



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO ACADÊMICO DO AGRESTE  
NÚCLEO DE TECNOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

DÊNIA SANTOS DE OLIVEIRA

**ANÁLISE DO IMPACTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA MODELAGEM  
HIDROLÓGICA EM REGIÕES SEMIÁRIDAS E ÚMIDAS**

Caruaru  
2023

DÊNIA SANTOS DE OLIVEIRA

**ANÁLISE DO IMPACTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA MODELAGEM  
HIDROLÓGICA EM REGIÕES SEMIÁRIDAS E ÚMIDAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil e Ambiental. Área de concentração: Tecnologia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. José Almir Cirilo

Caruaru

2023

Catálogo na fonte:  
Bibliotecária – Nasaré Oliveira - CRB/4 - 2309

O48a Oliveira, Dênia Santos de.  
Análise do impacto da evapotranspiração na modelagem hidrológica em regiões semiáridas e úmidas. / Dênia Santos de Oliveira. – 2023. 116 f.; il.: 30 cm.

Orientador: José Almir Cirilo.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, CAA, Programa de Pós- Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, 2023. Inclui Referências.

1. Evapotranspiração. 2. Penman-Monteith, Equação de. 3. Climatologia. I. Cirilo, José Almir (Orientador). II. Título.

CDD 620 (23. ed.) UFPE (CAA 2023-092)

DÊNIA SANTOS DE OLIVEIRA

**ANÁLISE DO IMPACTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA MODELAGEM  
HIDROLÓGICA EM REGIÕES SEMIÁRIDAS E ÚMIDAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil e Ambiental. Área de concentração: Tecnologia Ambiental.

Aprovada em: 30/08/2023.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. José Almir Cirilo (Orientador)  
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

---

Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

---

Prof. Dr. Alfredo Ribeiro Neto (Examinador Externo)  
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus, mantenedor de todas as coisas, por me guiar e me dar forças ao longo desta jornada acadêmica. Sua graça e orientação foram fundamentais em cada passo do caminho.

À minha querida família, expresso minha profunda gratidão. Vocês não apenas me apoiaram financeiramente, mas também contribuíram de forma afetiva em toda a minha caminhada acadêmica. Suas palavras de encorajamento e amor incondicional foram meu refúgio nos momentos desafiadores.

Aos amigos que ganhei durante esta pesquisa, agradeço por sua amizade, apoio e troca de ideias enriquecedoras. Sua presença tornou essa jornada ainda mais significativa.

Ao meu orientador, José Almir Cirilo, que se tornou mais do que um guia acadêmico, mas um verdadeiro mestre nesta área de recursos hídricos. Sua orientação, conhecimento e dedicação foram essenciais para o sucesso desta pesquisa.

À UFPE, agradeço por proporcionar este período de aprendizado enriquecedor. As instalações e recursos disponíveis foram fundamentais para a condução da pesquisa.

Aos professores da pós-graduação, expresso minha gratidão pelo conhecimento que compartilharam e pela orientação ao longo deste programa.

Por fim, gostaria de agradecer à Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE) pela disponibilidade da bolsa de pesquisa que tornou este projeto possível. Seu apoio financeiro foi crucial para o desenvolvimento desta dissertação.

A todos vocês, minha profunda gratidão. Este trabalho não teria sido possível sem o apoio, amor, orientação e recursos fornecidos por cada um de vocês.

“Mas os que esperam no SENHOR renovam as suas forças, sobem com asas como águias; correm e não se cansam, caminham e não se fatigam”. (Bíblia Sagrada, 1993, Is 40, 31, p. 491).

## RESUMO

Este estudo se concentra na análise do impacto da evapotranspiração em regiões semiáridas e úmidas usando o modelo hidrológico Campus Agreste Watershed Model (CAWM). Foram utilizados dois conjuntos de dados para estimar a evapotranspiração: dados das Normais Climatológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e dados do Global Reference Evapotranspiration (Global ET0), baseado na equação de Penman-Monteith. O CAWM é um modelo hidrológico conceitual com versões específicas para regiões semiáridas (Versão IV) e úmidas (Versão V), desenvolvido na Universidade Federal de Pernambuco. Essas versões visam simplificar a aplicação do modelo, reduzindo a necessidade de dados de calibração e facilitando a regionalização entre bacias hidrográficas. A pesquisa incluiu a calibração e validação dos parâmetros do CAWM em 13 sub-bacias. Em regiões semiáridas, as estimativas de evapotranspiração, calculadas pela fórmula de Penman (Global), revelaram valores mais elevados, principalmente entre outubro e dezembro, exceto nas bacias do rio Parnaíba. Na bacia de Pernambuco, ajustes nos dados de evapotranspiração resultaram em subdimensionamento das vazões, exceto na sub-bacia do rio Capibaribe, onde as estimativas do INMET e da camada raster de referência global se aproximaram das observações de vazão. O efeito da evapotranspiração na modelagem foi mais pronunciado nas sub-bacias do rio Tocantins-Araguaia em comparação com as sub-bacias de Pernambuco, resultando em inconsistências nos padrões de vazão, especialmente na curva de permanência do posto 23700000, refletida pela baixa pontuação do NSELog nos indicadores. O indicador PBIAS indicou desvios significativos, com valores superiores a +-10 em todas as sub-bacias do rio Parnaíba, indicando uma distância considerável entre as simulações e as observações. Além disso, o indicador  $R^2$  revelou valores baixos, especialmente na sub-bacia do rio Gurguéia, ao utilizar dados de evapotranspiração de referência global (Penman) e dados do INMET, sugerindo que, em ambos os casos, as estimativas de evapotranspiração não representam adequadamente a realidade da região.

**Palavras-chave:** CAWM, Penman-Monteith, Normais climatológicas

## ABSTRACT

This study focuses on the analysis of the impact of evapotranspiration in semi-arid and humid regions using the Campus Agreste Watershed Model (CAWM), a hydrological model developed at the Federal University of Pernambuco. Two datasets were used to estimate evapotranspiration: data from the Climatological Normals of the National Institute of Meteorology (INMET) and data from the Global Reference Evapotranspiration (Global ET<sub>0</sub>) based on the Penman-Monteith equation. The CAWM is a conceptual hydrological model with specific versions for semi-arid regions (Version IV) and humid regions (Version V). These versions aim to simplify the model application, reduce the need for calibration data, and facilitate regionalization between watersheds. The research included the calibration and validation of CAWM parameters in 13 sub-basins. In semi-arid regions, evapotranspiration estimates calculated using the Penman formula (Global) showed higher values, particularly between October and December, except in the Parnaíba River basins. In the Pernambuco basin, adjustments to evapotranspiration data resulted in underestimation of flows, except in the Capibaribe River sub-basin, where INMET and global reference raster layer estimates closely matched flow observations. The effect of evapotranspiration on modeling was more pronounced in the Tocantins-Araguaia River sub-basins compared to the Pernambuco sub-basins, resulting in inconsistencies in flow patterns, especially in the flow duration curve at station 23700000, reflected in the low NSELog indicator scores. The PBIAS indicator indicated significant deviations, with values exceeding +/- 10 in all Parnaíba River sub-basins, indicating a substantial gap between simulations and observations. Additionally, the R<sup>2</sup> indicator revealed low values, particularly in the Gurguéia River sub-basin when using global reference evapotranspiration (Penman) and INMET data, suggesting that in both cases, evapotranspiration estimates do not adequately represent the reality of the region.

**Keywords:** CAWM, Penman-Monteith, Climatological Normals

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Distribuição de artigos por ano de publicação sobre o tema da estimativa de evapotranspiração nos modelo hidrológicos	21
Figura 2 –	Representação dos processos hidrológicos	24
Figura 3 –	Representação esquemática do modelo CAWM IV	28
Figura 4 –	Representação esquemática do modelo CAWM V	34
Figura 5 –	Representação do Zoom da região de Caldas Novas em Goiás	40
Figura 6 –	Áreas que realizaram os primeiros levantamentos com LiDAR em Pernambuco	41
Figura 7 –	Localização da área de estudo	43
Figura 8 –	Área delimitada da Sub-bacia Limoeiro do Rio Capibaribe	45
Figura 9 –	Área delimitada da Sub-bacia Águas Belas do Rio Ipanema	48
Figura 10 –	Área delimitada da Sub-bacia Caruaru do Rio Ipojuca	49
Figura 11 –	Área delimitada da Sub-bacia Floresta do Rio Pajeú	52
Figura 12 –	Área delimitada da Sub-bacia Capivara do Rio Una	53
Figura 13 –	Área delimitada das Sub-bacias do Rio Tocantins-Araguaia	55
Figura 14 –	Área delimitada das Sub-bacias do Rio Parnaíba	58
Figura 15 –	Fluxograma para modelagem hidrológica utilizando o modelo CAWM	60
Figura 16 –	Modelos digitais do terreno das bacias de Pernambuco	61
Figura 17 –	As camadas raster-MDT das bacias do Tocantins e Parnaíba	61
Figura 18 –	A rede de rios das bacias de Pernambuco	64
Figura 19 –	A rede de rios das bacias do Tocantins e Parnaíba	64
Figura 20 –	Mapa de uso e ocupação do solo das Bacias de Pernambuco	65
Figura 21 –	Mapa de uso e ocupação do solo das Bacias do Tocantins e Parnaíba	66
Figura 22 –	Mapa com os postos de chuva-ANA das sub-bacias em estudo	68
Figura 23 –	Mapa com os postos de chuva-ANA das sub-bacias do Tocantins e Parnaíba	68
Figura 24 –	Mapa com as estações do INMET das sub-bacias de Pernambuco	71

Figura 25 – Mapa com as estações do INMET das sub-bacias de Tocantins e Parnaíba	71
Figura 26 – Evapotranspiração Potencial de referência global calculada para todo o globo (mm)	74
Figura 27 – Dados comparativos de evapotranspiração para as sub-bacias de Pernambuco	75
Figura 28 – Dados comparativos de evapotranspiração para as sub-bacias de Tocantins	76
Figura 29 – Dados comparativos de evapotranspiração para as sub-bacias de Parnaíba	77
Figura 30 – Gráfico comparativo entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias: Una, Capibaribe, Pajeú, Ipojuca, Ipanema e Tocantins	79
Figura 31 – Gráfico comparativo entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias: Tocantins, Araguaia, Parnaíba, Poti, Longá, Gurguéia e Canindé	80
Figura 32 – Classificação de Performance de indicadores estatísticos para simulações	82
Figura 33 – Gráfico comparativo da vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Capibaribe, Ipojuca e Una. a) Evapotranspiração calculada pelo INMET; b) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global)	84
Figura 34 – Gráfico comparativo da vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Ipanema e Pajeú. a) Evapotranspiração calculada pelo INMET; b) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global)	85
Figura 35 – Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Capibaribe-posto 39145000	86
Figura 36 – Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Pajeú-posto 48860000	87

Figura 37 – Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Una-posto 39540000	87
Figura 38 – Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Ipojuca- posto 39340000	88
Figura 39 – Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Ipanema-posto 49480000	88
Figura 40 – Gráfico comparativo da vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Tocantins e Araguaia. a) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global); b) Evapotranspiração calculada pelo INMET	90
Figura 42 – Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Tocantins, rio principal, posto 29700000	91
Figura 43 – Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Tocantins, posto 23700000	92
Figura 44 – Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Araguaia, posto 28850000	92
Figura 45 – Gráfico comparativo da vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Parnaíba principal, rio Poti e rio Longá. a) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global); b) Evapotranspiração calculada pelo INMET	95
Figura 46 – Gráfico comparativo da vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Gurguéia e rio Canindé. a) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global); b) Evapotranspiração calculada pelo INMET	96

Figura 47 – Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Parnaíba, rio principal, posto 34879500	96
Figura 48 – Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Poti, posto 34770000	97
Figura 49 – Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Gurguéia, posto 34270000	97
Figura 50 – Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Longá, posto 34980000	98
Figura 51 – Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Canindé, posto 34600000	98

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Dados físicos das bacias em estudo	62
Tabela 2 –	Valor do Parâmetro S das sub-bacias em Estudo	65
Tabela 3 –	Parâmetros de entrada e saída do Modelo CAWM	80
Tabela 4 –	Valores dos indicadores estatísticos do modelo calibrado para as sub-bacias de PE	84
Tabela 5 –	Valores dos indicadores estatísticos do modelo utilizando a evapotranspiração modificada para as sub-bacias de PE	85
Tabela 6 –	Valores dos indicadores estatísticos do modelo calibrado para as sub-bacias do Tocantins-Araguaia	88
Tabela 7 –	Valores dos indicadores estatísticos do modelo utilizando a evapotranspiração modificada para as sub-bacias do Tocantins-Araguaia	88
Tabela 8 –	A média da diferença entre os valores da evapotranspiração do INMET e de referência global	92
Tabela 9 –	Valores dos indicadores estatísticos do modelo calibrado para as sub-bacias do Parnaíba	92
Tabela 10 –	Valores dos indicadores estatísticos do modelo utilizando a evapotranspiração modificada para as sub-bacias do Parnaíba	93

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
BH	Bacia Hidrográfica
CAWM	Campus Agreste Watershed Model
ET	Evapotranspiração
ETP	Evapotranspiração Potencial
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
MDT	Modelo Digital do Terreno
MDE	Modelo Digital de Elevação
NSE	Nash-Sutcliffe
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PE3D	Pernambuco Tridimensional
PNRH	Política Nacional de Recursos Hídricos
RMSE	Raiz Quadrada do Erro Médio
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SNGRH	Sistema Nacional de Gerenciamento dos Recursos Hídricos
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SRHE	Secretaria de Recursos Hídricos e Energéticos
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>16</b>
<b>2.</b>	<b>OBJETIVOS .....</b>	<b>18</b>
2.1	OBJETIVO GERAL.....	18
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	18
<b>3.</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>19</b>
3.1	EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....	19
3.2	EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA MODELAGEM HIDROLÓGICA.....	22
3.3	MODELOS HIDROLÓGICOS.....	24
3.3.1	<i>Modelo Hidrológico Campus Agreste Watershed Model – CAWM.....</i>	<i>28</i>
3.4	INDICADORES ESTATÍSTICOS DE AJUSTES DOS MODELOS .....	36
3.5	BASE DE DADOS ESPACIAIS .....	39
3.5.1	<i>Projeto do Shuttle Radar Topography Mission - SRTM.....</i>	<i>39</i>
3.5.2	<i>Projeto do Pernambuco Tridimensional- PE3D .....</i>	<i>41</i>
<b>4.</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>44</b>
4.1	BACIA CAPIBARIBE .....	45
4.2	BACIA DO IPANEMA .....	48
4.3	BACIA DO IPOJUCA.....	49
4.4	BACIA DO PAJEÚ .....	51
4.5	BACIA DO UNA.....	54
4.6	BACIA DO TOCANTINS.....	55
4.7	BACIA DO PARNAÍBA .....	58
<b>5.</b>	<b>METODOLOGIA .....</b>	<b>61</b>
5.1	USO E OCUPAÇÃO DO SOLO.....	65
5.2	DADOS FLUVIOMÉTRICOS .....	67
5.3	DADOS PLUVIOMÉTRICOS.....	68

5.4	DADOS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....	71
<b>6.</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>79</b>
6.1	SUB-BACIAS DE PERNAMBUCO .....	83
6.2	SUB-BACIAS DO TOCANTINS-ARAGUAIA .....	90
6.3	SUB-BACIAS DO PARNAÍBA .....	94
<b>7.</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>100</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A evapotranspiração (ET) é um componente de notória importância no ciclo hidrológico, responsável por mais de dois terços das perdas totais de precipitação em escala global. Isso resulta na manifestação de uma relação intrincada entre os fenômenos de evapotranspiração e vazão, onde quaisquer modificações nos mecanismos subjacentes à ET podem desencadear um impacto significativo na resposta global da bacia hidrográfica. Diversas investigações têm se empenhado na aprimoração das simulações de vazão por meio da incorporação de informações pertinentes à evapotranspiração (Talebmorad e Ostad-Ali-Askari, 2022).

Para a estimativa das vazões nas bacias hidrográficas, recorre-se aos modelos hidrológicos, desempenhando um papel fundamental neste processo. No entanto, esses modelos frequentemente simplificam a representação do complexo processo de evapotranspiração, o que resulta em um aumento da incerteza na estimativa de ET e, conseqüentemente, introduz um erro adicional na simulação de vazão (Xie et al., 2023). De acordo com Zhang et al., (2020) determinados pesquisadores têm utilizado dados observados de evapotranspiração (ET) como base para a calibração dos parâmetros do modelo.

Kelleher e Shaw (2018) conduziram um estudo usando o modelo hidrológico HBV (Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning) e quatro métodos simples de evapotranspiração potencial (Hamon, Priestly-Taylor, Oudin e Hargreaves). Eles realizaram simulações abrangendo mais de 60 anos de descargas diárias em quatro rios em Nova York. Diferentes abordagens foram investigadas, incluindo: manter todos os parâmetros do modelo constante ao longo do tempo, permitir a variação simultânea de todos os parâmetros, permitir que apenas os parâmetros relacionados às características físicas da bacia hidrográfica variem ao longo do tempo, e permitir a variação apenas do escalar da evapotranspiração potencial. Os resultados indicaram que modificar o escalar da evapotranspiração potencial ao longo do tempo produziu ajustes tão bons no modelo quanto a modificação dos parâmetros do modelo hidrológico HBV ao longo do tempo.

Na modelagem hidrológica, mais especificamente nos modelos do tipo chuva-vazão, o que tem sido realizado é a utilização de modelos que estimam a evapotranspiração real com base na evapotranspiração potencial. Vale ressaltar que a evapotranspiração real é apenas uma pequena fração da evapotranspiração

potencial. Sob condições úmidas, os controles dominantes são radiação solar, área foliar e transporte turbulento. Sob condições intermediárias, a importância relativa desses fatores tende a variar dependendo do clima, solo e vegetação (Ferreira, 2021).

Diante desses estudos apresentados, pode-se perceber que a evapotranspiração representa a perda de água da bacia. Portanto, a correta estimativa da evapotranspiração é essencial para calcular a quantidade de água disponível na bacia e, conseqüentemente, para simular as vazões dos rios com precisão.

O presente estudo tem como objetivo investigar o impacto da evapotranspiração em regiões semiáridas e úmidas, fazendo uso do modelo hidrológico Campus Agreste Watershed Model (CAWM). Este estudo se baseia na utilização de dois conjuntos de dados distintos para a estimativa da evapotranspiração. O primeiro conjunto de dados é obtido a partir das Normais Climatológicas disponibilizadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). O segundo conjunto de dados é derivado do banco de dados Global Reference Evapotranspiration (Global ET0), que se fundamenta na aplicação da equação de Penman-Monteith, uma metodologia reconhecida internacionalmente para estimar a evapotranspiração potencial.

O CAWM (Campus Agreste Watershed Model) é um modelo hidrológico conceitual e de natureza concentrada que foi desenvolvido na Universidade Federal de Pernambuco. Este modelo foi concebido com a finalidade de simplificar sua aplicação por meio da incorporação de um conjunto limitado de parâmetros calibráveis. Tal abordagem tem como resultado uma redução na quantidade de dados necessários para a calibração e simulação do modelo, ao mesmo tempo em que visa a facilitação do processo de regionalização de dados entre diferentes bacias hidrográficas. Atualmente, são utilizadas duas versões do CAWM, nomeadamente as versões IV e V. A versão IV é direcionada para regiões de clima semiárido, enquanto a versão V é especificamente adaptada para regiões úmidas.

## 2. OBJETIVOS

### 2.1 OBJETIVO GERAL

Este estudo tem como principal objetivo a análise do impacto da evapotranspiração na modelagem hidrológica em regiões caracterizadas tanto por condições semiáridas quanto úmidas.

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar uma comparação detalhada entre os dados de evapotranspiração obtidos a partir das Normais Climatológicas do INMET e do Global Reference Evapotranspiration;
- Analisar como as vazões simuladas pelo modelo CAWM se comportam nos dois conjuntos de dados de evapotranspiração;
- Avaliar e comparar os indicadores de eficiência das simulações entre os dois cenários, identificando suas diferenças e semelhanças.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo propõe uma análise conceitual e histórica dos aspectos relacionados à evapotranspiração. Além disso, apresentam-se as diversas técnicas de medição da evapotranspiração, seu papel na modelagem hidrológica e a utilização do Modelo CAWM. Também é demonstrada a formulação dos indicadores estatísticos para avaliar o ajuste de modelos hidrológicos e a importância das bases de dados espaciais neste contexto. O objetivo desta revisão é explorar cada conceito em profundidade, considerando suas origens etimológicas, evolução histórica e relevância contemporânea.

#### 3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração representa uma parcela crucial do ciclo hidrológico e desempenha um papel vital na gestão sustentável dos recursos hídricos. A obtenção de estimativas precisas da evapotranspiração é um requisito fundamental para o planejamento da irrigação, assim como para pesquisas nos campos da hidrologia, climatologia e ecologia (Sharma, Singh e Jain, 2022).

A conceituação da evapotranspiração abrange o conjunto de processos que envolvem o movimento vertical do vapor d'água entre a superfície terrestre, corpos d'água, vegetação e a atmosfera. Isso inclui a retenção de água na zona não saturada e nos aquíferos subterrâneos subjacentes, bem como os fluxos de perdas e ganhos subterrâneos que podem influenciar bacias hidrográficas adjacentes, conforme salientado por Kampf et al. (2020).

Na literatura, encontramos quatro conceitos-chave relacionados à evapotranspiração: real, potencial, de referência e da cultura. A evapotranspiração real é descrita como a quantidade de água que é transferida para a atmosfera por meio da evaporação e transpiração, considerando as condições atmosféricas e a umidade do solo existentes (Matzenauer, 1992).

A evapotranspiração de referência foi proposta como uma medida para evitar ambiguidades associadas à evapotranspiração potencial (Frizzone, 2004). A evapotranspiração de referência é definida como a taxa de evapotranspiração de uma cultura hipotética com uma altura de 0,12 metros e um albedo de 0,23, condições

semelhantes às de uma extensa superfície de vegetação rasteira com altura uniforme, crescimento ativo, umidade adequada e solo completamente coberto (Smith, 1991).

Compreendendo a evapotranspiração de referência, torna-se possível estimar as demandas hídricas de uma cultura, conhecida como evapotranspiração da cultura. Doorenbos e Pruitt (1984) definem essa medida como a perda de vapor de água para a atmosfera observada em uma cultura que está livre de doenças e pragas, crescendo em uma área de um hectare ou mais, sob condições de solo ideais, incluindo níveis adequados de umidade e fertilidade. Portanto, a evapotranspiração da cultura é influenciada pelas condições meteorológicas e pelo tipo de cultura cultivada.

O termo “evapotranspiração potencial” (ETp) foi inicialmente proposto por Thornthwaite (1948), após uma análise abrangente do uso das precipitações e do consumo de água em diversos estados dos Estados Unidos. ETp representa a demanda atmosférica de evaporação, ou seja, a quantidade de água que pode ser transferida para o ar a partir do solo ou da água. Isso significa que, como Thornthwaite (1948) ressaltou, a evaporação combinada da superfície do solo e a transpiração das plantas representam o processo de retorno de água da terra para a atmosfera, o oposto da precipitação.

Penman (1948) introduziu uma nova fórmula para calcular a perda de água de várias superfícies após anos de experimentos na Estação Experimental Rothamsted. No entanto, ele não fez menção aos termos “potencial” ou “evapotranspiração” em seu artigo, referindo-se apenas à “evaporação”. Posteriormente, em trabalhos subsequentes (Penman, 1956, 1963), Penman apresentou o conceito de “transpiração potencial” como uma medida da taxa de transpiração em uma extensa cobertura vegetal rasteira que sombreava completamente o solo e estava adequadamente suprida de água.

A descrição da evapotranspiração tem sido objeto de múltiplas definições. Por exemplo, Anon (1956) a definiu como a taxa de perda de vapor de água de um dossel de grama curta cultivada em uma grande superfície, durante o crescimento ativo, cobrindo completamente o solo, com altura uniforme e condições ótimas de água e estado nutricional. A Organização Meteorológica Mundial (OMM) (1963) a definiu como a quantidade de vapor de água que pode ser emitida por uma superfície pura, por unidade de área e tempo, sob as condições atmosféricas existentes.

Essas definições, juntamente com o novo termo “evaporação potencial (Ep)”, foram semelhantes à definição apresentada por Penman (1956, 1963), mas

introduziram requisitos mais específicos para a vegetação. Curiosamente, o termo “Ep” foi confundido com “ETp”, conforme definido por Thornthwaite (1948), e foi usado dessa forma até o presente (Choudhury, 1997; Vörösmarty et al., 1998; Donohue et al., 2010). Como resultado, os métodos de estimativa para ambos os conceitos também se tornaram confusos."

Vários métodos empíricos foram desenvolvidos por cientistas e pesquisadores para estimar a evapotranspiração (ET) usando diferentes dados climáticos. No entanto, esses métodos são adequados apenas para as condições climáticas em que foram desenvolvidos. Quando aplicados em condições diferentes, podem resultar em erros significativos e causar perdas na produção ou desperdício de recursos hídricos. Para abordar essa questão, a FAO reconheceu a necessidade de um método padrão que pudesse ser aplicado em diversas localidades e climas. Como resultado, foi desenvolvido o método Penman-Monteith FAO 56 (PM FAO-56), uma derivação da equação original de Penman (1948).

Conforme destacado por Chun et al. (2018), a evapotranspiração desempenha um papel crucial no ciclo hidrológico das regiões áridas, onde a maior parcela da precipitação é evaporada ou transpirada pelas plantas. Além disso, é importante considerar que áreas semiáridas frequentemente enfrentam cenários de escassez hídrica devido a mudanças na cobertura vegetal natural e à variabilidade climática da região, o que compromete usos essenciais desse recurso, como o abastecimento humano e a produção agrícola (FERREIRA et al., 2020).

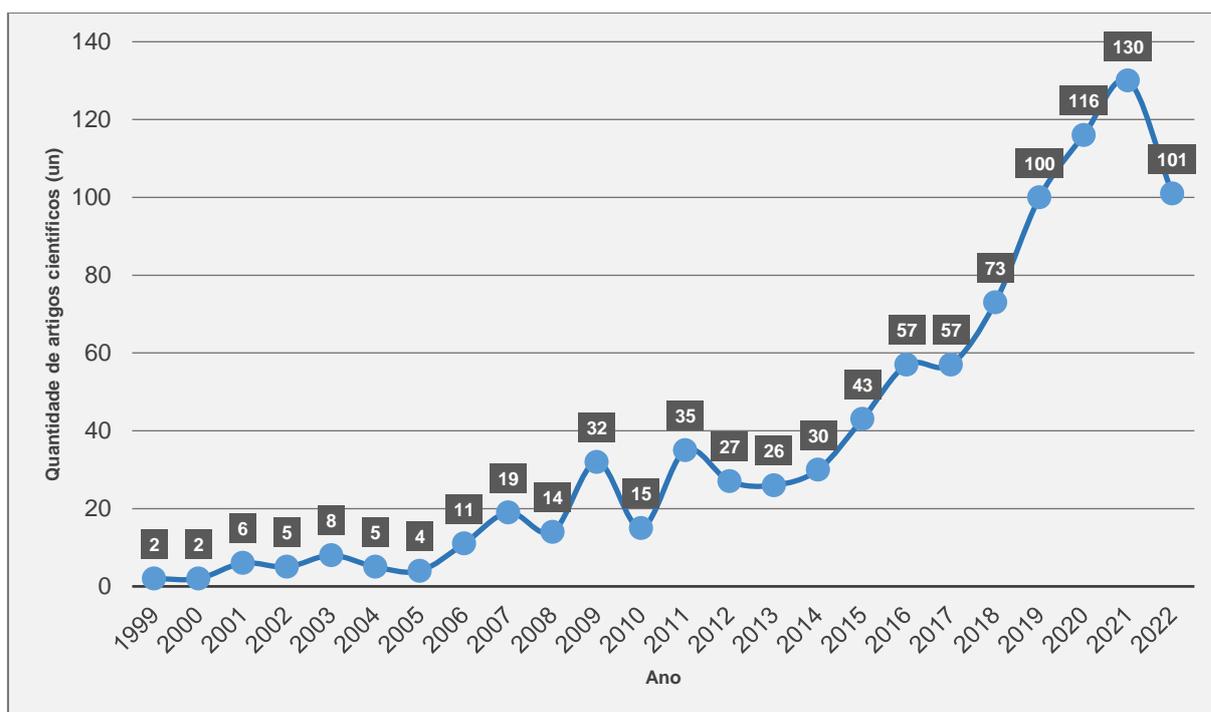
Vários estudos têm se concentrado na obtenção de estimativas precisas de evapotranspiração ao longo do tempo e do espaço, levando em consideração tanto períodos secos quanto chuvosos. Essa abordagem é fundamental para compreender a dinâmica hidrológica, como apontado por Filgueiras et al. (2020), Abiodun et al. (2018), Vanino et al. (2018), Miranda et al. (2017) e Tabari et al. (2013).

Para embasar a pesquisa, foi realizado um levantamento bibliográfico através de uma revisão sistemática de artigos de revistas relacionados ao tema: As estimativas de evapotranspiração para modelos hidrológicos. Essa revisão se baseou em documentos acessíveis por meio do portal ScienceDirect. A seleção de artigos abrangeu trabalhos publicados a partir de 1999, resultando em uma amostra composta por 1.030 artigos de revisão provenientes de 25 periódicos diferentes.

Na Figura 1 é apresentada uma análise temporal que ilustra a distribuição do número de artigos de revistas por ano de publicação. O gráfico revela um aumento no

número de trabalhos sobre o tema a partir de 2014, indicando a crescente relevância da pesquisa. Notavelmente, o ano de 2021 registrou um volume de publicações mais elevado.

Figura 1- Distribuição de artigos por ano de publicação sobre o tema da estimativa de evapotranspiração nos modelo hidrológicos



Fonte: Autora (2023).

### 3.2 EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA MODELAGEM HIDROLÓGICA

A dificuldade na medição ou estimativa dos efeitos hidrológicos e meteorológicos da evapotranspiração natural é a principal razão para simplificar sua representação, uma vez que os métodos em uso atualmente, em sua maioria, oferecem apenas valores pontuais. Além disso, esses métodos não são passíveis de observações em larga escala de rotina devido ao elevado custo da instrumentação necessária e à exigência de presença constante de pessoal científico ou técnico (Ferreira, 2021).

Com o avanço das tecnologias tornou relevante a estimativa da evapotranspiração a partir de produtos baseados em satélites para pesquisadores e agências governamentais, uma vez que a medição direta desse componente no campo é onerosa e difícil (Miranda et al., 2017). O sensoriamento remoto é

amplamente reconhecido como uma ferramenta eficaz na estimativa da evapotranspiração (ET) em largas escalas espaciais, como destacado por Ruhoff et al. (2013).

No entanto, em contextos de pequena escala, surge a necessidade crucial de avaliar a representatividade dessas estimativas. Isso se deve à natureza pontual dos dados, que precisa ser extrapolada para abranger áreas extensas, aumentando assim as incertezas associadas, especialmente em regiões semiáridas. Essas áreas apresentam considerável variabilidade espacial no uso do solo, e, por consequência, na ET, como salientado por Jovanovic et al., (2014). Portanto, a aplicação do sensoriamento remoto na estimativa da evapotranspiração demanda uma consideração cuidadosa das escalas espaciais e das características da região de estudo.

Em regiões geograficamente próximas à área de estudo deste trabalho, tanto Lins et al. (2017) quanto Coelho et al. (2017) aplicaram abordagens baseadas em sensoriamento remoto para estimar a evapotranspiração. Lins et al. (2017) utilizaram imagens do Landsat 8 OLI/TIRS em uma cidade próxima, enquanto Coelho et al. (2017) empregaram dados de evapotranspiração derivados do sensor MODIS para conduzir um balanço hídrico e estimar a recarga subterrânea em um vale aluvial.

Visto o aumento da utilização de dados de sensoriamento remoto, pesquisadores têm recorrido cada vez mais a essas informações indiretas, particularmente em relação à evapotranspiração, como um recurso para a calibração e validação de modelos hidrológicos. Em bacias caracterizadas por restrições na obtenção de dados de campo, sobretudo em virtude das consideráveis despesas associadas ao monitoramento direto de variáveis hidrológicas, torna-se imperativo buscar alternativas viáveis. (Abiodun et al., 2018; Chun et al., 2018)

Segundo Ferreira (2021), os modelos hidrológicos se fundamentam na formulação de uma equação de balanço hídrico, pressupondo que as entradas de água, principalmente advindas de precipitações, se equiparam às saídas de água, incluindo evapotranspiração, escoamento superficial e variações nos armazenamentos hídricos. Em muitas circunstâncias, as variáveis chave utilizadas para ajustar esse equilíbrio são o estoque de água subterrânea e a evapotranspiração real. No entanto, a estimativa precisa da evapotranspiração em modelos hidrológicos frequentemente enfrenta desafios devido à necessidade de otimizar a relação entre precipitação e vazão.

Kelleher e Shaw (2018) realizaram uma investigação que empregou o modelo hidrológico HBV (Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning) juntamente com quatro abordagens simplificadas de evapotranspiração potencial (Hamon, Priestly-Taylor, Oudin e Hargreaves). Este estudo abarcou simulações ao longo de um período que ultrapassou seis décadas, envolvendo descargas diárias em quatro rios situados em Nova York. Os resultados indicaram que modificar o escalar da evapotranspiração potencial ao longo do tempo produziu ajustes tão bons no modelo quanto a modificação dos parâmetros do modelo hidrológico HBV ao longo do tempo.

No âmbito da pesquisa hidrológica, duas importantes questões foram abordadas. Primeiramente, Andréassian et al. (2004) avaliaram suposições de entrada em modelos hidrológicos de bacias hidrográficas (GR4J e TOPMODEL), explorando a eficiência da suposição de que a entrada média de evapotranspiração potencial (ETP) produz resultados semelhantes em comparação com a entrada de ETP regionalizada, dentro do contexto das bacias analisadas.

Em paralelo, Oudin et al. (2005b) investigaram a escolha dos métodos para estimar a ETP em modelos chuva-vazão e concluíram que uma estimativa simplificada de ETP com base na temperatura é igualmente eficaz em relação a um modelo mais complexo do tipo Penman-Monteith. Essa constatação levantou a questão de porque não utilizar modelos simplificados para estimar a evapotranspiração potencial, que requerem menos dados de entrada, questionamento que se tornou relevante no campo da hidrologia.

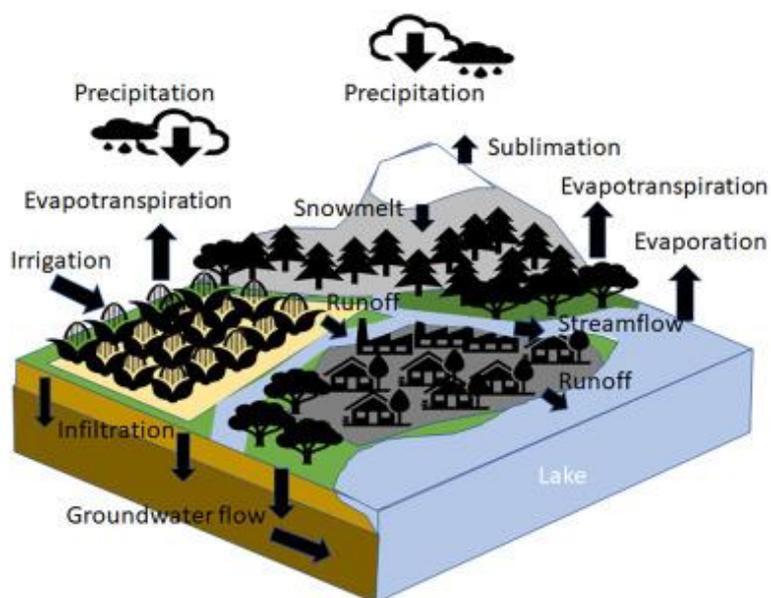
### 3.3 MODELOS HIDROLÓGICOS

Os gestores de recursos hídricos, juntamente com diversas instituições públicas e privadas, têm a necessidade de prever a disponibilidade e qualidade futura da água em bacias hidrográficas usando modelos numéricos sofisticados. Esses modelos podem ser categorizados em modelos apenas hidrológicos que não consideram a qualidade da água, modelos apenas de qualidade da água que dependem de um modelo externo para a hidrologia, e modelos que combinam hidrologia e qualidade da água. Cada abordagem tem suas vantagens e desvantagens, com modelos apenas hidrológicos sendo mais detalhados nos processos hidrológicos, enquanto modelos de qualidade da água frequentemente têm uma representação mais sofisticada do sistema hidrológico. Além do mais, esses

modelos variam na forma como representam processos, incluindo modelos empíricos, modelos analíticos e modelos baseados em conservação de energia e massa. A maioria dos modelos utiliza uma combinação dessas abordagens, com diferenças em seu grau de confiança na representação empírica, analítica ou de "primeiros princípios" (Keller et al., 2023).

Na Figura 2 é ilustrado os processos hidrológicos amplamente contemplados pela maioria dos modelos. Além disso, alguns modelos incorporam explicitamente atividades humanas que alteram o ciclo hidrológico, como irrigação, operação de reservatórios e extração de água subterrânea. Conforme salientado por Keller et al. (2023), é importante destacar que esses modelos podem variar significativamente em termos de complexidade na representação de processos relacionados à neve e águas subterrâneas. Até mesmo nas equações que consideram processos comuns, como evapotranspiração e infiltração, podem existir divergências substanciais entre os modelos.

Figura 2- Representação dos processos hidrológicos



Fonte: Keller et al. (2023).

Conforme a pesquisa conduzida por Almeida e Serra (2017), dois principais grupos de modelos hidrológicos surgiram: os modelos estocásticos, que utilizam séries observadas de vazões em pontos específicos e, com base em suposições sobre seu comportamento, permitem representá-las por meio de diferentes tipos de

modelos de séries temporais comumente empregados; e os modelos determinísticos ou conceituais, cujo propósito principal é representar o sistema físico natural, ou seja, os processos do ciclo hidrológico. Esses modelos são desenvolvidos para fornecer séries de vazões com base em dados de entrada, como volumes de precipitação, evaporação, condições iniciais de umidade do solo, cobertura vegetal, entre outros. Eles são geralmente referidos como modelos chuva-vazão.

Foram criados e examinados modelos hidrológicos com várias aplicações, com o propósito de avaliar as variações temporais e espaciais no uso da terra e seus efeitos no comportamento hidrológico (Melo et al., 2019; Chen et al., 2019). Além disso, certos estudos têm se dedicado a analisar a capacidade dos modelos hidrológicos em avaliar as consequências das mudanças climáticas e da alteração do uso da terra nos padrões hidrológicos das bacias (Chen et al., 2019; Karlsson et al., 2016).

Em linhas gerais, esses estudos apontaram que, além das incertezas introduzidas pelos cenários de alteração climática e/ou uso da terra, existem incertezas relacionadas às gamas de parâmetros e à configuração dos modelos hidrológicos que não devem ser subestimadas (Chen et al., 2019; Karlsson et al., 2016). Conforme observado por Karlsson et al. (2016), a estrutura dos modelos hidrológicos influencia os resultados das vazões fluviais, especialmente quando se trata de estimar valores extremos.

Os modelos do tipo chuva-vazão abordam a parte do ciclo hidrológico que abrange desde a ocorrência da precipitação até a evaporação, levando em consideração processos como retenção, perdas, infiltração, armazenamento no solo e, finalmente, o escoamento superficial, que é o componente de interesse na simulação do sistema. Em sua maioria, esses modelos são categorizados como conceituais ou empíricos, sendo também determinísticos, e podem ser classificados como concentrados ou distribuídos (Almeida e Serra, 2017).

