômeno é evidente nos dados de 2011, onde a precipitação foi significativamente alta nas regiões elevadas do centro-norte do Amazonas.

Collischonn et al., (2008) confirmam que as áreas noroeste e central do estado são especialmente úmidas, com precipitações médias anuais frequentemente superiores a 2500 mm. Esses padrões são consistentes com os picos observados nos dados de 2008 e 2011, sugerindo uma forte influência das condições topográficas e atmosféricas locais.

Os valores de precipitação média anual apresentados no mapa refletem a complexidade e a variabilidade climática da região. As regiões noroeste e central são

as que apresentam maiores índices pluviométricos, influenciadas pela topografia e condições atmosféricas favoráveis. As regiões sul e sudeste tendem a ter menores índices de precipitação, influenciadas por diferentes padrões climáticos.

Figura 11: Precipitação média por ano do estado do Amazonas.



Fonte: TRMM, 2024.

3.4 Identificação da ZCIT e sua variação temporal e espacial

Neste capítulo, os resultados obtidos com dados de Radiação de Onda Longa (ROL) permitem analisar a dinâmica sazonal da ZCIT no estado do Amazonas. Segundo Reboita et al., (2010) a ZCIT é o principal sistema meteorológico responsável pela distribuição de chuvas na região tropical, apresenta deslocamentos latitudinais ao longo do ano, influenciando diretamente os regimes de precipitação na Amazônia.

Apesar do foco na ZCIT, é relevante abordar brevemente a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que, embora distinta, pode interagir com a ZCIT em episódios específicos. Carvalho et al., (2004) ressaltam que a ZCAS, geralmente ativa no verão, está ligada a eventos de chuvas prolongadas no centro-leste da Amazônia e sudeste do Brasil. Os dados analisados sugerem que, em períodos de atuação simultânea da ZCIT e ZCAS, há uma modulação na intensidade e distribuição espacial das precipitações no Amazonas, reforçando a complexidade dos sistemas convectivos na região.

3.4.1 Padrões de convecção no estado do Amazonas

Na figura 12, são exibidos os meses de outubro, novembro e dezembro de ROL, evidenciando as mudanças sazonais na atividade convectiva na Amazônia. No mês de outubro, observa-se o início da estação chuvosa, com um aumento gradual da atividade convectiva, evidenciado pela diminuição dos valores de ROL nas regiões norte e oeste. Os valores abaixo de 220 W/m^2 indicam a presença de nuvens profundas e chuvas associadas ao aumento da umidade trazida pela aproximação da ZCIT. No entanto, parte do centro e do sul da Amazônia ainda apresenta valores elevados de ROL, superiores a 220 W/m^2 , evidenciando que as chuvas ainda são irregulares nessas áreas.

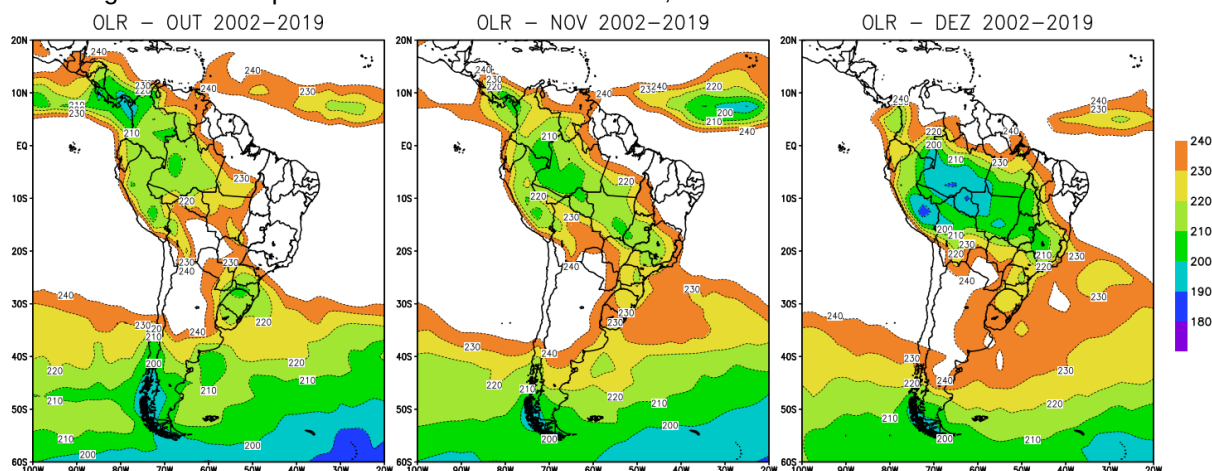
Já em novembro, a convecção se intensifica em toda a Amazônia, com amplas áreas apresentando valores de ROL inferiores a 210 W/m^2 , refletindo a consolidação das precipitações. A ZCAS se organiza de forma mais clara, formando um corredor de umidade que se estende da Amazônia até o sudeste brasileiro. Além disso, a porção ocidental da Amazônia, próxima aos Andes, apresenta núcleos de ROL próximos a 200 W/m^2 , indicando frequentes tempestades convectivas e formação de nuvens com grande desenvolvimento vertical.

Em dezembro, a maior parte da região amazônica registra valores de ROL abaixo de 200 W/m^2 . Isso reflete a presença de intensa atividade convectiva e a formação de nuvens profundas, resultado da influência bem estabelecida da ZCAS e da advecção de umidade proveniente do Atlântico (Carvalho & Liebmann, 2004; Vera et al., 2006; Loeb, 2012). A região central e parte do sul, que ainda apresentavam ROL elevado em outubro, passam a registrar valores baixos, demonstrando a consolidação da precipitação. O padrão de ROL em dezembro evidencia o controle das circulações atmosféricas de grande escala sobre o ciclo hidrológico, reforçando o papel fundamental da convecção na dinâmica das precipitações amazônicas (Nobre et al., 2009).

Os meses de outubro, novembro e dezembro mostram a progressão do período de transição para o pico da estação chuvosa na Amazônia. Outubro e novembro apresentam os primeiros sinais de intensificação das chuvas, enquanto dezembro reflete consolidação da convecção na região Amazônica. Segundo Marques (2017), a evolução dos padrões de ROL evidencia o papel crucial da ZCIT na distribuição

sazonal das chuvas e reforça a importância da circulação atmosférica para o ciclo hidrológico regional.

Figura 12: ROL por Trimestre dos meses outubro, novembro e dezembro de 2002 a 2019.



Fonte: NOAA, 2024.

A figura 13, destaca a variabilidade da ROL dos meses de janeiro, fevereiro e março. Em janeiro, observa-se os valores de ROL inferiores a 200 W/m^2 em extensas áreas, o que reflete a presença de intensa atividade convectiva e a formação de nuvens profundas com aumento da precipitação. A ZCAS está bem configurada, formando um corredor de umidade que se estende da Amazônia até o sudeste do Brasil, intensificando as chuvas também nessa região. Além disso, a atuação da ZCAS, somada à influência da ZCIT ao norte, reforça a convergência de umidade sobre a bacia amazônica (Cavalcanti & Ferreira, 2021). Enquanto isso, regiões ao sul do continente, como Paraguai, Argentina e extremo sul do Brasil, apresentam valores elevados de ROL, superiores a 230 W/m^2 , indicando céu claro e ausência de convecção profunda.

