



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS - CTG
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL - PPGEC

SABRINA DA SILVA CORRÊA RAIMUNDO

**DESENVOLVIMENTO DE MODELO HIDROLÓGICO SEMIDISTRIBUÍDO
UTILIZANDO O *PARTICLE SWARM OPTIMIZATION* NA CALIBRAÇÃO DOS
PARÂMETROS**

RECIFE - PE

2025

SABRINA DA SILVA CORRÊA RAIMUNDO

**DESENVOLVIMENTO DE MODELO HIDROLÓGICO SEMIDISTRIBUÍDO
UTILIZANDO O *PARTICLE SWARM OPTIMIZATION* NA CALIBRAÇÃO DOS
PARÂMETROS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de doutora em Engenharia Civil.

Área de concentração: Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. José Almir Cirilo

Coorientador: Prof. Dr. Saulo de Tarso Marques Bezerra

RECIFE - PE

2025

.Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Raimundo, Sabrina da Silva Corrêa.

Desenvolvimento de modelo hidrológico semidistribuído utilizando o particle swarm optimization na calibração dos parâmetros / Sabrina da Silva Corrêa Raimundo. - Recife, 2025.
133 f.: il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, 2025.

Orientação: José Almir Cirilo.

Coorientação: Saulo de Tarso Marques Bezerra.

Inclui referências.

1. Campus Agreste Watershed Model; 2. Muskingum-Cunge; 3. Simulação hidrológica; 4. Otimização. I. Cirilo, José Almir. II. Bezerra, Saulo de Tarso Marques. III. Título.

UFPE-Biblioteca Central

SABRINA DA SILVA CORRÊA RAIMUNDO

**DESENVOLVIMENTO DE MODELO HIDROLÓGICO SEMIDISTRIBUÍDO
UTILIZANDO O PARTICLESWARM OPTIMIZATION NA
CALIBRAÇÃO DOS PARÂMETROS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Engenharia Civil, Área de Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos.

Aprovada em 04/07/2025

Orientador: Prof. Dr. José Almir Cirilo, UFPE

Orientador: Prof. Dr. Saulo de Tarso Marques Bezerra, UFPE

BANCA EXAMINADORA

participação por videoconferência

Prof.^a Dr.^a Leidjane Maria Maciel de Oliveira (examinadora interna)
Universidade Federal de Pernambuco

participação por videoconferência

Prof.^a Dr.^a Silvanete Severino da Silva (examinadora externa)
Universidade Federal Rural de Pernambuco

participação por videoconferência

Dr. Fellipe Henrique Borba Alves (examinador externo)
Companhia Pernambucana de Saneamento

participação por videoconferência

Prof. Dr. Gilson Lima da Silva (examinador externo)
Universidade Federal de Pernambuco

participação por videoconferência

Prof. Dr. Alfredo Ribeiro Neto (examinador interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Ao meu filho Gilberto Neto.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao meu amado Deus por ter sonhado em mim maravilhas, me deu forças durante a tormenta e me conduziu ao título de doutora em Engenharia Civil.

À minha mãe, Marinete Maria da Silva, a grande responsável pelas minhas conquistas, que sempre se dedicou totalmente e me incentivou a continuar seguindo meus sonhos.

Ao meu filho Gilberto Silva Raimundo Neto, meu primogênito, que nasceu durante o doutorado. Aquele que me deu a missão mais desafiadora e a mais bonita da minha vida, a de ser mãe.

Ao meu marido, Gilberto Silva Raimundo Filho, por ter me encorajado diante de todas as dificuldades e principalmente por ter me dado auxílio em todos os momentos que eu precisava. Ele acreditou quando eu não acreditava.

Ao meu orientador, Almir Cirilo, por ter confiado no meu trabalho, e pela paciência e compreensão nos momentos mais difíceis. Ao meu coorientador Saulo de Tarso, pelo suporte e experiência fundamentais para a realização deste trabalho, pela amizade e resenhas.

À Universidade Federal de Pernambuco e seus funcionários pela oportunidade e recursos oferecidos. À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE), por fornecer apoio financeiro para a execução deste trabalho e para minha formação. A todos os educadores que já tive, por terem formado as bases necessárias para que eu me tornasse o que sou.