Estes modelos surgiram com a necessidade de se gerar séries de vazões a partir de dados de precipitação, que são mais facilmente obtidos. Os mais conhecidos dos primeiros modelos hidrológicos desenvolvidos foram o SSARR, criado em 1958 e o STANFORD IV, desenvolvido em 1966 (TUCCI, 2005).

A literatura registra grande variedade de modelos chuva-vazão com diferentes complexidades, alguns deles analisados por Nasonova (2011). Os modelos classificados como distribuídos precisam de uma elevada quantidade de dados de

entrada, o que é problemático, pois, além de ser exaustivo, em regiões onde esses dados são inexistentes essas grandezas devem ser estimadas ou regionalizadas (KAISER, 2006). A escolha entre um modelo mais simples ou mais complexo depende do objetivo desejado e da disponibilidade de dados.

Alguns exemplos de modelos chuva-vazão são o HBV Model - Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning (Bergström, 1976); SMAP - Soil Moisture Accounting Procedure (Lopes et al., 1981); TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979); TOPMO (Perrin et al., 2003); Modelo Rio Grande, adaptado de Zhao (1984); GR4J (Perrin et al., 2003); SWAT - Soil and Water Assessment Tool (Neitsch et al. (2011).; MODHAC – Modelo Hidrológico Auto-calibrável (Lanna, 1997).

A literatura internacional destaca alguns modelos hidrológicos notáveis devido à sua simplicidade e ampla utilização, entre eles o Simple Water Balance Model (SWB), desenvolvido pelo US National Weather Service (NWS). Este modelo conceitual é caracterizado por possuir cinco parâmetros e duas variáveis de estado, com a presença de dois reservatórios: o primeiro para receber a precipitação e o segundo formado pelo escoamento superficial, após a saturação do solo, onde ocorrem processos de evaporação e escoamento subsuperficial. Todos os parâmetros são ajustados por meio do SCE-UA Algorithm, uma rotina computacional. O SWB opera com base em dados de precipitação e evapotranspiração, com o escoamento superficial iniciando-se quando a taxa de precipitação excede a taxa de infiltração no solo (Nasonova, 2011).

No Brasil, alguns modelos de poucos parâmetros também já foram desenvolvidos e aplicados em diversas bacias. Citam-se: o modelo Soil Moisture Accounting Procedure (SMAP), desenvolvido na Universidade de São Paulo – USP (Lopes et al., 1982); modelo IPH II, desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS (Tucci et al., 1981); O MODHAC, também desenvolvido no IPH-UFRGS (Virães, 2018); e mais recentemente, da mesma instituição, o MGB – IPH, Modelo de Grandes Bacias (Collischonn, 2001).

O modelo CAWM - Campus Agreste Watershed Model, desenvolvido por Cirilo et al. (2020), foi inicialmente concebido para simular o escoamento superficial em bacias hidrográficas de regiões semiáridas. Este modelo pertence à categoria de modelos de contabilização de umidade do solo e é caracterizado por sua simplicidade e pelo reduzido número de parâmetros que requer calibração.

O CAWM IV foi especificamente concebido para modelar o escoamento em solos rasos com baixa capacidade de retenção de água, características típicas das regiões de embasamento cristalino que prevalecem na maioria das áreas semiáridas. O desenvolvimento do modelo CAWM V é uma extensão de seu antecessor, com o objetivo de abordar os processos de fluxo em bacias hidrográficas de rios perenes, presentes em regiões com solos mais profundos, como as áreas úmidas. Esse aprimoramento visa manter as vazões de base durante os períodos de estiagem.

### *3.3.1 Modelo Hidrológico Campus Agreste Watershed Model – CAWM*

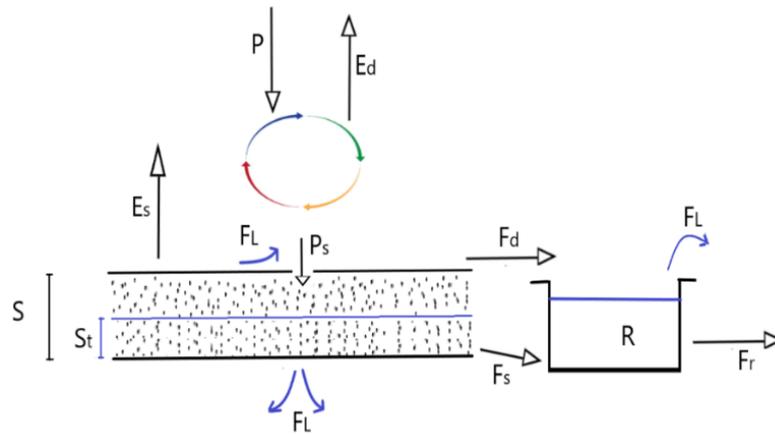
O desenvolvimento do modelo hidrológico CAWM - Campus Agreste Watershed Model teve, inicialmente, o objetivo exclusivo de simular o escoamento superficial em bacias hidrográficas localizadas em regiões semiáridas. Esse esforço visava preencher uma lacuna na disponibilidade de modelos específicos para esse contexto, aproveitando as capacidades dos procedimentos modernos de entrada e saída de dados, bem como a utilização de informações geradas por técnicas de geoprocessamento, incluindo bases espaciais como o SRTM - Shuttle Radar Topography Mission e o Programa Pernambuco Tridimensional, PE3D.

O modelo hidrológico CAWM, desenvolvido por Cirilo et al. (2020) e Cirilo (2021), foi concebido no Campus Acadêmico do Agreste da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). Trata-se de um modelo hidrológico conceitual, do tipo chuva-vazão, de abordagem concentrada. Seu principal objetivo é a regionalização de dados com ênfase na simplicidade de utilização. Inicialmente, as primeiras versões do CAWM (de I a IV) foram direcionadas para regiões com características semiáridas. Entretanto, a versão CAWM V foi aprimorada para permitir a modelagem do escoamento em bacias hidrográficas de regiões mais úmidas.

O modelo utiliza dados de entrada que representam as características físicas e hidrológicas da bacia. As informações sobre as características físicas da bacia podem ser obtidas por meio de imagens aéreas e de satélite, mapeamento do solo e Modelos Digitais do Terreno (MDT). Já os dados hidrológicos incluem séries temporais de chuva, evapotranspiração e vazão. Detalhes mais abrangentes sobre a estrutura do modelo CAWM são fornecidos com base nas contribuições de Feitoza (2019), Ferraz (2019) e Gomes (2019), que fazem parte da equipe de desenvolvimento do modelo.

Na versão CAWM IV, cuja estrutura conceitual é apresentada na Figura 3, existem dois reservatórios: o primeiro representa o armazenamento de água no solo ( $S_t$ ). O valor limite de acumulação nesse reservatório é a retenção máxima de água no solo ( $S$ ), enquanto o segundo reservatório representa a calha do rio ( $R$ ). Neste modelo, o balanço entre precipitação e evapotranspiração potencial é realizado inicialmente, comparando-se seus valores.

Figura 3 - Representação esquemática do modelo CAWM IV



Fonte: Cirilo et al. (2020).

Se houver precipitação suficiente, a evapotranspiração potencial ( $E$ ) é descontada de imediato. O excesso é a precipitação efetiva ( $P_n$ ). Caso contrário, toda a precipitação é consumida como evapotranspiração direta ( $E_d$ ) e a parcela não atendida ( $E_n$ ) pode ser total ou parcialmente extraída do reservatório do solo se houver água suficiente para isso. O balanço é descrito pelas seguintes expressões:

$$\text{Se } P \geq E, \text{ então } P_n = P - E \quad (1)$$

$$\text{Se } P \leq E, \text{ então } E_d = P \text{ e } E_n = E - E_d \quad (2)$$

A precipitação efetiva é dividida entre três componentes. A primeira se refere à recarga do solo ( $P_s$ ), baseada no conceito apresentado por Edijatno and Michel (1989), conforme a Equação 3:

$$P_s = \frac{s \cdot \left(1 - \left(\frac{S_t}{S}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{S}\right)}{1 + \frac{S_t}{S} \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{S}\right)} \quad (3)$$

Onde  $S_t$  é a quantidade de água acumulada no solo a cada tempo e  $S$  sua capacidade máxima de retenção. O conceito de  $P_s$  é usado na formulação do modelo

concentrado GR4J (PERRIN et al, 2003; NASONOVA, 2011; TRAORE et al., 2014). Outra componente é a evapotranspiração suplementar ( $E_s$ ), limitada à evapotranspiração não atendida  $E_n$ , desde que haja água suficiente. Sua magnitude depende de um valor atribuído a um parâmetro  $\alpha$  como indicado na Equação 4. Este parâmetro foi introduzido devido às incertezas presentes na estimativa da evapotranspiração, inclusive pelo fato de que as condições de solo, cobertura vegetal e clima são variáveis no território da bacia.

$$E_s = \left(1 - e^{-\frac{\alpha \cdot S_t}{s}}\right) \cdot E_n \quad (4)$$

A componente que resta, desde que positiva, representa o escoamento direto na superfície do terreno ( $F_d$ ) segundo a Equação 5:

$$F_d = P_n - P_s - E_s \quad (5)$$

Do reservatório de água no solo ocorre o fluxo sub-superficial  $F_s$  que percola até aumentar o volume de água na calha fluvial ( $R$ ), de acordo com a Equação 6:

$$F_s = K_s \cdot S_t \quad (6)$$

Onde,  $K_s$  é um parâmetro a ser calibrado e representa a permeabilidade do solo.  $F_s$  indica a percolação no sentido da calha fluvial. O volume de água retido na calha fluvial é incrementado pelos fluxos  $F_s$  e  $F_d$ . O escoamento na calha fluvial  $F_r$  é admitido como uma função não-linear do volume armazenado  $R$ , de acordo com a Equação 7, sendo  $b$  uma constante determinada a seguir e  $K$  um parâmetro que depende de características da bacia.

$$F_r = K \cdot R^b \quad (7)$$

Considerando que o volume do reservatório da calha fluvial  $V_{sup}$  pode ser representado pela capacidade do conjunto de rios que compõem a bacia com extensão total  $L_T$  e área de seção equivalente  $A_e$ , tem-se:

$$V_{sup} = A_e \cdot L_T \quad (8)$$

Como nos modelos hidrológicos os volumes são representados em milímetros por unidade de área da bacia hidrográfica em Km<sup>2</sup>, a acumulação  $R$  é dada por:

$$R = \frac{V_{sup}}{c \cdot A_b} = \frac{A_e \cdot L_T}{c \cdot A_b} \quad (9)$$

Sendo a constante  $c = 1000$  utilizada para compatibilizar as unidades utilizadas. Considerando o escoamento na calha equacionado pela Fórmula de Manning com as simplificações de seção retangular de largura equivalente  $B_e$ , trecho de extensão  $L_T$  e declividade  $S_0$ , assim como raio hidráulico aproximadamente igual à lâmina escoada:

$$\begin{aligned} A_e &= B_e \cdot y & R_h &\cong y \\ Q &= \frac{1}{n} \cdot A_e \cdot R_h^{2/3} \cdot S_0^{1/2} \cong \frac{1}{n} \cdot \frac{A_e^{5/3}}{B_e^{2/3}} S_0^{1/2} \end{aligned} \quad (10)$$

Considerando  $V = A_e \cdot L_T$  o volume de água acumulado na calha fluvial em um trecho de extensão  $L_T$  e área equivalente  $A_e$ , tem-se, substituindo na Equação 10:

$$Q = \frac{S_0^{1/2}}{n \cdot L_T^{5/3} \cdot B_e^{2/3}} V^{5/3} = K^* \cdot V^{5/3} \quad (11)$$

Por similaridade, a Equação 11 sugere  $b = 5/3$  quando se compara com a Equação 7. A relação entre a vazão (m<sup>3</sup>/s) e a lâmina escoada (mm) é dada por:

$$Q = \frac{F_r \cdot c \cdot A_b}{\Delta t} \quad (12)$$

onde  $\Delta t$  é o passo de tempo em segundos. Combinando a Equação (12) com o último termo da Equação (10), tem-se:

$$\frac{F_r \cdot c \cdot A_b}{\Delta t} = \frac{1}{n} \cdot \frac{A_e^{5/3}}{B_e^{2/3}} S_0^{1/2} \quad (13)$$

Explicitando a área equivalente da Equação 9 e substituindo na Equação 13, chega-se a:

$$A_e = \frac{c \cdot A_b \cdot R}{L_T} \quad (14)$$

$$\frac{F_r \cdot c \cdot A_b}{\Delta t} = \frac{1}{n} \cdot \left( \frac{c \cdot A_b \cdot R}{L_T} \right)^{5/3} \frac{S_0^{1/2}}{B_e^{2/3}} \quad (15)$$

Como  $F_r = K \cdot R^b$  Sendo  $b = 5/3$

$$K = \frac{\Delta t}{n} \cdot \left( \frac{c^2 \cdot A_b^2}{B_e^2 \cdot L_T^5} \right)^{1/3} S_0^{1/2} \quad (16)$$

A relação não linear  $\mathbf{Fr} = \mathbf{K} \cdot \mathbf{R}_b$  indicada na Eq. (7) é utilizada no CAWM para representar o escoamento na calha fluvial, o que difere da concepção usual de reservatório linear. A dedução desenvolvida sinaliza para uma expressão que pode permitir o cálculo do parâmetro  $\mathbf{K}$  e considerar  $\mathbf{b} = 5/3$ , embora muitas simplificações tenham sido realizadas no desenvolvimento matemático. O valor de  $\mathbf{b} = 5/3$  tem se ajustado bem à simulação em dezenas de bacias hidrográficas. Os resultados do cálculo do parâmetro  $\mathbf{K}$  têm sido avaliados em diferentes bacias, com simulações em passos de tempo diários, conforme discutido a seguir.

As perdas de água no sistema podem ser atribuídas a diversas causas: volumes retidos nas depressões do solo e pela vegetação, que evaporam gradualmente; volumes extravasados que não retornam à calha fluvial, também evaporados; e infiltração nas fissuras do embasamento cristalino. Essas perdas são subtraídas do escoamento superficial direto. A expressão utilizada para calcular essas perdas é:

$$F_L = K_L \cdot R^p \quad (17)$$

O expoente  $\mathbf{p}$  tem sido testado nas diversas simulações desenvolvidas variando de 0.9 a 1.2. Na maior parte dos casos o valor 0.9 mostra-se mais adequado, sendo o “default” do modelo: somente em áreas de grandes extravasamentos valor maior tem-se mostrado mais adequado.  $\mathbf{K}_L$ , nas primeiras aplicações do modelo, era um parâmetro a calibrar. Atualmente esse parâmetro pode ser calculado a partir da simulação inicial, por meio do balanço hídrico de longo período (Cirilo, 2022). O parâmetro de perdas  $\mathbf{K}_L$  pode ser calculado considerando os valores do balanço global gerado:

$$K_L = \frac{\Sigma perdas_i}{\Sigma perdas_i + \Sigma Vaz medida_i} \quad (18)$$

$$\sum \text{perdas}_i = \sum \text{Precipitação}_i - \sum \text{Evapotrans real}_i - \sum \text{Vaz medida}_i \quad (19)$$

Os parâmetros a calibrar do modelo CAWM IV são, portanto, **K<sub>s</sub>**, e eventualmente **S**. O parâmetro **K** tem-se mostrado adequado para variação entre 0,001 e 0,07, com valor de referência de 0,025. No caso de rios com declividades acentuadas o valor calculado a partir da Equação 16 geralmente é mais elevado. Caso isso aconteça, recomenda-se excluir os trechos mais abruptos do curso do rio no cálculo da declividade. No outro extremo, em bacias muito grandes o comprimento total da rede de rios **L<sub>T</sub>** pode levar a valores de **K** bem mais baixos.

Para evitar o efeito da escala de discretização da bacia, análise recente a partir de cerca 250 bacias hidrográficas estabelece relações desse parâmetro com a área drenada (Cirilo, 2022). Essa análise levou a seguinte expressão do cálculo de K a partir da área:

$$K = 34,343 \cdot A^{-0,853} \quad (20)$$

Essa expressão leva a resultados consistentes para áreas entre 1.500 e 800.000 km<sup>2</sup>. Para áreas menores, calcular o valor de K a partir dos parâmetros da bacia, respeitando o limite recomendado para o valor máximo. O valor de **L<sub>T</sub>** é influenciado também pela resolução do MDT/MDE utilizado. No caso de uso da base de dados SRTM recomenda-se adotar limiar entre 300 e 500 para definição da quantidade de células na formação da rede de escoamento. Utilizando-se o PE3D, de resolução muito maior, esse limiar deve ser elevado à ordem de 5000 para se evitar a geração de pseudo cursos d'água com extensões insignificantes.

O parâmetro **S** é estimado como sendo igual à capacidade de retenção de água no solo, calculada a partir do Curve Number médio da bacia **CN**:

$$S = 254 \left( \frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (21)$$

Para cálculo de **CN** tem sido utilizados mapeamentos de solos da EMBRAPA e imagens de satélite classificadas do uso e ocupação do solo nas bacias. Esse parâmetro foi desenvolvido pela NRCS (*Natural Resources Conservation Service*) para ser utilizado no método de estimativa de vazões, na tentativa de obter e

representar as características fisiográficas de uma bacia hidrológica que interferem no escoamento superficial dela. Seu valor varia de 1 a 100, e quanto maior, maior é a taxa de escoamento (Savvidou et al., 2018).

O **CN** é um valor tabelado, que corresponde às informações do tipo de solo, uso e cobertura de solo e umidade da bacia. Como esse valor muda no espaço, é necessário fazer uma média ponderada dos valores do **CN** com os fatores de área de cada bacia, como demonstrado na Equação 22 (Soares et al., 2014).

$$CN = \frac{\sum_{i=1}^n cn_i a_i}{A} \quad (22)$$

Onde:

a: Área de cada unidade com mesmo CN;  
 A: Área total da bacia;  
 CN: Curve Number;  
 Cn: Curve Number de cada unidade de área.

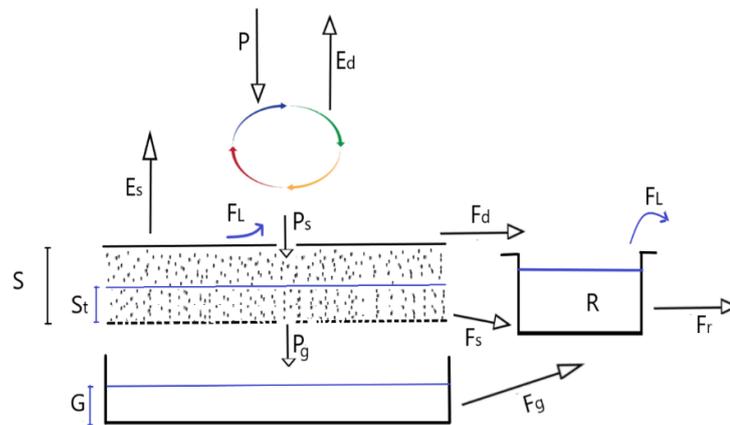
É importante registrar que esse parâmetro é usado exclusivamente para realização do balanço de água no solo e não no cálculo direto da vazão, como ocorre nos modelos baseados na formulação do Soil Conservation Service - SCS. Esse cálculo no CAWM, conforme o equacionamento no modelo, é feito por meio das Equações 8 e 20 já apresentadas. Na ausência das informações necessárias sobre relevo os solos, o parâmetro **S** pode ser calibrado. Isso tem sido evitado, de modo a incorporar ao modelo mais informações mensuráveis das características das áreas em estudo.

Da descrição do modelo CAWM IV, portanto, pode-se registrar que somente o parâmetro **K<sub>s</sub>** precisa ser calibrado. Considerando que ele é influenciado pelas características do solo, pode-se desenvolver um processo de regionalização para identificar o seu valor o que facilita sobremaneira a utilização do modelo para bacias sem dados.

O modelo CAWM na versão V procura contemplar os processos de fluxo nas bacias hidrográficas de rios perenes, em regiões de solos mais profundos, como a região úmida, que permitam a manutenção das vazões de base nos períodos de estiagem. Para isso, a principal mudança em relação à versão CAWM IV é a inserção

de um reservatório subterrâneo que passa a ser alimentado quando o reservatório do solo atinge a saturação, conforme demonstrado na Figura 4.

Figura 4 - Representação esquemática do modelo CAWM V



Fonte: Cirilo et al. (2020).

Daí em diante inicia-se um fluxo de percolação profunda  $P_g$  para alimentar o reservatório de águas subterrâneas, acrescentando a lâmina acumulada  $G$ . Dele sai o fluxo  $F_g$  que alimenta o rio, complementando as parcelas  $F_d$  e  $F_s$ :

$$F_g = K_g \cdot G \quad (23)$$

Sendo  $K_g$  um parâmetro de transferência de água no solo a calibrar, similar a  $K_s$ . Para permitir a alimentação do reservatório subterrâneo, a fórmula de cálculo da percolação  $P_s$  foi modificada para:

$$P_s = P_n \cdot \left(1 - \frac{S_t}{\beta \cdot S}\right) \quad (24)$$

Sempre que  $S_t$  atinge o valor de  $S$  ( $S_t \leq \beta \cdot S$ ), o excedente passa a compor a percolação profunda  $P_g$ . O modelo CAWM V, portanto, tem 2 parâmetros básicos:  $K_s$  e  $K_d$ . Como no caso da versão CAWM IV,  $K_L$  também pode ser avaliado a partir do balanço hídrico inicial.

Quando o tempo de concentração da bacia é maior que o passo de tempo de simulação, no caso padrão de um dia, é preciso considerar no CAWM o retardo entre a ocorrência da chuva e seu efeito no escoamento até o exutório. Para isso é preciso

redistribuir previamente a chuva no tempo antes de realizar as simulações. Dois procedimentos distintos podem ser utilizados nos modelos:

- I. Calcular a distância de cada posto pluviométrico até o rio principal e daí até o exutório para estimar o “tempo de viagem T” do volume precipitado naquele local até o exutório, usando como ponderação a fração desta distância/comprimento do rio (limite=1) e o tempo de concentração. O valor de T dias é usado para defasar os dados de precipitação do posto. Em seguida obtém-se a chuva média (calculada por polígonos de Thiessen ou outro método como o IDW: inverso da Distância);
- II. Calcula-se a chuva média e então se aplica a ela um histograma tempo-área com frações para cada dia definidas pelo método de Clark.

No primeiro método busca-se considerar na simulação a variabilidade espacial das precipitações. Para a região semiárida do Nordeste este é um processo relevante, em virtude da irregularidade espacial das chuvas. Essa característica foi registrada por autores já citados como uma das dificuldades para a modelagem hidrológica em bacias de regiões semiáridas e áridas. Avaliação de diferença quando se pratica a redistribuição espacial das precipitações em modelo concentrado foi apresentada por Cirilo et al., (2020). No caso de regiões onde as precipitações são mais uniformes a diferença é pequena em relação aos resultados obtidos com a aplicação do histograma tempo-área para considerar o “lagtime”.

### 3.4 INDICADORES ESTATÍSTICOS DE AJUSTES DOS MODELOS

Após realizar a calibração e validação de um modelo hidrológico pode-se observar o comportamento das vazões observadas e calculadas, e a partir daí, ter-se uma ideia se essa calibração foi, ou não, satisfatória. Além da análise visual dos gráficos e hidrogramas produzidos na calibração e validação, são utilizados indicadores estatísticos para determinar o grau de adequabilidade da calibração.

Para Jain e Sudheer (2008) os indicadores estatísticos mais frequentemente adotados em Hidrologia são Nash-Sutcliffe (NSE), raiz quadrada do erro médio (RMSE), coeficiente de determinação, coeficiente de correlação e o erro médio absoluto. O último não indica a direção do erro, e, por isso, não é considerado um

bom coeficiente. Segundo Cirilo et al., (2020) para os modelos hidrológicos são mais utilizados os indicadores de performance de Nash-Sutcliffe,  $R^2$  (coeficiente de determinação), RMSE (raiz quadrada do erro médio), Pbias (porcentagem da tendência média), RSR (razão entre RMSE e o desvio padrão).

O coeficiente de Nash-Sutcliffe é um dos indicadores mais utilizados pelos modelos hidrológicos e sua fórmula está indicada na Equação 22. Os valores desse coeficientes podem variar de  $-\infty$  a 1. Os valores mais próximos de 1 indicam um bom ajuste do modelo: acima de 0,75 indicam bons ajustes, entre 0,75 e 0,36 (para dados diários; 0,5 para dados mensais), ajustes satisfatórios e abaixo de 0,36 (ou 0,5), inaceitáveis (Gottschalk; Motovilov, 2000 apud Collischonn, 2001; Schaeffli; Gupta, 2007).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - Q_{i,calc})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - \bar{Q}_{i,obs})^2} \quad (22)$$

Onde:

$Q_{i,obs}$ : É a vazão observada;

$Q_{i,calc}$ : É a vazão calculada.

Segundo Murphy (1988), o NSE pode ser interpretado como uma métrica comparativa entre dois modelos que simulam ou fornecem a previsão de vazões: o modelo propriamente dito que está sendo avaliado e um outro modelo de referência, cujos valores simulados são sempre iguais à média das vazões observadas. Portanto, o NSE dá uma ideia de quão bom o modelo em questão é em relação ao modelo de referência indicado acima, e a métrica em que ele se baseia para representar qualidade é a soma dos quadrados dos resíduos do modelo em análise e do modelo de referência.

Existem algumas variações dessa fórmula, como por exemplo,  $NSE_{sqrtQ}$  e  $NSE_{logQ}$ . Valores de  $NSE_{sqrtQ}$  mais próximos da unidade representam bem todo o espectro das variáveis comparadas, enquanto  $NSE_{logQ}$  representa melhor a qualidade dos ajustes quando as vazões são baixas. As equações correspondentes são as seguintes:

$$NSE_{logQ} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\text{Log } Q_{i,obs} - \text{Log } Q_{i,calc})^2}{\sum_{i=1}^n (\text{Log } Q_{i,obs} - \text{Log } \bar{Q}_{i,obs})^2} \quad (23)$$

$$NSE_{sqrTQ} = \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{i,obs}} - \sqrt{Q_{i,calc}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{i,obs}} - \sqrt{Q_{i,obs}})^2} \quad (24)$$

O coeficiente de determinação  $R^2$  (Equação 25) varia de 0 a 1 e está relacionado à variância dos dados medidos. Os valores mais altos indicam uma menor variação de erro, e melhor correlação. É um indicador amplamente utilizado nas análises estatísticas, sendo os valores superiores a 0,5 considerados aceitáveis. (Golmohammadi et al., 2014).

$$R^2 = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - \overline{Q_{i,obs}})(Q_{i,calc} - \overline{Q_{i,calc}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - \overline{Q_{i,obs}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{i,calc} - \overline{Q_{i,calc}})^2}} \right] \quad (25)$$

Já o coeficiente RMSE (Equação 26) é um indicador estatístico utilizado para medir o desempenho de estudos meteorológicos, da qualidade do ar, pesquisas sobre o clima e performances de modelagens. Esse coeficiente traz a suposição que os erros são imparciais e seguem a distribuição normal: quando esse valor é 0, todos os dados estão na linha de regressão, inexistindo erros (Chai e Draxler, 2014).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{i,calc} - Q_{i,obs})^2} \quad (26)$$

O indicador Pbias (Equação 27) é utilizado para avaliar a tendência dos valores calculados em relação aos observados. Quando esse valor é positivo indica que o modelo é subestimado, quando é negativo superestimado e zero é o valor ideal. O ajuste de dados é satisfatório quando o Pbias possui valores entre -25% e 25% (Brighenti et al., 2016; Moriasi et al., 2012).

$$Pbias = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - Q_{i,calc})}{\sum_{i=1}^n Q_{i,obs}} \times 100 \quad (27)$$

O coeficiente RSR (Equação 28) é o valor do raio entre o RMSE e o desvio padrão dos dados. Varia de 0, que é o valor ideal, até um valor positivo grande. Quanto

menor, menor também o RMSE e melhor o desempenho do modelo (Golmohammadi et al., 2014).

$$RSR = \frac{RMSE}{STDE_{OBS}} = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - Q_{i,calc})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - \overline{Q_{i,obs}})^2} \right] \quad (28)$$

### 3.5 BASE DE DADOS ESPACIAIS

As depressões superficiais são características topográficas importantes para a iniciação do escoamento da superfície, e a distribuição espacial das depressões pode afetar ainda mais o tempo e a quantidade de escoamento da superfície atingindo canais e tomadas. No entanto, muitos modelos hidrológicos simulam os processos de preenchimento para áreas dominadas pela depressão de forma fixa e liberam saídas de depressões para canais ou tomadas diretamente (Zeng e Chu, 2021).

As bases de dados espaciais desempenham um papel fundamental nas operações dos sistemas de informações geográficas, pois servem como repositórios para o armazenamento e a manipulação de dados nos softwares de geoprocessamento. Essas bases são altamente confiáveis, de fácil acesso e desempenham um papel significativo no avanço da ciência (Feitoza, 2020).

Para a simulação hidrológica, diversos produtos são utilizados, como o Modelo Digital de Elevação (MDE), os quais podem ser adquiridos por meio de diferentes técnicas, incluindo interferometria de radar (SRTM), imagens estereoscópicas ópticas (ASTER MDE) e interpolação de contornos (GTOPO30) (Sharma e Tiwari, 2014). Os produtos provenientes do Projeto Pernambuco Tridimensional – PE3D e do Projeto SRTM serão detalhados nos próximos tópicos.

#### 3.5.1 Projeto do Shuttle Radar Topography Mission - SRTM

Diante da necessidade de obter uma base altimétrica global confiável, surgiu um projeto de cooperação envolvendo diversas instituições, incluindo a National Aeronautics and Space Administration (NASA) e a National Imagery and Mapping Agency (NIMA), denominado Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Essa missão, conduzida a bordo do ônibus espacial Endeavour, teve uma duração de 11

dias, ocorrendo entre 11 e 22 de fevereiro de 2000. Durante esse período, o satélite completou 16 órbitas ao redor da Terra a cada dia, totalizando um impressionante número de 176 órbitas (Cirilo et al., 2014).

Foram coletados dados de alta resolução da superfície terrestre em uma faixa entre as latitudes 56°S e 60°N, empregando o método de interferometria SAR (Synthetic Aperture Radar). Nesse processo, duas antenas SAR foram utilizadas para capturar dados de radar, mantendo uma separação de 60 metros entre elas. Para a geração dos dados topográficos, recorreu-se a um software especializado em interferometria. Os resultados dessas medições são disponibilizados no formato raster por meio do EROS Data Center, que está sob a gestão do United States Geological Survey (USGS).

Vale destacar que os Modelos Digitais de Elevação (MDEs) fornecem uma resolução vertical de 30 metros para os Estados Unidos e 90 metros para outras regiões, sendo apenas a base de dados SRTM-90 de acesso público (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 2013). O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) fez um trabalho de interpolação e preenchimento de falhas para transformar os pontos cotados entre si de 90m para 30m, o que deu origem a TOPODATA, base de dados espaciais de todo território nacional (Valeriano, 2008).

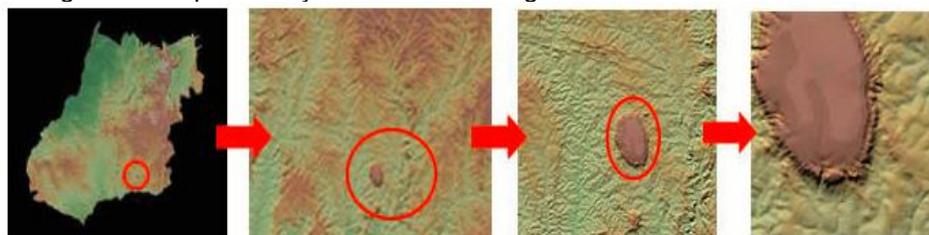
O Projeto "Brasil em Relevo", coordenado pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa) em 2013, apresentou uma contribuição inédita ao disponibilizar mosaicos do SRTM para análise da paisagem de todo o Brasil. Por meio dessa iniciativa, a Embrapa Monitoramento por Satélite obteve uma nova série de imagens que oferecem detalhes sobre o relevo e a topografia de todo o território brasileiro. Isso resultou na disponibilidade de dados altimétricos precisos para todas as regiões do país, inclusive aquelas com características geográficas de difícil acesso, onde a medição manual de altitudes era anteriormente impossível.

Esses produtos foram derivados de dados de radar coletados por sensores embarcados no ônibus espacial Endeavour, como parte do projeto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), uma colaboração entre as agências espaciais dos Estados Unidos (NASA e NIMA), Alemanha (DLR) e Itália (ASI). Esses dados espaciais são compatíveis com a primeira série de imagens "Brasil visto do espaço", que foi obtida por meio do satélite Landsat 7 durante o período de 2000 a 2001.

Os pesquisadores da Embrapa Monitoramento por Satélite realizaram o download dos dados brutos do SRTM diretamente do site da NASA e conduziram um

rigoroso processo de correção e padronização. Durante esse processo, foram eliminadas quaisquer falhas, sombras e distorções presentes nos dados originais. Como resultado desse trabalho, obtivemos uma série de mapas nos quais cada pixel representa um valor altimétrico preciso, sendo visualmente representado por cores falsas que simbolizam as diferentes altitudes. Um exemplo desse processo pode ser observado na Figura 5, que corresponde à região de Caldas Novas, em Goiás. Para obter os modelos digitais de elevação (MDE) com resolução de 90 metros, é necessário realizar o download por meio do site do SRTM DATA. No entanto, caso seja necessária uma precisão maior, ou seja, MDE de 30 metros, pode-se utilizar o plugin chamado SRTM DOWNLOADER no software QGIS.

Figura 5 - Representação do Zoom da região de Caldas Novas em Goiás



Fonte: Embrapa (2013).

Existem três versões dos dados do SRTM disponíveis. A versão 1 compreende os dados semiprocessados, enquanto a versão 2.1 não possui preenchimento de vazios, e a versão 3 (SRTM Plus) é preenchida, eliminando os espaços vazios. Os dados para download são distribuídos em arquivos compactados no formato \*.hgt, sendo que o nome do arquivo reflete as coordenadas da célula no canto sudoeste (canto inferior esquerdo). Por exemplo, o arquivo N45W122.hgt contém informações correspondentes à área entre 45°N e 46°N e entre 122°E e 123°E. Esse produto beneficia uma ampla gama de projetos que requerem informações topográficas sobre uma determinada região, essas aplicações abrangem desde projetos de controle de enchentes até o monitoramento de áreas desmatadas e mudanças nas geleiras (Feitoza, 2020).

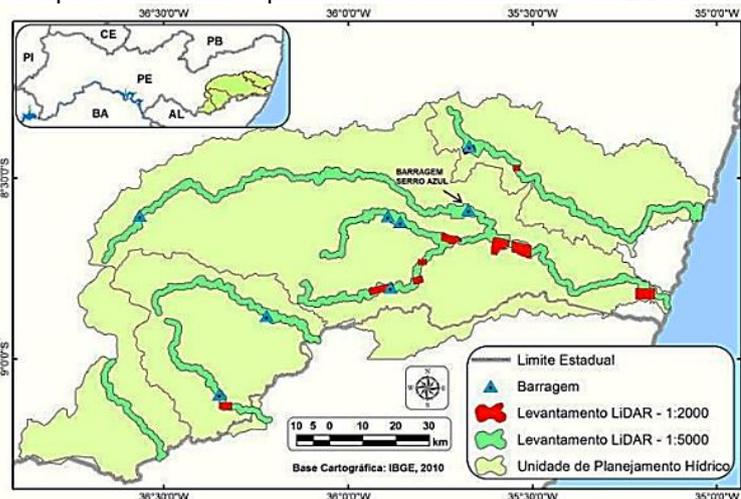
### 3.5.2 Projeto do Pernambuco Tridimensional- PE3D

O Programa Pernambuco Tridimensional (PE3D) foi concebido durante os anos de 2014 e 2015 com o propósito principal de contribuir para a busca de soluções em

face das grandes enchentes que afetaram severamente diversas localidades na Mata Sul do Estado de Pernambuco, notadamente durante os eventos ocorridos entre 2010 e 2011. O desenvolvimento desse programa foi liderado pela Secretaria de Recursos Hídricos e Energéticos (SRHE). O objetivo principal do PE3D está na aplicação da tecnologia de varredura a laser do terreno, permitindo a aquisição de informações altimétricas com celeridade e elevada precisão. Essa técnica envolve o levantamento das altitudes de pontos específicos em uma superfície por meio da emissão de raios laser, criando essencialmente uma representação digital que reflete as variações de altitude do terreno em forma de maquete tridimensional (Agência Pernambucana de Águas e Clima, 2023).

Conforme descrito por Cirilo et al. (2014), inicialmente, esse trabalho concentrou-se nas regiões alagadas, abrangendo as bacias dos rios Una, Mundaú e Sirinhaém, como ilustrado na Figura 6. Posteriormente, a abordagem foi estendida para todo o estado de Pernambuco. Os resultados obtidos incluíram modelos digitais do terreno e modelos de elevação com escalas de 1:5000 (com erro vertical inferior a 25 cm) e 1:1000 (com erro vertical inferior a 10 cm), juntamente com ortofotos nas escalas de 1:5000 (com resolução de pixel de imagem de 50 cm) e 1:1000 (com resolução de pixel de imagem de 12 cm).

Figura 6 - Áreas que realizaram os primeiros levantamentos com LiDAR em Pernambuco



Fonte: Cirilo et al. (2014).

O levantamento topográfico foi realizado com o auxílio da tecnologia LiDAR (Light Detection And Ranging). Entre 2013 e 2016, os serviços de perfilamento a laser e recobrimento aerofotogramétrico foram estendidos para abranger todo o território

continental de Pernambuco. Esta base de dados abrange aproximadamente um ponto cotado a cada 1,3 m<sup>2</sup> e inclui imagens aéreas, bem como outros produtos catalogados em 13.125 cartas-índices (Cirilo et al., 2014). A gestão do PE3D é atualmente de responsabilidade da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC).

Os produtos resultantes deste projeto desempenharam um papel crucial no desenvolvimento de oito barragens destinadas à contenção de enchentes, como exemplificado na Figura 6. A maior delas, Serro Azul, foi concluída em 2016. Além disso, esses dados foram empregados em diversas outras iniciativas de gerenciamento de recursos hídricos no estado, abrangendo desde a reorganização da ocupação das margens até a expansão das calhas dos rios e a remoção de obstáculos no rio Una (Cirilo et al., 2014).