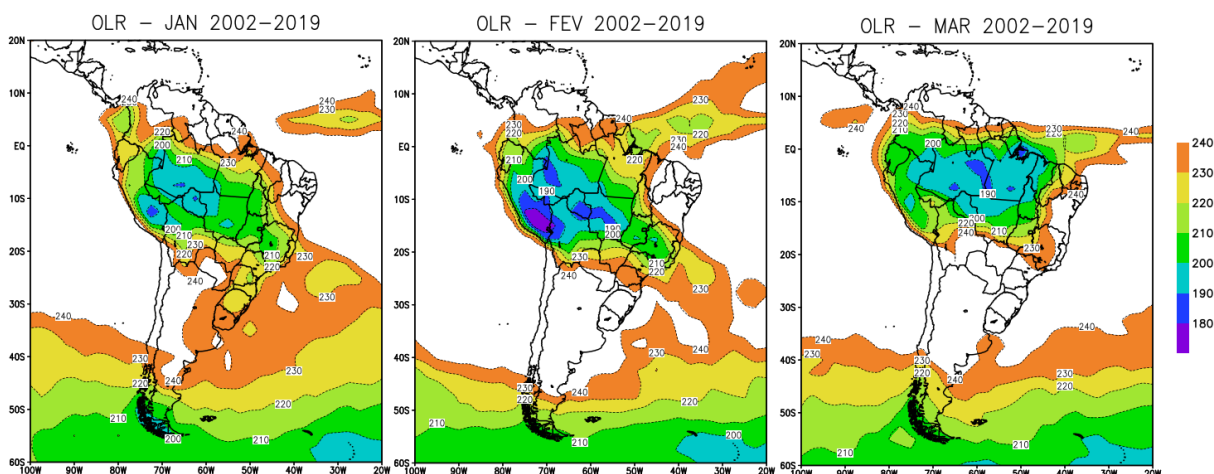
Por sua vez, em fevereiro, o padrão de convecção permanece semelhante ao de janeiro, com grandes áreas da Amazônia central e norte registrando valores de ROL abaixo de 190 W/m^2 , evidenciando a continuidade das chuvas intensas e a manutenção de sistemas convectivos profundos. Entretanto, nesse período começa uma leve queda nos valores de ROL em algumas regiões ao sul da Amazônia, sinalizando os primeiros indícios de transição sazonal (Marengo, 2001; Cavalcanti & Ferreira, 2021).

No mês de março, a atividade convectiva ainda é intensa, porém os valores de ROL começam a subir gradualmente, especialmente nas áreas ao sul da região

amazônica, indicando o início da transição para a estação seca. A ZCAS começa a perder força e a se deslocar para o Atlântico, enquanto a ZCIT se mantém posicionada ao norte, com redução do aporte de umidade para o interior do continente. Apesar dessa leve mudança, a região norte da Amazônia ainda apresenta em torno de 190 W/m^2 , evidenciando a persistência de fortes tempestades convectivas.

Em Fevereiro, apresenta o auge da precipitação, com ampla cobertura de nuvens profundas e precipitações intensas. Já em março, observa-se o início da transição para a estação seca, com a redução gradual da convecção nas porções mais ao sul, enquanto o norte da Amazônia continua registrando forte atividade convectiva.

Figura 13: ROL por Trimestre dos meses de janeiro, fevereiro e março de 2002 a 2019.



Fonte: NOAA, 2024.

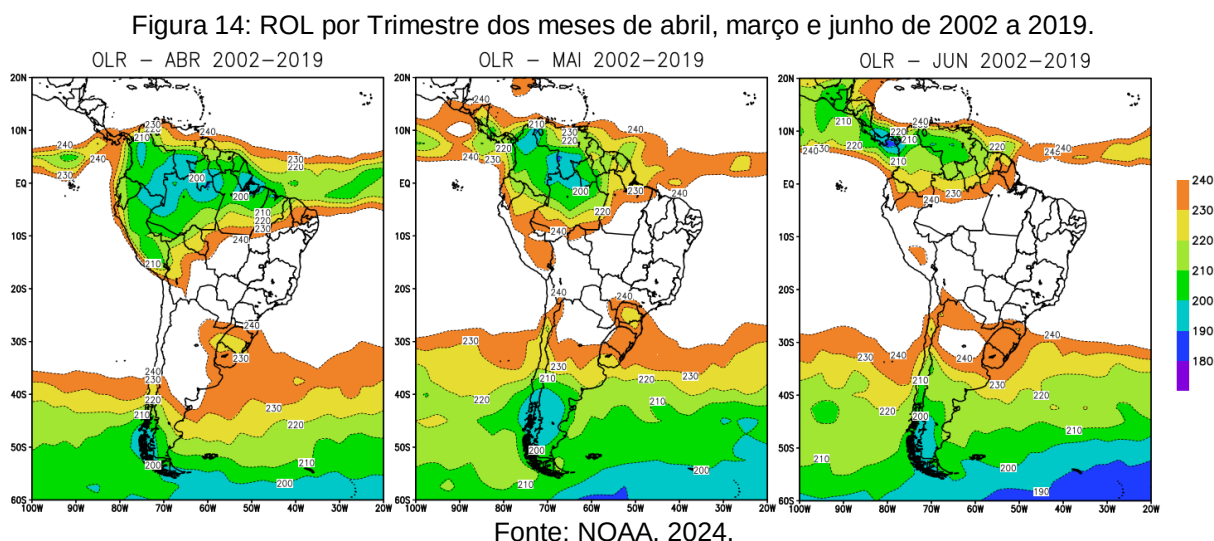
A figura 14 mostra o trimestre dos meses de abril, maio e junho. Em abril, observa-se um enfraquecimento da atividade convectiva na Amazônia, especialmente nas áreas ao sul e leste, com valores de ROL aumentando gradualmente, em torno de 220 W/m^2 a 230 W/m^2 . No entanto, o norte da região ainda apresenta ROL abaixo de 200 W/m^2 , evidenciando a persistência de chuvas intensas, sobretudo próximas à Linha do Equador. Segundo Marengo et al., (2001) esse cenário reflete o início da transição da estação chuvosa para a seca, com a ZCAS enfraquecida e a ZCIT ainda influenciando as áreas ao norte.

Por outro lado, em maio, o padrão de ROL mostra uma expansão das áreas com valores elevados, superiores a 230 W/m^2 , em boa parte da região central e sul da Amazônia, o que indica a redução da convecção e a predominância de céu claro.

A influência da ZCIT permanece restrita às porções mais ao norte da Amazônia e próximas ao Caribe, evidenciando uma diminuição significativa das chuvas no restante da região. Nessa fase, a estação seca se consolida de maneira mais evidente nas áreas centrais e sul, enquanto as áreas próximas ao Equador ainda registram precipitações, embora em menor intensidade em relação aos meses anteriores.

Além disso, em junho, verifica-se o predomínio da estação seca em quase toda a Amazônia, com valores de ROL elevados ($>230 \text{ W/m}^2$) em grande parte da região, refletindo a ausência de convecção profunda.

Dessa forma, os meses de abril, maio e junho evidenciam a transição progressiva da estação chuvosa para a seca na Amazônia. Abril ainda apresenta núcleos convectivos significativos no norte, enquanto maio representa um período de consolidação da estação seca nas áreas centrais e sul. Por fim, em junho, a baixa convecção domina a região, com apenas pequenas áreas próximas à Linha do Equador mantendo registros de chuvas associadas à ZCIT, esse comportamento sazonal reforça o papel da migração da ZCIT (Uvo, 1989; Mendes et al., 2000).



Os meses de julho, agosto e setembro estão representados na figura 15. Observa-se o auge da estação seca na Amazônia no mês de julho, com valores de ROL superiores a 230 W/m^2 predominando em grande parte da região central e sul. Esse padrão indica a ausência de convecção profunda e condições atmosféricas estáveis, com céu claro e poucas formações de nuvens. Entretanto, na porção norte da Amazônia, próxima à Linha do Equador, ainda há registros de ROL em torno de 200 W/m^2 .