Aos amigos, em especial Thaise Suanne, Júlia de Souza e Andreia Azevedo, por terem se mantido ao meu lado me motivando, auxiliando e proporcionando momentos de alegria nesses anos.

Aos meus avós, Dona Carminha e Antônio, por estarem ao meu lado, me incentivando e me apoiando. Aos meus sogros, Fátima e Gilberto, pelo apoio e incentivo.

E a todos os demais familiares e demais amigos, por torcerem pelo meu sucesso e que muitas vezes distantes se fizeram presentes, o meu muito obrigado.

"Em verdade vos digo: se tiverdes fé, como um grão de mostarda, direis a esta montanha: Transporta-te daqui para lá, e ela irá; e nada vos será impossível" (BÍBLIA, N. T. Mateus 17, 20).

RESUMO

Os modelos hidrológicos são essenciais para a simulação de cenários de mudanças climáticas e de intervenções antrópicas em diferentes escalas espaciais e temporais. E apesar das diversas variações dos modelos, um dos principais desafios na modelação hidrológica ainda é a representação fiável da variabilidade espaço-temporal dos processos naturais. Sendo assim, objetivou-se com esta pesquisa o desenvolvimento do modelo hidrológico semidistribuído, baseado nos conceitos fundamentais do CAWM (Campus Agreste *Watershed Model*), de modo a suprir a ausência de modelos de estrutura simples que sejam capazes de simular o escoamento por sub-bacias. Para tal finalidade, a metodologia foi constituída pela discretização da bacia em sub-bacias e das funções de transferência de vazões, para isso o modelo utilizou o método de Muskingum-Cunge. Na etapa de calibração dos parâmetros, o modelo desenvolvido adotou o algoritmo metaheurístico PSO (*particle swarm optimization*). O modelo proposto foi aplicado na bacia hidrográfica do rio Pajeú e do rio Capibaribe, localizadas no semiárido pernambucano, e na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém, localizada na zona da Mata Sul de Pernambuco. Como resultado, o modelo apresentou resultados satisfatórios na simulação do escoamento em regiões semiáridas e úmidas, onde 88% dos cenários calibrados foram classificados como pelo menos satisfatórios, e 38% dos cenários calibrados foram classificados como muito bom, com base no índice de eficiência NSE_{sqrTQ} . A estação fluviométrica de Engenho Sítio, localizado na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém, obteve o melhor resultado com NSE , NSE_{sqrTQ} e NSE_{logQ} de 0,70%, 0,82% e 0,71%, respectivamente, no período de calibração. Conclui-se que o modelo semidistribuído proposto, utilizando o PSO na calibração dos parâmetros, possibilitou o aprimoramento do CAWM, com a representação da variabilidade espaço-temporal das vazões. Além disso, a versão do modelo em linguagem *python* permitirá a construção de um *plugin* que poderá ser integrado ao software QGIS.

Palavras-chave: Campus Agreste Watershed Model; Muskingum-Cunge; simulação hidrológica; otimização.

ABSTRACT

Hydrological models are essential for simulating climate change scenarios and anthropogenic interventions on different spatial and temporal scales. And despite the diverse variations in models, one of the main challenges in hydrological modeling is still the reliable representation of the spatio-temporal variability of natural processes. For this reason, the aim of this research was to develop a semi-distributed hydrological model, based on the fundamental concepts of the CAWM (Campus Agreste Watershed Model), to make up for the lack of models with a simple structure that are capable of simulating runoff by sub-basins. To this end, the methodology consisted of discretizing the basin into sub-basins and the flow transfer functions, for which the model used the Muskingum-Cunge method. In the parameter calibration stage, the model adopted the PSO (particle swarm optimization) metaheuristic algorithm. The proposed model was applied to the Pajeú and Capibaribe river basins, located in the semi-arid region of Pernambuco, and to the Sirinhaém river basin, located in the Mata Sul zone of Pernambuco. As a result, the model showed satisfactory results in simulating runoff in semi-arid and humid regions, where 88% of the calibrated scenarios were classified as at least satisfactory, and 38% of the calibrated scenarios were classified as very good, based on the efficiency index NSE_{sqrTQ} . The Engenho Sítio fluviometric station, located in the Sirinhaém river basin, obtained the best results with NSE , NSE_{sqrTQ} and NSE_{logQ} of 0.70%, 0.82% and 0.71%, respectively, during the calibration period. It can be concluded that the proposed semi-distributed model, using PSO to calibrate the parameters, made it possible to improve the CAWM by representing the spatio-temporal variability of the flows. In addition, the python version of the model will enable the construction of a plugin that can be integrated into the QGIS software.