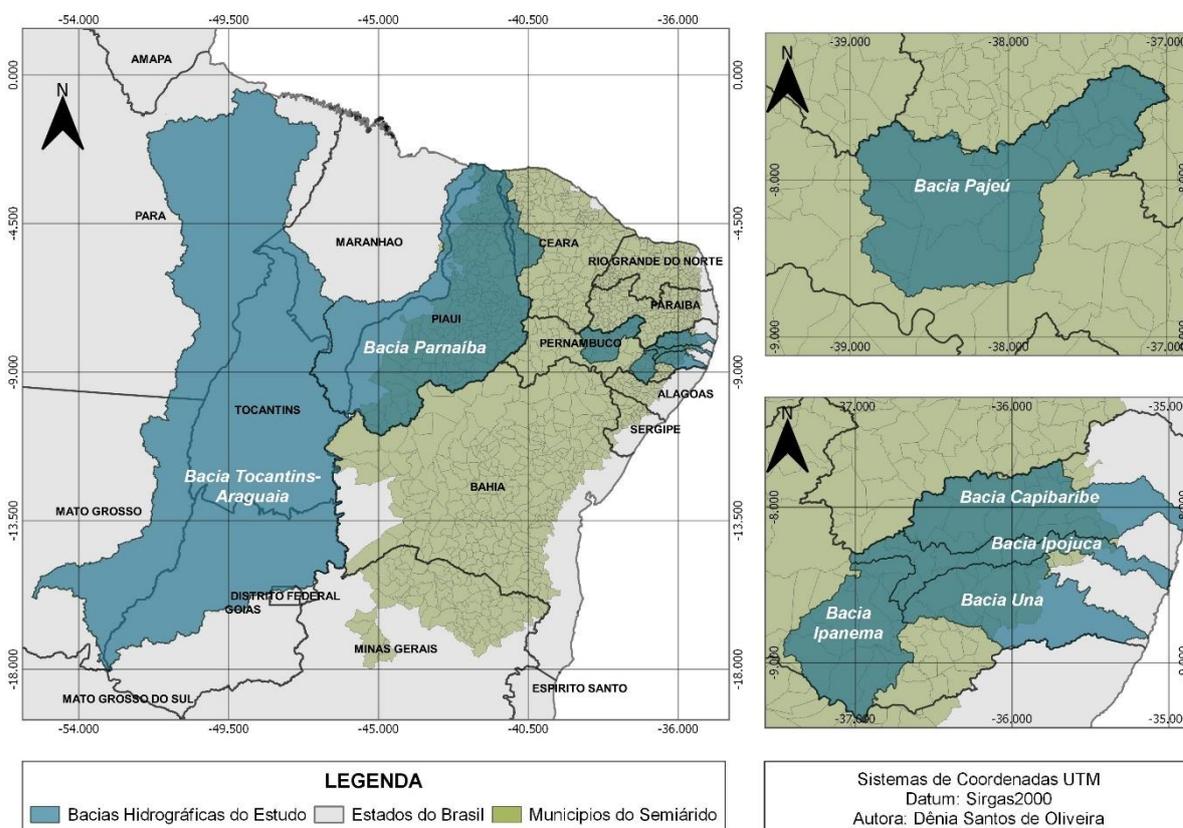
Uma extensa área de 98.076 km<sup>2</sup> foi minuciosamente mapeada, englobando 184 municípios e abrangendo um total de 75 bilhões de pontos cotados. Conforme apontado por Vasconcelos (2020), esses produtos oferecem um vasto potencial de aplicação, abrangendo diversas áreas, desde o âmbito acadêmico até o empresarial e ambiental, além de se mostrarem essenciais para o planejamento e desenvolvimento de infraestruturas urbanas e projetos de grande envergadura que demandam uma caracterização detalhada do terreno.

#### 4. ÁREA DE ESTUDO

Neste tópico, é apresentada uma análise abrangente da área de estudo, com enfoque na localização geográfica, topografia, clima, composição do solo e cobertura vegetal. A pesquisa se concentra no estudo das bacias hidrográficas nas áreas tanto de clima semiárido quanto de clima úmido. São destacadas as bacias do Tocantins-Araguaia, Parnaíba, Capibaribe, Ipanema, Ipojuca, Pajeú e Una, a maioria localizada na vasta extensão do território brasileiro com clima semiárido.

O semiárido brasileiro é uma região que abrange parte do Nordeste do Brasil, bem como áreas do norte de Minas Gerais, conforme ilustrado na Figura 7. É relevante salientar que as condições de seca e semiárido ocasionam uma significativa variação pluviométrica, isto é, a ocorrência de chuvas irregularmente distribuídas tanto em termos espaciais quanto temporais. (Silva et al., 2023)

Figura 7 - Localização da área de estudo



Fonte: Autora (2022).

O fenômeno de desertificação manifesta-se em áreas caracterizadas por árida, semiárida e condições subúmidas, sendo influenciado por uma variação de

elementos, principalmente as flutuações climáticas e a intervenção humana (Bohn et al., 2021; Santos et al., 2022; Silva et al., 2023).

A análise da evapotranspiração, que abrange os processos de evaporação, transpiração e interceptação vegetal, é crucial para compreender a escassez de água em regiões semiáridas. Estudos, como o de Pinheiro et al. (2016) realizado no Bioma Caatinga, predominantemente encontrado no semiárido brasileiro, revelaram que a maior parte da precipitação anual (75%) retorna à atmosfera. Desses valores, a evaporação, a transpiração e a interceptação vegetal contribuem com (40%), (41%) e (19%), respectivamente, para esse processo. Além disso, é importante destacar que a evapotranspiração em ambientes semiáridos também exibe variabilidades significativas no espaço e no tempo, como apontado por Soares (2019).

Em ecossistemas na interface entre ambientes terrestres e aquáticos, continentais ou costeiros, naturais ou artificiais, áreas úmidas são identificadas. Elas são permanentemente ou periodicamente inundadas por águas rasas ou com solos encharcados, doces, salobras ou salgadas, abrigando comunidades de plantas e animais adaptadas à sua dinâmica hídrica (Junk et al., 2017).

Como indicado por Santos (2020), mudanças climáticas, incluindo redistribuição de chuvas, aumento da temperatura e elevação do nível do mar, afetarão ecossistemas aquáticos costeiros rasos. O aumento do nível do mar, devido à proximidade com o oceano, intensificará a intrusão de água salgada em áreas costeiras interiores, como lagoas, deltas de rios e estuários. Essa variação de temperatura e salinidade terá impactos diretos e indiretos, afetando a fisiologia dos organismos aquáticos e a estrutura das comunidades.

A análise da evapotranspiração em regiões tanto semiáridas quanto úmidas é de extrema relevância, devido às particularidades inerentes a cada uma dessas áreas. O objetivo desta pesquisa é evidenciar o impacto da evapotranspiração nessas regiões e como essa influência pode afetar as simulações de vazões por meio de técnicas de modelagem hidrológica.

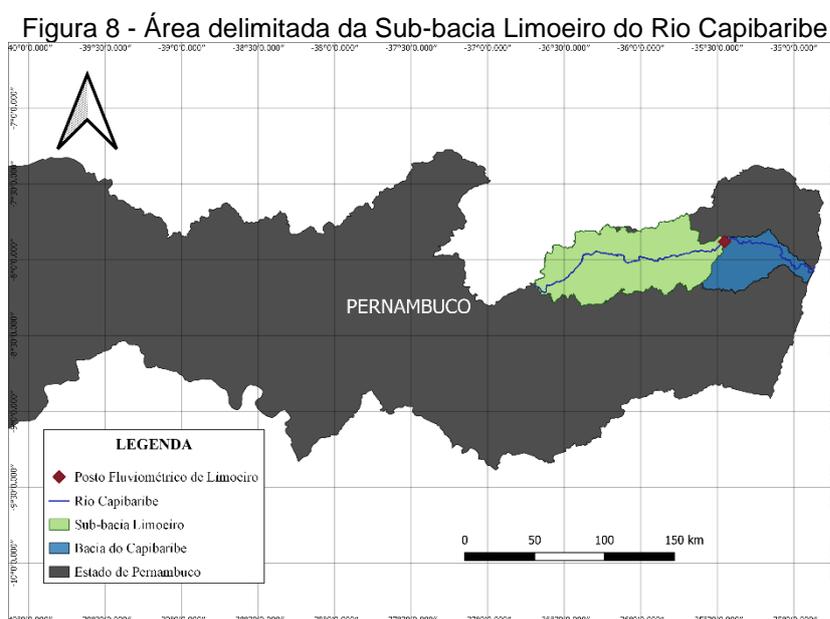
#### 4.1 BACIA CAPIBARIBE

A bacia hidrográfica do rio Capibaribe, designada como Unidade de Planejamento Hídrico UP2, constitui uma área de considerável relevância no contexto geográfico de Pernambuco, localizada na região nordeste do estado. Sua extensão

abarca 7.454 km<sup>2</sup>, o que corresponde a 7,58% da área total de Pernambuco. Geograficamente, a bacia está situada entre as coordenadas geográficas de 07°41'20" a 08°19'30" de latitude sul e 34°51'00" a 36°41'58" de longitude oeste. A nascente desse rio encontra-se nas encostas da serra do Jacarará, localizada no município de Porção, em proximidade com a divisa de Jataúba. Especificamente, a origem do rio Capibaribe está na localidade de Araçá, situada a uma elevação de 1.100 metros acima do nível do mar, como documentado por Lima et al., (2018).

O rio dominante na bacia hidrográfica é o rio Capibaribe, que se estende por aproximadamente 280 km até alcançar sua foz. Seu curso inicial segue uma direção sudeste-nordeste, até chegar às proximidades de Santa Cruz do Capibaribe, quando então altera sua trajetória para oeste-leste, desaguando finalmente na cidade do Recife. Notavelmente, nos trechos de seu alto e médio curso, o rio apresenta um regime fluvial intermitente, caracterizado por variações sazonais na vazão. Apenas a partir do município de Limoeiro, no trecho inferior de seu curso, o rio Capibaribe adquire um regime perene, como documentado pela Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC) em 2019.

Para a análise da bacia do rio Capibaribe, procedeu-se com a delimitação da sub-bacia até o posto fluviométrico de Limoeiro (39145000), conforme apresentado na Figura 8. A área abrangida pela sub-bacia delimitada compreende 5.578 km<sup>2</sup>. O município está situado na mesorregião do agreste e na microrregião do médio Capibaribe, cobrindo uma área territorial de 277.54 km<sup>2</sup>.



Fonte: Autora (2023).

O rio Capibaribe tem como principais afluentes da margem direita os riachos Aldeia Velha, Tabocas, Carapotós, das Éguas, Cassatuba, Grota do Fernando e Goitá e os rios Cachoeira e Cotunguba. Na margem esquerda os principais tributários são os riachos Jundiá, do Pará, da Tapera, do Arroz, da Topada e Caiá e o rio Camaragibe ou Bezouro (APAC, 2022).

A bacia do Rio Capibaribe apresenta dois tipos climáticos distintos. No alto e médio curso, localizados no Agreste, predomina o clima quente e semiárido, enquanto seu baixo curso apresenta clima quente tropical úmido. O alto e médio curso apresentam pluviosidade média de 550 mm/ano, solos rasos e vegetação da caatinga. Já o baixo curso apresenta solos profundos, vegetação típica da Floresta Atlântica e alta pluviosidade, com média anual de 2400 mm (RIBEIRO NETO et al., 2014).

De acordo com o Plano Hidroambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe (2010), os principais reservatórios da bacia do rio Capibaribe: Jucazinho, Carpina, Tapacurá, Goitá e Poço Fundo, representam juntos, cerca de 94,7% de toda a água acumulada na Bacia. À exceção de Poço Fundo, os demais reservatórios têm a função de controle de enchentes, o que exige uma operação cuidadosa, já que quase todos também se prestam ao abastecimento de água dos núcleos urbanos.

Dentro da UA1 a evapotranspiração potencial varia de 1700 a 1850 mm, no sentido de norte a sul. Com o mesmo sentido de crescimento da evapotranspiração potencial, a UA2 apresenta uma variação de 1600 a 1900 mm. Quanto à UA3, observa-se uma diminuição da evapotranspiração na medida em que se aproxima da barragem do Carpina, ao nordeste da área, atingindo um valor em torno de 1580 mm. Por fim, o comportamento desta variável climatológica dentro da UA4 apresenta valores maiores na região Sudoeste, em torno de 1700 mm, com uma diminuição em direção ao litoral, onde o valor cai para 1500 mm (PHBH, 2010).

Na bacia do Rio Capibaribe foram reconhecidas as seguintes unidades de mapeamento de solo: Argissolo Amarelo, Argissolo Vermelho, Argissolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo Háplico, Espodossolos Humilúvico, Gleissolo Háplico, Latossolo Amarelo, Luvisolo Crômico, Neossolo Flúvico, Neossolo litólico, Neossolo Regolítico, Neossolo Quartzoarênico, Planossolo Háplico, Planossolo Nátrico, e Vertissolo Háplico (PHBH, 2010).

A bacia do Capibaribe está inserida em dois biomas brasileiros: grosso modo, o primeiro terço, que inclui a foz do rio Capibaribe até a latitude final da sub-bacia do

Tapacurá, no trecho sudeste da drenagem principal, insere-se no bioma Mata Atlântica, enquanto os outros 67% do sistema estão no bioma Caatinga.

#### 4.2 BACIA DO IPANEMA

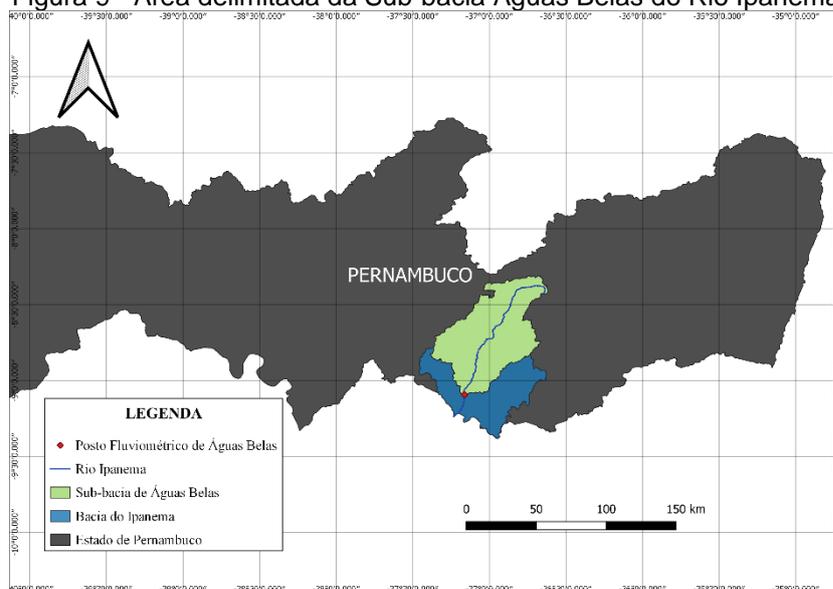
A bacia do rio Ipanema abrange os estados de Alagoas e Pernambuco, com a maior parte de sua extensão localizada em Pernambuco e uma porção sul que se estende até o rio São Francisco, em Alagoas. As coordenadas geográficas que delimitam a bacia estão entre 8°17'20" e 9°54'0" de latitude sul e 36°27'20" e 37°36'0" de longitude oeste.

A delimitação da sub-bacia do rio Ipanema até o posto fluviométrico de Águas Belas (49480000) foi efetuada para fins de estudo, conforme ilustrado na Figura 9. A área delimitada da sub-bacia abrange uma extensão de 3.905 km<sup>2</sup>. Em consonância com o contexto semiárido da região, estudos da EMBRAPA (2000) destacam a prevalência de Regossolos em altitudes mais baixas e solos Litólicos nas áreas de topo, influenciando a modelagem característica do solo e, conseqüentemente, afetando a qualidade do solo e a configuração da rede de drenagem de acordo com as características locais.

A nascente do rio Ipanema está situada no município de Pesqueira. Seu curso abrange partes dos estados de Pernambuco, estendendo-se por aproximadamente 139 km, e Alagoas, direcionando-se tanto para o norte quanto para o sul, até desaguar no rio São Francisco. Os principais afluentes do rio Ipanema são, pela margem direita, o riacho do Mororó, riacho Mulungú, riacho do Pinto, riacho Mandacaru e rio Topera, e, pela margem esquerda, o rio dos Bois, riacho da Luíza, rio Cordeiro e rio Dois Riachos. O rio Cordeiro, cuja nascente está localizada no município de Venturosa, é o principal tributário do rio Ipanema (APAC, 2022).

Além disso, é importante notar que alguns dos limites municipais na bacia são definidos pelos cursos d'água, como os limites de Tupanatinga pelos riachos do Pinto e Mandacaru, de Itaíba pelo riacho Mandacaru e o rio Ipanema, de Águas Belas pelo rio Ipanema, rio Cordeiro, riacho do Defunto e rio Dois Riachos, e de Iati pelo rio Dois Riachos (APAC, 2022). A bacia ao norte faz limite com a bacia do rio Ipojuca e a oeste, com a bacia do rio Moxotó (Silva et al., 2011). Segundo a classificação de Köppen, o clima local é do tipo BShw' semiárido quente, com temperatura média anual em torno de 27 °C, umidade relativa média anual do ar de 73% (Silva et al., 2010).

Figura 9 - Área delimitada da Sub-bacia Águas Belas do Rio Ipanema



Fonte: Autora (2023).

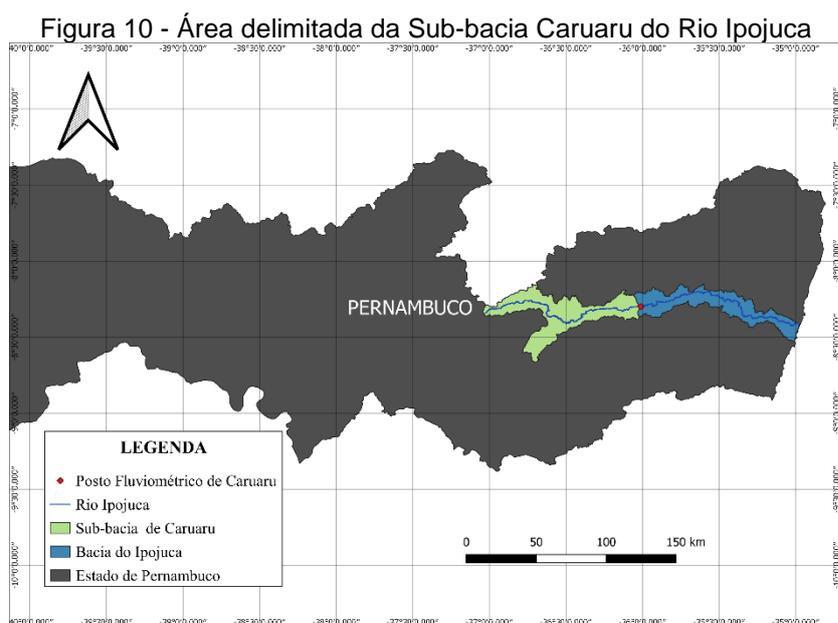
Conforme relatado pelo IBGE/EMBRAPA (2001), a bacia do Rio Ipanema exibe uma diversidade de classes de solo significativas, incluindo o Argissolo Amarelo, Argissolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo, Neossolo Flúvico, Neossolo Litólico, Neossolo Regolítico e Planossolo.

A Bacia do Rio Ipanema, que integra o complexo do rio São Francisco, compreende uma área total de 7.954 km<sup>2</sup> e está integralmente situada no bioma Caatinga, na região Nordeste do Brasil. As condições climáticas na bacia se caracterizam por uma precipitação média anual inferior a 700 mm, com temperaturas médias máximas e mínimas diárias de 29,45°C e 18,44°C, respectivamente. Além disso, a evapotranspiração potencial média anual na região atinge aproximadamente 1.600 mm, resultando em um déficit hídrico predominante durante grande parte do ano (IBGE/EMBRAPA, 2001).

#### 4.3 BACIA DO IPOJUCA

Este estudo se concentrou na porção inicial da bacia do rio Ipojuca, abrangendo seus segmentos alto e médio, até alcançar a cidade de Caruaru. O local de estudo pode ser visualizado na Figura 10. A pesquisa englobou uma análise hidrológica que se estendeu desde a nascente do rio Ipojuca até o posto fluviométrico de referência (39340000), localizado na entrada da zona urbana de Caruaru. É relevante notar que as vazões registradas nesse posto representam a entrada fundamental para a

modelagem hidrológica do fluxo do rio Ipojuca ao longo do perímetro urbano da cidade de Caruaru, Pernambuco. No contexto geográfico, a Bacia do Rio Ipojuca está integralmente situada no estado de Pernambuco, demarcada pelas coordenadas geográficas entre 8°09'50" e 8°40'20" de latitude sul e entre 34°57'52" e 37°02'48" de longitude oeste em relação ao meridiano de Greenwich (Silva, 2019).



Fonte: Autora (2023).

A bacia do rio Ipojuca abrange uma área de 3.435 km<sup>2</sup>, o que equivale a 3,49% da extensão total do Estado de Pernambuco. Esta bacia, que atravessa as mesorregiões do Agreste e da Mata, assume um papel de relevância não apenas em termos de densidade populacional, mas também em sua contribuição para a economia do estado. O rio Ipojuca tem sua nascente nas encostas da serra do Pau D'arco, localizada no município de Arcoverde, a uma altitude aproximada de 900 metros. Estendendo-se por cerca de 250 km, seu curso é predominantemente orientado no sentido oeste-leste, caracterizado por um regime fluvial intermitente que se torna perene nas proximidades da cidade de Caruaru (CONDEPE/FIDEM, 2011).

Seus principais afluentes são, pela margem direita, riacho Liberal, riacho Papagaio, riacho Pau Santo e rio do Mel e, pela margem esquerda, riacho Ângelo Novo, riacho da Onça, riacho dos Mocós, riacho do Meio e riacho Pata Choca. O riacho Liberal, seu afluente mais importante, tem suas nascentes nas encostas da Serra do Buco, município de Venturosa, a uma altitude aproximada de 1.000m, drenando ao longo dos seus 36km de extensão, além de áreas daquele município,

também Alagoinha, Pesqueira e Sanharó, desaguando no rio Ipojuca, a cerca de 6km a jusante da cidade de Sanharó (APAC, 2022).

A bacia hidrográfica do Ipojuca exhibe uma notável diferenciação climática, caracterizada por dois regimes predominantes. Na região do agreste, excluindo as áreas de brejo, prevalece um clima semiárido, com uma temperatura média em torno de 26°C. Este clima se caracteriza por um período de chuvas curto, concentrado nos meses de outono-inverno, com taxas pluviométricas variando entre 600 e 900 mm anuais. Por outro lado, na porção do Litoral-Mata, o clima é quente e úmido, com chuvas também concentradas durante o outono-inverno, o que é frequentemente denominado de clima pseudo-tropical devido à coincidência da estação chuvosa. Nesta região, os totais pluviométricos anuais superam 1.000 mm, acompanhados de uma temperatura média em torno de 24°C (Silva, 2019).

De acordo com os resultados apresentados no Plano Hidroambiental da Bacia do rio Ipojuca, publicado em 2010, os totais anuais precipitados apresentaram uma média de 1133 mm. Nas nascentes a precipitação gira em torno dos 640 mm, passando para uma média de 794 mm, no seu curso médio, chegando a 2.267 mm próximo ao litoral.

A utilização do solo na bacia do rio Ipojuca é predominantemente dedicada ao cultivo de cana-de-açúcar, à expansão urbana e industrial, à prática da policultura e pecuária, além de abrigar áreas de relevância ecológica com mata atlântica, incluindo florestas e manguezais. Quanto aos índices evaporativos, a região litorânea e a zona da Mata apresentam as taxas mais significativas, variando de 116 mm a 136 mm. No agreste, por sua vez, as variações de evaporação situam-se entre 101 mm a 116 mm. Nas áreas do sertão e alto sertão, os índices evaporativos registram oscilações menores, influenciadas pelas variabilidades do período de chuvas (Araújo et al., 2020).

#### 4.4 BACIA DO PAJEÚ

Situada na região semiárida do nordeste brasileiro, a Bacia Hidrográfica do Rio Pajeú desempenha um papel crucial como um dos afluentes mais significativos do Rio São Francisco. Sua nascente encontra-se na fronteira entre os estados de Pernambuco e Paraíba, no município de Brejinho, enquanto sua foz está localizada

ao sul de Pernambuco, no município de Itacuruba, a uma distância de aproximadamente 355 km (Feitosa et al., 2011).

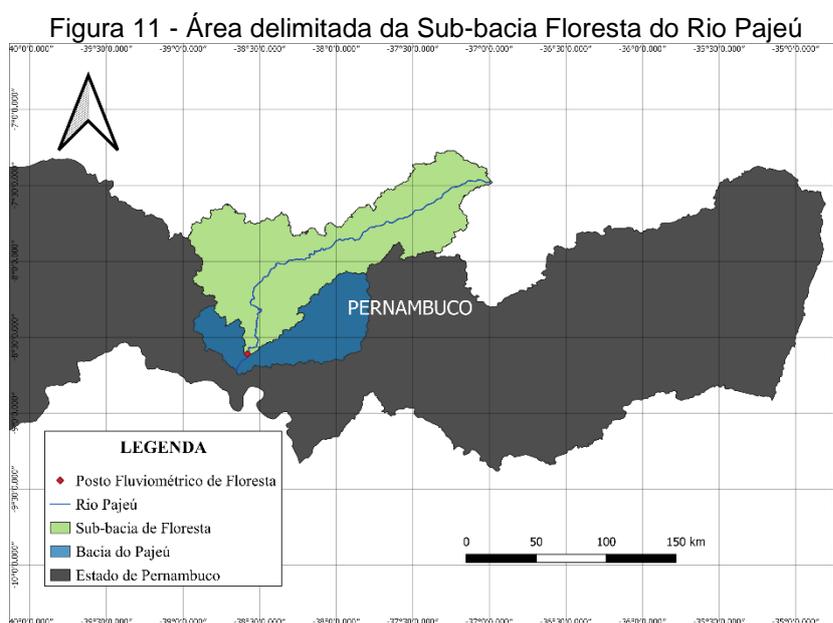
A bacia se distingue por sua topografia, com uma altitude média de 625 metros, oscilando entre 350 e 900 metros. Quanto ao clima, é classificado como BSh, caracterizado por uma evapotranspiração potencial anual de cerca de 1200 mm e uma precipitação média anual de 658 mm. Contudo, é relevante mencionar que essa precipitação varia consideravelmente, alcançando 1207 mm no extremo norte e 467 mm no extremo sul da bacia. A maioria das chuvas ocorre durante o verão, entre dezembro e março, enquanto a estação seca prevalece por aproximadamente 8 meses (Salgueiro e Montenegro, 2008; Soares et al., 2018).

No que tange às características físicas, a Bacia Hidrográfica do Rio Pajeú abrange uma extensão territorial de 16.335 km<sup>2</sup>, com um perímetro de 1.041 km e uma rede de drenagem total que se estende por 12.303 km. É digno de nota que esta bacia se destaca como a de maior relevância em todo o estado, representando aproximadamente 17% da área total de Pernambuco (APAC, 2021). No escopo da pesquisa, a análise compreendeu o trecho que se estende desde a nascente do rio Pajeú até o posto fluviométrico (48860000), localizado no município de Floresta, conforme indicado na Figura 11. A área delimitada para esta sub-bacia abraça uma extensão de 12.298 km<sup>2</sup>.

O rio Pajeú, com um extenso percurso de 347 km desde sua nascente na serra do Balanço, no município de Brejinho, a uma altitude média de aproximadamente 800 metros, deságua no reservatório de Itaparica, contribuindo para o Rio São Francisco (CBHSF, 2016). Em conformidade com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), a bacia do rio Pajeú exhibe um cenário em que 50% de sua superfície é ocupada pelas classes de solo, principalmente Luvisolos e Neossolos, com maior predominância na região central, enquanto Latossolos e Cambissolos são encontrados em proporções menores na área setentrional (EMBRAPA, 2006).

No que concerne à cobertura vegetal, a Caatinga se destaca como o bioma predominante na bacia do rio Pajeú. Este bioma, conforme Ribeiro et al. (2016), é exclusivamente brasileiro e abrange uma vasta extensão territorial, correspondente a aproximadamente 10% do território nacional, com uma área total de 734.478 km<sup>2</sup>. A Caatinga, caracterizada por uma vegetação altamente dinâmica e heterogênea, se adapta aos distintos padrões de precipitação e tipos de solo na região, além de

demonstrar um notável grau de resiliência, apesar de sua inerente suscetibilidade natural.

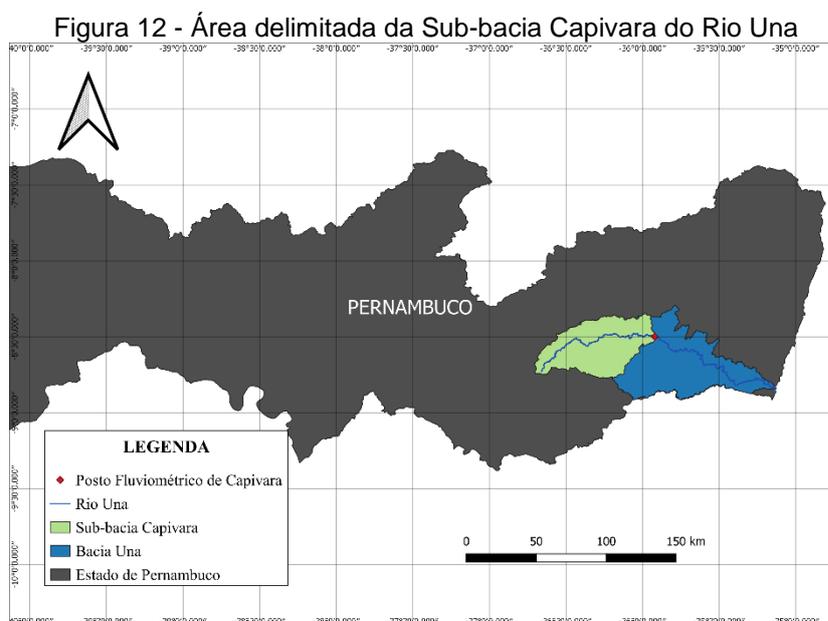


A bacia do rio Pajeú caracteriza-se por um clima de tipo Tropical semiárido, marcado por uma evapotranspiração potencial anual variando entre 1200 e 1500 mm. O período chuvoso, por sua vez, se concentra nos meses de janeiro a maio. As médias históricas de precipitação na bacia exibem variações significativas, sendo mais expressivas na porção norte, onde a topografia exerce influência e proporciona uma média anual superior a 1.200 mm. Gradualmente, esses valores médios anuais diminuem em direção ao sul, atingindo os menores patamares, como 467 mm (Soares et al., 2018).

De acordo com os registros da Secretaria de Ciência Tecnologia e Meio Ambiente do Estado de Pernambuco (1998), a bacia do rio Pajeú abriga 34 açudes com capacidade superior a 500 mil m<sup>3</sup>, destinados primordialmente à regularização interanual. Entre esses reservatórios, 37% são direcionados prioritariamente para o abastecimento de água, 21% para fins de irrigação e 42% para outras finalidades. Destaca-se o açude Serrinha II, com a maior capacidade de armazenamento, totalizando 311.080.000 m<sup>3</sup>, construído em 1996, o que o torna um dos mais recentes na região. O pioneiro na construção de reservatórios na bacia foi o açude Quebra Unha, erguido em 1934, e, ao longo do período de 1934 a 1985, foram construídos 16 dos 24 reservatórios presentes na área (SECTMA, 1998).

#### 4.5 BACIA DO UNA

A bacia hidrográfica do rio Una está situada no sul do litoral do estado de Pernambuco, compreendendo as coordenadas geográficas 08°17'14" a 08°55'28" de latitude sul e 35°07'48" a 36°42'10" de longitude oeste. Seu território é delimitado ao norte pelas bacias dos rios Ipojuca e Sirinhaém, ao sul pelas bacias do rio Mundaú e pelo estado de Alagoas, a leste pelo Oceano Atlântico e a oeste pelas bacias dos rios Ipojuca e Ipanema. A análise hidrológica abrangeu o trecho desde a nascente do rio Una até o posto fluviométrico (39540000), denominado estação capivara, conforme ilustrado na Figura 12. A sub-bacia delimitada compreende uma área total de 2.601 km<sup>2</sup>.



Fonte: Autora (2023).

A bacia do rio Una tem sua nascente na serra da Boa Vista, localizada no município de Capoeiras, situado em Pernambuco, a uma altitude de aproximadamente 900 metros, percorrendo uma extensão de cerca de 290 km. Entre seus principais afluentes, destacam-se os rios Chata, Pirangi, Jacuípe e Caraçu. É importante notar que o rio Una apresenta um regime de escoamento intermitente até alcançar o município de Altinho, a partir do qual se torna perene. A bacia abrange uma área total de 6.786 km<sup>2</sup>, dos quais 6.293 km<sup>2</sup> estão localizados em Pernambuco e 493 km<sup>2</sup> em Alagoas, englobando um total de 42 municípios, alguns deles completamente inseridos na bacia, enquanto outros o são parcialmente (Dantas, 2012).

Na região da Zona da Mata, o clima é caracterizado como quente e úmido, com totais anuais de precipitação substanciais, que ultrapassam 1000 milímetros, mantendo uma média anual de 1500 milímetros. As chuvas mais intensas ocorrem de março a agosto, atingindo o pico em junho, enquanto a evaporação média anual atinge 1025mm, com níveis mais elevados durante os meses de outubro a janeiro e reduzidos em maio e junho.

No Agreste, uma área intermediária entre a Zona da Mata e o Sertão, há uma mistura das características das duas regiões. No Sertão, prevalece um clima semiárido com pluviosidade baixa e irregular. Nos locais do Agreste próximos ao Sertão, março é o mês mais chuvoso, com médias anuais de precipitação entre 600 e 800 milímetros (CONDEPE, 2006).

Em relação à vegetação, observa-se uma variação da cobertura de xerófitas no Agreste para a floresta tropical atlântica na Zona da Mata, com predominância de manguezais e restingas na área litorânea. Quanto ao uso do solo na bacia, destacam-se a ocupação urbana e industrial, extensas áreas de cultivo de cana-de-açúcar, práticas de policultura e pecuária, além de vegetação arbórea e arbustiva densa, juntamente com manguezais.

A bacia do Rio Una desempenha um papel crucial na Mata Sul Pernambucana, abrangendo totalmente 11 municípios, dos quais sete pertencem a essa região (Belém de Maria, Catende, Jaqueira, Maraiá, Palmares, São Benedito do Sul e Xexéu). Além disso, os municípios de Barreiros, Quipapá e São José da Coroa Grande, cujas sedes estão inseridas na bacia hidrográfica, também fazem parte da área de estudo. Consequentemente, a bacia hidrográfica do Rio Una se destaca como a mais relevante em termos de extensão territorial e abrangência para a Mata Sul. Dois dos reservatórios da bacia do Rio Una, com capacidade máxima superior a um milhão de m<sup>3</sup>, estão parcialmente localizados na Mata Sul Pernambucana: Pau Ferro e Prata (EMBRAPA, 2021).

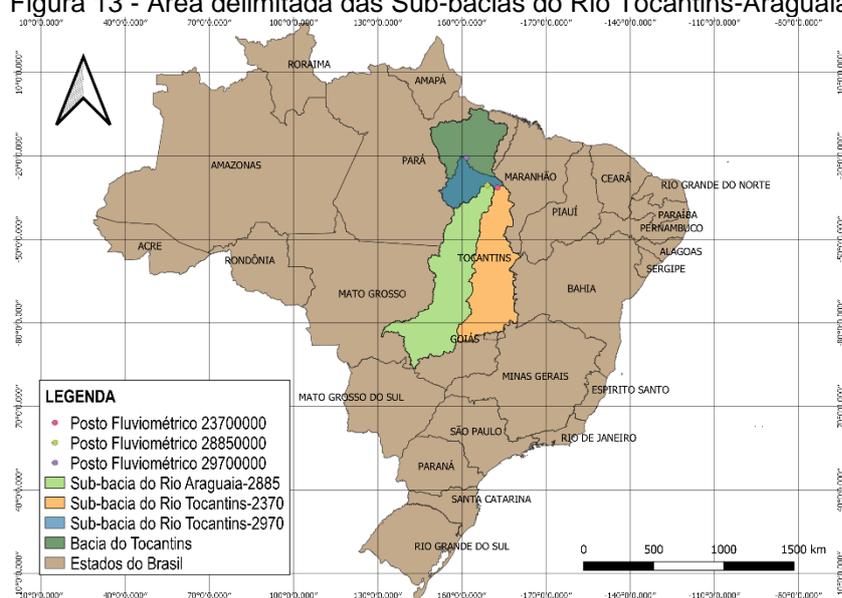
#### 4.6 BACIA DO TOCANTINS

A bacia dos rios Tocantins-Araguaia abrange uma vasta área de drenagem de 767.164 km<sup>2</sup>, consolidando-se como a maior bacia hidrográfica integralmente localizada em território brasileiro, correspondendo a 9% do território nacional. Essa extensa área engloba os estados de Goiás (25,7%), Tocantins (36,3%), Pará (16,5%),

Maranhão (3,8%), Mato Grosso (17,6%) e o Distrito Federal (0,1%). No contexto da bacia, encontram-se os biomas da Floresta Amazônica, no norte e noroeste, e o Cerrado nas demais regiões, inclusive os ecótonos que marcam a transição entre a Floresta e o Cerrado, localizados na área da Ilha do Bananal (TANNUS, 2004).

Para a condução dos estudos hidrológicos, foram definidas duas sub-bacias no rio Tocantins e uma sub-bacia no rio Araguaia como áreas de interesse. Os postos fluviométricos selecionados para monitoramento compreendem o 29700000 (Tucuruí), o 23700000 (Descarreto) e o 28850000 (Araguatins), conforme ilustrado na Figura 13.

Figura 13 - Área delimitada das Sub-bacias do Rio Tocantins-Araguaia



Fonte: Autora (2023).

Os principais cursos d'água da região, nomeadamente os rios Araguaia e Tocantins, fluem desde o planalto central do Brasil em direção ao norte, seguindo o curso ao sul da Amazônia e desaguando a montante de Belém. O rio Araguaia, que representa o principal afluente do rio Tocantins, tem sua origem na serra do Caiapó, localizada na divisa entre os estados de Goiás e Mato Grosso, em uma altitude aproximada de 850 metros. Estende-se ao longo de 2.115 quilômetros até desembocar no canal principal do rio Tocantins, a uma cota de 84 metros. Esse rio desempenha um papel fundamental como via de escoamento de água na região Oeste da bacia (Acosta, 2007).

De acordo com Acosta (2007), o rio Tocantins tem suas nascentes a aproximadamente 60 km ao norte de Brasília, na serra do Paranã, a uma altitude de

cerca de 1.100 metros. Inicialmente conhecido como rio Maranhão, ele adquire o nome de Tocantins após se unir ao rio Paranã, em uma cota de aproximadamente 230 metros. Ao longo de seu curso de aproximadamente 2.400 km, o rio deságua na baía de Marapatá, nas proximidades de Belém. Os primeiros 1.060 km do rio apresentam um desnível de 925 metros, seguidos por um trecho de 980 km com um desnível de 149 metros. Os últimos 360 km do Tocantins são caracterizados pelo lago de Tucuruí, formado pela construção da usina hidrelétrica de mesmo nome, que encobre desníveis anteriores. O trecho que se estende até a foz tem uma declividade praticamente insignificante e está sujeito à influência das marés.

Os solos da Bacia geralmente são profundos e bem drenados, como os latossolos e Neossolos quartzarênicos, com baixa fertilidade natural e boas características físicas, geralmente em relevo plano a suavemente ondulado (MMA e ANA, 2003). No rio Tocantins, a época de cheia estende-se de abril a outubro, com pico em fevereiro, no curso superior, e em março, nos cursos médio e inferior; seu principal afluente, o Araguaia, apresenta cheias mais pronunciadas, que ocorrem com um mês de defasagem em relação ao Tocantins e o período de estiagem é bem definido, com vazões mínimas em julho e junho (Costa et al., 2003; FAN et al., 2014).

O regime pluviométrico na região se caracteriza pelo aumento das precipitações à medida que se avança para o norte (sentido sul-norte). A zona de menor precipitação se localiza a oeste do Município de Paranã (GO), na divisa com a Região Nordeste, com valores médios de 1 mm/mês entre junho e agosto. No extremo norte, o período seco é reduzido a três meses do ano (junho, julho e agosto), enquanto no restante da região abrange entre cinco e seis meses. A distribuição e o total das precipitações são influenciados quase que exclusivamente pelos sistemas de circulação atmosférica, tornando o efeito da topografia pouco significativo (FGV; MMA; ANEEL, 1998).