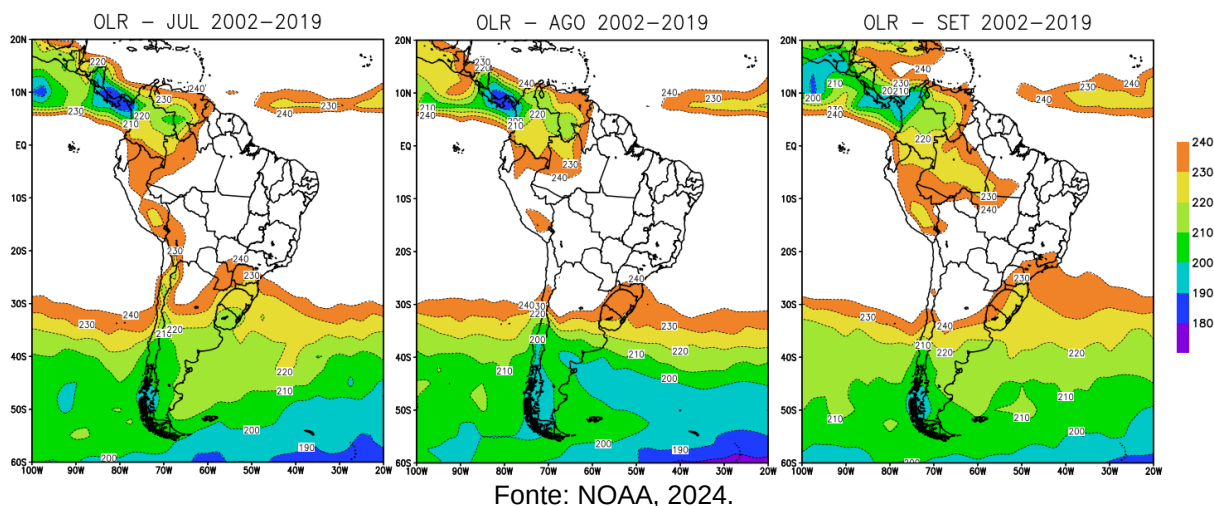
Em agosto, o cenário permanece semelhante ao de julho, com valores elevados de ROL ($>230 \text{ W/m}^2$) cobrindo parte da Amazônia, reforçando o domínio das condições secas e estáveis. No entanto, nas áreas próximas ao equador, especialmente na Amazônia ocidental e regiões próximas ao norte da Colômbia e Venezuela, a ROL apresenta valores inferiores a 220 W/m^2 , indicando a formação de nuvens médias e leves chuvas pontuais (Liberato & Cardoso, 2010). Esse padrão está associado à posição mais ao norte da ZCIT durante o inverno austral, conforme discutido por Hastenrath (1991) e Marengo et al., (2001), quando o transporte de umidade proveniente do hemisfério norte ainda não é suficiente para intensificar a convecção profunda na Amazônia.

Por fim, em setembro, observa-se o início da transição para a estação chuvosa, com uma leve diminuição dos valores de ROL em direção ao norte e ao noroeste da Amazônia. As áreas próximas ao equador registram ROL em torno de 210 W/m^2 , refletindo o retorno gradativo da convecção e o aumento das chuvas nas áreas equatoriais. Embora o centro e o sul da Amazônia ainda apresentem valores elevados de ROL ($>230 \text{ W/m}^2$), as primeiras formações convectivas começam a surgir nas áreas ao norte e noroeste.

Dessa forma, a análise dos meses de julho, agosto e setembro evidencia o padrão típico da estação seca, com predomínio de céu limpo e ausência de convecção profunda na maior parte da Amazônia, conforme descrito por Marengo (2004). Nos meses de julho e agosto, as condições atmosféricas são marcadas pela estabilidade associada ao deslocamento da ZCIT para o hemisfério norte, limitando a atividade convectiva na região (Nobre et al., 2016).

Em setembro, entretanto, observa-se a transição sazonal, com o retorno gradual das precipitações no norte da Amazônia, impulsionado pela migração sul da ZCIT e pelo aumento da umidade proveniente do Oceano Atlântico tropical (Kousky & Ropelewski, 1997). Esse processo, conforme argumenta Marengo et al., (2001), prenuncia o retorno da estação chuvosa na região Amazônica.

Figura 15: ROL por Trimestre dos meses de julho, agosto e setembro de 2002 a 2019.



3.5 A importância da ZCIT para a região Amazônica

Para justificar a relevância do estudo, foram escolhidos dois municípios com diferentes localizações, o município de Lábrea, localizado no sul do estado do Amazonas e o município de Barcelos, localizado ao norte do estado. Esses municípios permitem contextualizar a o deslocamento da ZCIT por meio dos dados de TRMM de precipitação. Na estação seca, a baixa precipitação favorece as queimadas ausência da ZCIT. Para isso, os dados de focos de queimadas serão trabalhados de forma a elucidar a importância da ZCIT. Ao analisar os gráficos de precipitação e queimadas dos municípios de Lábrea e Barcelos o estudo evidencia como a posição da ZCIT modula riscos de queimadas.

As queimadas, longe de serem eventos isolados, representam um ciclo vicioso de degradação, conforme destacam autores como Nepstad et al., (2001) e Cochrane (2003), que demonstram como a combinação de secas prolongadas, desmatamento e uso inadequado do solo intensifica a vulnerabilidade da floresta ao fogo. Em Lábrea, município historicamente afetado por altas taxas de desmatamento, as queimadas são frequentemente associadas à expansão agropecuária, conforme aponta Morton et al., (2006), que relacionam a conversão de florestas em pastagens ao aumento de focos de calor. Já em Barcelos, região com menor pressão antrópica direta, os incêndios tendem a ser mais vinculados a fatores climáticos extremos.

A análise dos dados de focos de queimadas nesses municípios não apenas evidencia a correlação entre a ausência da ZCIT e a elevação dos focos de

queimadas, mas também revela impactos. Laurance et al., (2011) ressaltam que as queimadas reduzem a resiliência da floresta, comprometendo serviços ecossistêmicos e liberando quantidades massivas de carbono, agravando as mudanças climáticas.

O gráfico 22, apresenta precipitação elevada no município de Lábrea, entre janeiro e março (332 mm a 341 mm), com queda abrupta a partir de abril, atingindo mínimos em julho (25 mm) e agosto (50 mm). Essa diminuição drástica da precipitação coincide com picos de queimadas, que sobem de 22 focos em maio para 10.348 em agosto e 10.603 em setembro. A redução das chuvas, associada à migração da ZCIT para o norte, deixa a região mais vulnerável a incêndios, agravados por atividades humanas como desmatamento. No gráfico 23, do município de Barcelos, o padrão pluviométrico é inverso: as chuvas são mais intensas de março a junho (237 mm a 374 mm), com diminuição da precipitação entre setembro e outubro (105 mm a 122 mm).

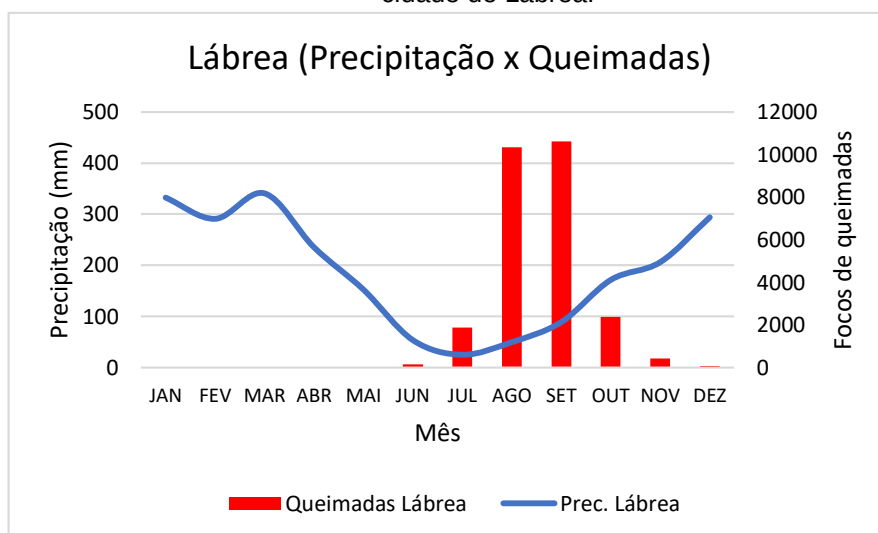
O deslocamento sazonal da ZCIT explica essa variação, em março, a ZCIT ainda influencia as precipitações sobre o sul do estado do Amazonas, onde está localizado o município de Lábrea. Quando a ZCIT se afasta, a ausência de chuvas seca a vegetação, facilitando queimadas. O gráfico 23 apresenta os dados de precipitação x queimadas, registrando um aumento expressivo das queimadas na região imediatamente após o pico mínimo da precipitação (julho).

Para o município de Barcelos este deslocamento gera um atraso na estação seca sendo setembro o mês com a menor precipitação registrada, esta diferença temporal faz com que as queimadas sobre Barcelos tenham seu pico nos meses de janeiro e fevereiro. Estudos como os de Marengo et al., (2017) confirmam que a ZCIT é um fator-chave na sazonalidade amazônica, enquanto Artaxo et al., (2002) vinculam o aumento de queimadas à combinação de seca e ação humana. A redução das chuvas em Lábrea (junho-setembro) e em Barcelos (setembro-outubro) torna estes municípios propícios a incêndios, com impactos como emissões de CO₂, perda de biodiversidade e problemas de saúde.