O clima na região hidrográfica Tocantins-Araguaia é tropical, com uma temperatura média anual de 26°C, caracterizando-se por dois períodos climáticos bem definidos: o chuvoso, de outubro a abril, com mais de 90% da precipitação, com a presença de alguns dias secos entre janeiro e fevereiro, formando o chamado veranico; e o seco, de maio a setembro, com baixa umidade relativa do ar. O balanço hídrico da Região Hidrográfica, considerando uma precipitação de 1.837 mm e uma vazão de 13.624 m<sup>3</sup>/s, revela que a evapotranspiração real média é de 1.371 mm, representando 75% da precipitação. Em comparação, a evapotranspiração real média

anual do País é de 1.134 mm, correspondendo a 63% da precipitação, e o coeficiente médio de escoamento superficial é de 0,30 (ANA e MMA, 2005a).

#### 4.7 BACIA DO PARNAÍBA

A Região Hidrográfica do Parnaíba, uma das mais significativas no Nordeste do Brasil, engloba os Estados do Ceará, Piauí e Maranhão, entre as coordenadas 02° 21'S e 11° 06'S de latitude e 47° 21'W e 39° 44'W de longitude, cobrindo uma área de 331.441 Km<sup>2</sup>, com 249.497 Km<sup>2</sup> no Piauí, 65.492 Km<sup>2</sup> no Maranhão, 13.690 Km<sup>2</sup> no Ceará e 2.762 Km<sup>2</sup> em disputa entre Piauí e Ceará.

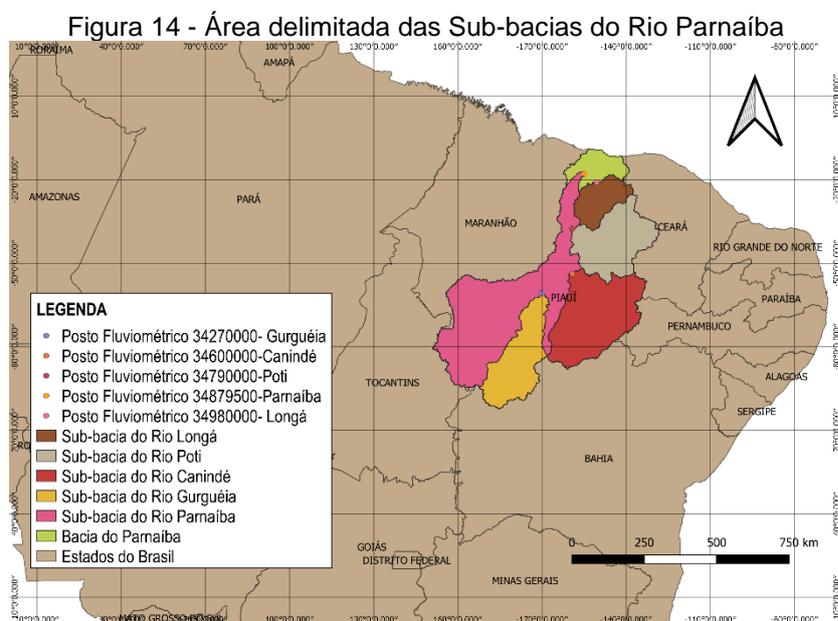
Para fins de estudo hidrológico, a região foi subdividida em cinco sub-bacias: a primeira é a do rio Parnaíba, seguida pelas do rio Gurguéia, Poti, Canindé e Longá. Os postos fluviométricos selecionados foram: 34879500 (Luzilândia), 34270000 (Barra do lance), 34770000 (Fazenda Cantinho), 34600000 (Francisco Ayres) e 34980000 (Tinguís), como mostrado na Figura 14.

O Estado do Piauí está quase completamente situado na Bacia do Parnaíba, abrangendo 220 municípios. As principais áreas urbanas incluem Teresina, com mais de 655 mil habitantes (cerca de 25% da população do Estado). A Região Hidrográfica do Parnaíba foi subdividida em três grandes sub-bacias: Alto Parnaíba, Médio Parnaíba e Baixo Parnaíba, que, por sua vez, se desdobram em sete sub-bacias, delimitadas com base na importância de seus rios principais e nas características ambientais. O rio Parnaíba se estende por aproximadamente 1.400Km e é perene em grande parte de seu curso. Seus principais afluentes são alimentados por águas superficiais e subterrâneas, incluindo os rios Balsas, Gurguéia, Piauí, Canindé, Poti e Longá, como descrito no PNRH (2005).

A região está situada em três províncias geológicas: Parnaíba, Borborema e São Francisco Norte, com destaque para a província do Parnaíba, que abrange a maior parte do território. A província do Parnaíba se estende por parte das regiões Nordeste, Norte e Centro-Oeste do Brasil, cobrindo cerca de 600 mil Km<sup>2</sup>, e ocupa a porção oriental da Plataforma Sul-Americana, conforme definido por Almeida (1977).

Para ilustrar a distribuição desigual das precipitações e o déficit hídrico na região, podemos examinar os valores médios de precipitação e evapotranspiração durante o período de 1971 a 1990 nos meses de setembro (considerado o mês mais seco) e março (considerado o mês mais úmido). Durante o período seco, observa-se

uma quase ausência de água no solo, enquanto no período úmido, os valores excedem 80mm de água, ressaltando a influência significativa da sazonalidade das precipitações na região e das elevadas taxas de evapotranspiração (MMA, 2003).



Fonte: Autora (2023).

Segundo a Fundação Getúlio Vargas (FGV, 1998), a caracterização do relevo na Bacia é definida pela estrutura geológica, com vales situados entre chapadas e chapadões (tabuleiros), apresentando altitudes geralmente abaixo de 1.300 metros. Na porção sul da Região Hidrográfica do Parnaíba, a Serra da Tabatinga atua como divisor de águas, separando-a da Região Hidrográfica do São Francisco. Na fronteira sudoeste, faz limitação com a Bacia do Tocantins, enquanto a Serra Grande a leste e a Serra das Alpercatas a oeste a separam de outras unidades hidrográficas na vertente Nordeste.

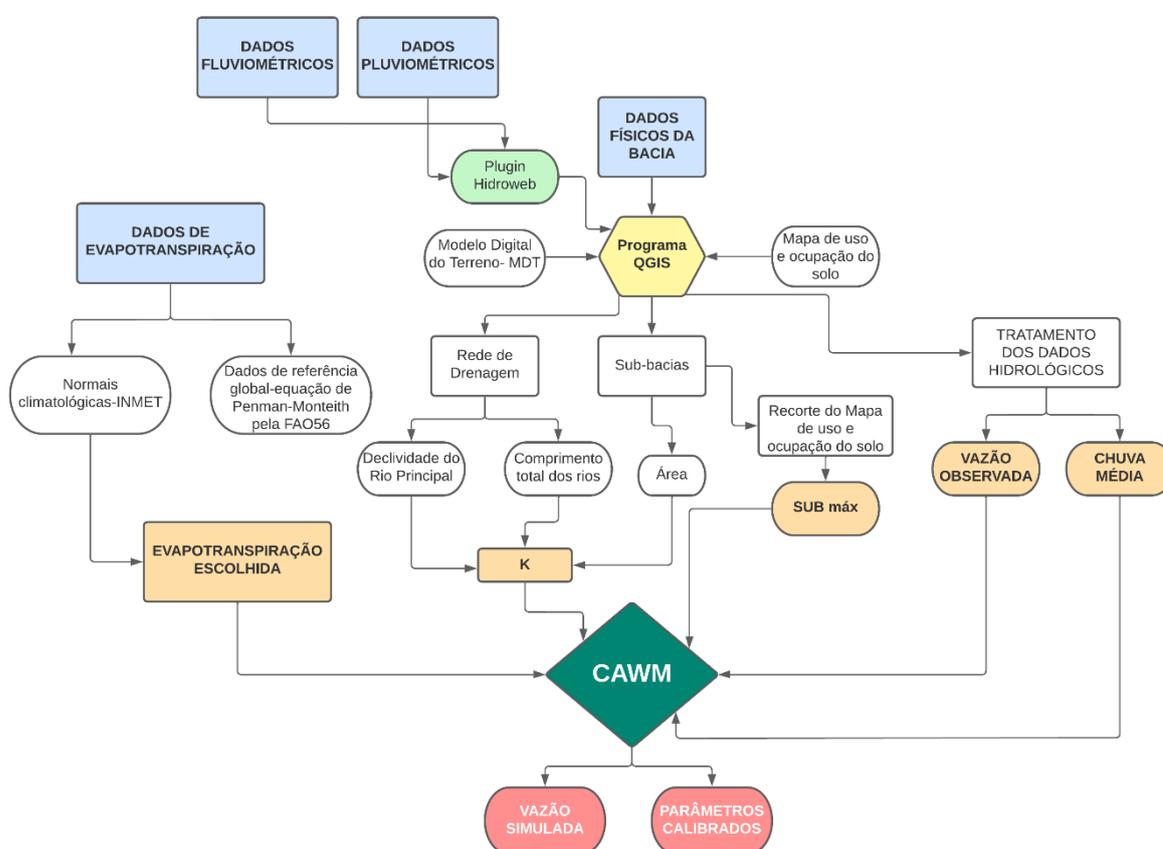
De acordo com o Ministério do Meio Ambiente (MMA, 2004a), no Piauí, existem 215 municípios susceptíveis à desertificação, dos quais 96 estão localizados em áreas de clima semiárido, 48 em áreas subúmidas secas e 71 nas áreas circunvizinhas. No Maranhão, 27 municípios estão sob risco, sendo um deles em área subúmida e os outros 26 nas regiões adjacentes. No Ceará, 184 municípios são vulneráveis à desertificação, sendo a maioria localizada em áreas semiáridas, com 105 municípios, enquanto 41 estão em áreas subúmidas e 38 nas áreas circundantes. No entanto, somente os municípios nas áreas subúmidas e semiáridas fazem parte da Região Hidrográfica do Parnaíba.

O período de chuvas se inicia em setembro nas sub-bacias Parnaíba 01 (rio Balsas) e Parnaíba 02 (Alto Parnaíba), situadas mais ao sudoeste da Região Hidrográfica. Em outubro, as chuvas se espalham pelas sub-bacias Parnaíba 03 (Gurguéia), Parnaíba 04 (Itaueiras) e Parnaíba 05 (Piauí/Canindé), enquanto nas Sub-bacias Parnaíba 06 (Poti/Parnaíba) e Parnaíba 07 (Longá/Parnaíba), as chuvas se intensificam em dezembro, abrangendo todas as sub-bacias (PNRH, 2005).

## 5. METODOLOGIA

Neste estudo, foi construído um fluxograma que ilustra as etapas cruciais para realizar a modelagem hidrológica com o modelo CAWM, conforme explicado de maneira mais abrangente na Figura 15. Os dados essenciais abrangem a vazão observada no posto selecionado, a média calculada da precipitação para a sub-bacia específica, informações físicas relacionadas à bacia, o valor calculado para S (capacidade máxima de retenção do solo) e os dados de evapotranspiração.

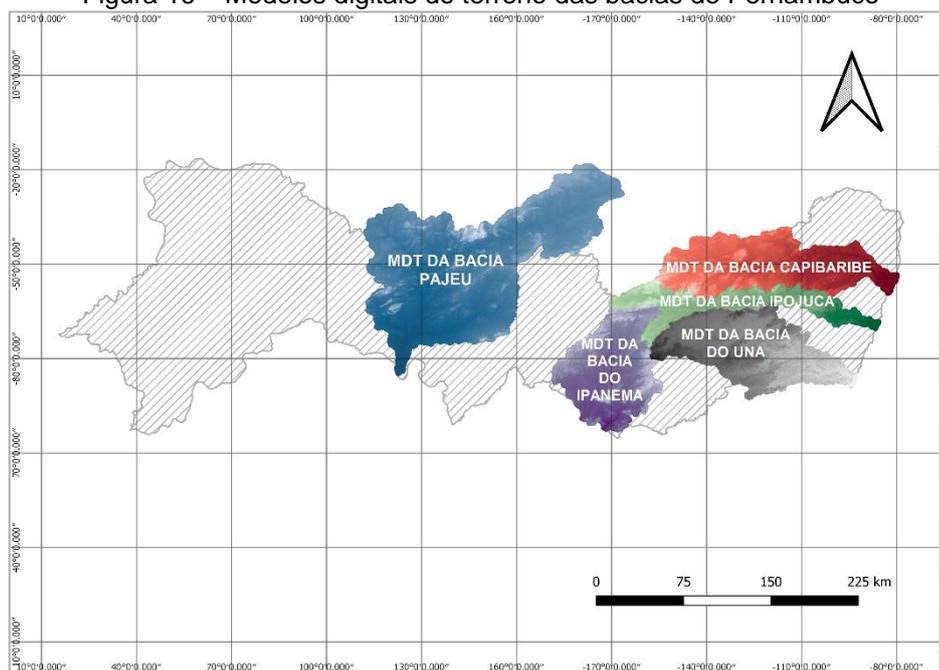
Figura 15 - Fluxograma para modelagem hidrológica utilizando o modelo CAWM



Fonte: Autora (2023).

A coleta de dados físicos das bacias foi realizada com base no Modelo Digital de Terreno (MDT) ou Modelo Digital de Elevação (MDE), cujo processo de obtenção é detalhado na seção 3.5. No caso das bacias localizadas no estado de Pernambuco, adotou-se o Modelo Tridimensional de Pernambuco (PE3D) com resolução de 30 metros. A Figura 16 apresenta a representação raster de cada uma das bacias em Pernambuco, nomeadamente: Pajeú, Capibaribe, Ipojuca, Una e Ipanema.

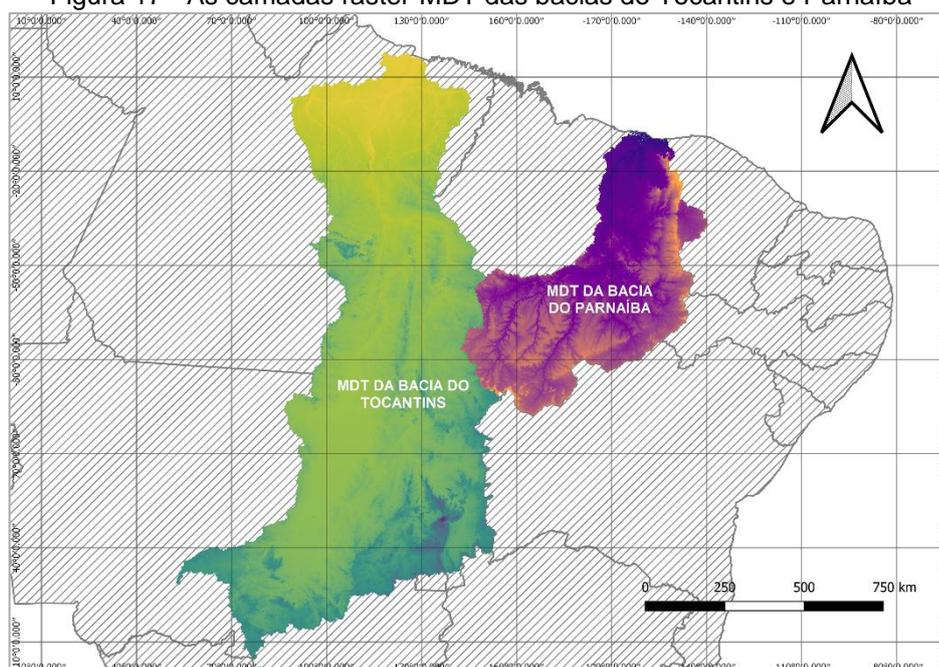
Figura 16 – Modelos digitais do terreno das bacias de Pernambuco



Fonte: Autora (2023).

Nas bacias localizadas em outros estados do Brasil, utilizou-se o Projeto Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) com uma resolução de 90 metros. As quadrículas do SRTM pertinentes às bacias de estudo foram obtidas por meio do website, conforme descrito na seção 3.5. Na Figura 17 é ilustrado a camada raster da bacia de Tocantins e Parnaíba.

Figura 17 - As camadas raster-MDT das bacias do Tocantins e Parnaíba



Fonte: Autora (2023).

Após a inserção do Modelo Digital de Terreno/Modelo Digital de Elevação (MDT/MDE) no software de código aberto QGIS, foram executadas as etapas de pré-processamento. A primeira etapa consistiu em preencher as depressões presentes na camada raster do MDE. O MDE bruto e não processado pode conter artefatos, como depressões, que são resquícios do processo de aquisição do MDE. Esses artefatos precisam ser eliminados antes que o MDE possa ser utilizado em análises hidrológicas, como a delimitação da área de captação, criação da rede de drenagem ou modelagem hidrológica.

No software QGIS, estão disponíveis vários algoritmos para o preenchimento de depressões. Optou-se pelo algoritmo desenvolvido por Wang e Liu (2006), que se destaca por sua velocidade e eficiência, especialmente com conjuntos de dados de alta resolução. Este algoritmo, implementado nas ferramentas SAGA, não apenas preenche as depressões, mas também mantém um gradiente mínimo de inclinação entre as células, estabelecendo um valor mínimo de 0,01 ao longo do caminho do fluxo.

Utilizando os módulos do GRASS disponíveis no menu Processamento do QGIS, foi realizada a delimitação das bacias hidrográficas e a extração da rede de drenagem de maneira quase automatizada, empregando o algoritmo *r.watershed*. Este algoritmo foi aplicado para delimitar a rede de drenagem das sete bacias em análise. A configuração essencial requerida é o "*Minimum size of exterior watershed basin*" (quantidade mínima de células para formar uma bacia). Para as bacias em Pernambuco, esse valor foi definido como 300, resultando na geração de redes com quatro ou cinco ordens de rios. Por outro lado, para as bacias maiores, como Tocantins e Parnaíba, esse parâmetro foi ajustado para 10.000. As Figuras 18 e 19 ilustram as redes de rios produzidas por meio deste algoritmo.

No passo anterior, foi gerado um mapa de orientação das vertentes, indicando a direção do escoamento. Esse mapa é essencial para a criação das sub-bacias. Utilizou-se o algoritmo *r.water.outlet*, onde as coordenadas exatas da célula que representa a saída da bacia são necessárias. Esses pontos foram definidos conforme descrito na seção 4, utilizando as coordenadas dos postos de vazão de cada bacia.

Com a delimitação da rede de drenagem e a geração das sub-bacias, foi possível converter as camadas raster em camadas vetoriais, permitindo assim o cálculo da declividade, área e comprimento total dos rios. Para essa conversão, empregou-se o algoritmo *r.to.vect*, o qual extrai vetores (ou arcos) a partir de um mapa

raster de entrada, representando características lineares, como rios, estradas, ou características de borda de área, como limites políticos ou unidades de mapeamento do solo. Para calcular a área e o comprimento total dos rios, foi utilizada a calculadora de campo na tabela de atributos da camada vetorial. Através da ferramenta *Point Sampling Tool* (amostragem de pontos),

Foram coletados atributos de polígonos e valores de raster em pontos de amostragem específicos. Isso resultou na criação de uma camada vetorial que incluiu todos os pontos de estaca, bem como suas respectivas cotas. A partir dessa camada, os dados da tabela de atributos foram extraídos e importados para um arquivo do Excel. Na Tabela 1 estão compilados todos os dados físicos das bacias analisadas.

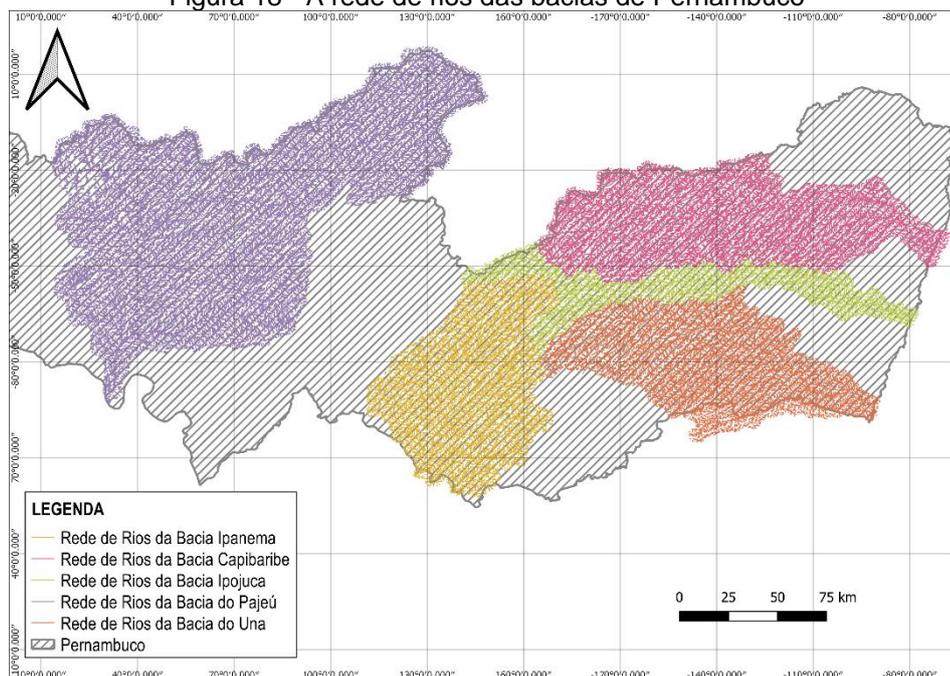
Tabela 1 - Dados físicos das bacias em estudo

Rio	Código do posto FLU	Nome do posto FLU	A (km <sup>2</sup> )	I (m/m)	Lt (km)	Lt Rio Principal (km)
<b>Capibaribe</b>	39145000	Limoeiro	5578.632	0.0022215	7739.2014	262.44
<b>Ipojuca</b>	39340000	Caruaru	1983.88	0.0003975	2516.4074	368.28
<b>Una</b>	39540000	Capivara	2601.54	0.002399	3259.0350	322.48
<b>Pajeú</b>	48860000	Floresta	12298.11	0.000798	13106.3647	373.82
<b>Ipanema</b>	49480000	Águas Belas	3905.90	0.002037	5167.0486	159.82
<b>Araguaia</b>	28850000	Araguatins	380635.59	0.000347	56580.9854	2627.00
<b>Tocantins</b>	29700000	Tucuruí	754508.99	0.000418	105458.5086	2640.00
<b>Tocantins</b>	23700000	Descarreto	296043.16	0.000418	38577.8410	2640.00
<b>Parnaíba</b>	34879500	Luzilândia	297676.82	0.000219	31911.8812	1400.00
<b>Gurguéia</b>	34270000	Barra do lance	46933.67	0.000632	4498.7476	532.00
<b>Poti</b>	34770000	Fazenda Cantinho	43333.08	0.000945	4256.1963	538.00
<b>Canindé</b>	34600000	Francisco Ayres	73622.3721	0.000632	7268.8024	350.00
<b>Longá</b>	34980000	Tinguis	21819.31	0.000541	3327.1656	320.00

Fonte: Autora (2023).

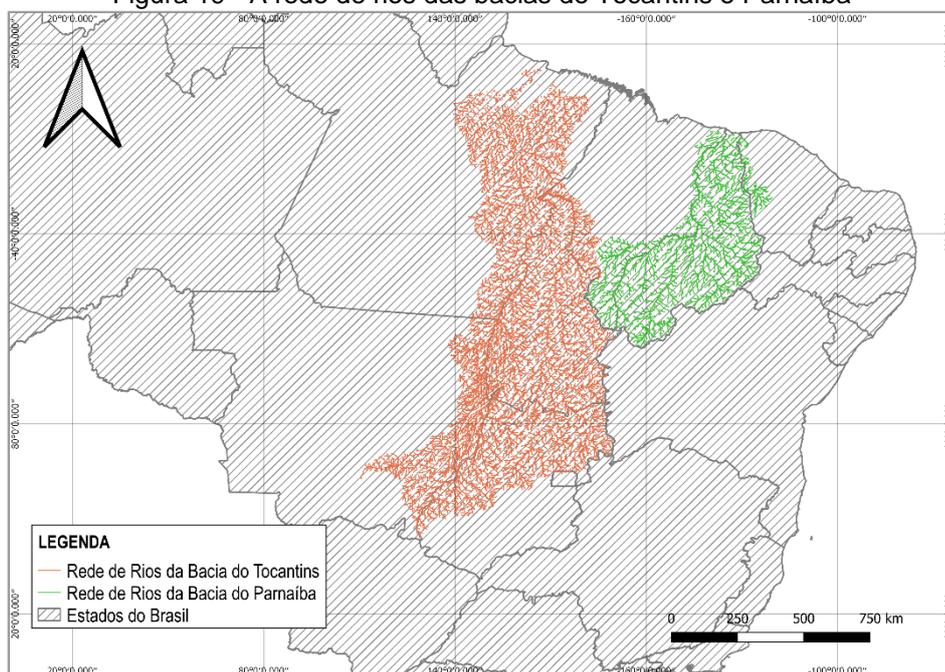
Para adquirir os dados físicos das sub-bacias, procedeu-se ao recorte da camada vetorial correspondente à bacia em análise. A operação de recorte foi realizada utilizando a ferramenta disponível na aba "Vetor" do software QGIS, na seção de geoprocessamento, demonstrando-se eficaz para efetuar todos os recortes requeridos.

Figura 18 - A rede de rios das bacias de Pernambuco



Fonte: Autora (2023).

Figura 19 - A rede de rios das bacias do Tocantins e Parnaíba

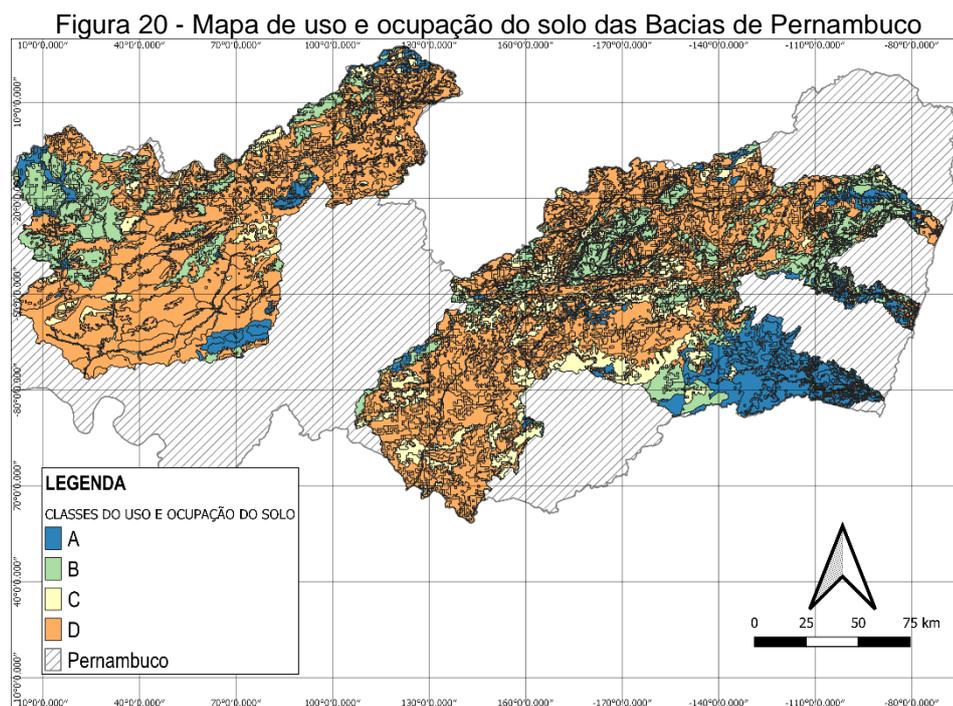


Fonte: Autora (2023).

## 5.1 USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

Para calcular a capacidade máxima de retenção do solo (Parâmetro S), foram obtidos os mapas de uso e ocupação do solo de Pernambuco e do Brasil. As Figuras 20 e 21

apresentam os mapas classificando hidrologicamente o solo com base no mapa de uso e ocupação do solo. As classes são representadas por A, B, C e D, indicando a capacidade de infiltração do solo, sendo a classe A associada às maiores capacidades de infiltração e a classe D às menores. Por exemplo, os solos arenosos pertencem à classe A, enquanto os solos argilosos são classificados como classe D (Sartoni, 2010).

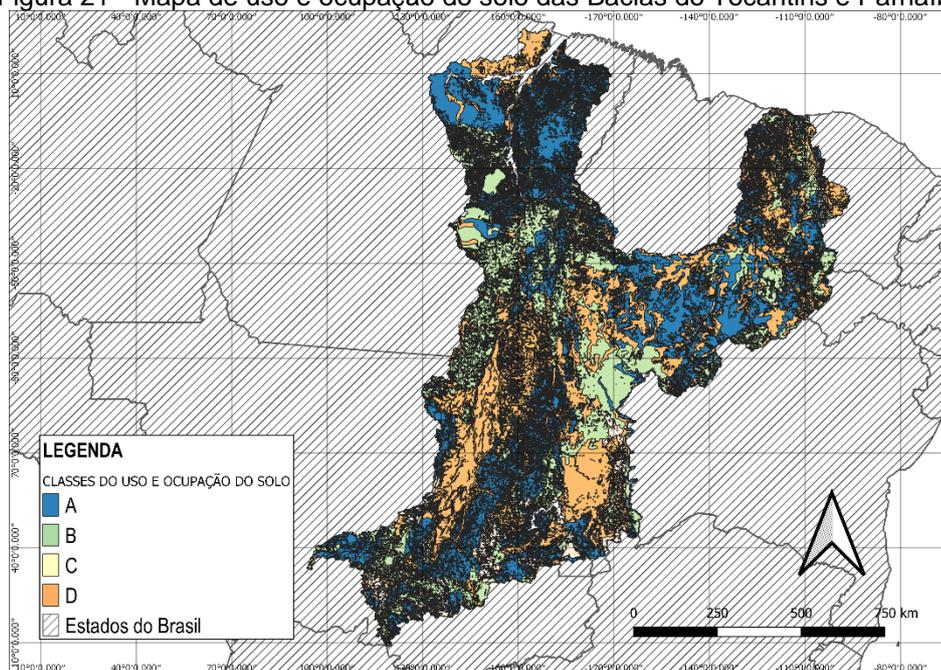


Fonte: Autora (2023).

Por meio do recorte das camadas vetoriais das sub-bacias nos mapas de uso e ocupação do solo das respectivas bacias, os dados da tabela de atributos foram extraídos. Esses dados são essenciais para calcular o parâmetro *Curve Number*, conforme explicado na seção 3.3.1 e na equação (18). Para cada unidade de área dentro das classes de uso e ocupação do solo, existe um valor de CN associado, o que possibilita o cálculo do Parâmetro S. Na Tabela 2 estão apresentados os valores do Parâmetro S para as bacias em análise.

O CN varia em uma escala de 0 a 100, sendo que valores mais baixos indicam que o solo tem uma alta capacidade de infiltração, enquanto valores mais altos indicam uma menor capacidade de infiltração, o que significa que a água tende a se tornar escoamento superficial mais rapidamente.

Figura 21 - Mapa de uso e ocupação do solo das Bacias do Tocantins e Parnaíba



Fonte: Autora (2023).

Tabela 2 - Valor do Parâmetro S das sub-bacias em Estudo

RIO	CÓDIGO DO POSTO FLU	NOME DO POSTO FLU	PARÂMETRO S (mm)
Capibaribe	39145000	Limoeiro	69.44
Ipojuca	39340000	Caruaru	65.42
Una	39540000	Capivara	65.72
Pajeú	48860000	Floresta	73.14
Ipanema	49480000	Águas Belas	63.42
Araguaia	28850000	Araguatins	136.39
Tocantins	29700000	Tucuruí	135.70
Tocantins	23700000	Descarreto	136.11
Parnaíba	34879500	Luzilândia	137.94
Gurguéia	34270000	Barra do lance	141.09
Poti	34770000	Fazenda Cantinho	146.94
Canindé	34600000	Francisco Ayres	142.55
Longá	34980000	Tinguis	146.85

Fonte: Autora (2023).

## 5.2 DADOS FLUVIOMÉTRICOS

Os dados fluviométricos consistem nas medições de vazão coletadas em cada um dos 13 postos selecionados para este estudo. Esses dados foram essenciais para

a subdivisão das bacias hidrográficas. As séries temporais de vazão foram obtidas a partir do banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA), utilizando o plugin denominado "*Hidroweb Downloader*" no software QGIS. O mapa que exibe as delimitações das sub-bacias, conforme baseadas em cada posto fluviométrico, está disponível na seção 4 deste artigo. As informações detalhadas acerca desses postos podem ser encontradas no Quadro 1. O período de dados selecionado compreende, em geral, cerca de 40 anos, com uma única exceção relacionada ao posto da sub-bacia de Tocantins (23700000). Devido a falhas nos dados ocorridas após o ano de 2007, optou-se por utilizar um período mais curto, de 34 anos, o qual abrange as informações disponíveis até o ano de 2007.

Quadro 1 - Dados fluviométricos das sub-bacias em estudo

RIO	CÓDIGO	POSTO FLU	UF	LONG	LAT	PERÍODO DOS DADOS	
						INICIO	FIM
<b>Capibaribe</b>	39145000	Limoeiro	PE	-35.45	-7.88	01/02/1973	30/06/2020
<b>Ipojuca</b>	39340000	Caruaru	PE	-36.01	-8.30	29/03/1973	17/05/2018
<b>Una</b>	39540000	Capivara	PE	-35.92	-8.50	09/02/1978	15/08/2018
<b>Pajeú</b>	48860000	Floresta	PE	-38.58	-8.61	23/04/1972	30/04/2021
<b>Ipanema</b>	49480000	Águas Belas	PE	-37.16	-9.09	18/01/1977	31/07/2020
<b>Araguaia</b>	28850000	Araguatins	TO, GO,MT, PA, MA e DF	-48.14	-5.65	30/08/1974	26/08/2020
<b>Tocantins</b>	29700000	Tucuruí	TO, GO,MT, PA, MA e DF	-49.54	-3.77	05/07/1969	22/03/2016
<b>Tocantins</b>	23700000	Descarreto	TO, GO,MT, PA, MA e DF	-47.47	-5.79	25/05/1973	22/05/2007
<b>Parnaíba</b>	34879500	Luzilândia	MA, PI e CE	-42.37	-3.45	11/01/1982	30/06/2021
<b>Gurguéia</b>	34270000	Barra do lance	PI	-43.64	-7.25	05/01/1973	30/06/2021
<b>Poti</b>	34770000	Fazenda Cantinho	PI e CE	-42.21	-5.67	04/01/1973	30/06/2021
<b>Canindé</b>	34600000	Francisco Ayres	PI	-42.70	-6.62	01/04/1983	30/06/2021
<b>Longá</b>	34980000	Tinguis	PI e CE	-41.97	-3.72	05/01/1973	30/06/2021

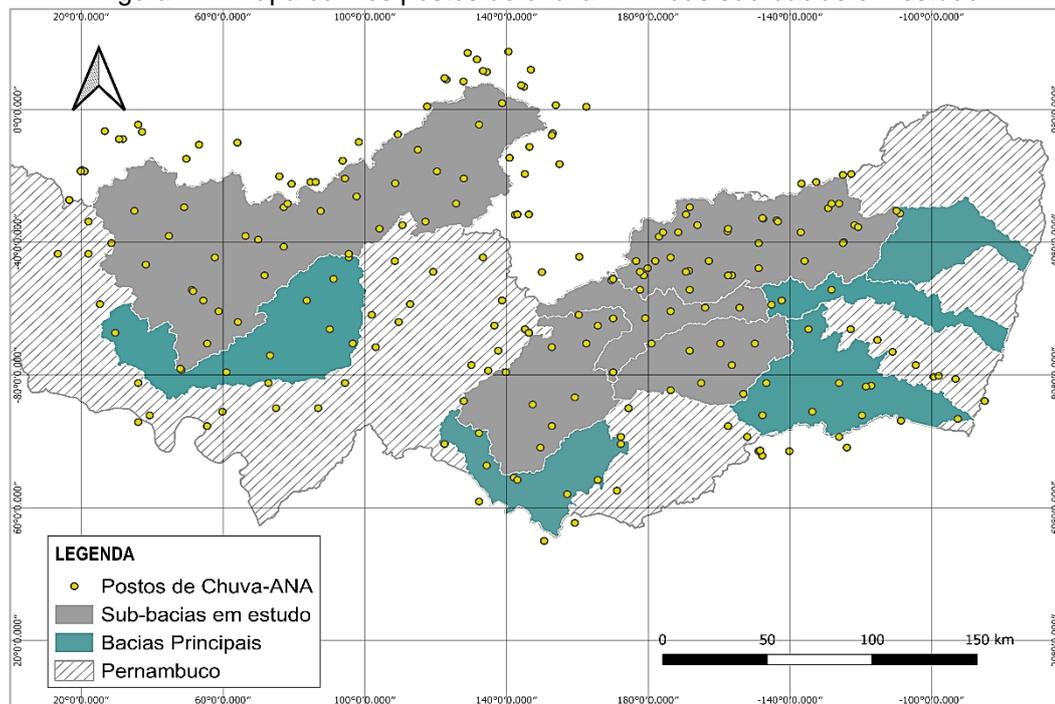
Fonte: Autora (2023).

### 5.3 DADOS PLUVIOMÉTRICOS

O modelo hidrológico empregado neste estudo é do tipo concentrado, o que demandou o cálculo da precipitação média para cada sub-bacia investigada. Para realizar esse cálculo, foram obtidos os dados pluviométricos correspondentes às sub-bacias por meio do Plugin *Hidroweb Downloader* no software QGIS, com o objetivo de posteriormente determinar a precipitação média. Todos esses dados de estações pluviométricas foram obtidos a partir do banco de dados da ANA (Agência Nacional de Águas). Nas Figuras 22 e 23 estão apresentadas a localização das estações

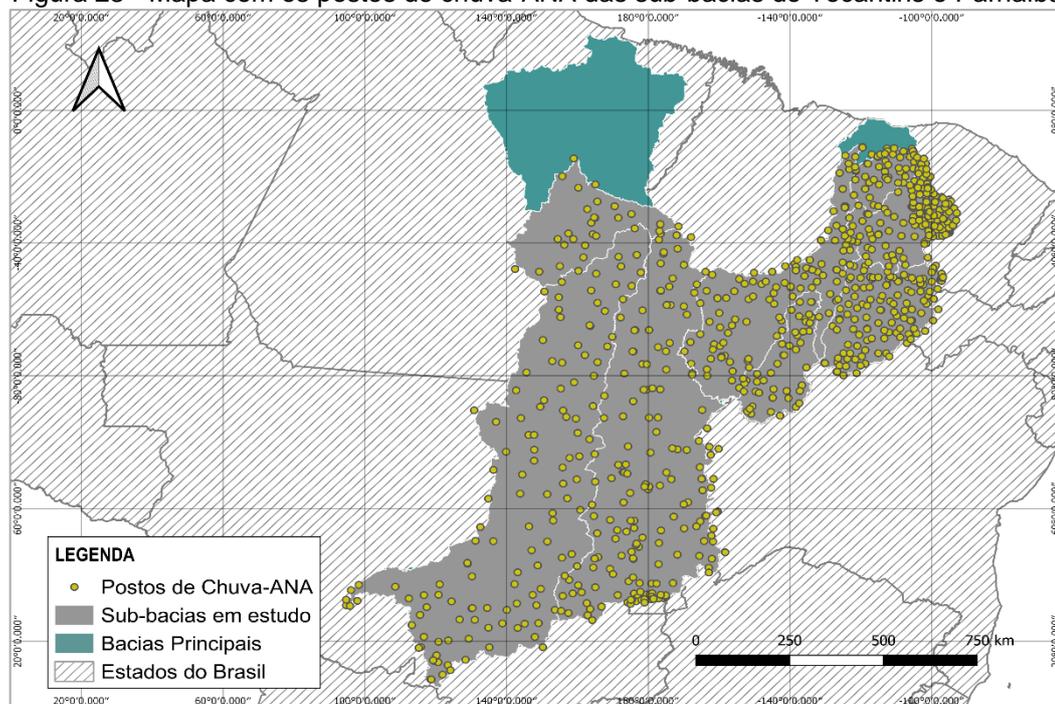
pluviométricas nas sub-bacias sob análise. Em algumas dessas sub-bacias, foi aplicado um buffer de 0,2° devido à insuficiência de estações para fins de modelagem.

Figura 22 - Mapa com os postos de chuva-ANA das sub-bacias em estudo



Fonte: Autora (2023).

Figura 23 - Mapa com os postos de chuva-ANA das sub-bacias do Tocantins e Parnaíba



Fonte: Autora (2023).

análise adequada da distribuição espacial da precipitação pluviométrica desempenha um papel fundamental no planejamento dos recursos hídricos nas bacias hidrográficas, além de contribuir significativamente para estudos climatológicos e meteorológicos (Marcuzzo et al., 2011). Devido à limitação na cobertura das estações pluviométricas em muitas áreas, torna-se necessário recorrer a métodos de interpolação espacial para preencher lacunas nos dados. Essa interpolação pode ser realizada por meio de técnicas estatísticas ou até mesmo por abordagens de aprendizado de máquina.

O método de interpolação conhecido como *Inverse Distance Weighted* (IDW) é amplamente utilizado para esse fim. Essa técnica consiste em calcular uma média ponderada espacial com base nos valores de pontos vizinhos ao local de interesse na interpolação. Isso permite considerar a variação gradual do valor estimado em relação à distância (Babak e Deutsch, 2009). O método atribui pesos aos pontos vizinhos, sendo que quanto maior a distância de um ponto a ser interpolado, menor será seu peso e, conseqüentemente, menor será sua influência no valor estimado do ponto (Silva et al., 2019).

Para calcular a precipitação média, realizou-se a interpolação dos dados de chuva até o centroide de cada sub-bacia em estudo, utilizando o método IDW. Uma macro desenvolvida no Excel foi empregada para efetuar esses cálculos. Os dados necessários para alimentar essa macro incluíram as coordenadas do centroide de cada sub-bacia e o caminho do diretório que continha os arquivos em formato CSV das estações pluviométricas baixadas por meio do *Hidroweb*.

Foi adotado o Método de Clark para calcular a defasagem da chuva média em bacias com tempo de concentração superior a um dia, considerando o passo de tempo diário do modelo CAWM. Para esta finalidade, as sub-bacias consideradas abrangeram aquelas que se estendem até cada estação fluviométrica com uma área superior a 10.000 km<sup>2</sup>, pressupondo que, a partir dessa magnitude de área, as bacias possuíssem um tempo de concentração superior a 1 dia. As coordenadas do histograma tempo-área foram determinadas com base nas Equações 29 a 31. Posteriormente, essas coordenadas foram incorporadas à macro do modelo CAWM para realizar a redistribuição temporal das precipitações médias.

$$A_c = A \times t^n \quad (29)$$

Para  $0 \leq t \leq 0,5t_c$

$$A_c = 1 - a(1 - t)^n \quad (30)$$

Para  $0,5t_c \leq t \leq 1$

$$a = \frac{0,5}{\left(\frac{t_c}{2}\right)^n} \quad (31)$$

Onde:

t – Tempo de Percurso;

$t_c$  – Tempo de Concentração;

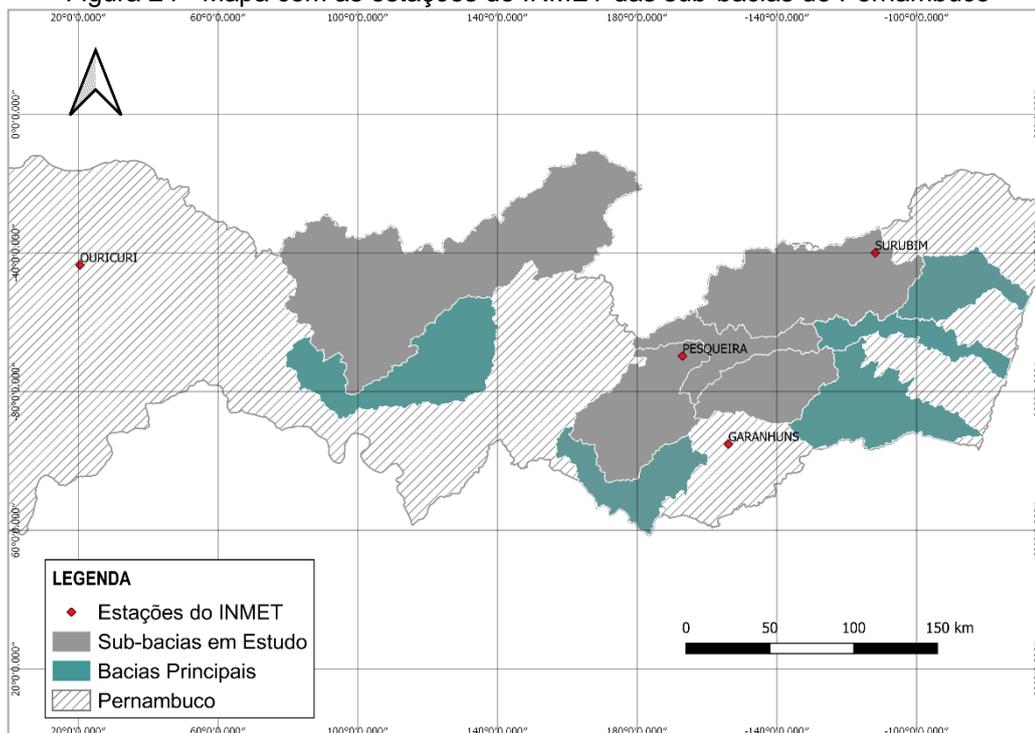
n – Coeficiente da forma da Bacia.

#### 5.4 DADOS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Na pesquisa, foram empregados dois conjuntos de dados de evapotranspiração, ou seja, informações extraídas do INMET e dados globais, a fim de avaliar o impacto da evapotranspiração no processo de modelagem. O Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) disponibiliza registros de evapotranspiração para diversas localidades no Brasil. A seleção desses postos seguiu o seguinte procedimento: para cada sub-bacia, foi calculada a média aritmética dos dados provenientes de todas as estações localizadas em seu interior. Na ausência de postos de evapotranspiração nas sub-bacias, foi escolhida a estação mais próxima que apresentasse características climáticas semelhantes. Nas Figuras 25 e 26 estão ilustradas as estações utilizadas nas sub-bacias em análise, ao passo que o Quadro 2 fornece informações detalhadas sobre essas estações do INMET.

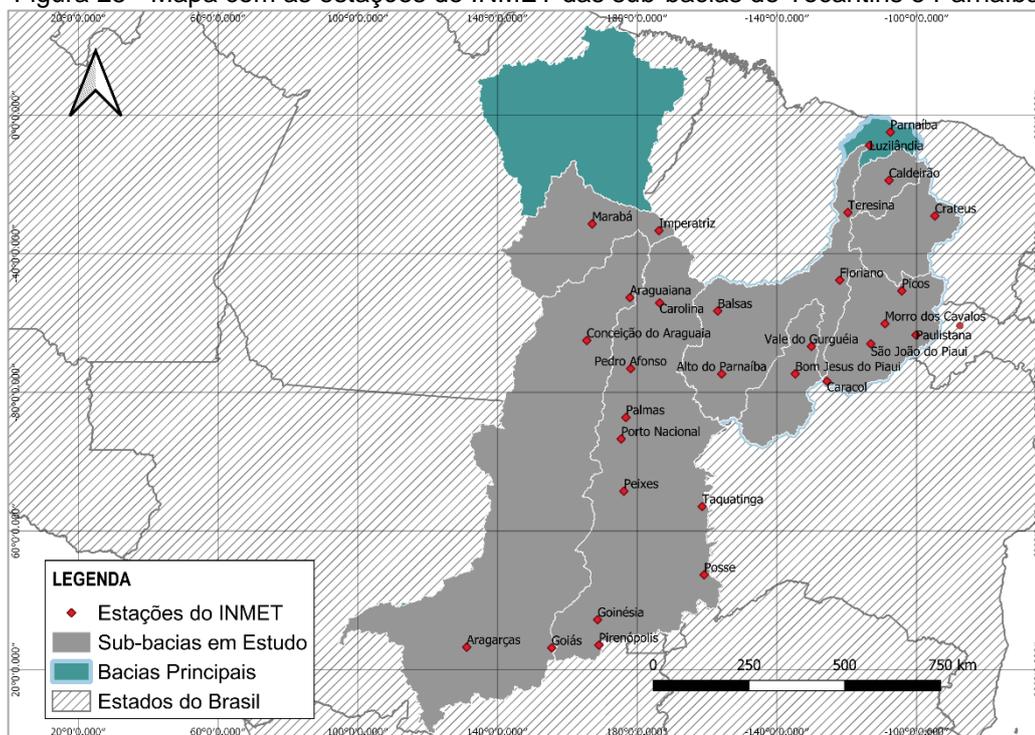
Os dados calculados pelas normais climatológicas do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) são geralmente baseados em uma média de valores observados ao longo de um período de referência a critérios recomendados pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Não há uma fórmula única para calcular essas normais climatológicas, pois elas podem variar de acordo com o tipo de dado climático em questão, como temperatura, precipitação, umidade relativa, entre outros. Os Mapas são referentes a valores mensais e anuais das normais climatológicas dos principais parâmetros meteorológicos, para os períodos 1961-1990, 1981-2010 e 1991-2020.

Figura 24 - Mapa com as estações do INMET das sub-bacias de Pernambuco



Fonte: Autora (2023).

Figura 25 - Mapa com as estações do INMET das sub-bacias de Tocantins e Parnaíba



Fonte: Autora (2023).

Quadro 2- Informações das estações do INMET para as sub-bacias em Estudo

Dados	Sub-bacia do Rio Tocantins (29700000)	Sub-bacia do Rio Tocantins (23700000)	Sub-bacia Araguaia (28850000)
Estação do INMET	Aragarcas/GO (83368) Goiás/GO (83374) Pirenópolis/GO (83376) Posse/GO (83332)  Goianésia/GO (83350)  Carolina/MA (82765) Imperatriz/MA (82564) Araguaiana/TO (82659) Conceição do Araguaia/PA (82861) Marabá/PA (82562) Palmas/TO (83033)  Peixes/TO (83228)	Pirenópolis/GO (83376) Posse/GO (83332) Goianésia/GO (83350) Carolina/MA (82765)  Palmas/TO (83033)  Peixes/TO (83228) Pedro Afonso/TO (82863) Porto Nacional/TO (83064)  Taguatinga/TO (83235)  Goiás/GO (83374) Araguaiana/TO (82659)	Palmas/TO (83033) Peixes/TO (83228) Pedro Afonso/TO (82863) Porto Nacional/TO (83064) Conceição do Araguaia/PA (82861)  Aragarcas/GO (83368) Goianésia/GO (83350) Goiás/GO (83374)  Imperatriz/MA (82564)  Marabá/PA (82562) Araguaiana/TO (82659)
	Pedro Afonso/TO (82863) Porto Nacional/TO (83064)  Taguatinga/TO (83235)	<b>Sub-bacia do Rio Ipojuca (39340000)</b> Pesqueira/PE (82892)	<b>Sub-bacia do Rio Una (39540000)</b> Garanhuns/PE (82893)
		<b>Sub-bacia do Rio Ipanema (49480000)</b> Pesqueira/PE (82892)	<b>Sub-bacia do Rio Parnaíba (34879500)</b> São João do Piauí/PI (82879)  Teresina/PI (82578)
		<b>Sub-bacia do Rio Poti (34770000)</b> Crateús/CE (82583) Caldeirão/PI (82474)	Vale do Gurguéia/PI (82870) Crateús/CE (82583)
	<b>Sub-bacia do Rio Capibaribe (39145000)</b> Surubim/PE (82797)	Teresina/PI (82578)	Alto do Parnaíba/MA (82970)
	<b>Sub-bacia do Rio Gurguéia (34270000)</b> Bom Jesus do Piauí/PI (82975) Vale do Gurguéia/PI (82870) Caracol/PI (82976)  Floriano/PI (82678)	Floriano/PI (82678) Picos/PI (82780)	Balsas/MA (82768) Bom Jesus do Piauí/PI (82975) Caldeirão/PI (82474)  Caracol/PI (82976)
	Alto do Parnaíba/MA (82970)	<b>Sub-bacia do Rio Canindé (34600000)</b> São João do Piauí/PI (82879) Morro dos Cavalos/PI (82684)	Floriano/PI (82678)  Luzilândia/PI (82296)
	<b>Sub-bacia do Rio Longá (34980000)</b> Caldeirão/PI (82474) Teresina/PI (82578) Luzilândia/PI (82296) Parnaíba/PI (82287)	Caracol/PI (82976) Floriano/PI (82678) Vale do Gurguéia/PI (82870) Paulistana/PI (82882)	Morro dos Cavalos/PI (82684) Picos/PI (82780) Paulistana/PI (82882)
	<b>Sub-bacia do Rio Pajeú (48860000)</b> Ouricuri/PE (82753)	Picos/PI (82780)	

Fonte: Autora (2023).

Para obter os dados de Evapotranspiração de Referência Global, foram utilizadas informações provenientes do banco de dados denominado Global-ET0\_monthly\_v3. Esse banco de dados oferece uma alta resolução espacial de 30 segundos de arco em escala global, abrangendo o período de 1970 a 2000. Os dados contidos nesse recurso estão relacionados aos processos de evapotranspiração e ao déficit pluviométrico para o crescimento vegetativo potencial, sendo baseados na

implementação da equação FAO-56 Penman Monteith Reference Evapotranspiration (ET<sub>0</sub>).

A criação desses conjuntos de dados geoespaciais contou com o apoio do *National Key Basic Research Program* e da *National Science Foundation* da China. Eles estão disponíveis para download no CGIAR-CSI GeoPortal (<https://cgiarcsi.community>). O CGIAR-CSI, que significa Consórcio de Informação Espacial do Consultative Group for International Agricultural Research (CGIAR), representa uma iniciativa que conecta diversas comunidades internacionais dedicadas à ciência, pesquisa e desenvolvimento. Essa colaboração envolve cientistas do CGIAR, parceiros nacionais e internacionais, bem como outros profissionais comprometidos em aplicar e promover a ciência geoespacial em prol do desenvolvimento sustentável, conservação e redução da pobreza em países em desenvolvimento.

A evapotranspiração potencial (PET) representa a capacidade da atmosfera de remover água através dos processos de evapotranspiração (ET). Existem diversas equações disponíveis para estimar a PET, sendo que a aplicação da equação de Penman-Monteith desenvolvida pela FAO (Allen et al., 1998), também conhecida como FAO 56, é atualmente considerada um método padrão (Walter et al., 2000). A FAO definiu a PET como sendo igual à evapotranspiração de uma cultura de referência (ET<sub>0</sub>) em condições ótimas. Essa cultura de referência é caracterizada por gramíneas bem irrigadas, com uma altura padrão de 12 centímetros, uma resistência superficial fixa de 70 segundos por metro e um albedo de 0,23 (Allen et al., 1998).

O método FAO-56 é predominantemente baseado em princípios físicos, o que o torna aplicável globalmente, uma vez que não exige estimativas de parâmetros locais adicionais. Entretanto, uma desvantagem significativa desse método é a sua necessidade relativamente alta de dados específicos, como velocidade do vento, umidade relativa, radiação solar, entre outros. A partir da equação original de Penman-Monteith, e levando em consideração as características específicas da cultura de referência, o método Penman-Monteith (FAO-56) para a estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>) pode ser calculado da seguinte forma:

$$ET_0 = \frac{0,408 \times \Delta \times (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{avg} + 273} \times u_2 \times (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (32)$$

Onde:

$ET_0$  é a evapotranspiração para a cultura de referência, como mm/dia;

$R_n$  é a radiação líquida na superfície da cultura, como MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>;

$G$  é a densidade do fluxo de calor do solo, como MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>;

$T_{avg}$  é a temperatura média diária do ar a 2 m de altura, como °C;

$u_2$  é a velocidade do vento a 2 m de altura, como m s<sup>-1</sup>;

$e_s$  é a pressão de vapor de saturação, como kPa ;

$(e_s - e_a)$  é o déficit de pressão de vapor de saturação, como kPa;

$e_a$  é a pressão de vapor real, como kPa;

$\Delta$  é a curva de inclinação da pressão de vapor, como kPa °C<sup>-1</sup>;

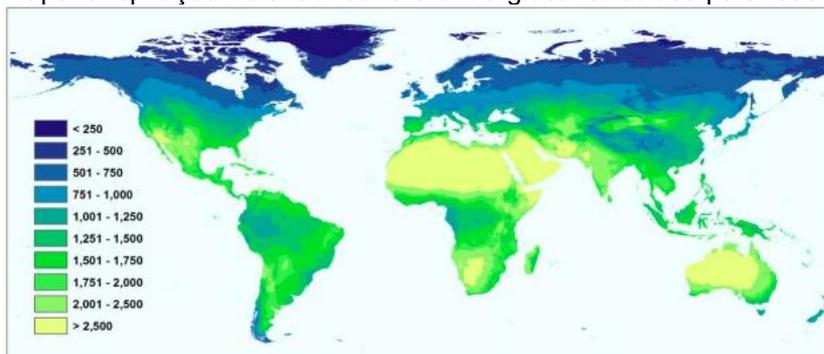
$\gamma$  é a constante psicrométrica, como kPa °C<sup>-1</sup>;

$r_s$  é a resistência da superfície aparente, como m s<sup>-1</sup>;

$r_a$  é a resistência aerodinâmica, como m s<sup>-1</sup>.

Uma nova versão do conjunto de dados Worldclim (Fick e Hijmans, 2017) foi lançada em 2021 (WorldClim 2.1) e foi usada para atualizar a versão mais recente deste estudo. Além de estar atualizada com dados e análises aprimorados, ela incorpora diversas variáveis climáticas, como temperatura (média, mínima e máxima), precipitação, radiação solar, velocidade do vento e pressão de vapor d'água. Essas variáveis são essenciais para parametrizar eficazmente a equação FAO-PM usada na estimativa da evapotranspiração. Posteriormente, a camada foi recortada para as sub-bacias em estudo, mês a mês. Na Figura 27 é ilustrado a evapotranspiração de referência global calculada para todo o globo. As Figuras 28, 29 e 30 estão apresentados os valores de evapotranspiração do INMET e os valores globais para as sub-bacias em análise.

Figura 26 - Evapotranspiração Potencial de referência global calculada para todo o globo (mm)



Fonte: Zomer (2022).

Figura 27 - Dados comparativos de evapotranspiração para as sub-bacias de Pernambuco

Sub-bacia do Rio Una (39540000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	82893	Garanhuns	118.10	100.50	113.00	100.70	96.00	75.30	70.50	73.30	82.00	101.10	108.50	118.00
GLOBAL	Mínima		135.00	115.00	123.00	110.00	98.00	79.00	85.00	99.00	108.00	135.00	135.00	135.00
	Máxima		173.00	149.00	149.00	135.00	112.00	110.00	102.00	122.00	137.00	165.00	167.00	176.00
	Média		154.00	132.00	136.00	122.50	105.00	94.50	93.50	110.50	122.50	150.00	151.00	155.50

Sub-bacia do Rio Capibaribe (39145000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	82797	Surubim	144.00	133.20	145.00	134.20	121.70	98.30	92.10	94.00	108.20	125.20	132.90	146.00
GLOBAL	Mínima		134.00	114.00	124.00	108.00	99.00	83.00	88.00	103.00	119.00	138.00	136.00	133.00
	Máxima		176.00	155.00	151.00	134.00	119.00	105.00	112.00	127.00	146.00	170.00	171.00	180.00
	Média		155.00	134.50	137.50	121.00	109.00	94.00	100.00	115.00	132.50	154.00	153.50	156.50

Sub-bacia do Rio Pajeú (48860000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	82753	Ouricuri	188.60	159.40	163.80	138.10	143.90	117.60	121.40	144.60	180.20	223.80	222.30	228.20
GLOBAL	Mínima		147.00	121.00	129.00	112.00	102.00	90.00	93.00	110.00	129.00	148.00	152.00	146.00
	Máxima		182.00	152.00	159.00	144.00	127.00	118.00	132.00	154.00	168.00	191.00	182.00	190.00
	Média		164.50	136.50	144.00	128.00	114.50	104.00	112.50	132.00	148.50	169.50	167.00	168.00

Sub-bacia do Rio Ipojuca (39340000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	82892	Pesqueira	135.40	119.50	130.10	115.60	108.50	87.90	85.20	88.80	101.50	123.00	127.70	135.40
GLOBAL	Mínima		135.00	117.00	126.00	108.00	99.00	83.00	89.00	102.00	119.00	136.00	136.00	135.00
	Máxima		169.00	146.00	145.00	129.00	112.00	100.00	107.00	124.00	140.00	165.00	164.00	173.00
	Média		152.00	131.50	135.50	118.50	105.50	91.50	98.00	113.00	129.50	150.50	150.00	154.00

Sub-bacia do Rio Ipanema (49480000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	82892	Pesqueira	135.40	119.50	130.10	115.60	108.50	87.90	85.20	88.80	101.50	123.00	127.70	135.40
GLOBAL	Mínima		142.00	122.00	130.00	112.00	101.00	85.00	91.00	104.00	121.00	142.00	144.00	140.00
	Máxima		169.00	151.00	152.00	137.00	115.00	103.00	109.00	129.00	141.00	171.00	166.00	179.00
	Média		155.50	136.50	141.00	124.50	108.00	94.00	100.00	116.50	131.00	156.50	155.00	159.50

Fonte: Autora (2023).

Figura 28 - Dados comparativos de evapotranspiração para as sub-bacias de Tocantins

Sub-bacia do Rio Tocantins (29700000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	Vários	Vários	178.30	157.76	164.99	156.15	152.42	131.66	141.87	183.10	208.37	216.83	193.02	189.16
GLOBAL	Mínima		85.00	74.00	81.00	84.00	104.00	109.00	126.00	139.00	123.00	122.00	103.00	92.00
	Máxima		140.00	127.00	134.00	133.00	142.00	147.00	173.00	186.00	181.00	165.00	139.00	126.00
	Média		112.50	100.50	107.50	108.50	123.00	128.00	149.50	162.50	152.00	143.50	121.00	109.00

Sub-bacia do Rio Tocantins (23700000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	Vários	Vários	172.06	152.56	158.59	149.20	146.39	125.47	136.11	178.48	205.29	212.83	187.11	182.93
GLOBAL	Mínima		96.00	85.00	92.00	91.00	115.00	115.00	136.00	160.00	144.00	131.00	106.00	100.00
	Máxima		141.00	127.00	135.00	133.00	142.00	148.00	173.00	187.00	182.00	166.00	134.00	127.00
	Média		118.50	106.00	113.50	112.00	128.50	131.50	154.50	173.50	163.00	148.50	120.00	113.50

Sub-bacia do Rio Araguaia (28850000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	82753	Ouricuri	181.54	160.51	167.83	157.38	150.00	127.28	137.51	182.70	210.43	220.43	195.86	192.67
GLOBAL	Mínima		90.00	79.00	86.00	89.00	111.00	109.00	127.00	140.00	124.00	124.00	103.00	93.00
	Máxima		123.00	115.00	128.00	129.00	139.00	147.00	172.00	184.00	164.00	154.00	131.00	117.00
	Média		106.50	97.00	107.00	109.00	125.00	128.00	149.50	162.00	144.00	139.00	117.00	105.00

Fonte: Autora (2023).

Figura 29 - Dados comparativos de evapotranspiração para as sub-bacias de Parnaíba

Sub-bacia do Rio Parnaíba (34879500)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	Vários	Vários	209.40	166.05	169.02	156.55	165.60	152.41	166.73	200.18	236.93	267.13	253.21	236.54
GLOBAL	Mínima		104.00	90.00	97.00	94.00	113.00	110.00	130.00	155.00	151.00	139.00	115.00	106.00
	Máxima		165.00	141.00	140.00	137.00	147.00	148.00	165.00	182.00	186.00	194.00	185.00	182.00
	Média		134.50	115.50	118.50	115.50	130.00	129.00	147.50	168.50	168.50	166.50	150.00	144.00

Sub-bacia do Rio Poti (34770000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	82583	Cratéús	229.40	176.00	171.70	140.90	147.60	142.30	162.80	191.70	213.90	245.30	242.00	250.00
GLOBAL	Mínima		124.00	102.00	105.00	99.00	112.00	109.00	124.00	152.00	156.00	160.00	142.00	135.00
	Máxima		167.00	132.00	129.00	121.00	134.00	144.00	161.00	180.00	186.00	194.00	185.00	182.00
	Média		145.50	117.00	117.00	110.00	123.00	126.50	142.50	166.00	171.00	177.00	163.50	158.50

Sub-bacia do Rio Longá (34980000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	82474	Caldeirão	212.00	164.30	160.10	152.20	162.90	147.70	167.50	195.70	220.30	230.40	239.70	241.90
GLOBAL	Mínima		125.00	101.00	104.00	99.00	112.00	109.00	124.00	153.00	155.00	160.00	148.00	136.00
	Máxima		147.00	130.00	134.00	132.00	143.00	145.00	157.00	178.00	181.00	193.00	180.00	168.00
	Média		136.00	115.50	119.00	115.50	127.50	127.00	140.50	165.50	168.00	176.50	164.00	152.00

Sub-bacia do Rio Gurguéia (34270000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	Vários	Vários	210.70	177.25	183.80	171.40	181.20	160.55	177.05	221.05	261.95	288.90	264.80	229.90
GLOBAL	Mínima		118.00	104.00	109.00	106.00	122.00	130.00	148.00	165.00	162.00	148.00	127.00	118.00
	Máxima		146.00	129.00	131.00	131.00	142.00	144.00	163.00	184.00	181.00	173.00	149.00	141.00
	Média		132.00	116.50	120.00	118.50	132.00	137.00	155.50	174.50	171.50	160.50	138.00	129.50

Sub-bacia do Rio Canindé (34600000)														
Dados	Código	Posto	MESES											
			Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
INMET	Vários	Vários	216.50	164.50	164.64	151.56	164.60	150.72	162.50	196.46	243.24	287.30	275.26	251.82
GLOBAL	Mínima		123.00	108.00	111.00	108.00	116.00	118.00	128.00	150.00	166.00	157.00	139.00	131.00
	Máxima		162.00	143.00	142.00	139.00	149.00	151.00	161.00	182.00	187.00	196.00	182.00	173.00
	Média		142.50	125.50	126.50	123.50	132.50	134.50	144.50	166.00	176.50	176.50	160.50	152.00

Fonte: Autora (2023).

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

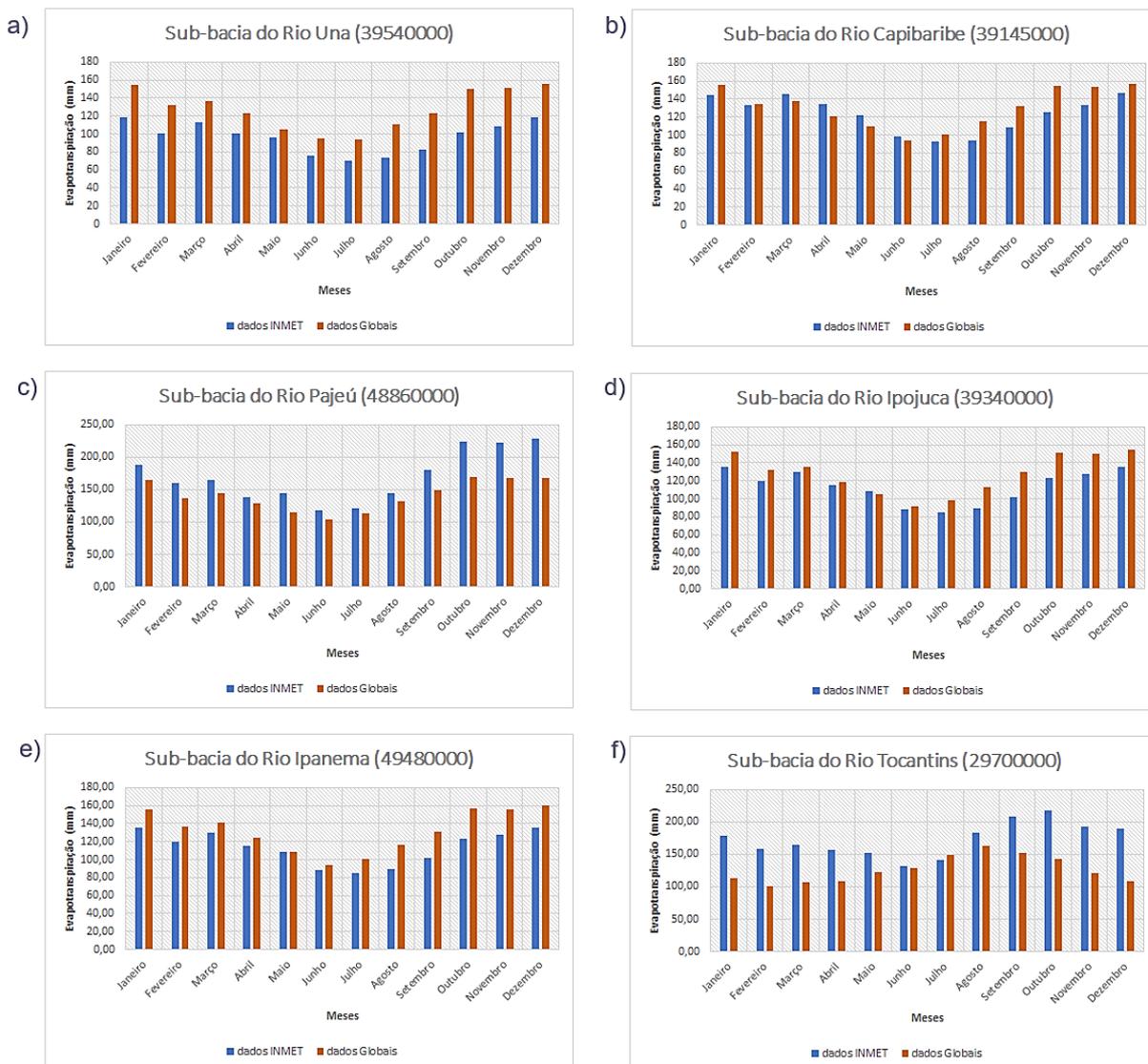
Neste estudo, conduziu-se a calibração e validação dos parâmetros do modelo CAWM em cada uma das 13 sub-bacias sob análise. Inicialmente, procedeu-se à calibração de cada sub-bacia utilizando o conjunto de dados de evapotranspiração que mais adequadamente se ajustou ao modelo. Em seguida, realizou-se uma substituição desse valor de evapotranspiração, com o intuito de analisar o impacto dessa alteração no desempenho do modelo.

É importante observar que a nova versão do CAWM (conforme detalhada no item 3.3.1) foi disponibilizada após a conclusão das simulações deste estudo. Portanto, os parâmetros  $K_L$  e  $K_d$  não foram calculados, mas sim calibrados, de acordo com a versão anterior do modelo. Os parâmetros em questão abrangem o  $K_s$ , que representa a permeabilidade do solo, o  $K_L$ , que denota as perdas na calha, e o  $K_d$ , que se refere à percolação do reservatório profundo.

O modelo utilizado neste trabalho foi desenvolvido utilizando macros no MS Excel, e uma versão programada em linguagem Python está atualmente em fase final de desenvolvimento. Em relação ao ponto de partida das simulações, se estas forem aplicadas a rios temporários e iniciarem durante a estação seca, os três parâmetros podem ser configurados como zero. No caso de um rio perene, o ponto de partida dependerá da vazão do rio. É importante destacar que, caso ocorram discrepâncias em relação às vazões medidas, é possível realizar correções nos parâmetros após a primeira simulação.

Para analisar a evapotranspiração nas bacias em estudo, as Figuras 30 e 31 exibem gráficos que representam os dados extraídos dos postos do INMET em azul e os dados obtidos da camada raster de referência global em marrom, incluindo médias mensais de longo período. A evapotranspiração de referência global foi calculada como a média entre os valores máximos e mínimos. Adicionalmente, os dados do INMET foram obtidos por meio da média das Normais Climatológicas de evapotranspiração dos postos nas bacias que contavam com mais de um posto de medição.

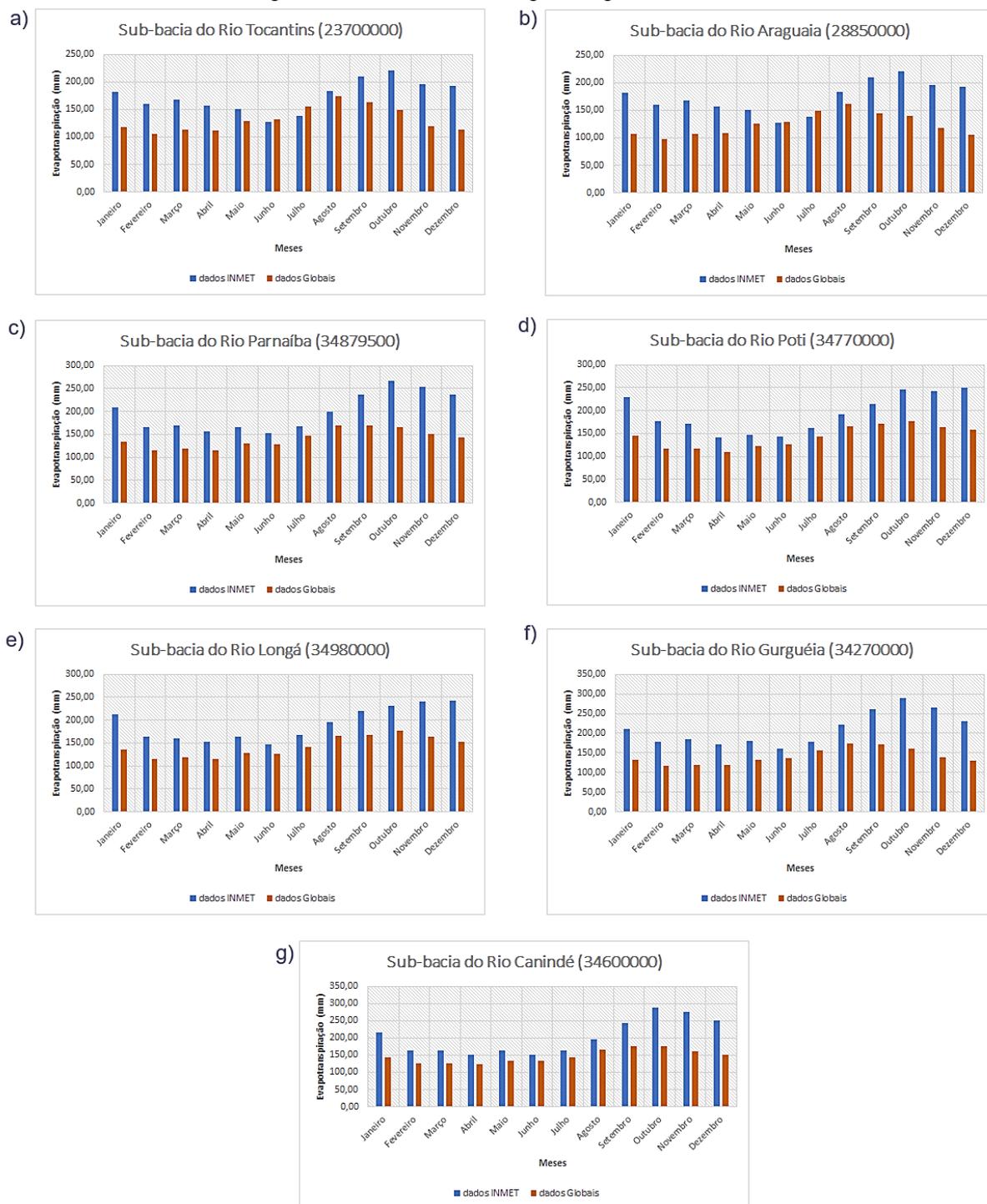
Figura 30 - Gráfico comparativo entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias: Una, Capibaribe, Pajeú, Ipojuca, Ipanema e Tocantins



Fonte: Autora (2023).

Na Figura 30, são apresentados os gráficos comparativos dos valores de evapotranspiração nas sub-bacias: Una, Capibaribe, Pajeú, Ipojuca, Ipanema e Tocantins. Observa-se que, no gráfico correspondente ao rio Capibaribe (b), os valores exibem uma notável semelhança entre si, ao passo que no caso do rio Tocantins (f), os dados apresentam consideráveis disparidades, com uma similaridade evidente apenas nos meses de junho e julho.

Figura 31 - Gráfico comparativo entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias: Tocantins, Araguaia, Parnaíba, Poti, Longá, Gurguéia e Canindé



Fonte: Autora (2023).

Das 13 sub-bacias analisadas, em 9 delas, a evapotranspiração potencial avaliada pelo INMET sistematicamente superou os valores da base global correspondente. A variação sazonal difere conforme o clima de cada região, mantendo-se uma tendência similar entre as séries. As sub-bacias em Pernambuco

estão parcial ou totalmente localizadas na região semiárida: três delas, Una, Capibaribe e Ipojuca, atravessam regiões úmidas em seu trecho inferior, enquanto as bacias dos rios Pajeú e Ipanema estão completamente inseridas na região semiárida. Nota-se que a evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global) apresentou uma tendência de valores mais elevados, especialmente nos meses de outubro a dezembro, na maioria das sub-bacias da região semiárida, com exceção das bacias do rio Parnaíba.

Nas sub-bacias dos rios Tocantins e Araguaia, situadas em regiões úmidas, observou-se uma divergência nos valores de evapotranspiração. De acordo com os dados calculados pelo INMET, o pico da evapotranspiração ocorreria no mês de outubro. No entanto, a evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman indicou que o valor mais alto ocorreria no mês de agosto.

Na Tabela 3 estão apresentados os parâmetros de entrada e saída do modelo CAWM. O parâmetro 'b' foi adotado com o valor calculado de 5/3, conforme as equações do modelo. O parâmetro 'Be', que representa a largura equivalente da rede de drenagem das bacias, foi mantido constante em 2 metros para todas as bacias submetidas à calibração.