O clima local pode ser um fator determinante na quantidade da queima de biomassa e o tempo local, com os elementos de precipitação e umidade, quadro necessário para a ocorrência do fogo (Freitas, 2005). A falta de políticas eficazes para coibir o desmatamento e promover práticas sustentáveis intensifica esses danos, exigindo ações urgentes para proteger a região.

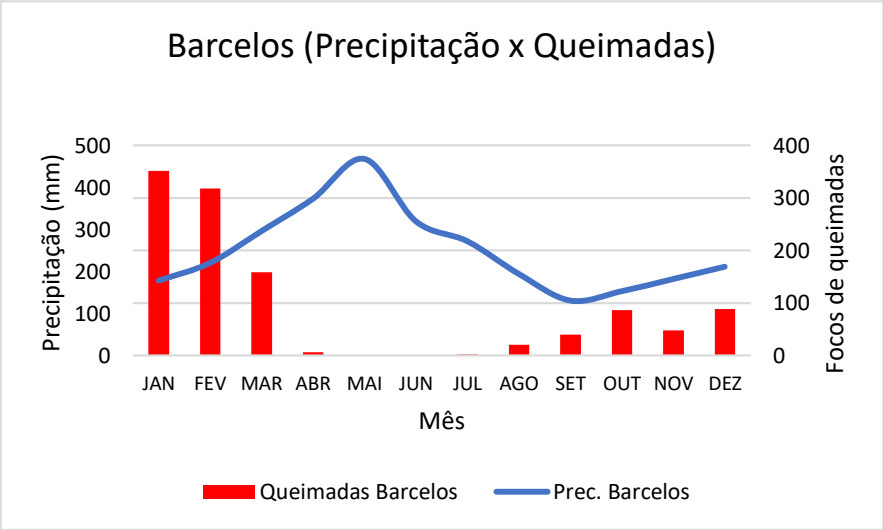
Na cidade de Lábrea, onde os focos de queimadas atingem grandes números, a perda de floresta pode acelerar mudanças microclimáticas, reduzindo ainda mais as chuvas locais. Por outro lado, em Barcelos, embora os dados sejam menos explícitos, a pressão sobre áreas remotas sugere que o avanço de atividades ilegais, como garimpo e agricultura extensiva (Mahar, 1979; Fearnside, 2005). A convergência entre degradação ambiental e dinâmicas climáticas evidencia que a preservação da Amazônia não é apenas uma questão ecológica, mas um compromisso para a estabilidade climática e a sobrevivência das comunidades que dependem diretamente desses ecossistemas (Veenendaal et al., 2015).

Gráfico 23: Precipitação média mensal (TRMM) e total acumulado mensal dos focos de queimadas da cidade de Lábrea.



Fonte: NASA e INPE, 2024.

Gráfico 24: Precipitação média mensal (TRMM) e total acumulado mensal dos focos de queimadas da cidade de Barcelos.



CONCLUSÃO

A presente dissertação evidenciou o papel central da ZCIT na modulação da precipitação no estado do Amazonas, destacando sua influência direta na variabilidade sazonal e interanual das chuvas. A validação dos dados estimados do satélite TRMM, comparados às observações do INMET, revelou correlações fortes (0,727 a 0,893) em todas as 11 estações analisadas, confirmando a confiabilidade do TRMM para regiões com limitações de cobertura terrestre.

Na distribuição temporal e espacial, dos dados observacionais e estimados mostraram variações sazonais marcantes, com períodos chuvosos (janeiro a abril) e secos (junho a setembro). Municípios ao norte, como Barcelos, apresentaram maior precipitação durante o primeiro semestre, enquanto áreas ao sul, como Lábrea, enfrentaram secas intensas no segundo semestre, correlacionadas com picos de queimadas. A análise da ZCIT, utilizando dados de ROL, evidenciou seu deslocamento sazonal: posicionada ao norte no inverno austral (julho-setembro), reduzindo chuvas no sul do Amazonas, e migrando para o sul no verão (janeiro-março), intensificando precipitações. Essa dinâmica explica a variabilidade espacial das chuvas e os riscos climáticos associados, como queimadas em períodos secos.

Observa-se que a ZCIT não é apenas um fenômeno meteorológico, mas um regulador do equilíbrio ecológico e socioeconômico amazônico. Estudos futuros devem investigar como mudanças climáticas globais podem alterar sua trajetória e intensidade, ampliando riscos para a biodiversidade e populações tradicionais. A combinação de ciência robusta, governança efetiva e engajamento comunitário emerge como caminho indispensável para preservar a resiliência da Amazônia frente a desafios climáticos crescentes.

REFERÊNCIAS

- ADRIANO, R. L. et al. Influência do Fenômeno ENOS na Variabilidade da Precipitação na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 30(2): 113-122, 2015.
- ALEIXO, N. C. R.; SILVA NETO, J. C. A. Caracterização da precipitação pluviométrica do Médio Solimões-AM. **Acta Geográfica**, 13(31): 104-120, 2019.
- ALENCAR, A., BRANDO, P. M., ASNER, G. P., & PUTZ, F. E. (2015). Landscape fragmentation, severe drought, and the new Amazonian fire regime. **Ecological Applications**, 25(6), 1493-1505.
- ALMEIDA, C. T.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA JR, J. F.; GOIS, G.; CAVALCANTI, A. S. Avaliação das estimativas de precipitação do produto 3B43-TRMM do estado do Amazonas. **Floresta e Ambiente**, 22(3): 279-286, 2015.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, p. 711-728, 2014.
- ARAGÃO, L. E. O. C., & SHIMABUKURO, Y. E. (2010). **The incidence of fire in Amazonian forests with implications for REDD**. Science, 328(5983), 1275-1278.
- ARAÚJO, Sérgio Roberto; DE OLIVEIRA SANCHES, Fábio; FERREIRA, Ricardo Vicente. Metodologia para validação de dados TRMM para Uberaba (MG). **ENTRELUGAR**, v. 8, n. 16, p. 131-141, 2017.
- BATISTA, Priscila da Silva. **Validação dos dados de precipitação pluvial do produto Merge para a Amazônia Central**. 2019. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Oeste do Pará.
- BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global. Esboço metodológico. **Raega-O Espaço Geográfico em Análise**, v. 8, 2004.

BERTRAND, G.; BERTRAND, C. Uma geografia transversal e de travessias: o meio ambiente através dos territórios e das temporalidades. Maringá: **Massoni**, 2007. 332p.

BILBAO, Julia; DE MIGUEL, Argimiro H. Estimation of daylight downward longwave atmospheric irradiance under clear-sky and all-sky conditions. **Journal of applied meteorology and climatology**, v. 46, n. 6, p. 878-889, 2007.

BIRD, Richard E.; RIORDAN, Carol. Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 25, n. 1, p. 87-97, 1986.

CARVALHO, Leila M. V.; JONES, Charles; LIEBMANN, Brant. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

CAVALCANTI, I. F; FERREIRA, N. J. **Clima das regiões brasileiras e variabilidade climática**. Oficina de Textos, 2021.

CITEAU, Jean et al. The watch of ITCZ migrations over the tropical Atlantic Ocean as an indicator in drought forecast over the Sahelian area. **Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter**, v. 45, p. 1-3, 1988.

CLIMATE DATA OPERATORS. (n.d.). **CDO User Guide**. Disponível em: <https://zenodo.org/records/7112925>. Acessado em 23 de dez. 2024.

COHEN, Jacob. **Statistical power analysis for the behavioral sciences**. [S.l.]: Routledge, 2013.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. **Trends in the hydrological cycle of the Amazon basin**, 1999.

DOTY, B.; KINTER, J. L. **The Grid Analysis and Display System (GrADS)**.

Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/237380844_THE_GRADS-DODS_SERVER_AN_OPSOURCE_TOOL_FOR_DISTRIBUTED_DATA_ACCESS_AND_ANALYSIS, 1995.

ECHER, E.; RIGOZO, N.R; NORDEMANN, D.J.R; VIEIRA, L.E.A; PRESTES, A.; FARIA, H.H.O Número de manchas solares, índice da atividade do Sol. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 25, n. 2, p. 157-163, 2003.

ESPINOZA, J. C., et al. The influence of the tropical Atlantic and Pacific Oceans on the Amazon summer rainfall. **Climate Dynamics**, 36(9-10), 1803-1818, 2011.