Tabela 3 - Parâmetros de entrada e saída do Modelo CAWM

RIO	CÓDIGO DO POSTO FLU	NOME DO POSTO FLU	Kl	Ks	Kd	K	$\beta$	$\alpha$	$\rho$	PERÍODO DOS DADOS	
										INICIO	FIM
Capibaribe	39145000	Limoeiro	0.69	0	0	0.03	10.80	1.2	0.96	01/02/1973	30/06/2020
Ipojuca	39340000	Caruaru	0.61	0	0	0.02	4.33	0.98	1.10	29/03/1973	17/05/2018
Una	39540000	Capivara	0.66	0.004	0	0.04	11.60	1.4	1.05	09/02/1978	15/08/2018
Pajeú	48860000	Floresta	0.59	0	0	0.01	8.11	0.98	0.95	25/04/1972	30/04/2021
Ipanema	49480000	Águas Belas	0.56	0	0	0.01	9.02	1.2	1.11	18/01/1977	31/07/2020
Araguaia	28850000	Araguatins	0.47	0.03	0.02	0.001	20.00	0	0.90	30/08/1974	26/08/2020
Tocantins	29700000	Tucuruí	0.12	0.02	0.02	0.010	20.00	0	1.20	05/07/1969	22/03/2016
Tocantins	23700000	Descarreto	0.21	0.49	0.34	0.001	12.32	0	1.29	25/05/1973	22/05/2007
Parnaíba	34879500	Luzilândia	0.73	0.00	0.00	0.003	1.76	0	1.05	11/01/1982	30/06/2021
Gurguéia	34270000	Barra do lance	0.91	0.03	0.15	0.003	20.00	0	1.00	05/01/1973	30/06/2021
Poti	34770000	Fazenda Cantinho	0.75	0	0	0.003	3.68	0	1.00	04/01/1973	30/06/2021
Canindé	34600000	Francisco Ayres	0.90	0.001	0	0.003	10.50	0	1.00	01/04/1983	30/06/2021
Longá	34980000	Tinguis	0.66	0	0	0.003	10.60	0	1.00	05/01/1973	30/06/2021

Fonte: Autora (2023).

O parâmetro 'K' foi determinado utilizando a equação 16, conforme descrita no tópico 3.3.1, e depende da área da sub-bacia, da declividade do rio principal, do comprimento total da rede de drenagem e do coeficiente de Manning. A capacidade de retenção de água no solo, representada por 'S', foi avaliada com base no mapeamento realizado pela EMBRAPA, que envolveu o cálculo do parâmetro Curve

Number (CN) e, a partir dele, foi calculado o valor de 'S'. É importante mencionar que os mapas digitais da EMBRAPA estão disponíveis na escala de 1:100.000 para Pernambuco e 1:250.000 para os demais estados brasileiros.

O parâmetro  $\alpha$  é variável e foi adotado com valores variando de 0 a 10. Valores entre 0,9 e 1,4 são considerados os padrões ("default") do modelo, indicando um equilíbrio entre os volumes decorrentes de precipitação, evapotranspiração, escoamento superficial e perdas. Valores maiores de  $\alpha$  são necessários para majorar a evapotranspiração subdimensionada. Por outro lado, um valor de  $\alpha$  igual a 0 seria utilizado em situações em que a evapotranspiração apresenta valores adequados.

A seguir, são apresentados os resultados da calibração e validação das sub-bacias estudadas, utilizando os dois conjuntos de dados de evapotranspiração mencionados anteriormente. Para a comparação dos valores, será empregada uma classificação de desempenho fundamentada em indicadores estatísticos para as simulações, conforme demonstrado na Figura 32.

Figura 32 - Classificação de Performance de indicadores estatísticos para simulações

Classificação de performance	RSR	NSE	Pbias
Muito bom	0.00-0.50	0.75-1.00	< $\pm 10$
Bom	0.50-0.60	0.65-0.75	$\pm 10 - \pm 15$
Satisfatório	0.60-0.65	0.50-0.65	$\pm 15 - \pm 25$
Insatisfatório	>0.70	$\leq 0.50$	$\geq \pm 25$

Fonte: Adaptado de Moriasi (2007).

## 6.1 SUB-BACIAS DE PERNAMBUCO

Após a conclusão da calibração e validação de um modelo hidrológico, é possível avaliar se o comportamento foi satisfatório ou não. Além da análise visual dos gráficos, são empregados indicadores estatísticos para determinar o grau de adequação da calibração. O objetivo principal desta pesquisa é verificar o comportamento das vazões observadas e simuladas no modelo CAWM, utilizando os dois conjuntos distintos de valores de evapotranspiração.

Nas Figuras 33 e 34 estão ilustrados os gráficos comparativos das vazões médias (observada e simulada) ao longo de todo o período de dados, em dias julianos, considerando os valores de evapotranspiração distintos. Os dias julianos constituem um sistema de contagem contínua de dias, iniciando a numeração a partir do primeiro

dia do ano. Esse método de representação oferece uma análise temporal refinada das oscilações sazonais do fluxo, evidenciando os picos de vazão durante períodos chuvosos e os momentos de baixa vazão em épocas secas.

Foi observado que, ao alterar os dados de evapotranspiração, as vazões baixas nas séries simuladas mostraram-se subdimensionadas. No entanto, visto que os valores estimados da evapotranspiração (INMET e Global) não apresentaram discrepância significativa, isso não teve um impacto substancial nas vazões simuladas nas sub-bacias de Pernambuco.

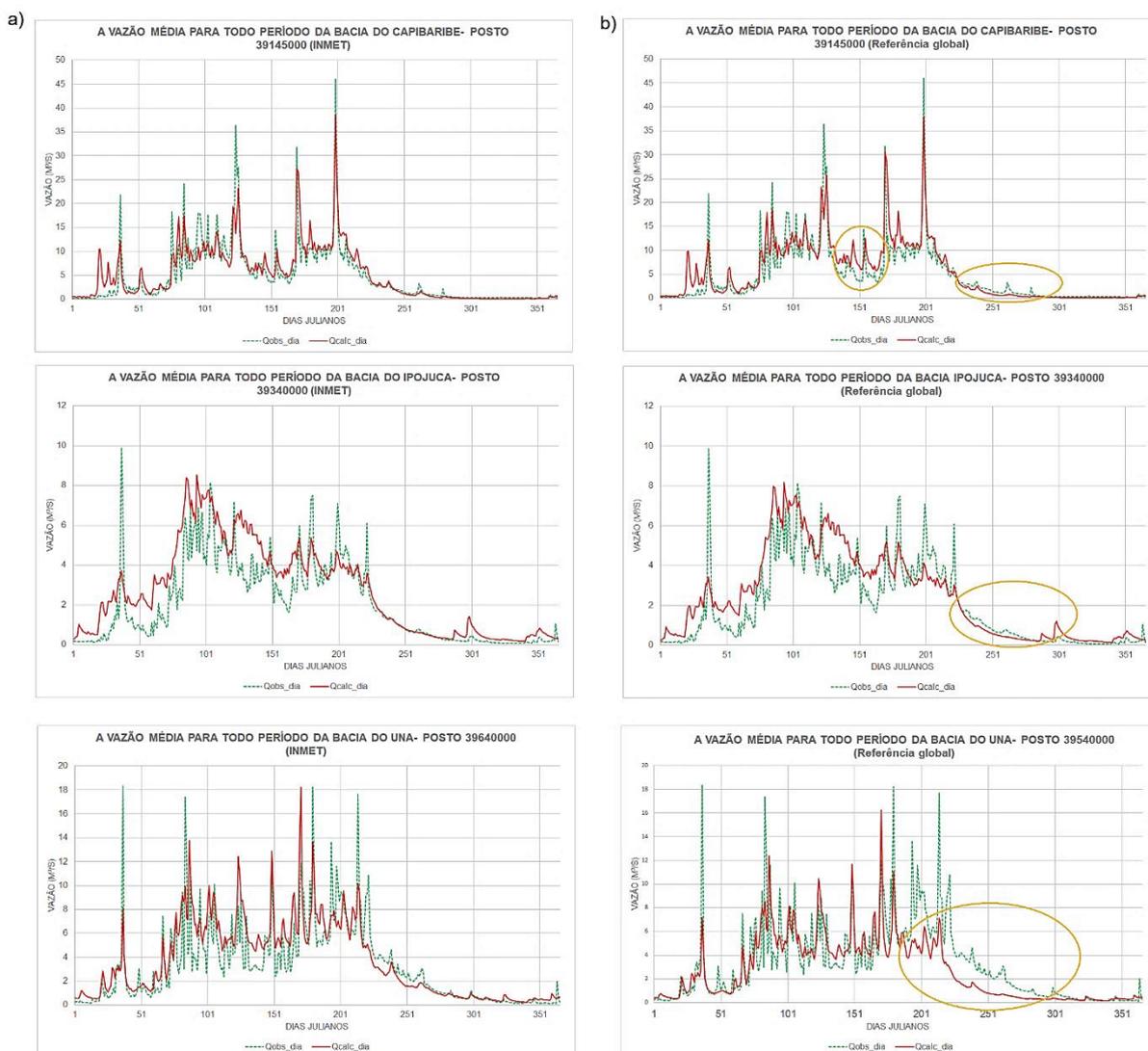
Nos Quadros 4 e 5 estão apresentados os valores dos indicadores estatísticos durante o período de calibração e validação das sub-bacias de Pernambuco, utilizando tanto os dados do INMET quanto os dados de referência global. A análise dos indicadores estatísticos da calibração e validação das sub-bacias de Pernambuco não revela alterações significativas.

Para uma avaliação mais precisa, foram geradas as curvas de permanência das vazões medidas e simuladas com os dois conjuntos de dados de evapotranspiração. Nas Figuras 35, 36, 37, 38 e 39 estão apresentadas as curvas de permanência.

Ao examinar as curvas de permanência dos valores das vazões simuladas e observadas, fica evidente que não ocorreram mudanças significativas no comportamento das vazões simuladas na bacia do Capibaribe, enquanto nas simulações das bacias do Pajeú e Una houve um impacto maior. Nas demais bacias, o impacto foi reduzido.

Na sub-bacia do rio Una, é perceptível que a série de dados de vazão calculada com base nos dados de evapotranspiração do INMET está superdimensionada, ao passo que, com as séries dos dados de evapotranspiração de referência global, está subdimensionada. Em outras palavras, essas séries apresentam comportamentos distintos em comparação com a série de dados das vazões observadas. Esse fenômeno pode ser explicado pela falta de estudos de normais climatológicas do INMET para a região, o que levou à utilização dos dados do município de Garanhuns, localizados na bacia vizinha do rio Mundaú.

Figura 33 – Vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Capibaribe, Ipojuca e Una. a) Evapotranspiração calculada pelo INMET; b) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global)



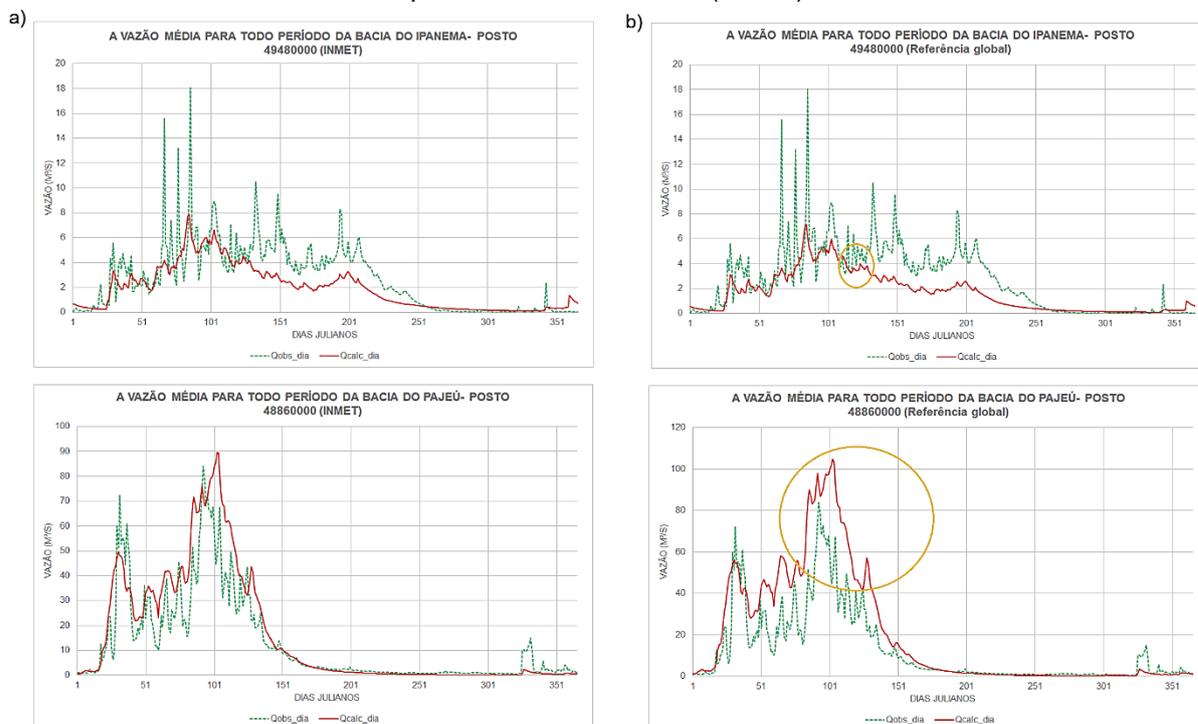
Fonte: Autora (2023).

O valor mediano de sucesso percentual alcançado para o parâmetro PBIAS reflete o afastamento entre as séries observadas e calculadas das vazões nas sub-bacias do rio Pajeú e Ipanema. A discrepância entre as vazões simuladas por modelos hidrológicos e as vazões observadas pode ser atribuída a diversos fatores. Erros nos dados de entrada, como dados meteorológicos imprecisos, e erros nos parâmetros do modelo, são causas comuns.

Além disso, mudanças no uso da terra e no ambiente, variabilidade natural do clima e limitações inerentes ao modelo podem também contribuir para a falta de correspondência entre as previsões e as observações. A calibração rigorosa do

modelo, juntamente com uma compreensão profunda das características específicas da bacia hidrográfica, é crucial para melhorar a precisão das previsões hidrológicas.

Figura 34 – Vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Ipanema e Pajeú. a) Evapotranspiração calculada pelo INMET; b) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global)



Fonte: Autora (2023).

Quadro 4 – Indicadores estatísticos do modelo CAWM utilizando evapotranspiração do INMET para as sub-bacias do rio Capibaribe, Ipojuca, Una, Pajeú e Ipanema

	Sub-bacia do Rio Capibaribe (39145000)		Sub-bacia do Rio Ipojuca (39340000)		Sub-bacia do Rio Una (39540000)		Sub-bacia do Rio Pajeú (48860000)		Sub-bacia do Rio Ipanema (49480000)	
<b>Data inicial</b>	01/02/1973	15/07/2001	29/03/1973	29/04/2000	09/02/1978	26/04/1994	25/04/1972	19/08/2006	18/01/1977	05/03/2003
<b>Data Final</b>	14/07/2001	30/06/2020	28/04/2000	17/05/2018	25/04/1994	15/08/2018	18/08/2006	30/04/2021	04/03/2003	31/07/2020
	<b>CAL.</b>	<b>VER.</b>	<b>CAL.</b>	<b>VER.</b>	<b>CAL.</b>	<b>VER.</b>	<b>CAL.</b>	<b>VER.</b>	<b>CAL.</b>	<b>VER.</b>
<b>NSE</b>	0.72	0.46	0.47	0.16	0.44	0.46	0.65	-0.05	0.49	0.01
<b>NSEsqr</b>	0.70	0.39	0.64	0.18	0.66	0.60	0.71	0.20	0.69	0.47
<b>NSElog</b>	-0.83	-0.71	-1.74	-0.18	0.44	-0.27	0.41	0.32	-0.46	-6.88
<b>Pbias</b>	-10.28	70.23	-1.13	88.96	5.98	15.36	8.04	81.43	3.49	-94.14
<b>RMSE</b>	14.57	21.75	6.63	8.70	11.87	10.50	50.66	54.15	10.11	14.21
<b>MAE</b>	4.20	4.06	1.86	2.55	3.08	2.54	11.59	13.64	2.47	2.21
<b>RSR</b>	0.53	0.73	0.73	0.92	0.75	0.73	0.59	1.03	0.71	0.99
<b>R<sup>2</sup></b>	0.72	0.52	0.48	0.27	0.44	0.48	0.65	0.31	0.49	0.21

Fonte: Autora (2023).

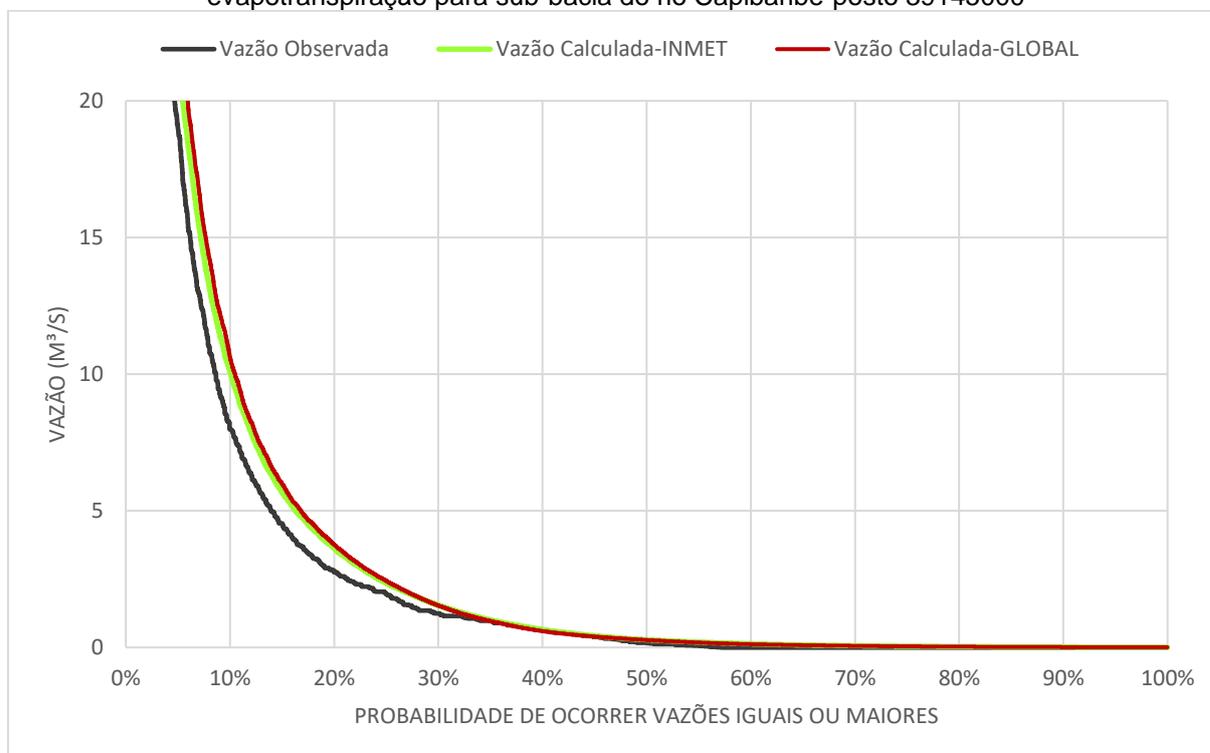
Quadro 5 - Indicadores estatísticos do modelo CAWM utilizando evapotranspiração Global para as sub-bacias do rio Capibaribe, Ipojuca, Una, Pajeú e Ipanema

	Sub-bacia do Rio Capibaribe (39145000)		Sub-bacia do Rio Ipojuca (39340000)		Sub-bacia do Rio Una (39540000)		Sub-bacia do Rio Pajeú (48860000)		Sub-bacia do Rio Ipanema (49480000)	
Data inicial	01/02/1973	15/07/2001	29/03/1973	29/04/2000	09/02/1978	26/04/1994	25/04/1972	19/08/2006	18/01/1977	05/03/2003
Data Final	14/07/2001	30/06/2020	28/04/2000	17/05/2018	25/04/1994	15/08/2018	18/08/2006	30/04/2021	04/03/2003	31/07/2020
	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.
NSE	0.72	0.45	0.46	0.19	0.44	0.46	0.62	-0.40	0.48	0.01
NSEsqr	0.70	0.42	0.65	0.24	0.67	0.63	0.65	-0.03	0.71	0.46
NSElog	-0.76	-0.64	-2.07	-0.20	0.30	-0.78	0.47	0.30	-0.57	-8.49
Pbias	-16.27	63.69	-8.12	74.98	-20.48	-14.23	36.10	130.12	-10.45	-95.20
RMSE	14.54	22.03	6.67	8.56	11.87	10.49	52.95	62.54	10.17	14.23
MAE	4.16	3.91	1.83	2.40	2.88	2.36	13.48	16.84	2.31	2.21
RSR	0.53	0.74	0.73	0.90	0.75	0.73	0.62	1.18	0.72	1.00
R <sup>2</sup>	0.72	0.49	0.48	0.27	0.45	0.47	0.63	0.29	0.49	0.20

Fonte: Autora (2023).

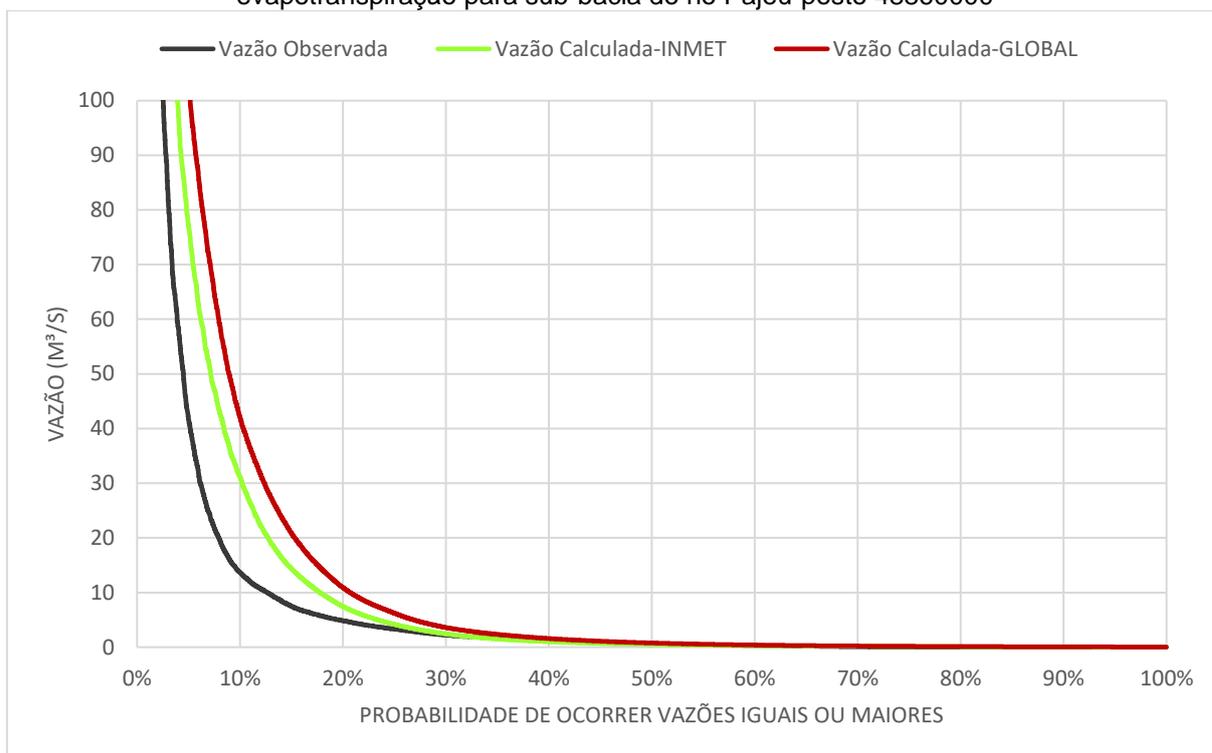
A única sub-bacia que não houve mudança no comportamento foi a do rio Capibaribe, as duas séries de vazão utilizando os dados da evapotranspiração do INMET e os dados da camada raster de referência global representaram bem o comportamento da série da vazão observada.

Figura 35 - Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Capibaribe-posto 39145000



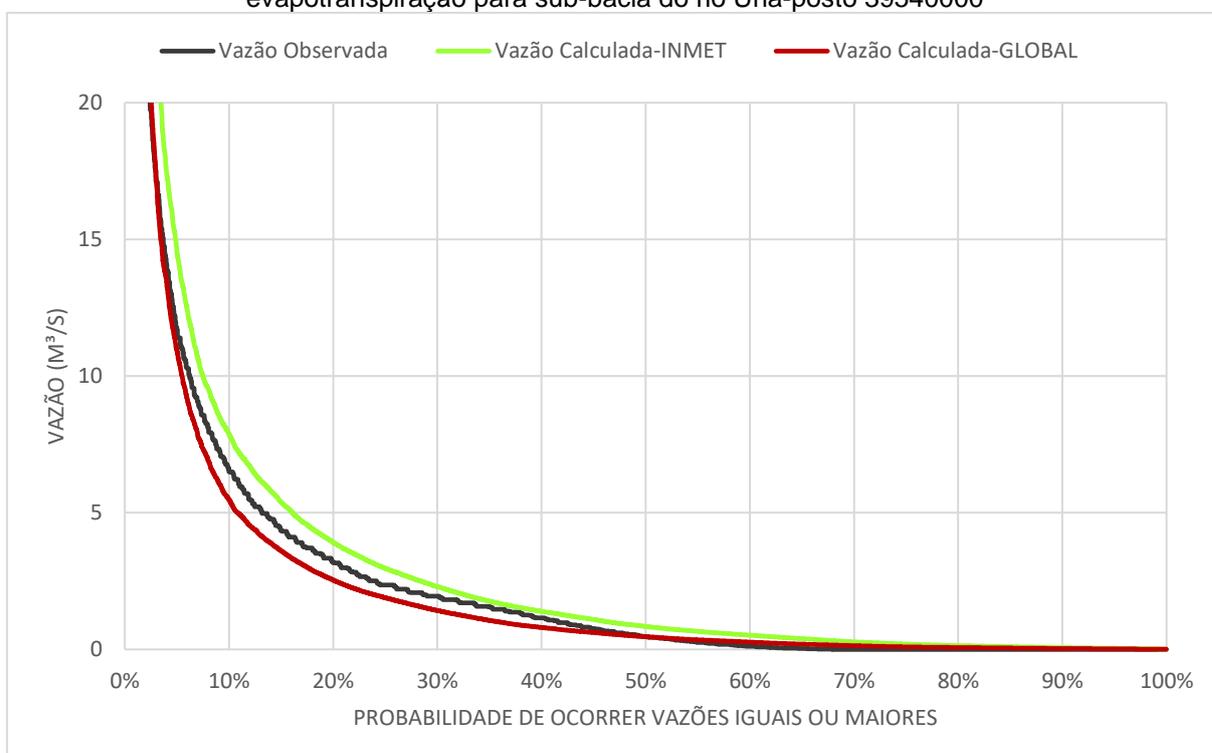
Fonte: Autora (2023).

Figura 36 - Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Pajeú-posto 48860000



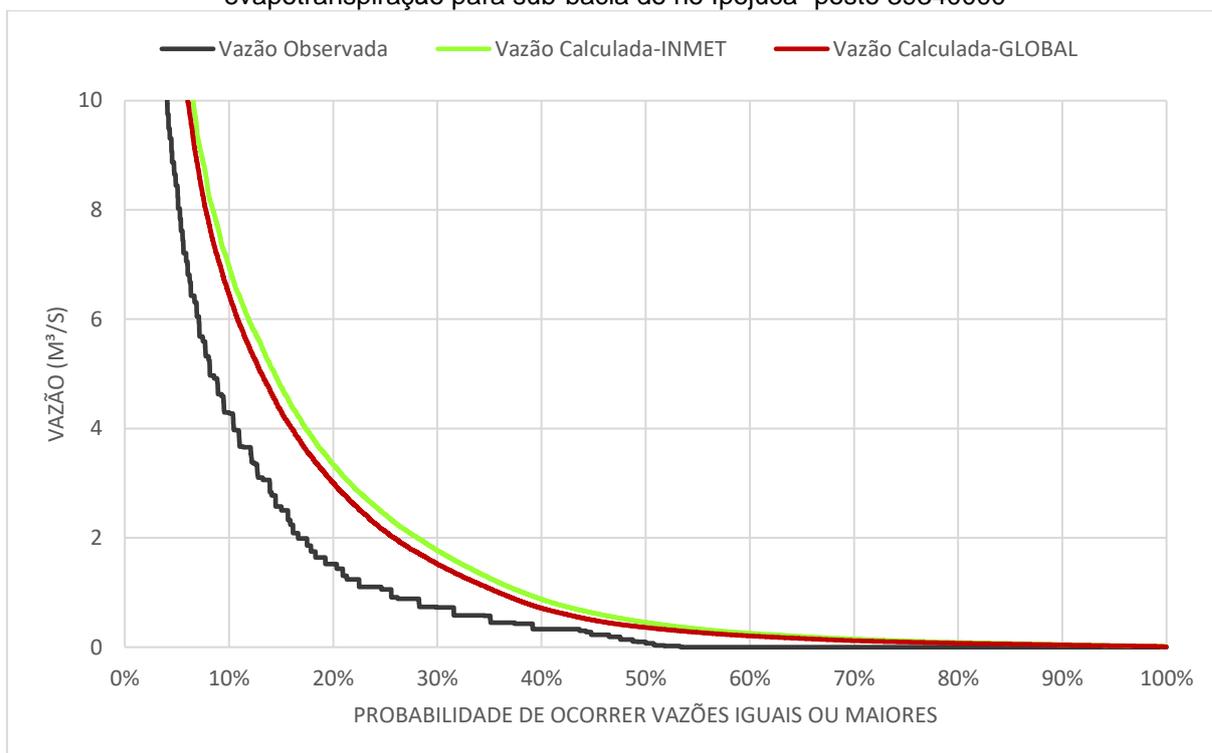
Fonte: Autora (2023).

Figura 37 - Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Una-posto 39540000



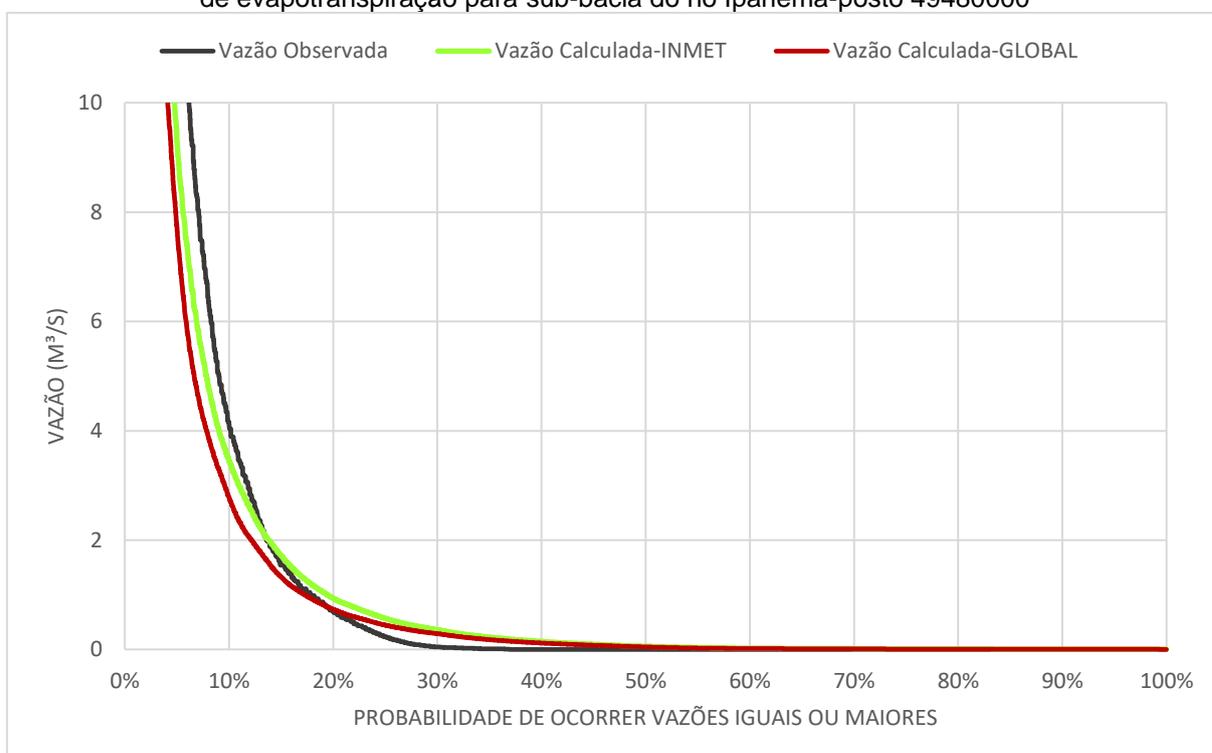
Fonte: Autora (2023).

Figura 38 - Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Ipojuca- posto 39340000



Fonte: Autora (2023).

Figura 39 - Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Ipanema-posto 49480000



Fonte: Autora (2023).

## 6.2 SUB-BACIAS DO TOCANTINS-ARAGUAIA

As sub-bacias do Tocantins-Araguaia estão situadas em uma região úmida, o que implica em comportamentos distintos nas vazões. Conforme evidenciado nos gráficos de barra nas Figuras 30 e 31, os dois conjuntos de valores de evapotranspiração relacionados a essas sub-bacias apresentaram comportamentos divergentes. Os valores dos indicadores estatísticos durante o período de calibração e validação dessas sub-bacias são apresentados nos Quadros 6 e 7. O modelo foi inicialmente calibrado utilizando os dados de referência global, logo em seguida, houve a validação com os dados do INMET.

Quadro 6 – Indicadores estatísticos do modelo CAWM utilizando evapotranspiração Global para as sub-bacias do rio Tocantins e Araguaia

	Sub-bacia do Rio Tocantins (29700000)		Sub-bacia do Rio Tocantins (23700000)		Sub-bacia do Rio Araguaia (28850000)	
Data inicial	05/07/1969	13/11/1992	25/05/1973	25/05/1990	30/08/1974	29/08/1997
Data Final	12/11/1992	22/03/2016	24/05/1990	22/05/2007	28/08/1997	26/08/2020
	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.
<b>NSE</b>	0.84	0.69	0.81	0.74	0.89	0.89
<b>NSEsqrt</b>	0.81	0.42	0.65	0.43	0.90	0.90
<b>NSElog</b>	0.62	0.07	-0.10	-0.87	0.85	0.82
<b>Pbias</b>	-3.76	-8.16	-18.63	-23.41	-0.61	5.56
<b>RMSE</b>	3967.86	4521.96	2039.62	1630.31	1915.90	1678.13
<b>MAE</b>	2807.34	3491.18	1617.14	1352.62	1298.96	1188.82
<b>RSR</b>	0.40	0.56	0.44	0.51	0.34	0.32
<b>R<sup>2</sup></b>	0.85	0.74	0.87	0.85	0.89	0.90

Fonte: Autora (2023).

Quadro 7 - Indicadores estatísticos do modelo CAWM utilizando evapotranspiração do INMET para as sub-bacias do rio Tocantins e Araguaia

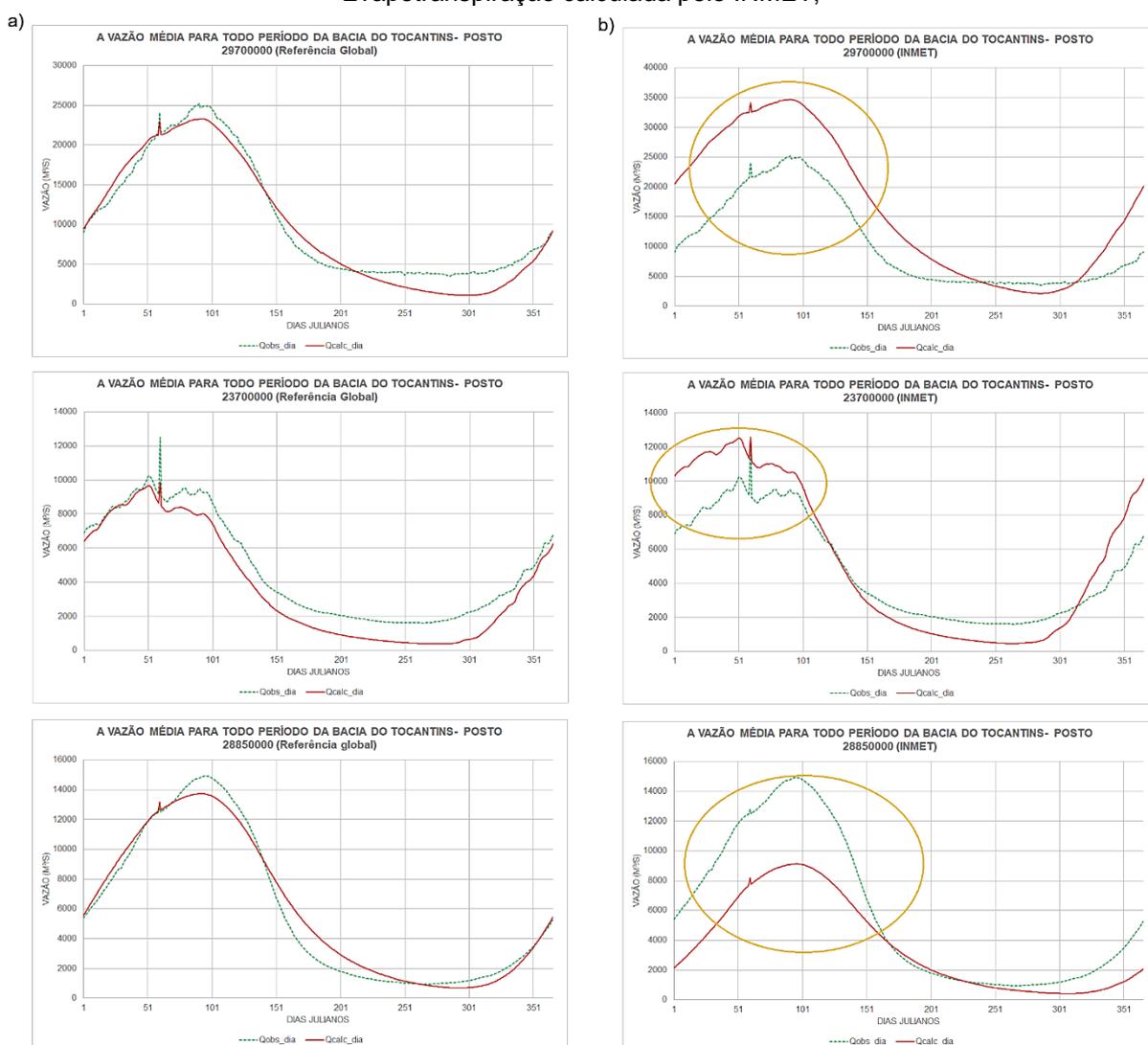
	Sub-bacia do Rio Tocantins (29700000)		Sub-bacia do Rio Tocantins (23700000)		Sub-bacia do Rio Araguaia (28850000)	
Data inicial	05/07/1969	13/11/1992	25/05/1973	25/05/1990	30/08/1974	29/08/1997
Data Final	12/11/1992	22/03/2016	24/05/1990	22/05/2007	28/08/1997	26/08/2020
	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.
<b>NSE</b>	0.31	-0.26	0.71	0.55	0.61	0.59
<b>NSEsqrt</b>	0.50	-0.05	0.67	0.46	0.64	0.67
<b>NSElog</b>	0.58	0.04	0.26	-0.21	0.44	0.59
<b>Pbias</b>	55.80	53.86	11.41	11.10	-38.27	-37.04
<b>RMSE</b>	8239.05	9084.86	2517.38	2143.96	3557.93	3294.37
<b>MAE</b>	6434.35	6983.02	1845.86	1618.67	2504.42	2280.00
<b>RSR</b>	0.83	1.12	0.54	0.67	0.62	0.64
<b>R<sup>2</sup></b>	0.85	0.69	0.85	0.83	0.84	0.83

Fonte: Autora (2023).