EUROPEAN SPACE AGENCY – ESA. Greenhouse Effects ... Also on other planets, 2003. Disponível em:

https://www.esa.int/Science_Exploration/Space_Science/Venus_Express/Greenhouse_effects_also_on_other_planets. Acessado em: 15 out. 2024.

FEKETE, B. M.; VÖRÖSMARTY, C. J.; GRABER, N. K.; WILLMOTT, C. J. Global, Composite Runoff Fields Based on Observed River Discharge and Simulated Water Balances. **NASA Goddard Space Flight Center DAAC**, 2000.

FERREIRA, N. S. Zona de Convergência Intertropical. **Climanálise Especial. Edição Comemorativa de 10 anos**, FUNCEME, pp. 136–139, 1996.

FISCH, G.; TATARINOV, F.; NOBRE, C. A.; ALVALA, R. C. S. Observations of the role of the cloudiness in the energy balance in Amazonia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 163-182, 1998.

GARSON, G. David. **Statnotes: Topics in multivariate analysis**. North Carolina State University. [S.l.: s.n.], 2009.

GLOOR, M. R. J. W. et al. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 9, p. 1729-1733, 2013.

GREEN, J. S. A. Transfer properties of the large-scale eddies and the general circulation of the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 408, p. 157-185, 1970.

HASTENRATH, Stefan; HELLER, Leon. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

HOREL, John D. et al. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388-1403, 1989.

HOREL, John D.; HAHMANN, Andrea N.; GEISLER, John E. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 115, n. 489, p. 1047-1065, 1989.

INGEMANSON, D.E.; WALLACE, W.J. **Oceanography**. 5th ed.; Wadsworth Publishing Co.; Belmont CA – USA, 1995.

KUMMEROW, Christian et al. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. **Journal of atmospheric and oceanic technology**, v. 15, n. 3, p. 809-817, 1998.

LIOU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. 2. ed. San Diego: Academic Press. 391p., 2002.

LOEB, Norman G. et al. Observed changes in top-of-the-atmosphere radiation and upper-ocean heating consistent within uncertainty. **Nature Geoscience**, v. 5, n. 2, p. 110-113, 2012.

LOPES JÚNIOR, J.M. **Medidas da radiação solar direta na região de Maceió-AL**. 2017. 61p. Trabalho de Conclusão de Curso. (Bacharelado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2017.

MARENGO, Jose Antonio. On the hydrological cycle of the Amazon Basin: A historical review and current state-of-the-art. **Revista brasileira de meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1-19, 2006.

MARENGO, J. A. The characteristics and variability of the atmospheric water balance in the Amazon basin: Spatial and temporal variability. **Climatic Dynamics**, v. 24, p. 11-22, 2005.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; ALVES, L. M. El Niño and La Niña: climate impacts in South America. **Current Climate Change Reports**, 4(3), 191-203, 2018.

MARENGO, J. A., et al. Hydro-climatic and ecological behavior of the drought of Amazonia in 2005. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, 363(1498), 1773-1778, 2012.

MARENGO, J. A., et al. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazon, eastern Brazil, and northwestern Peru. **Journal of Geophysical Research**, 103: 1775-1783, 2008.

MARENGO, José A. et al. Extreme seasonal climate variations in the Amazon Basin: droughts and floods. **Interactions between biosphere, atmosphere and human land use in the Amazon Basin**, p. 55-76, 2016.

MARQUES, Heloisa Oliveira et al. Estimated net radiation in an Amazon–Cerrado transition forest by Landsat 5 TM. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 11, n. 4, p. 046020-046020, 2017.

MARRAFON, V. H.; REBOITA, M. S. Classificação dos tipos de ciclones sobre o Oceano Atlântico Sul em um cenário de mudanças climáticas. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 28, p. 151-171, 2021.

MARTINS, F.R.; GUARNIERI, R.A.; PEREIRA, E.B. O aproveitamento da energia eólica. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 30, n. 1, p. 1304, 2008.

MASSAMBONI, O.; CARVALHO, L.M.V. de. Clima e o Meio Ambiente. In: MAGALHÃES, L.E. de. (coord.) **A questão ambiental**. 1a. ed. São Paulo: Terragraph, 1994.

MAVI, Harpal S.; TUPPER, Graeme J. **Agrometeorology: principles and applications of climate studies in agriculture**. CRC Press, 2004.

MEMARSADEGHI, N.; MOIGNE, J. L.; MOUNT, D. M.; MORISETTE, J. A new approach to image fusion based on cokriging. In: **7th International Conference on Information Fusion**, 2005.

MOLION, L. C. B. Amazonian rainfall and its variability. In: **Hydrology and Water Management in the Humid Tropics**, Ed., p.p. 99-111, Cambridge University. 1993.

MOORE, David S.; KIRKLAND, Stephane. **The basic practice of statistics**. New York: WH Freeman, 2007.

NEPSTAD, D. C.; STICKLER, C. M.; & ALMEIDA, O. T. (2008). Globalization of the Amazon soy and beef industries: opportunities for conservation. **Conservation Biology**, 20(6), 1595-1603.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.

NOBRE, C.A. et al. Mudanças climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, Campinas, v. 59, n. 3, p. 22-27, 2007.

NOBRE, Carlos A. et al. Characteristics of Amazonian climate: main features. **Amazonia and global change**, v. 186, p. 149-162, 2009.

PACA, V. H., et al. The role of Amazonian forests in the regional hydrological cycle. **Journal of Hydrology**, 542, 279-292, 2016.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: Fealq, 1997.

PEREIRA, Gabriel et al. Avaliação dos dados de precipitação estimados pelo satélite TRMM para o Brasil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 3, p. 139-148, 2013.

PERSSON, Anders. How do we understand the Coriolis force?. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 7, p. 1373-1386, 1998.

PHILANDER, S. G. H. et al. Why the ITCZ is mostly north of the equator. **Journal of Climate**, v. 9, n. 12, p. 2958-2972, 1996.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M.A.L.; QUERINO, J.K.A.S.; VON RANDOW, C.; MARQUES FILHO, A.O. Estudo da Radiação Solar Global e do Índice de Transmissividade (Kt), Externo e Interno, em uma Floresta de Mangue em Alagoas – Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 204-214, 2011.

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

SALATI, E.; VOSE, P. B. Amazon Basin: A system in equilibrium. **Science**, v. 225, n. 4658, p. 129-138, 1984.

SANTOS, M. R.; SILVA, P. L.; ALMEIDA, J. F. Relação do fenômeno ENOS na variabilidade dos elementos climáticos em Manaus entre 2012 e 2021. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 17, n. 1, p. 1-15, 2024. Disponível em: <https://periodicos.ufnt.edu.br/index.php/geografia/article/view/16678>. Acesso em: 27 jan. 2025.

SELLERS, W. D. **Physical Climatology**. Chicago: University of Chicago press, 272 p. 1965.

SILVA DIAS, M. A. F.; SCHROEDER, W.; FUJITA, I. M.; GARSTANG, M.; MICHCHIARELLI, M. C.; MANZI, A. O.; KABAT, P.; COSTA, M. H. Rainfall and climate variability over the Amazon Basin: A GCM simulation study. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 4-1–LBA 4-18, 2002.

SILVA DIAS, M. A. F.; SHETTY, K.; DIAS, P. L. S.; GANDU, A. W. Sensitivity of rainfall over the Amazon Basin to deforestation. **Climatic Change**, v. 94, n. 3-4, p. 309-317, 2009.

SILVEIRA, M. H., et al. The influence of topography and vegetation on rainfall in the Amazon basin. **Hydrological Processes**, 27(15), 2150-2161, 2013.

SILVESTRINI, R. A.; SOARES-FILHO, B. S.; NEPSTAD, D.; COE, M.; RODRIGUES, H.; ASSUNÇÃO, R. (2011). Simulating fire regimes in the Amazon in response to climate change and deforestation. **Ecological Applications**, 21(5), 1573-1590.

SOMBROEK, W. Spatial and temporal patterns of Amazon rainfall. Consequences for the planning of agricultural occupation and the protection of primary forests. **Ambio**, v. 30, n. 7, p. 388-396, 2001.

SOUSA, A. M. L.; ROCHA, E. J. P.; VITORINO, M. I.; SOUZA, P. J. O. P.; BOTELHO, M. N. Variabilidade espaço-temporal da precipitação na Amazônia durante eventos ENOS. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 8(1): 13-24, 2015.

SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. P. Control mechanisms of the seasonal variation of transpiration in a northeast Amazonia tropical rainforest. **Acta Amazonica**, v. 35, p. 223-229, 2005.

SOUZA, Adilson Pacheco de et al. Transmissividade atmosférica da radiação global na região amazônica de Mato Grosso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 639-648, 2016.

SOUZA, E. B.; FERREIRA, D. B. S.; GUIMARÃES, J. T. F.; FRANCO, V. S.; AZEVEDO, F. T. M.; SOUZA, P. J. O. P. Padrões climatológicos e tendências da

precipitação nos regimes chuvoso e seco da Amazônia oriental. **Revista Brasileira de Climatologia**, 21: 81-92, 2017.

STANTON, Jeffrey M. Galton, Pearson, and the peas: A brief history of linear regression for statistics instructors. **Journal of Statistics Education**, v. 9, n. 3, 2001.

TORRES, Fillipe Tamiozzo Pereira; MACHADO, Pedro José de Oliveira. Introdução à Climatologia–Ubatuba: Ed. **Geographica**, 2008.

UVO, C. R. B. **A zona de convergência intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região norte e nordeste brasileiro**. 1989, 215f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). São José dos Campos, INPE, São Paulo. 1989.

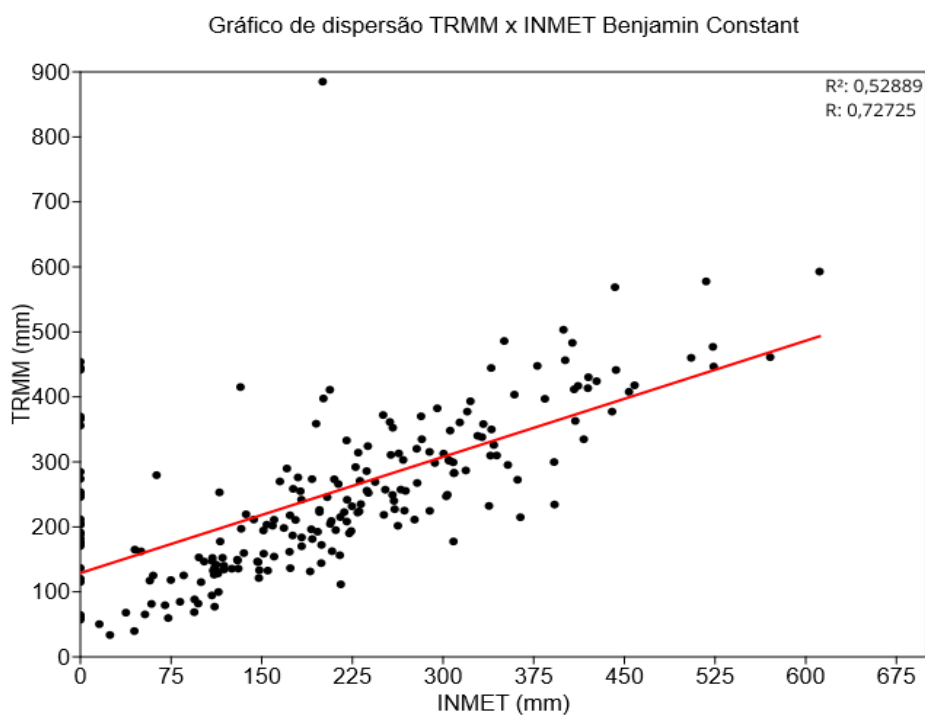
VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV. 449p., 2000.

YANG, Dazhi. Solar radiation on inclined surfaces: Corrections and benchmarks. **Solar Energy**, v. 136, p. 288-302, 2016.

ZHOU, Y.; SAVIJÄRVI, H. The effect of aerosols on long wave radiation and global warming. **Atmospheric Research**, v. 135-136, p. 102-111, 2014.

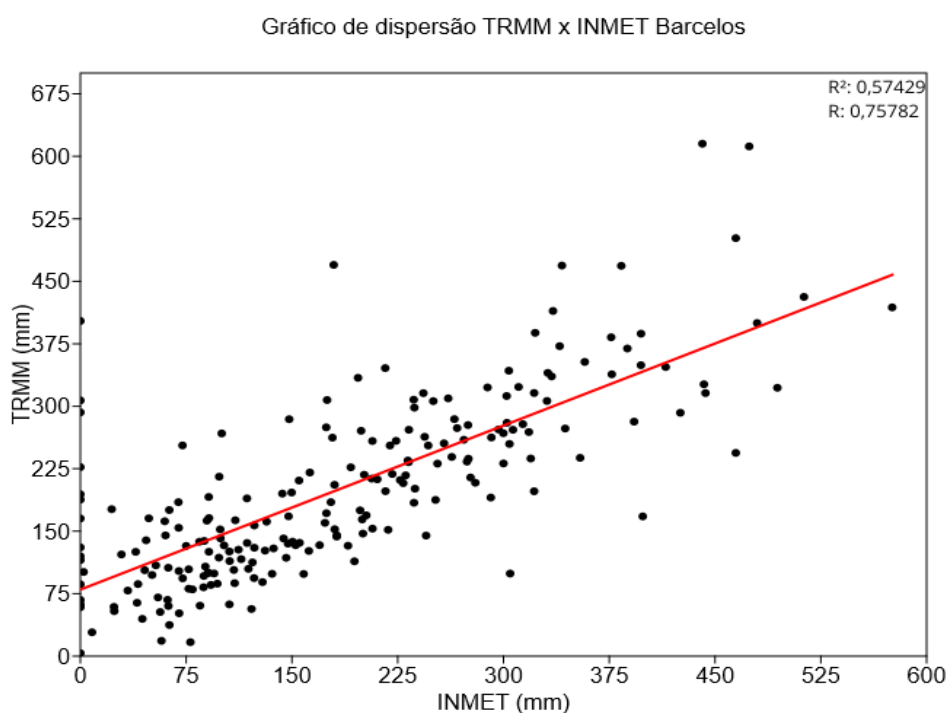
ANEXOS

Anexo A: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Benjamin Constant.



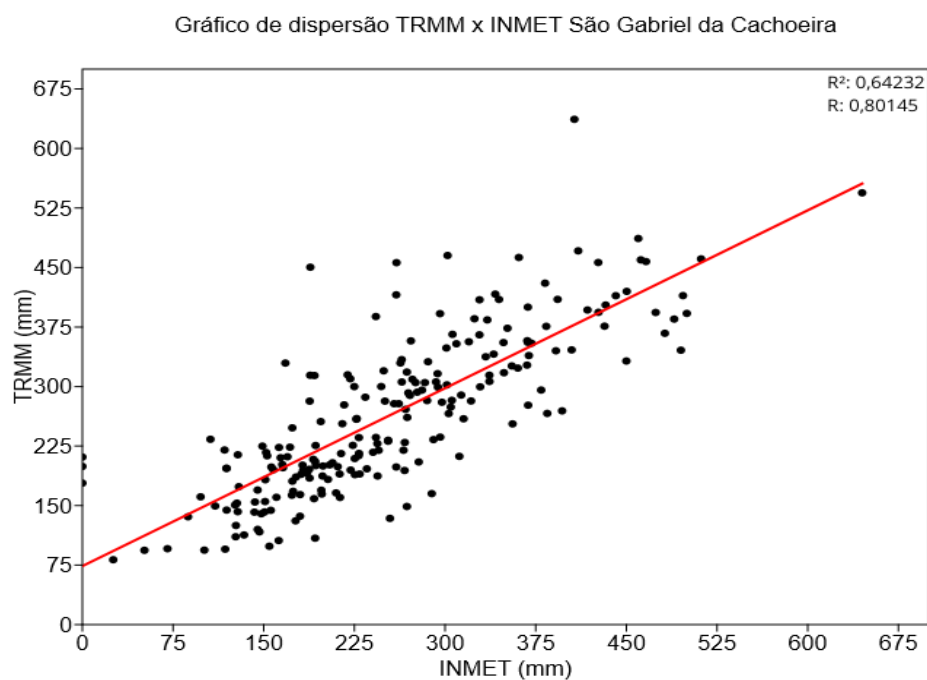
Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo B: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Barcelos.