A análise dos indicadores estatísticos da calibração e validação revela alterações significativas, como era de se esperar, devido ao aumento da diferença média entre os dois conjuntos de valores de evapotranspiração. Essas diferenças

médias nas sub-bacias do Tocantins-Araguaia, nos postos 29700000, 23700000 e 28850000, foram de 40,78%, 33,21% e 39,78%, respectivamente. Na Figura 40 estão ilustrados os gráficos em dias julianos para o período completo dessas sub-bacias. Notavelmente, ao substituir o valor da evapotranspiração na simulação calibrada do posto 29700000, observou-se uma redução significativa nos indicadores, conforme demonstrado no Quadro 7, onde o NSE durante a calibração foi de 0,31 e, na validação, foi de -0,26 quando se utilizou a evapotranspiração do INMET.

Figura 40 - Vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Tocantins e Araguaia. a) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global); b) Evapotranspiração calculada pelo INMET;



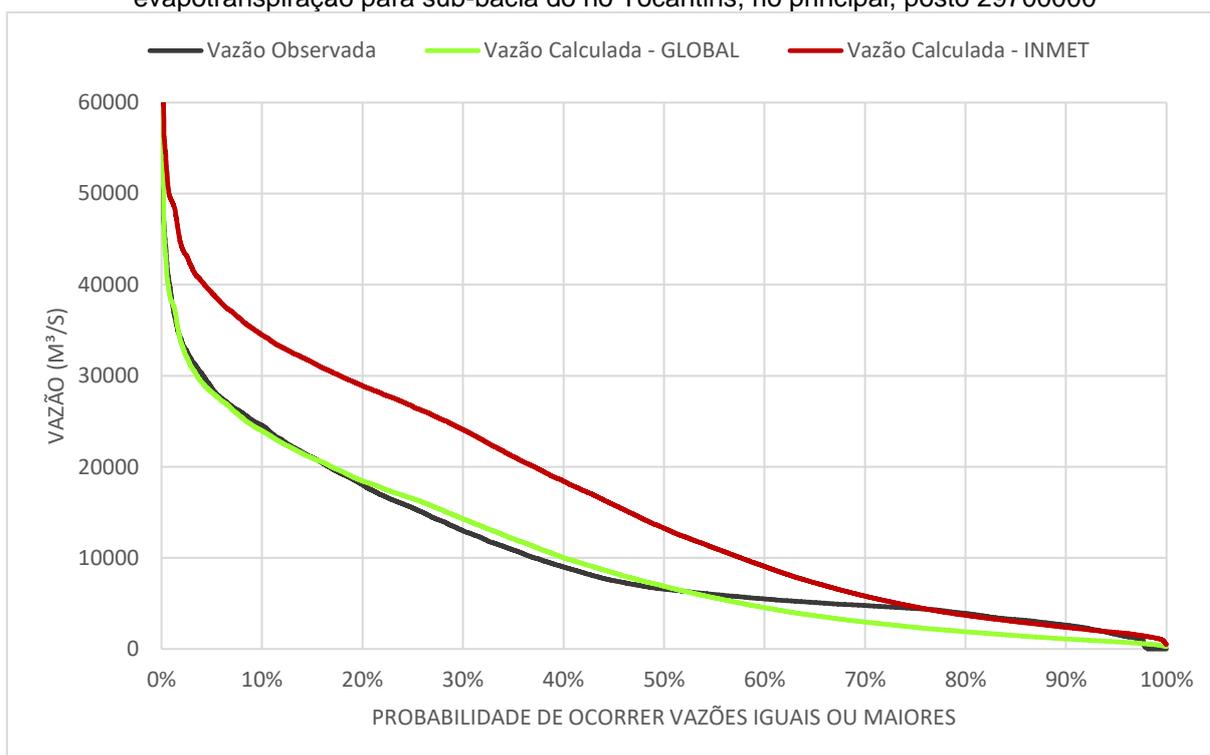
Fonte: Autora (2023).

Ao analisar o mesmo posto, conforme detalhado na Quadro 6, observou-se que o NSE durante a calibração foi de 0,84 e o NSE durante a validação foi de 0,69. Como era de se esperar, fica evidente que quanto maior for a discrepância entre os valores

de evapotranspiração, maior será o impacto na modelagem, especialmente quando esses dados não representam de forma precisa o balanço hídrico. Nas Figuras 42, 43 e 44 estão apresentadas as curvas de permanência correspondentes aos valores das vazões observadas e calculadas usando os dois conjuntos de valores de evapotranspiração.

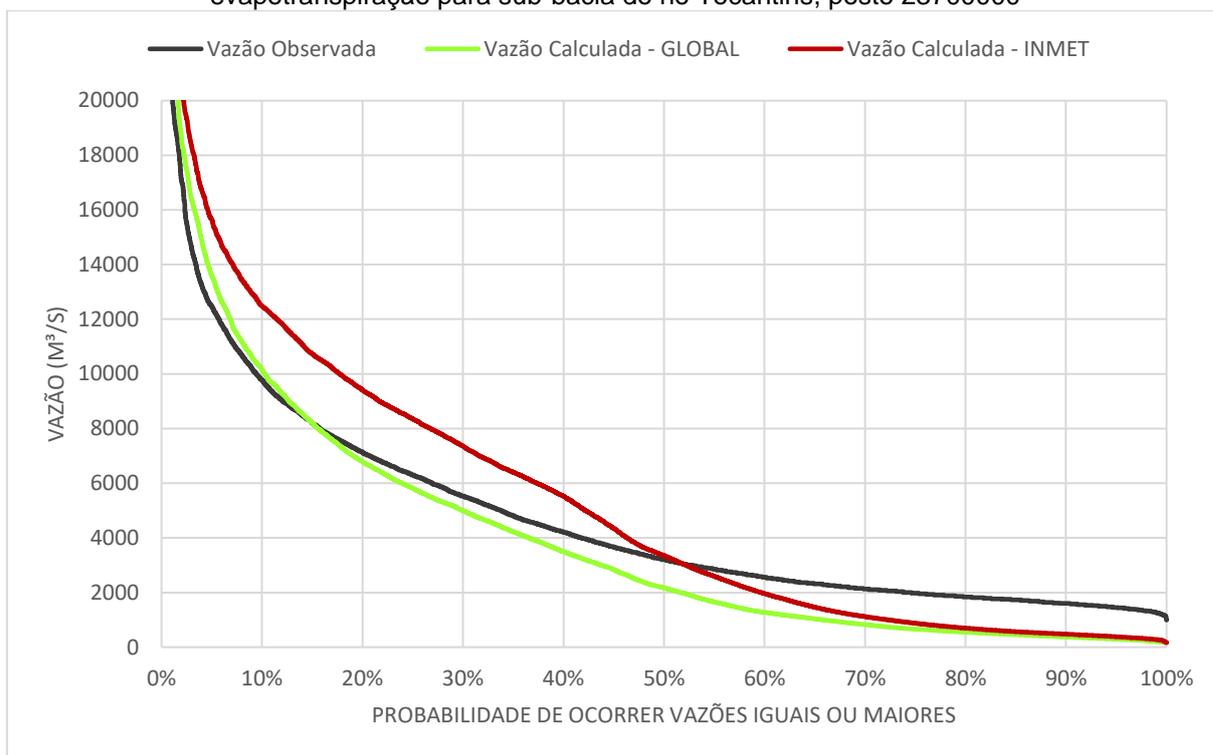
O efeito da evapotranspiração na modelagem foi observado tanto nos indicadores estatísticos quanto na análise da curva de permanência, em contraste com as sub-bacias de Pernambuco. Nas séries de vazões resultantes dos dois conjuntos de valores de evapotranspiração, a curva de permanência do posto 23700000 não representou adequadamente as vazões baixas, o que é refletido no baixo valor do  $NSE_{Log}$  no quadro dos indicadores.

Figura 41 - Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Tocantins, rio principal, posto 29700000



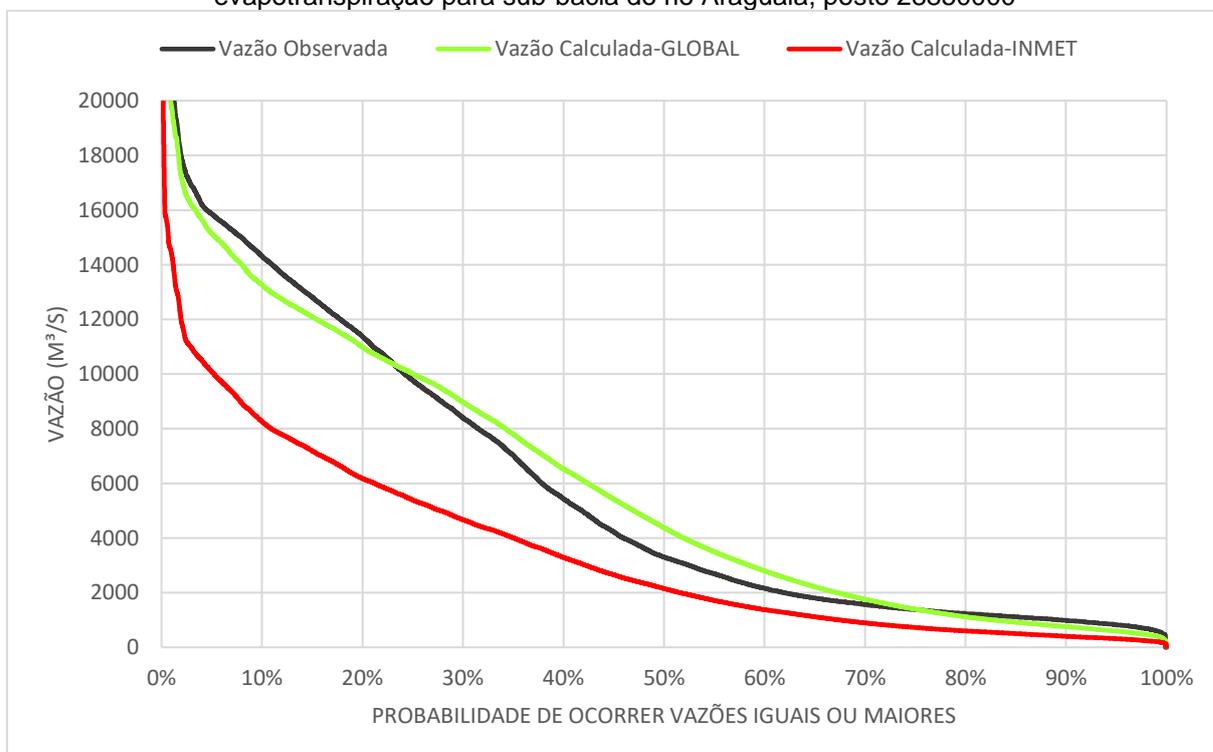
Fonte: Autora (2023).

Figura 42 - Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Tocantins, posto 23700000



Fonte: Autora (2023).

Figura 43 - Curva de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Araguaia, posto 28850000



Fonte: Autora (2023).

### 6.3 SUB-BACIAS DO PARNAÍBA

A bacia do Parnaíba se estende por regiões tanto semiáridas quanto úmidas. Enquanto as sub-bacias do Parnaíba e do rio Gurguéia estão predominantemente localizadas na região úmida, as sub-bacias do Poti, Canindé e Longá estão situadas na região semiárida. Na Figura 31 está ilustrado o gráfico de barra de forma clara a diferença significativa entre os dois conjuntos de valores de evapotranspiração nas sub-bacias da região hidrográfica do Parnaíba. Para uma análise mais detalhada, os valores médios das discrepâncias entre esses dados são apresentados na Tabela 5.

Sub-bacia do rio Parnaíba	40.76%
Sub-bacia do rio Poti	34.54%
Sub-bacia do rio Canindé	36.72%
Sub-bacia do rio Gurguéia	50.56%
Sub-bacia do rio Longá	34.41%

Fonte: Autora (2023).

Nos Quadros 8 e 9 estão apresentados os indicadores estatísticos durante o período de calibração e validação das sub-bacias. O modelo foi inicialmente calibrado utilizando os dados de evapotranspiração de referência global. Posteriormente, procedeu-se o processo de validação com os dados de evapotranspiração do INMET. Nas Figuras 45 e 46 estão ilustrados os gráficos das vazões médias (observadas e simuladas) em dias julianos para as sub-bacias em questão. Este gráfico evidencia discrepâncias entre as vazões médias resultantes dos dois conjuntos de dados de evapotranspiração.

Quadro 8 - Indicadores estatísticos do modelo CAWM utilizando evapotranspiração Global para as sub-bacias do rio Parnaíba

	Sub-bacia do Rio Parnaíba (34879500)		Sub-bacia do Rio Poti (34770000)		Sub-bacia do Rio Longá (34980000)		Sub-bacia do Rio Gurguéia (34270000)		Sub-bacia do Rio Canindé (34600000)	
Data inicial	11/01/1982	07/10/2001	04/01/1973	04/04/1997	05/01/1973	05/04/1997	05/01/1973	29/05/1992	01/04/1983	17/05/2002
Data Final	06/10/2001	30/06/2021	03/04/1997	30/06/2021	04/04/1997	30/06/2021	28/05/1992	30/06/2021	16/05/2002	30/06/2021
	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.
NSE	0.82	0.72	0.67	0.64	0.76	0.71	0.67	-0.54	0.68	0.55
NSEsqrt	0.82	0.73	0.74	0.59	0.83	0.81	0.73	-0.14	0.67	0.20
NSElog	0.80	0.72	0.78	0.67	0.78	0.81	0.73	0.24	0.49	0.17
Pbias	-1.63	15.39	17.09	58.38	5.13	11.68	11.53	109.06	14.16	108.71
RMSE	268.84	266.94	171.00	118.52	174.72	146.52	40.54	45.72	44.60	46.70
MAE	164.55	162.99	73.16	54.27	82.38	63.89	19.20	29.32	23.72	26.66
RSR	0.42	0.53	0.57	0.60	0.49	0.53	0.58	1.24	0.56	0.67
R <sup>2</sup>	0.82	0.82	0.68	0.67	0.78	0.73	0.67	0.38	0.69	0.70

Fonte: Autora (2023).

Quadro 9 - Indicadores estatísticos do modelo CAWM utilizando evapotranspiração do INMET para as sub-bacias do rio Parnaíba

	Sub-bacia do Rio Parnaíba (34879500)		Sub-bacia do Rio Poti (34770000)		Sub-bacia do Rio Longá (34980000)		Sub-bacia do Rio Gurguéia (34270000)		Sub-bacia do Rio Canindé (34600000)	
Data inicial	11/01/1982	07/10/2001	04/01/1973	04/04/1997	05/01/1973	05/04/1997	05/01/1973	29/05/1992	01/04/1983	17/05/2002
Data Final	06/10/2001	30/06/2021	03/04/1997	30/06/2021	04/04/1997	30/06/2021	28/05/1992	30/06/2021	16/05/2002	30/06/2021
	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.	CAL.	VER.
NSE	0.62	0.74	0.64	0.67	0.74	0.70	0.44	0.23	0.50	0.70
NSEsqr	0.58	0.66	0.77	0.71	0.87	0.85	0.55	0.37	0.60	0.45
NSElog	0.49	0.53	0.79	0.74	0.83	0.86	0.43	0.43	0.52	0.27
Pbias	-31.62	-23.59	-15.96	7.59	-17.13	-16.13	-41.44	16.62	-32.36	39.38
RMSE	397.77	255.56	179.68	114.23	183.79	151.48	52.68	32.47	56.20	38.07
MAE	243.62	165.60	65.10	41.97	75.21	55.97	22.34	17.70	25.74	18.87
RSR	0.62	0.51	0.60	0.58	0.51	0.55	0.75	0.88	0.71	0.55
R <sup>2</sup>	0.81	0.82	0.68	0.69	0.82	0.77	0.60	0.32	0.61	0.71

Fonte: Autora (2023).

Ao analisar os indicadores e a tabela das diferenças entre os valores de evapotranspiração, torna-se evidente uma correlação indicativa de que quanto maior for a discrepância entre os valores de evapotranspiração, maior será a interferência na modelagem. Nas Figuras 47, 48, 49, 50 e 51 estão apresentadas as curvas de permanência das sub-bacias do Parnaíba, nas quais o impacto da variação da evapotranspiração na modelagem é demonstrado.

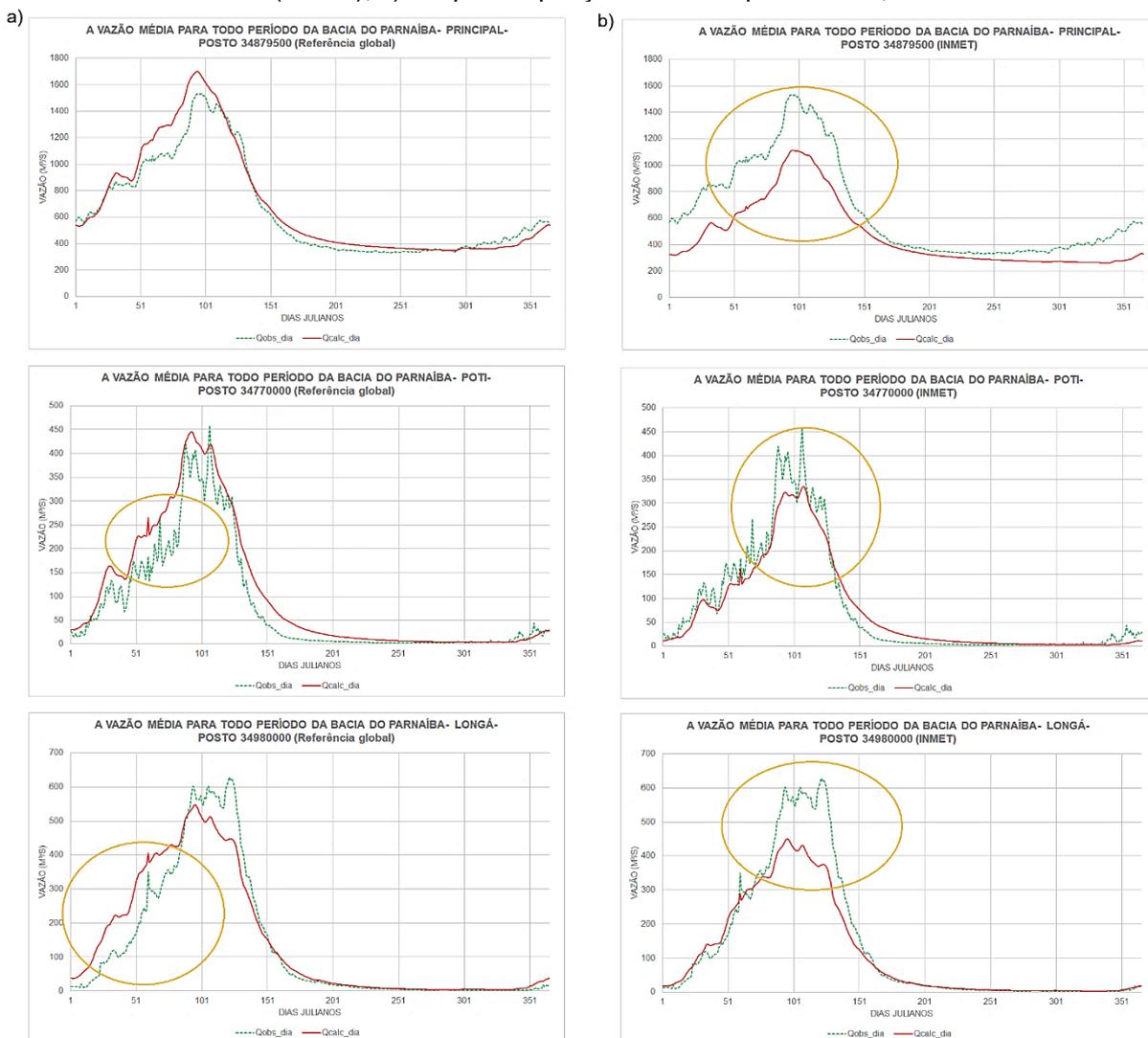
Nas Figuras 45 e 46 estão ilustradas as duas simulações de vazão, aquelas que utilizaram a evapotranspiração do INMET e a fórmula de Penman (Global), não reproduziram adequadamente o comportamento das vazões observadas. Essa variabilidade pode ser atribuída à localização da bacia do Parnaíba em duas regiões distintas, o que dificulta a representação precisa da evapotranspiração real no modelo.

A discrepância é evidente ao analisar os valores dos indicadores estatísticos. O indicador PBIAS no Quadro 9 apresentou valores acima de +-10 em todas as sub-bacias, indicando que os valores simulados estão muito distantes dos valores observados. Além disso, o indicador R<sup>2</sup> demonstrou um valor baixo de 0,38 para a sub-bacia do rio Gurguéia quando foram utilizados os dados de evapotranspiração de referência global (Penman) e também apresentou um valor baixo quando se utilizaram os dados do INMET. Isso indica que, em ambos os casos, os valores de evapotranspiração não representam adequadamente a realidade da região.

A representação precisa das vazões baixas em modelos hidrológicos é um desafio complexo. Isso ocorre devido a várias razões, incluindo a resolução limitada dos modelos, a falta de dados detalhados, as incertezas na estimativa de precipitação

e evapotranspiração, e a complexidade dos processos hidrológicos em escalas menores.

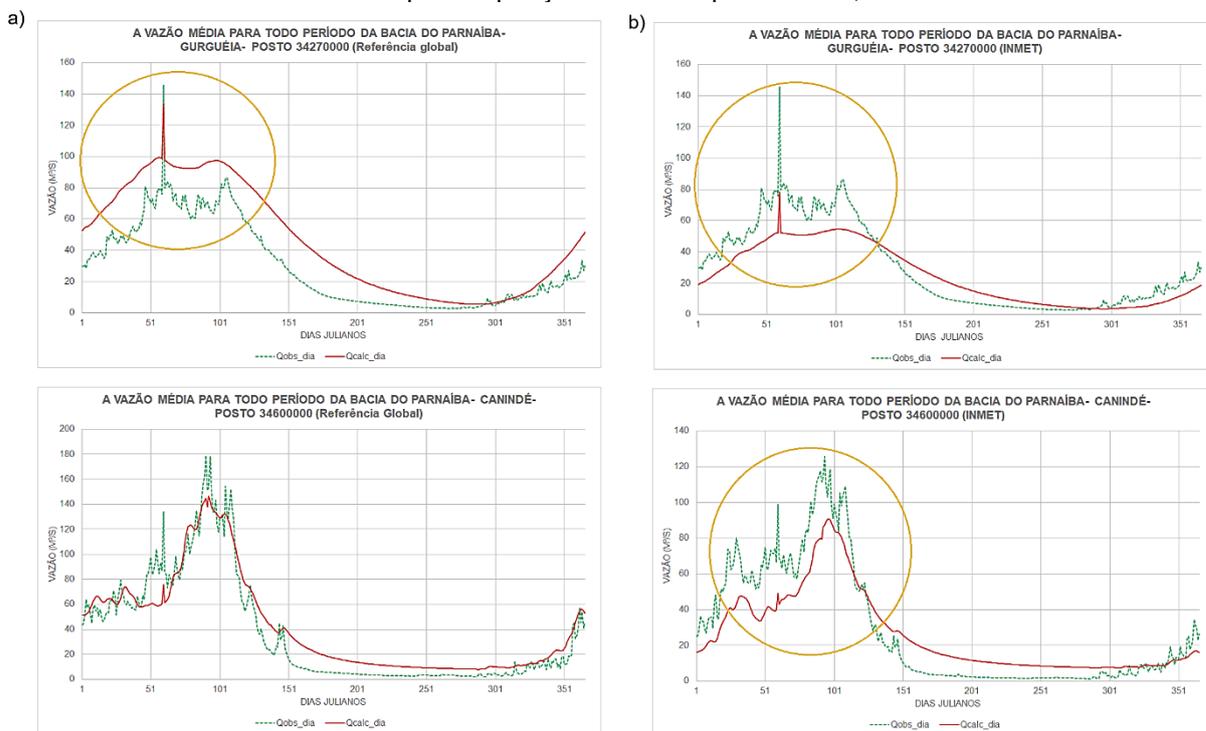
Figura 44 - Vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Parnaíba principal, rio Poti e rio Longá. a) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global); b) Evapotranspiração calculada pelo INMET;



Fonte: Autora (2023).

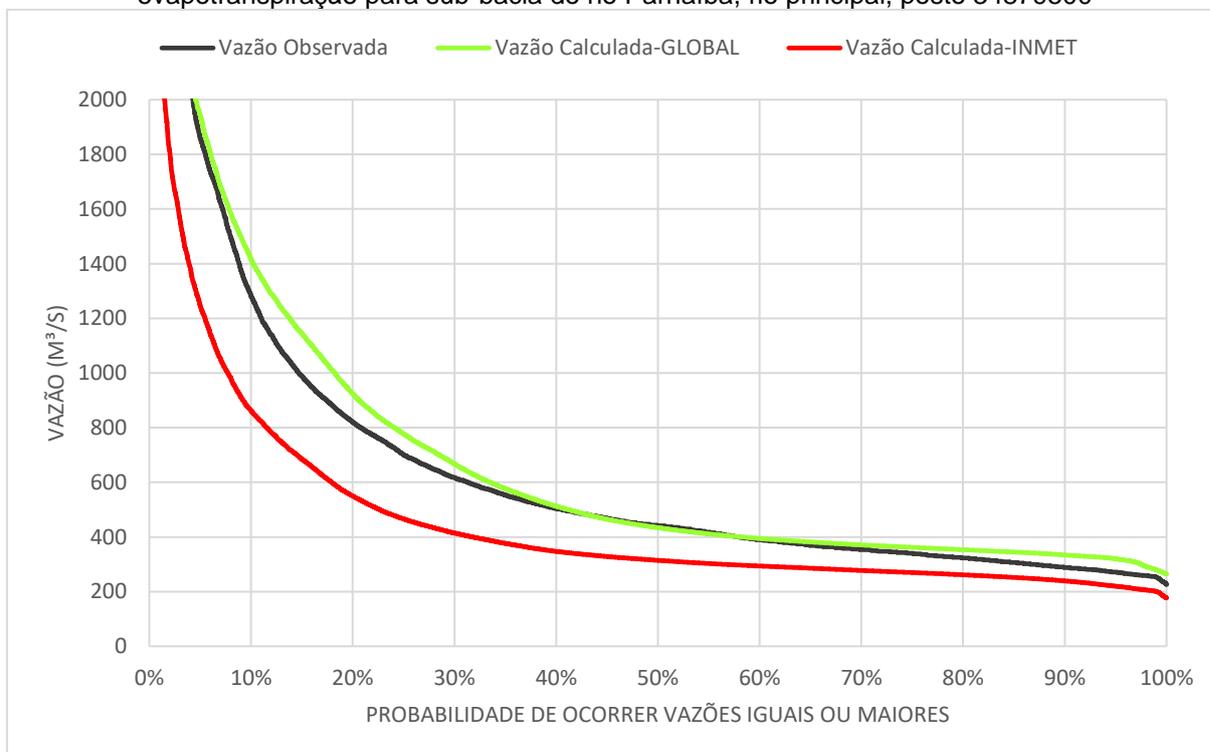
Além disso, fatores como mudanças no uso da terra e a implementação de práticas de conservação de água podem afetar as vazões baixas, tornando-as difíceis de prever. Portanto, a melhoria na representação das vazões baixas em modelos hidrológicos exige uma abordagem holística que leve em consideração a precisão dos dados, a parametrização adequada do modelo e a consideração cuidadosa dos processos relevantes, a fim de melhorar a capacidade desses modelos em lidar com as complexidades das vazões baixas.

Figura 45 – Vazão média em dias julianos entre os valores de evapotranspiração das sub-bacias do rio Gurguéia e rio Canindé. a) Evapotranspiração calculada pela fórmula de Penman (Global); b) Evapotranspiração calculada pelo INMET;



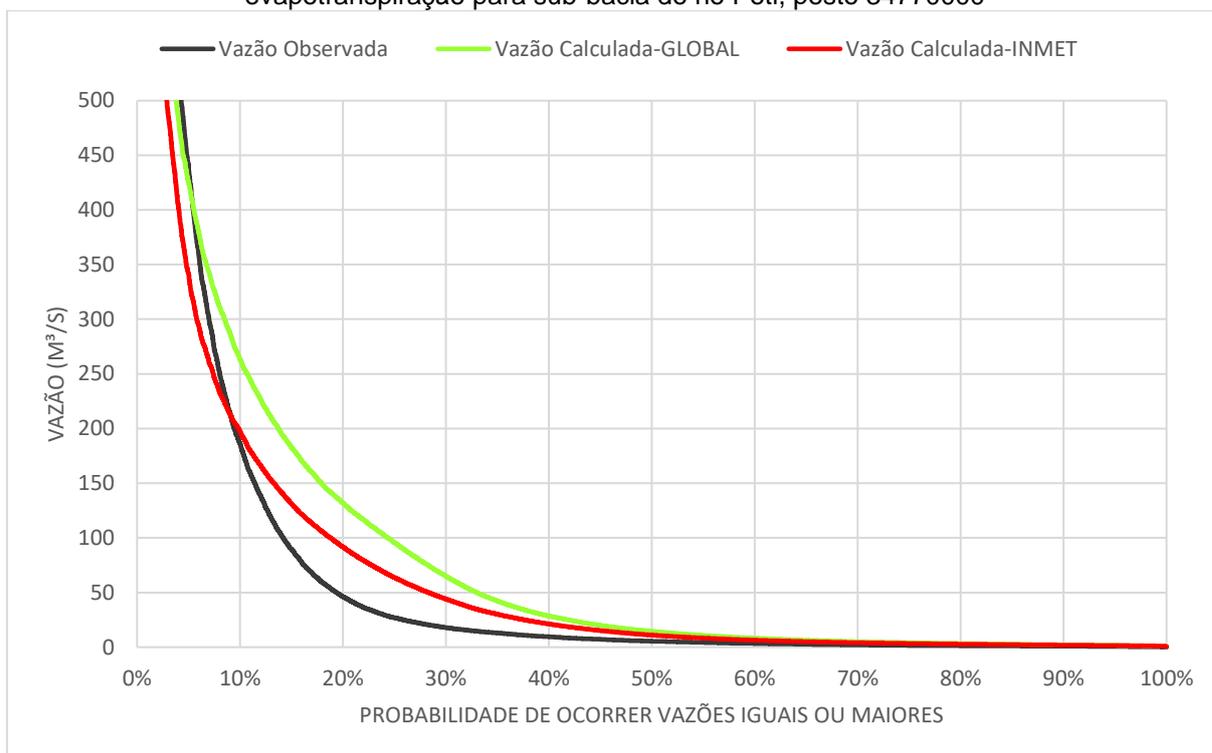
Fonte: Autora (2023).

Figura 46 - Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Parnaíba, rio principal, posto 34879500



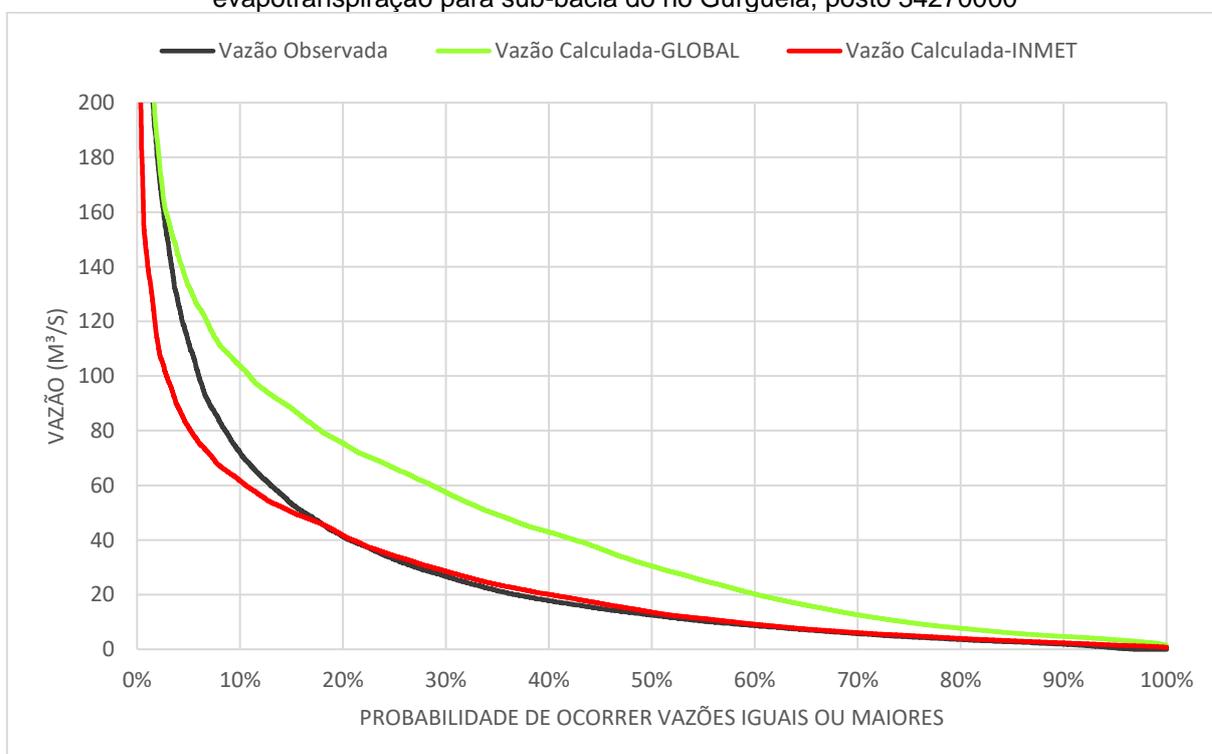
Fonte: Autora (2023).

Figura 47 - Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Poti, posto 34770000



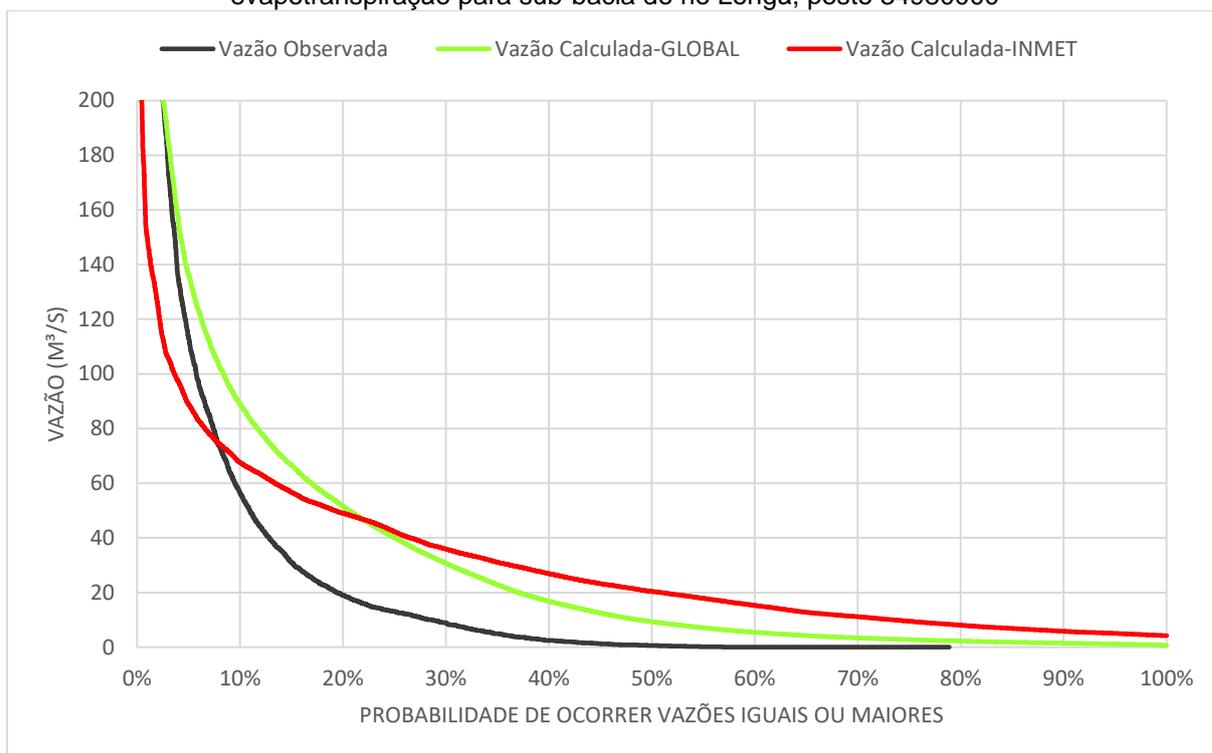
Fonte: Autora (2023).

Figura 48 - Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Gurguéia, posto 34270000



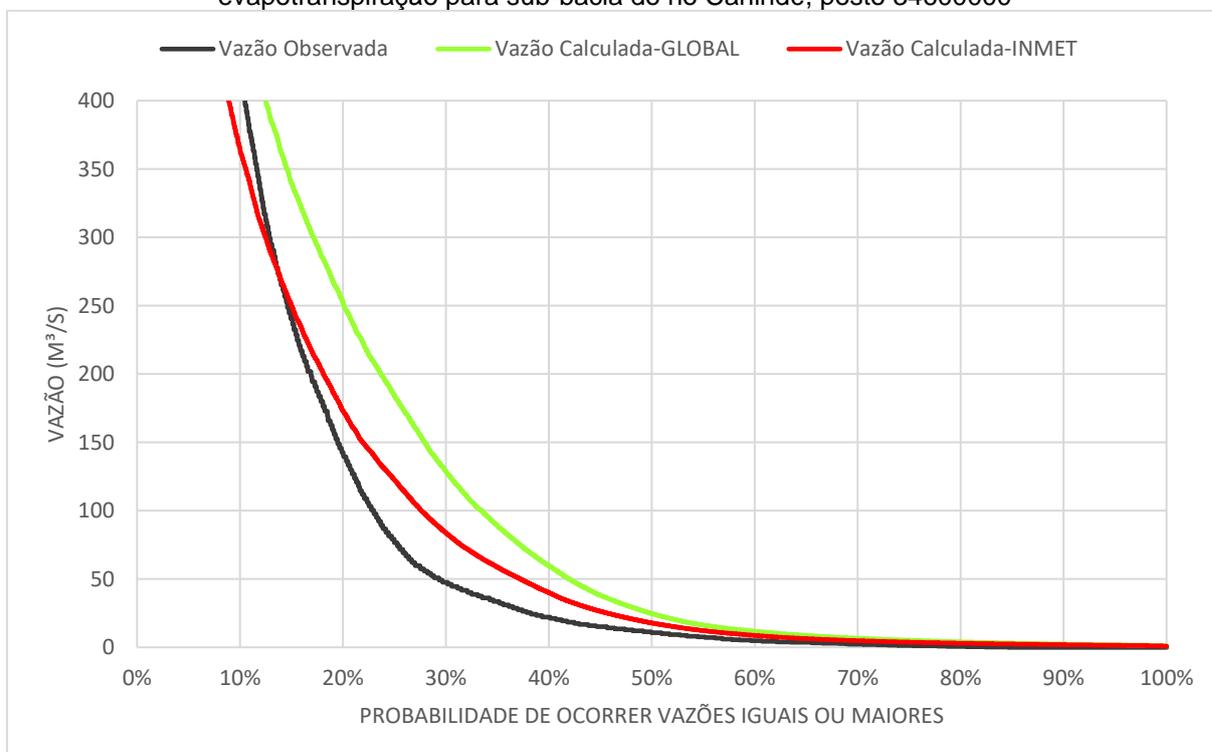
Fonte: Autora (2023).

Figura 49 - Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Longá, posto 34980000



Fonte: Autora (2023).