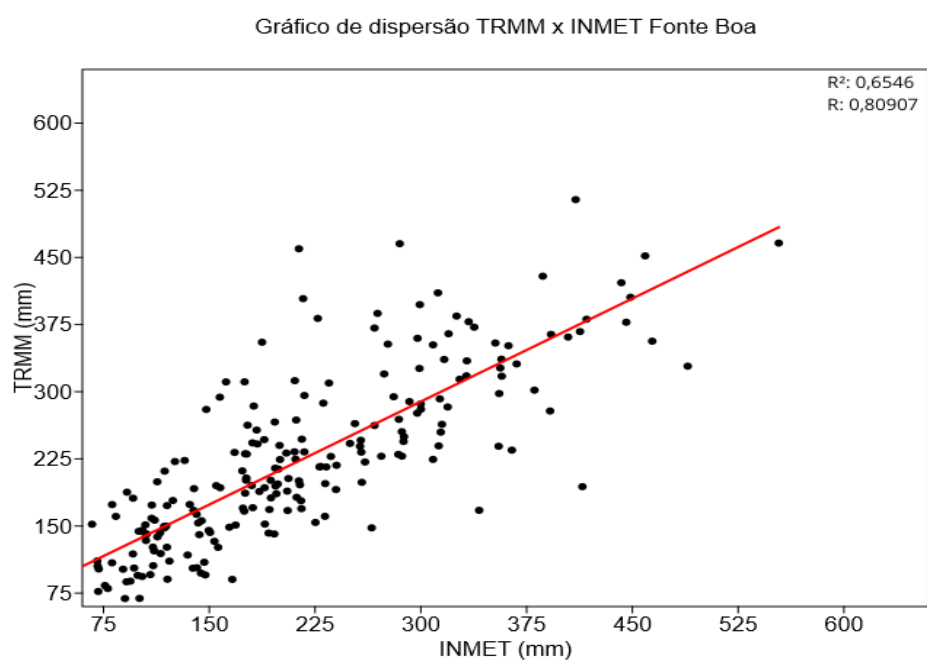
Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo C: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de São Gabriel da Cachoeira.



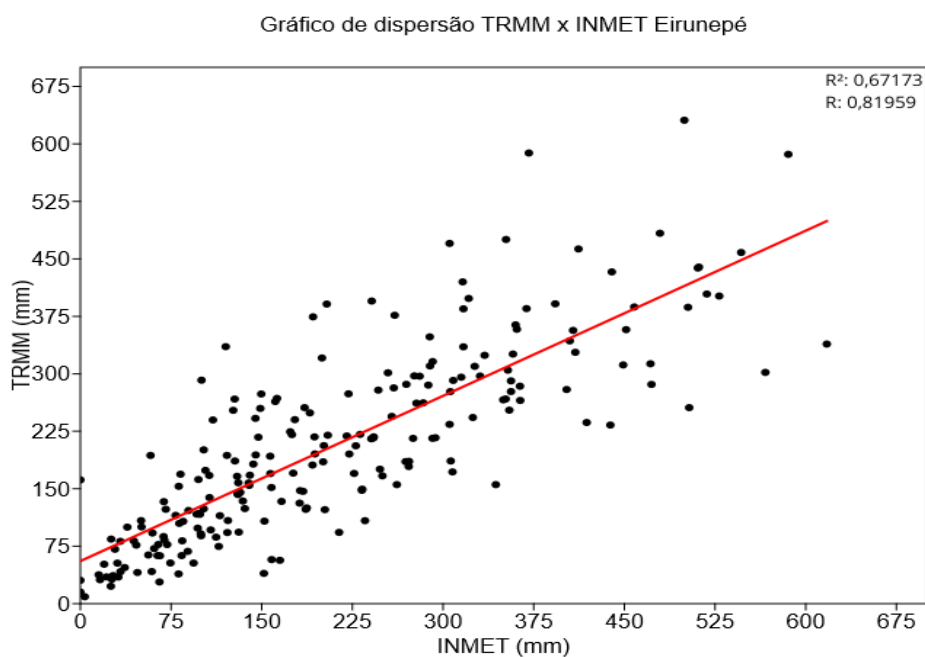
Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo D: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Fonte Boa.



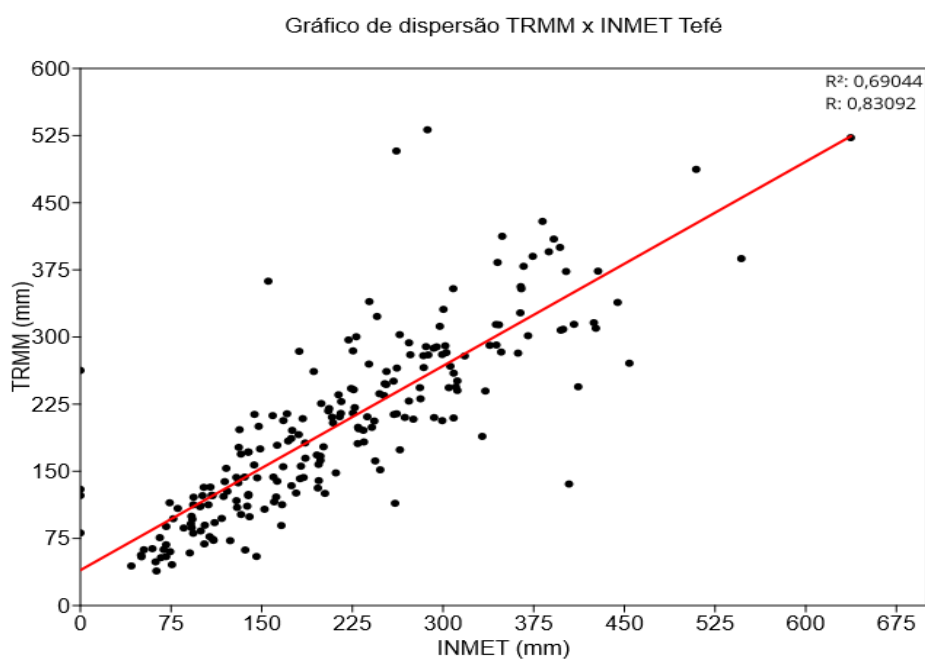
Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo E: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Eirunepé.



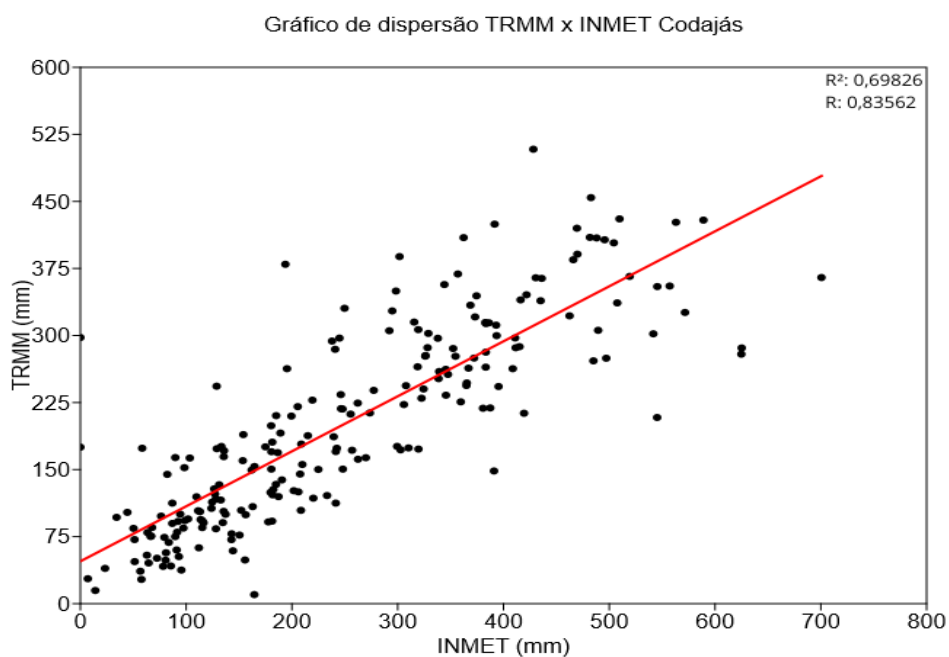
Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo F: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Tefé.