Figura 50 - Curvas de permanência das vazões observadas e calculadas com os dois valores de evapotranspiração para sub-bacia do rio Canindé, posto 34600000



Fonte: Autora (2023).

## 7. CONCLUSÕES

Nas regiões semiáridas, a evapotranspiração estimada pela fórmula de Penman (Global) mostrou uma tendência de valores mais elevados, especialmente nos meses de outubro a dezembro, com exceção das bacias do rio Parnaíba. Foi observado nas bacias de Pernambuco que, ao alterar os dados de evapotranspiração, as vazões baixas nas séries simuladas mostraram-se subdimensionadas. A única sub-bacia que não houve mudança no comportamento foi a do rio Capibaribe, as duas séries de vazão utilizando os dados da evapotranspiração do INMET e os dados da camada raster de referência global representaram bem o comportamento da série da vazão observada. No entanto, visto que os valores estimados da evapotranspiração (INMET e Global) não apresentaram discrepância significativa, isso não teve um impacto substancial nas vazões simuladas nas sub-bacias de Pernambuco.

O efeito da evapotranspiração na modelagem foi observado tanto nos indicadores estatísticos quanto na análise da curva de permanência nas sub-bacias do rio Tocantins-Araguaia, em contraste com as sub-bacias de Pernambuco. Nas séries de vazões resultantes dos dois conjuntos de valores de evapotranspiração, a curva de permanência do posto 23700000 não representou adequadamente as vazões baixas, o que é refletido no baixo valor do  $NSE_{Log}$  no quadro dos indicadores. A análise dos indicadores estatísticos da calibração e validação revela alterações significativas, como era de se esperar, devido ao aumento da diferença média entre os dois conjuntos de valores de evapotranspiração.

Ao analisar os indicadores e a tabela das diferenças entre os valores de evapotranspiração nas sub-bacias do rio Parnaíba, torna-se evidente uma correlação indicativa de que quanto maior for a discrepância entre os valores de evapotranspiração, maior será a interferência na modelagem. O indicador PBIAS no Quadro 9 apresentou valores acima de  $\pm 10$  em todas as sub-bacias, indicando que os valores simulados estão muito distantes dos valores observados. Além disso, o indicador  $R^2$  demonstrou um valor baixo de 0,38 para a sub-bacia do rio Gurguéia quando foram utilizados os dados de evapotranspiração de referência global (Penman) e também apresentou um valor baixo quando se utilizaram os dados do INMET. Isso indica que, em ambos os casos, os valores de evapotranspiração não representam adequadamente a realidade da região.

Neste estudo, não foi possível determinar qual estimativa de evapotranspiração melhor representou o comportamento das vazões observadas, tendo assim a necessidade de considerar cuidadosamente os dados de evapotranspiração na modelagem hidrológica, particularmente em áreas com características climáticas variáveis, como as regiões semiáridas, a fim de melhorar a qualidade das previsões e a gestão dos recursos hídricos.

Os resultados realçam também a complexidade da representação das vazões baixas no modelo, o que se deve a diversas razões, tais como limitações de resolução, escassez de dados detalhados, incertezas na estimativa da evapotranspiração e mudanças no uso do solo.

## **RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS**

Recomenda-se a expansão e aprimoramento das metodologias de coleta de dados de séries históricas de evaporação, especialmente em regiões onde as normais climatológicas são limitadas a poucos postos de monitoramento. Isso se torna fundamental para melhorar a precisão da estimativa da evapotranspiração. Além disso, explorar métodos de interpolação e modelagem espacial pode ser uma abordagem valiosa para estimar a evapotranspiração em locais onde os dados diretos são escassos.

## REFERÊNCIAS

AB'SABER, Aziz N. Sertões e Sertanejos: uma geografia humana sofrida. In **Revista Estudos Avançados**. Dossiê Nordeste Seco. 13 (36), São Paulo: Centro de Estudos Avançados, 1999, p. 7 – 59;

ABIODUN, O. O.; GUAN, H., POST, V. E. A.; BATELAAN, O. (2018). **Comparison of MODIS and SWAT evapotranspiration over a complex terrain at different spatial scales**. Hydrology and Earth System Sciences, Gottingen, n. 22, p.2775–2794;

ACOSTA, R. **Um Modelo Biosfera-Hidrosfera para a Bacia do Tocantins-Araguaia**. 79 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2007;

AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMA (APAC). **Bacias hidrográficas - Rio Capibaribe**. 2019a. Disponível em: [http://www.apac.pe.gov.br/pagina.php?page\\_id=5&subpage\\_id=14](http://www.apac.pe.gov.br/pagina.php?page_id=5&subpage_id=14). Acesso em 07 outubro 2022;

AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMA (APAC). **Bacias hidrográficas - Rio Ipanema**. 2019a. Disponível em: APAC - Agência Pernambucana de Águas e Climas - Bacia do Rio Ipanema. Acesso em 07 outubro 2022;

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. **Crop evapotranspiration — guidelines for computing crop water requirements**. FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization, Rome, 1998;

ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco**. *Revista Brasileira de Geociências*. Brasil: 1977. 7(4): 349-364;

ALMEIDA, L.; SERRA, J. C. V. Modelos hidrológicos, tipos e aplicações mais utilizadas. **Revista da FAE**, v. 20, n. 1, p. 129–137, 2017. Disponível em: <https://revistafae.fae.edu/revistafae/article/view/113>;

ALMEIDA, L.; SERRA, J. C. V. Modelos hidrológicos, tipos e aplicações mais utilizadas. **Revista da FAE**, v. 20, n. 1, p. 129–137, 2017. Disponível em: <https://revistafae.fae.edu/revistafae/article/view/113>;

ANA. Agência Nacional de Águas. **Estado das Águas no Brasil 2002: em busca do equilíbrio**. Brasília: ANA, 2002. 506p;

ANDRÉASSIAN, V.; Perrin, C.; Michel, C. (2004). **“Impact of Imperfect Evapotranspiration Knowledge on the Efficiency and Parameters of Watershed Models”**. Journal of Hydrology, 286;

ANEEL. Agência Nacional de Energia Elétrica; MMA. Ministério do Meio Ambiente; IBAMA. Instituto Nacional do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. **Atlas Hidrológico do Brasil**. Série Estudos e Informações Hidrológicas e Energéticas nº 01. V. 1, 1999. 1 CD.

ANON, J. **Proceeding of the informal meeting on physics in agriculture** Neth. J. Agric. Sci, v.4, 1956, p. 162;

APAC - Agência Pernambucana de Águas e Clima. **Bacia hidrográficas: rio Pajeú**. Disponível em: APAC - Agência Pernambucana de Águas e Climas - Bacia do Rio Pajeú . Acesso em: 07 outubro 2022;

ARAÚJO, W. R.; MEDEIROS, R. M.; FRANÇA, M. V. Espacialização da evapotranspiração na bacia hidrográfica do rio Ipojuca -PE, Brasil. **Journal of Biotechnology and Biodiversity**, v. 8, n. 3, p. 205-218, 2020;

ARTURO A. KELLER, KENDRA G., NALINI R., ELADIO K., JEFFREY T. (2023). **Hydrological models for climate-based assessments at the watershed scale: A critical review of existing hydrologic and water quality models**, **Science of The Total Environment**, Volume 867, 161209, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.161209>;

ASSIS, J. M. O.; SOBRAL, M. C. M.; SOUZA, W. M. 2014. Análise de Detecção de Variabilidades Climáticas com Base na Precipitação nas Bacias Hidrográficas do Sertão de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 3, p. 630-645, 2014;

AYOADE, J. O. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. 8ª. Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002, p. 332;

BERGSTRÖM, S. Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments. **SHMI**, Norrköpin, n. 7, p. 134, 1976;

BERLATO, M. A.; MOLION, L. B. **Evaporação e evapotranspiração**. Porto Alegre: IPAGRO, 95 p. 1981, (IPAGRO. Boletim técnico, 7);

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 24, n. 1, p. 43–69, 1979;

BÍBLIA SAGRADA. Traduzida em português por João Ferreira de Almeida. Revista e Atualizada no Brasil. 2 ed. Barueri – SP: Sociedade Bíblica do Brasil, 1993;

BOH, L., LYRA, G. B., OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F., ZERI, M., CUNHA-ZERI, G. (2021) **Desertification susceptibility over Rio de Janeiro, Brazil, based on aridity indices and geoprocessing**. **Int. J. Climatol.**, 41 (2021), pp. E2600-E2614, <https://doi.org/10.1002/joc.6869>;

BRASIL. **Caderno Regional da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia** . Brasília – DF: Secretaria de Recursos Hídricos, Agência Nacional de Águas, 2006, 50 p;

BRASIL. Lei Federal nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. **Diário Oficial da União**, Brasília, 9 jan. 1997. Seção 1, p. 470;

BRIGHENTI, T.; BONUMÁ, N.; CHAFFE, P. Calibração hierárquica do modelo swat em uma bacia hidrográfica Catarinense. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 21, n. 1, p. 53–64, 2016;

BURTE, J. D. P. **Os pequenos aquíferos aluviais nas áreas cristalinas semiáridas: funcionamento e estratégias de gestão**. Estudo de caso no Nordeste brasileiro. 2008. 191 f. Tese (Doutorado) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza;

C.R. Mello et al. Water balance in a neotropical forest catchment of southeastern Brazil. **Catena**. v. 173, p. 9-21, 2019;

CADIER, E., LANNA, A. E, MENEZES, M. e CATNPELLO, M. S. (1987). Avaliação dos estudos referentes aos recursos hídricos das pequenas bacias do Nordeste Brasileiro. Anais do VII **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Salvador, ABRH. Vol. 2, p. 225-239;

CARVALHO, L. G. D.; RIOS, G. F. A.; MIRANDA, W. L.; CASTRO NETO, P. (2011). **Evapotranspiração de referência: uma abordagem atual de diferentes métodos de estimativa**. Pesquisa Agropecuária Tropical, 41(3);

CBHSF. Comitê da Bacia do Rio São Francisco. **Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio São Francisco 2016-2025 Alagoas**. Volume 1 e 2. : 520 p. 2016;

CHAI, T.; DRAXLER, R. R. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? – Arguments against avoiding RMSE in the literature. **Geoscientific Model Development**, v. 7, n. 3, p. 1247–1250, 2014;

CHEN, M., GASSMAN, P. W., SRINIVASAN, R., CUI, Y., & ARRITT, R. (2020). **“Analysis of alternative climate datasets and evapotranspiration methods for the Upper Mississippi River Basin using SWAT within HAWQS.”**. Science of the Total Environment;

CHOUDHURY, B. J. **Global pattern of potential evaporation calculated from the Penman-Monteith equation using satellite and assimilated data Remote Sens. Environ.**, v. 61, 1997, p. 64-81;

CHRISTOFOLETTI, A. **Morfologia de bacias de drenagem**. Noticiário Geomorfológico, v. 18, p. 130-132, 1978;

CIRILO, J. A. **Políticas públicas de recursos hídricos para o semiárido**. Estudos Avançados, v. 22, p. 61-82, 2008;

CIRILO, J. A.; ALVES, F. H. B.; SILVA, L. A. C.; CAMPOS, J. H. A. L. Suporte de Informações Georreferenciadas de Alta Resolução para Implantação de Infraestrutura e Planejamento Territorial. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 7, n. 4, p. 755- 763, 2014;

CIRILO, J. A.; **Modelo Conceitual CAWM 2022**; Grupo de pesquisa de recursos hídricos da UFPE-Agreste; 2022; Disponível em: Modelo Conceitual CAWM 2022.pdf;

CIRILO, J. A.; VERÇOSA, L. F. M.; GOMES, M. M. A.; FERRAZ, G. F.; SILVA, B. M. (2020) Development and application of a rainfall-runoff model for semi-arid regions Brazilian. **Journal of Water Resources**. v.25, e.15, 1 - 19. DOI: <https://doi.org/10.1590/2318-0331.252020190106>;

CLARK, M.J. **Colocando água em seu lugar: Uma perspectiva sobre o SIG na hidrologia e gestão da água**. Processos Hidrológicos, 1998, v. 12, p. 823-834;

CODEVASF. Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e Parnaíba. **Plano de Ação para a Bacia do Rio Parnaíba – Planap. Relatório Preliminar**. Brasília: 2005, 74p;

COELHO, V. H. R., MONTENEGRO, S. M., ALMEIDA, C. N., SILVA, B. B., OLIVEIRA, L. M., GUSMÃO, A. C. V., FREITAS, E. S., MONTENEGRO, A. A. A. (2017). **Alluvial groundwater recharge estimation in semi-arid environment using remotely sensed data**. Journal of Hydrology, Amsterdã, v.548;

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 270 f. Tese (Doutorado em Engenharia) – Universidade Federal do Rio Grande do sul, Porto alegre, 2001;

COLLISCHONN, W. **Simulação Hidrológica de Grandes Bacias**. 2001. Tese (Doutorado em Engenharia) Porto Alegre, 2001;

CONDEPE/FIDEM, A. E. de P. e P. de P. Bacia hidrográfica do rio Una, quarto e quinto grupos de bacias hidrográficas de pequenos rios litorâneos – GL 4 e GL 5. **Bacias Hidrográficas de Pernambuco**, 2006. No 3, p.35;

COSTA, M. H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J. A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology** , 283, p. 206 - 217, 2003;

CUNHA, L. V., OLIVEIRA, R., NUNES V. B. Impactos das alterações climáticas sobre os recursos hídricos de Portugal. **Climate Change in Portugal, Scenarios, Impacts and Adaptation Measures**. Lisboa, p.13, 2002;

CUNHA, S. B. **Geomorfologia do Brasil**. 2ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2001, p. 229-276. ISBN 85-286-0670-8;

DANTAS, C. E. O. **Previsão e Controle de inundações em meio urbano com suporte de informações espaciais de alta resolução**. 221 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Pernambuco, 2012;

DASMANN, R. F.; MILTON, J. P.; FREEMAN, P. H. **Ecological Principles for Economic Development**. Washington D. C., USA. John Wiley & Sons Ltd. 1973;

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO (DAEESP). **Guia prático para projetos de pequenas obras hidráulicas**. São Paulo: DAEESP – Diretoria de Procedimentos de Outorga e Fiscalização, 2005. 116 p;

DONOHUE, R.; MCVICAR, T.; RODERICK, M. **Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing Climate**. J. Hydrol., v. 386, 2010, p. 186-197;

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. **Guidelines for predicting crop water requirements**. Rome: FAO, 1984. 178 p. (FAO. Irrigation and drainage paper, 24);

EDIJATNO; MICHEL, C. **Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres**. La Houille Blanche, n. 2, p.113-122, 1989;

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **SRTM – Shuttle Radar Topography Mission**. Disponível em: Brasil em Relevo - Embrapa Monitoramento por Satélite. Acesso em: 07 de outubro de 2022;

EMBRAPA. (2000) Zoneamento Agroecológicos do Nordeste. Pernambuco, Brasil;

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 2006. 306 p;

FAN, F.; COLLISCHONN, W.; JIMENÉS, K.; SORRIBAS, M.; BUARQUE, D.; SIQUEIRA, V. Ensemble flood forecasting on the Tocantins River - Brazil. **Geophysical Research Abstracts** , v. 16, p. 1818, 2014;

FEITOSA, Ailton; SANTOS, Bruno dos; ARAÚJO, Maria do Socorro Bezerra de. Caracterização Morfométrica e identificação de Áreas Susceptíveis a Erosão na Bacia do Rio Pajeú, PE: o Estudo de Caso da Bacia do Rio Pajeú/PE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, vol. 4, no. 4, p. 820–836, 2011;

FEITOZA, M. A. B. **Aplicação de Modelo de Simulação Hidrológica com Regionalização de Parâmetros para Regiões Semiáridas**. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, UFPE, Campus Agreste, Caruaru, PE. 145p, 2020;

FERREIRA, A. d. N. (2021). **Avaliação da evapotranspiração simulada com o programa SWAT no bioma Cerrado. Dissertação de Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos**, Publicação PTARH.DM – 238/2021, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 132p;

FERREIRA, P. S.; SOUZA, W. M. (2020). **Modelagem hidroclimática e demográfica para estimativa da disponibilidade hídrica na bacia hidrográfica do Rio Brígida**. Revista Brasileira de Climatologia, São Paulo, v.27;

FERREIRA, P. S.; SOUZA, W. M. Modelagem hidroclimática e demográfica para estimativa da disponibilidade hídrica na bacia hidrográfica do Rio Brígida. **Revista Brasileira de Climatologia**, São Paulo, v.27, 2020.

FGV. Fundação Getúlio Vargas. **Recursos Hídricos na Bacia do Atlântico – Vertente Norte/Nordeste**. Volume V. Rio de Janeiro: 1998;

Fick, S.E. and R.J. **Hijmans Worldclim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas**. International Journal of Climatology, 2017;

FILGUEIRAS, R.; ALMEIDA, T. S.; MANTOVANI, E. C.; S. H. B., FERNANDES-FILHO, E. I., DA CUNHA, F. F.; VENANCIO, L. P. (2020). **Soil water content and actual evapotranspiration predictions using regression algorithms and remote sensing data.** *Agricultural Water Management*, Amsterdam, v. 241, p. 106346;

FORBES, F. J.; HODGES, R. C. New Approaches to Comprehensive Planning in Canada. **Water Resources Bulletin**, 7:(5) ,1971;

FOTHERINGHAM, A. S.; ROGERSON, P. A. **Análise espacial e SIG.** Londres, Taylor e Francis. 1994;

FRIZZONE, J. A. **Análise de decisão econômica em irrigação.** Piracicaba: ESALQ, 2004. 371 p. (ESALQ. Série didática, 17);

GOLMOHAMMADI, G.; PRASHER, S.; MADANI, A.; RUDRA, R. Evaluating three hydrological distributed watershed models: MIKE-SHE, APEX, SWAT. **Hydrology**, v. 1, n. 1, p. 20–39, 2014;

GOMES, M. M. A. **Abordagem integrada de modelagem hidrológica e operação de barragens para avaliação da eficiência do controle de cheias na bacia do Rio Capibaribe.** 2019. 156 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2019;

GOTTSCHALK, L.; MOTOVILOV, Y. Macro-scale hydrological modelling - a scandinavian experience. In: 'CAN SCIENCE AND SOCIETY SAVE THE WATER CRISIS IN 2000, Tokio. **Anais...Tokyo: Japan Society of Hydrology and Water Resources.** Tokio: International Symposium, 2000;

I.B. Karlsson et al. Combined effects of climate models, hydrological model structures and land use scenarios on hydrological impacts of climate change. **Journal of Hydrology**. v. 535, p. 301-317, 2016;

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Malha municipal digital do Brasil: Base de Informações Municipais 4.** Brasil: 2003;

IBGE. **Mapa de Solos do Brasil.** Rio de Janeiro: IBGE, 2001;

INSTITUTO INTERAMERICANO DE COOPERAÇÃO PARA AGRICULTURA. **Projeto Áridas.** Disponível em: Brasil | Instituto Interamericano de Cooperação para a Agricultura (iica.org.br). Acesso em 07 outubro 2022;

IPCC - INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE: **Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers.** Disponível em: <http://www.ipcc.ch/SPM2dez07.pdf>. Acesso em: Set 2022;

JAIN, S. K.; SUDHEER, K. P. Fitting of hydrologic models: A close look at the nash-sutcliffe index. **Journal of Hydrologic Engineering**, [S. l.], v. 13, n. 10, p. 981–986, 2008. Disponível em: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2008\)13:10\(981\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2008)13:10(981));

JOVANOVIC N., GARCIA C. L., BUGAN R. D. H., TEICH I.; RODRIGUEZ C. M. G. (2014). **Validation of remotely-sensed evapotranspiration and NDWI using**

**ground measurements at Riverlands, South Africa.** Water, Basel, v.40 n.2, p. 211–220;

JUNK, W. J.; CUNHA, C. N.; PIEDADE, M. T. F. **Classificação e Delineamento das Áreas Úmidas Brasileiras e de seus Macrohabitats.** Cuiabá - MT: EdUFMT, 2015. Disponível em: <http://cppantanal.org.br/wp-content/uploads/2017/04/E-book-Classificacao-e-Delineamento-das-AUs.pdf>. Acesso em: 30 nov. 2017;

KAISER, I. M. **Avaliação de métodos de composição de campos de precipitação para uso em modelos hidrológicos distribuídos.** São Carlos, p. 400, 2006;

Kampf S.K., Burges S.J., Hammond J.C., Bhaskar A., Covino T.P., Eurich A., Harrison H., Lefsky M., Martin C., McGrath D., et al (2020). **The case for an open water balance: Re-envisioning network design and data analysis for a complex, uncertain world** Water Resour. Res., 56 (6).

KELLEHER, C. A.; SHAW, S. B. (2018). **“Is ET often oversimplified in hydrologic models? Using long records to elucidate unaccounted for controls on ET.”.** Journal of Hydrology, V. 557, Pages 160-172. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.12.018>;

LANNA, A. E. **MAG 1 - MODHAC 97: Modelo Hidrológico Auto-Calibrável.** Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS, 1997;

LI, Y. *et al.*, Evolution of potential evapotranspiration and its sensitivity to Climate change based on the Thornthwaite, Hargreaves, and Penman–Monteith equation in environmental sensitive areas of China. **Atmospheric Research.** v. 273, n. 17, 2022;

Lima, M. C. G. de, Sá, S. M. F. de, Souza, W. M. de, & Santos, T. E. M. dos. (2018). **Impactos gerados e a gestão da bacia do rio Capibaribe-PE.** Journal of Environmental Analysis and Progress, 3(1), 075–085. <https://doi.org/10.24221/jeap.3.1.2018.1658.075-085>;

LIMA, W. P.; ZAKIA, M. J. B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES, R. R.; LEITÃO FILHO, H. F. (Eds.). **Matas ciliares: conservação e recuperação.** 2 ed. São Paulo: EdUSP, 2000. p. 33-43;

LINS, F. A. C.; ARAÚJO, D. C. S.; SILVA, J. L. B.; LOPES, P. M. O.; OLIVEIRA, J. D. A.; SILVA, A. T. G. C. S. G. (2017). **Estimativa de parâmetros biofísicos e evapotranspiração real no semiárido Pernambucano utilizando sensoriamento remoto.** Irriga, Botucatu, v. 1, p. 64-75;

LOPES, I.; MONTENEGRO, A. A. A. **Hydrological Processes Simulation at Plot Scale Using the Smap Model in the Semiarid.** Recife, v. 3, n. 2, p. 78–86, 2017;

LOPES, J. E. G.; BRAGA, B. P. F.; CONEJO, J. G. L. **SMAP – A simplified hydrological model, applied modelling in catchment hydrology.** Ed. V.P. Singh. Water Resources Publications, 1982;

LOU, R. F. **Modelagem hidrológica chuva-vazão e hidrodinâmica aplicada na bacia experimental do rio Piabanha/RJ.** 2010. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2010;

LU, G. H., WU, Z. Y., HE, H. **Ciclo Hidrológico e Previsão de Quantidade**. Science Press. Pequim, 2010;

MA, Z., *et al.*, Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China. **Journal of Hydrology**, v. 352, p. 239-249, 2008;

MAES, W. H., GENTINE, P., VERHOEST, N. E., & MIRALLES, D. G. (2019). **“Potential evaporation at eddy-covariance sites across the globe.”** Hydrology and Earth System Sciences, v. 23, n. 2;

MATHER, J.R., N.J. **Publications in Climatology**. Preface Centerton. v. XI, n.3, p. 247-248, 1958;

MATZENAUER, R. **Evapotranspiração de plantas cultivadas e coeficientes de cultura**. In: BERGAMASCHI, H. (Coord.). Agrometeorologia aplicada à irrigação. Porto Alegre: UFRGS, 1992. p. 31-39;

MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. **Relatório final**. Grupo de trabalho interministerial para redelimitação do semiárido nordestino e do polígono das secas. Brasília: Ministério da Integração Nacional, 2005, p.117;

MIRANDA, R. Q.; GALVÍNCIO, J. D.; MOURA, M. S. B.; JONES, C. A.; SRINIVASAN, R. (2017). Reliability of MODIS **Evapotranspiration Products for Heterogeneous Dry Forest: A Study Case of Caatinga**. Advances in Meteorology, Londres, p.1-14;

MIRANDA, R.Q. (2017). **Avaliação integrada da variação espacial e temporal do balanço hídrico na Caatinga utilizando o modelo hidrológico SWAT**. Tese (Doutorado em Desenvolvimento e Meio Ambiente). Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 122p;

MMA. Ministério do Meio Ambiente. **Banco de Dados: Cenários para o bioma Caatinga**. Brasília: 2004. CD-ROM;

MMA. Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Recursos Hídricos. **Plano Nacional de Recursos Hídricos. Documento Base de Referência**. Brasília: 2003. Cap. 5, p. 125-282;

MMA. Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Recursos Hídricos. **Plano Nacional de Recursos Hídricos. Documento Base de Referência. Brasília: 2003**. Cap. 5, p. 125-282;

MOLLE, F. **Perdas por evaporação e infiltração em pequenos açudes**. Série Brasil. SUDENE Hidrologia. Recife, série.25, 1989. p. 11 A 70;

MORIASI, D. N.; WILSON, B. N.; ARNOLD, J. G.; GOWDA, P. H. Hydrologic and water quality models: Use, calibration, and validation. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**, v. 55, n. 4, p. 1241–1247, 2012;

MOTOVILOV, Y.; GOTTSCHALK, L.; ENGELAND, K.; RODHE, A. **Validation of a distributed hydrological model against spatial observations**. Agricultural and Forest Meteorology. 1999, V. 98-99, p. 257-277;

Murphy, A.H. Skill Scores based on the Mean Square Error and their Relationships to the Correlation Coefficient. **Monthly Weather Review**. V. 116, 2417-2424, 1988;

NASONOVA, O. N. **Application of a Land Surface Model for Simulating Rainfall Streamflow Hydrograph: 2**. Comparison with Hydrological Models. *Hydrological Processes*, v. 38, n. 3, p. 274–283, 2011;

NASONOVA, O. N. Application of a land surface model for simulating rainfall streamflow hydrograph: 2. Comparison with hydrological models. **Water Resources**, v. 38, n. 3, p. 274- 283, 2011;

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; WILLIAMS, J. R. **Soil and Water Assessment Tool theoretical Documentation Version 2009**. Agricultural Research Service Blackland Research Center – Texas Agrilife Research: Texas A&M University System, College Station, 2011;

LOUDIN, L.; HERVIEU, F.; MICHEL, C.; PERRIN, C.; ANDRÉASSIAN, V.; ANCTIL, F.; LOUMAGNE, C.; (2005b). “**Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? Part 2 –Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling.**”. *Journal of Hydrology* v. 303;

PENMAN, H. L. **Evaporation: an introductory survey** *Neth. J. Agric. Sci*, 1956, v. 4, p. 9-29;

PENMAN, H. L. **Natural evaporation from open water, bare soil and grass** *P. Roy. Soc. Lond.*, 1948, v. 193, p. 120-145;

PENMAN, H. L. **Vegetation and Hydrology**, *Tech. Commun.* 53, Commonwealth Bureau of Soils *Soil Sci*, 1963, v. 96, p. 357;

PERNAMBUCO. Secretaria de Recursos Hídricos e Energéticos. **Hidrografia Pernambuco**. Disponível em: [Hidrografia\\_geral\\_atlas2006.pdf](#) (srh.pe.gov.br) Acesso em: 07 de outubro de 2022;

PERNAMBUCO. Secretaria Infraestrutura e Recursos Hídricos (SIRH). Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). **Chuvas e Enchentes Ocorridas em Junho de 2010**. Recife: 2010a. 7p. Nota Técnica;

PERRIN, C.; MICHEL, C.; ANDRÉASSIAN, V. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. **Journal of Hydrology**, *Antony*, v. 279, n. 1–4, p. 275–289, 2003;

PERRIN, C.; MICHEL, C.; ANDRÉASSIAN, V. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. **Journal of Hydrology**, v. 279, n. 1-4, p.275-289, 2003;

PETERSEN, M. M. A natural approach to watershed planning, restoration and management. **Water Science and Technology**, v. 39, 1999, p. 347-352;

PINHEIRO, E. A. R. et al. **Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil**. *Ecology*, v. 9, p. 1313-1327, 2016;

PISSARRA, T. C. T. **Avaliação quantitativa das características geomorfológicas de microbacias hidrográficas 1a ordem de magnitude em quatro posições do sistema natural de drenagem.** 1998. 124 p. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) – Universidade Estadual Paulista (UNESP), Jaboticabal, 1998. 124 p;

**Plano Decenal de Recursos Hídricos da Bacia do Rio São Francisco – PBHSF.** Projeto de Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco, Subprojeto 4.5C. SPR/ANA revisado pelo CBHSF, 2004. 329p;

PNRH. Plano Nacional de Recursos Hídricos. Informações: **Região Hidrográfica do Parnaíba. I Reunião com consultores regionais.** Brasília: v 1.1, junho/2005. CD-ROM;

POKHAREL, S. Water use opportunities and conflicts in a small watershed- a case study. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, Oxford, v. 11, n. 6, p. 1288-1299, Aug. 2007;

POLITANO, W. **Estudo da adequabilidade do emprego de bacias hidrográficas de 3 a , 2a , 1a ordem de magnitude na análise morfométrica aplicada a solos.** 1992. 331 p. Tese (Livre-Docência) – Universidade Estadual Paulista (UNESP), Jaboticabal, 1992;

RIBEIRO NETO, A.; SCOTT, C. A.; LIMA, E. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; CIRILO, J. A. Infrastructure sufficiency in meeting water demand under climate-induced socio hydrological transition in the urbanizing Capibaribe River basin-Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 9, p. 3449–3459, 2014;

RIBEIRO, E. P. **Mudanças ambientais e desertificação na bacia hidrográfica do rio Pajeú.** 2016. Tese (Doutorado em Geografia) -Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2016;

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; ARAGAO, L. E. O. C.; MU, Q.; MALHI, Y.; COLLISCHONN, W.; ROCHA, H. R.; RUNNING, S. W. (2013). **Avaliação do algoritmo de evapotranspiração global MODIS usando medidas de covariância turbulenta e modelagem hidrológica na bacia do Rio Grande.** *Hydrological Sciences Journal*, v.58, n. 8, p. 1658–1676;

SALGUEIRO, João H.P.B; MONTENEGRO, Suzana M. G. L. Análise da distribuição espacial da precipitação na bacia do rio Pajeú em Pernambuco segundo método geoestatístico. **Revista Tecnologia**, vol. 29, no. 2, p. 174–185, 2008;

SANTOS, A. M., GALVÍNCIO J. D., MOURA M. S. B. Os recursos hídricos e as mudanças climáticas: discursos, impactos e conflitos. **Revista Geográfica Venezuelana.** v. 51, p. 59-68, 2010;

SANTOS, J.C., LYRA, G.B., ABREU, M.C. et al. **Aridity indices to assess desertification susceptibility: a methodological approach using gridded climate data and cartographic modeling.** *Nat Hazards* 111, 2531–2558 (2022). <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05147-0>;

SANTOS, R. L. T. (2020). **Classificação de Áreas úmidas e análise temporal de ocupação e uso das terras por sensoriamento remoto.** Rio de Janeiro, 163 f.

Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais e Conservação) – Instituto de Biodiversidade e Sustentabilidade, Universidade Federal do Rio de Janeiro;

SCHAEFLI, B.; GUPTA, H. V. Do Nash values have value. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 15, p. 2075–2080, 2007;

SECTMA - Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente do Estado de Pernambuco. **Plano Estadual de Recursos Hídricos**. Recife. 1998;

SHARMA, A.; TIWARI, K. N. A comparative appraisal of hydrological behavior of SRTM DEM at catchment level. **Journal of Hydrology**, v. 519, n. PB, p. 1394–1404, 2014;

SHARMA, G.; SINGH, A.; JAIN, S. **DeepEvap: Deep reinforcement learning based ensemble approach for estimating reference evapotranspiration**. v. 125, p. 16, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.asoc.2022.109113>;

SILANS, A. M. B. P. De; ALMEIDA, N.; ALBUQUERQUE, D. J. S. De; PAIVA, E. D. B. Hidrográfica Do Rio Do Peixe - Estado Da Paraíba. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 5, p. 5–19, 2000;

SILVA JUNIOR, V.P.; MONTENEGRO, A.A.A.; SILVA, T.P.N.; GUERRA, S.; SANTOS, E.S. Produção de água e sedimentos em bacia representativa do semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 10, p. 1073-1081, 2011;

SILVA, J.J.N.; MONTENEGRO, A.A.A.; SILVA, E.F.F.; FONTES JUNIOR, R.V.P.; SILVA, A.P.N. Variabilidade espacial de parâmetros de crescimento da mamoneira e de atributos físico-químicos em Neossolo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 9, p. 921-931, 2010;

SILVA, M. B. **Modelagem Hidrológica e Hidrodinâmica para Avaliação de Inundações na Zona Urbana de Caruaru, Pe**. 109 f. Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Civil – Universidade Federal de Pernambuco, Caruaru, 2019;

SILVEIRA, A. L. L. Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2ª ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2001. cap. 2, p. 35-51;

SMITH, M. **Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements**. Rome: FAO, 1991. 45 p;

SOARES, Deivide Benicio; NÓBREGA, Ranyére Silva; GALVÍNCIO, Josiclêda Domiciano. Indicadores climáticos de desertificação na bacia hidrográfica do rio Pajeú, Pernambuco. **Revista Brasileira de Climatologia**, vol. 22, no. 0, 22 May 2018;

SOARES, N. S. **Variabilidade espaço-temporal da evapotranspiração em vegetação do bioma caatinga com uso do modelo dicasm**. 2019. 98 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2019;

TABARI, H.; GRISMER, M. E.; TRAJKOVIC, S. (2020). **Comparative analysis of 31 reference evapotranspiration methods under humid conditions.** *Irrigation Science*, v. 31, p. 107–117;

TALEBMORAD, H., OSTAD-ALI-ASKARI, K. (2022). **Hydro geo-sphere integrated hydrologic model in modeling of wide basins.** *Sustain. Water Resour. Manag.* 8, 118. <https://doi.org/10.1007/s40899-022-00689-y>;

TANKSALI, A.; SORAGANVI, V.S. (2013). **Assessment of impacts of land use/land cover changes upstream of a dam in a semi-arid watershed using QSWAT.** *Modeling Earth Systems and Environment*.

TANNER, C. B.; PELTON, W. L. **Potential evapotranspiration estimates by approximate energy balance method of Penman.** *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 65, n.10 p. 3391- 3413, 1960;

THORNTHWAITE, C. W. **An Approach toward a Rational Classification of Climate.** 1948, v. 38, p. 55-94. <https://doi.org/10.2307/210739>;

TRAORE, V. B.; SAMBOU, S.; TAMBA, S.; FALL, S.; DIAW, A. T.; CISSE, M. T. **Calibrating the Rainfall-Runoff Model GR4J and GR2M on the Koulountou River Basin, a Tributary of the Gambia River.** *American Journal of Environmental Protection*, v. 3, n. 1, 20, p. 36-44, 2014;

TUCCI, C. E. M. (1998). **Modelos hidrológicos**, Ed. Universidade /UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre, 668p;

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação.** 4. ed. Porto Alegre: UFGRS, 2007. p. 269-278;

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos.** 4. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2005;

TUCCI, C. E. M. **Simulação no gerenciamento de recursos hídricos.** In: BARTH, F.T. et al. *Modelos para gerenciamento de recursos hídricos.* São Paulo: Nobel: ABRH, 1987. Cap3;

TUCCI, C. E. M.; ORDONEZ, J. S.; LOPES, M. S. **Modelo Matemático Precipitação-Vazão IPH II Alguns Resultados.** In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 4., 1981, Fortaleza. Anais. Fortaleza: ABRH, 1981. p. 83-103;

TUCCI, Carlos Eduardo Morelli. **Modelos Hidrológicos.** 2. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 2005. 678 p. ISBN 85-7025-823-2;

VALERIANO, M. M. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **TOPODATA: guia para utilização de dados geomorfológicos locais.** Brasília, DF: Ministério da Ciência e Tecnologia; São José dos Campos, 2008. 75 p. Disponível em: . Acesso em: 12 de dezembro de 2019;

VANINO, S.; NINO, P.; DE MICHELE, C.; BOLOGNESI, S. F.; D'URSO, G.; DI BENE, C.; PENNELLI, B.; VUOLO, F.; FARINA, R., PULIGHE, G.; NAPOLI, R. (2018). **Capability of Sentinel-2 data for estimating maximum evapotranspiration and**

irrigation requirements for tomato crop in Central Italy. *Remote Sensing of Environment, Amsterdã*, v. 215, p. 452-470;

VASCONCELOS, H. X. T **Modelagem Aplicada Ao Planejamento Dos Recursos Hídricos Com Suporte De Bases De Dados De Alta Definição Espacial - Aprimoramento De Modelo Conceitual Chuva-Vazão Concentrado**. 75 f. Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Civil – Universidade Federal de Pernambuco, Caruaru, 2020;

VIRÃES, M. V. **Regionalização de parâmetros de modelo hidrológico para a Região Semiárida do Nordeste brasileiro**. 2018. 293 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife;

VIRÃES, M. V. **Regionalização de parâmetros de modelo hidrológico para a região semiárida do nordeste brasileiro**. 2018. 294 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2018;

VÖRÖSMARTY, C. J.; FEDERER, C. A.; SCHLOSS, A. L. **Potential evaporation functions compared on US watersheds : Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling**. *J. Hydrol*, v. 207, 1998, p. 147-169;

Walter, I.A., R.G. Allen, R. Elliott, M.E. Jensen, D. Itenfisu, B. Mecham, T.A. Howell, R. Snyder, P. Brown, S. Eching, T. Spofford, M. Hattendorf, R.H. Cuenca, J.L. Wright, and D. Martin. **ASCE's standardized reference evapotranspiration equation**. Proc. 4th Nat'l. Irrig. Symp., ASAE, Phoenix, AZ, 2000;

XIE, L., HU, X., BIAN, J., SHI, L., LIN, L., CUI, Y. (2023). "Enhancing streamflow estimation by integrating a data-driven evapotranspiration submodel into process-based hydrological models," *Journal of Hydrology*, vol. 621, article 129603. ISSN 0022-1694. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129603>;

Y. Chen et al. Uncertainty in simulation of land-use change impacts on catchment runoff with multi-timescales based on the comparison of the HSPF and SWAT models. *Journal of Hydrology*. v. 573, p. 486-500, 2019;

ZENG, L.; CHU, X. Integrating depression storages and their spatial distribution in watershed-scale hydrologic modeling. *Advances in Water Resources*, v. 151, 2021;

ZHANG, Y., CHIEW, F. H. S., LIU, C., TANG, Q., XIA, J., TIAN, J., ET AL. (2020). **Can remotely sensed actual evapotranspiration facilitate hydrological prediction in ungauged regions without runoff calibration?** *Water Resources Research*, 56, e2019, WR026236. <https://doi.org/10.1029/2019WR026236>;

ZHAO, L., XIA, J., XU, Cy. *et al.* **Evapotranspiration estimation methods in hydrological models**. *Revista de Ciências Geográficas*. v.23 p. 359–369, 2013. <https://doi.org/10.1007/s11442-013-1015-9>;

Zomer, R. J., Trabucco, A. **Version 3 of the “Global Aridity Index and Potential Evapotranspiration (ET0) Database”: Estimation of Penman-Monteith Reference Evapotranspiration**. (In Press). Available online from the CGIAR-CSI GeoPortal at:

Global Aridity Index and Potential Evapotranspiration Climate Database v3 – CGIAR-CSI ([cgiarcsi.community](http://cgiarcsi.community)). Acesso em: 04 maio 2022.