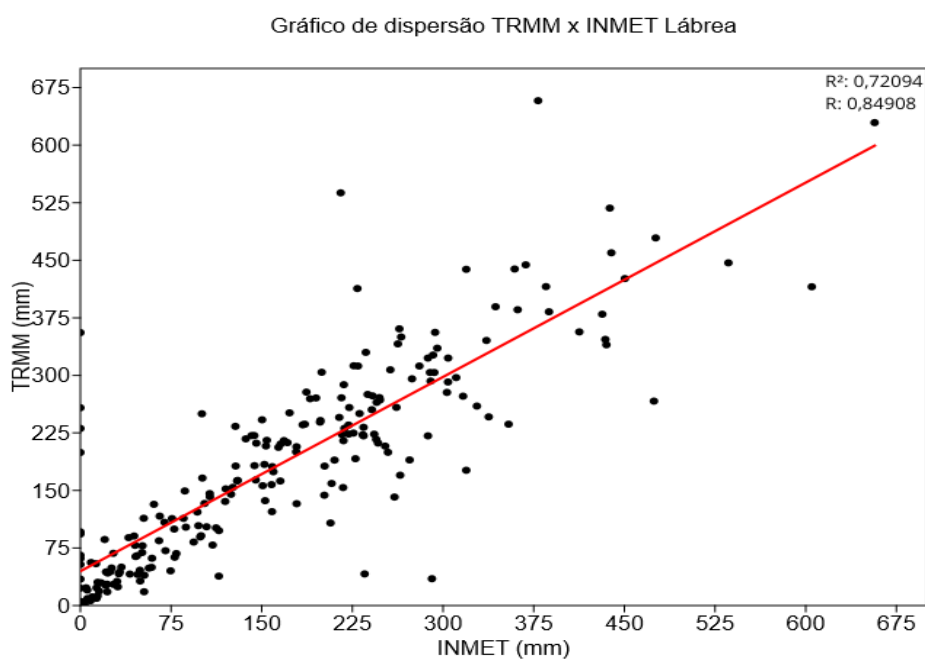
Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo G: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Codajás.



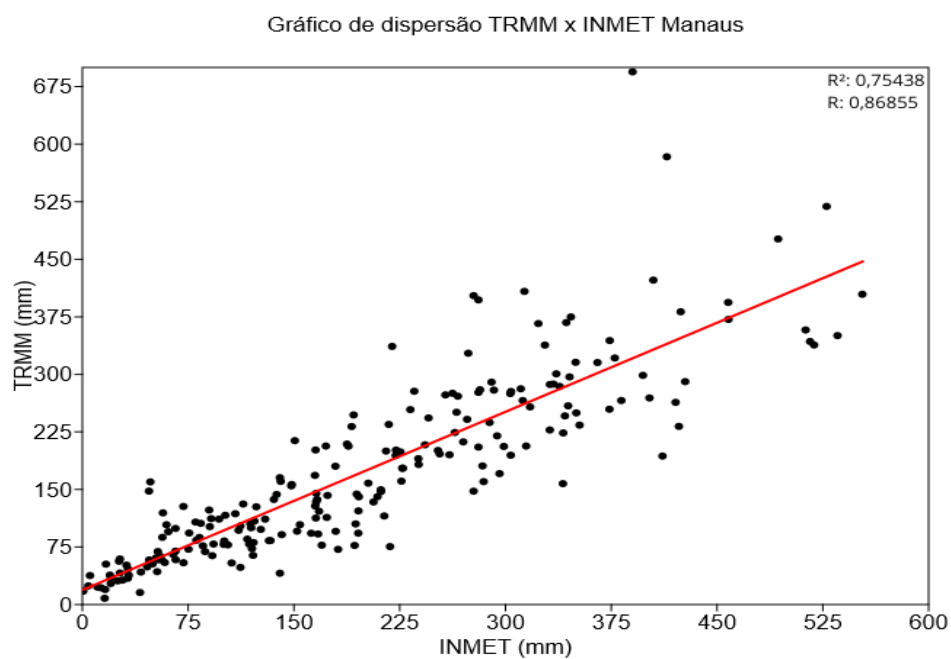
Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo H: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Lábrea.



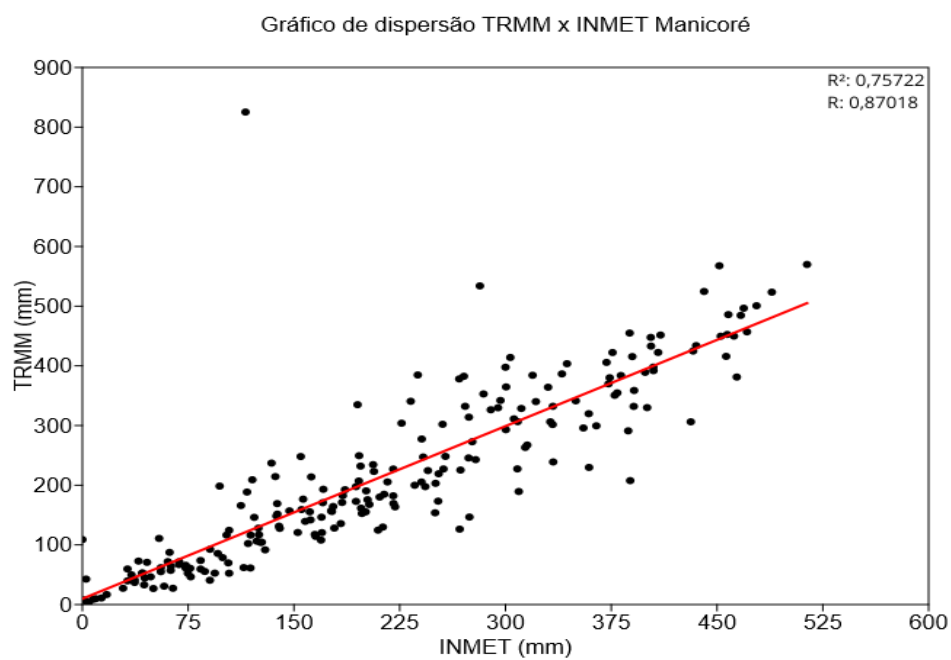
Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo I: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Manaus.



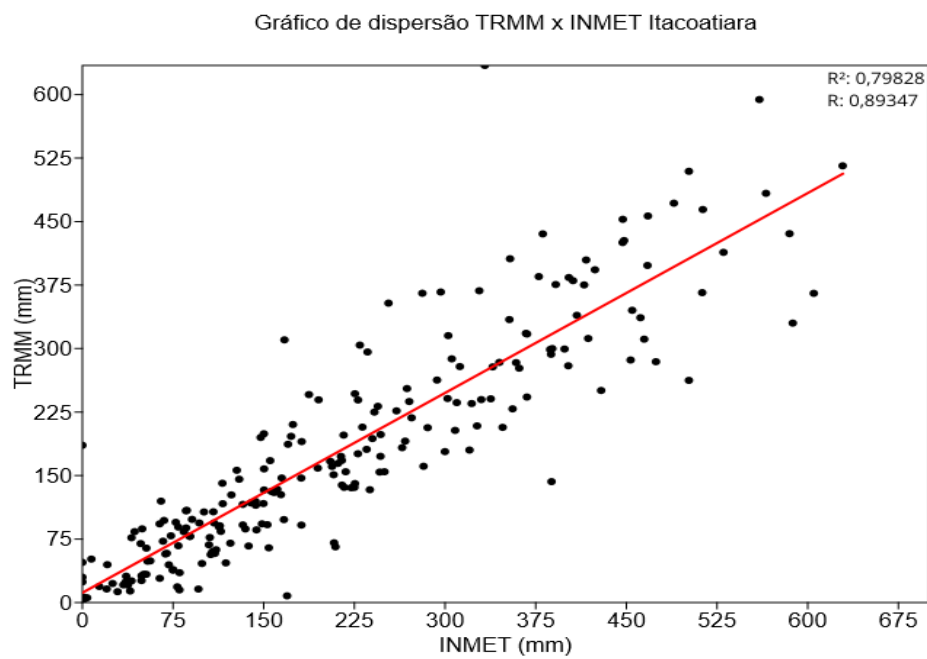
Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo J: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Manicoré.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.

Anexo K: Gráfico de regressão linear da correlação de Pearson da estação de Itacoatiara.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2024.