Keywords: Campus Agreste Watershed Model; Muskingum-Cunge; hydrological simulation; optimization.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Representação esquemática do modelo CAWM para regiões semiáridas.	29
Figura 2 - Representação esquemática do modelo CAWM para regiões úmidas	33
Figura 3 - Hidrograma de cheia das vazões de entrada I e saída Q.	37
Figura 4 - Influência das parcelas de inércia, cognitiva e social no processo de busca.	49
Figura 5 – Fluxograma 1: Simulação hidrológica do CAWM concentrado.	59
Figura 6 - Fluxograma 2: Etapa de Calibração do CAWM utilizando o PSO.	60
Figura 7 – Fluxograma 3: Simulação hidrológica do CAWM semidistribuído	68
Figura 8 - Fluxograma 4: Etapa de Calibração do CAWM semidistribuído utilizando o PSO.	70
Figura 9 – Etapas do processo de otimização	71
Figura 10 – Localização geográfica das bacias hidrológicas do rio Pajeú, Capibaribe e Sirinhaém.	73
Figura 11 - Modelo digital do terreno (MDT) da base cartográfica PE3D da área de estudo.	75
Figura 12 – Curve Number do estado de Pernambuco	76
Figura 13 - Localização dos postos fluviométricos e barragens de influência da Bacia do rio Pajeú.	78
Figura 14 - Variação da vazão média nas sub-bacias do rio Pajeú, parte 1.	82
Figura 15 – Variação da vazão média nas sub-bacias do rio Pajeú, parte 2.	83
Figura 16 – Localização dos postos fluviométricos e barragens de influência da bacia do rio Capibaribe.	84
Figura 17 - Variação da vazão média nas sub-bacias do rio Capibaribe, parte 1.	87
Figura 18 - Variação da vazão média nas sub-bacias do rio Capibaribe, parte 2.	88
Figura 19 - Localização do posto fluviométrico Engenho do Mato Grosso da bacia do rio Sirinhaém.	89
Figura 20 - Variação da vazão média na sub-bacia do rio Sirinhaém.	90
Figura 21 – Sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Pajeú.	93
Figura 22 – Variação das vazões médias das sub-bacias do rio Pajeú.	96
Figura 23 – Variação da vazão média calculada no CAWM semidistribuído e vazão observada na bacia hidrográfica do rio Pajeú.	98
Figura 24 – Sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.	99
Figura 25 – Variação das vazões médias das sub-bacias do rio Capibaribe.	101
Figura 26 - Variação da vazão média calculada no CAWM semidistribuído e vazão observada na bacia hidrográfica do rio Capibaribe.	103

Figura 27 – Sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.....	104
Figura 28 - Variação das vazões médias das sub-bacias do rio Sirinhaém.	106
Figura 29 - Variação da vazão média calculada no CAWM semidistribuído e vazão observada na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.	107
Figura 30 – Vazões diárias médias na estação fluviométrica de Afogados da Ingazeira, bacia do rio Pajeú.....	109
Figura 31 - Vazões diárias médias na estação fluviométrica do Engenho do Mato Grosso, bacia do rio Sirinhaém.....	110

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Indicadores de performance recomendados para simulações mensais.....	35
Tabela 2 – Algoritmo 1: Pseudocódigo do particle swarm optimization.	48
Tabela 3 – Algoritmo 2: Pseudocódigo do cálculo da chuva média.	54
Tabela 4 – Algoritmo 3: Pseudocódigo do cálculo da evapotranspiração média.....	55
Tabela 5 – Algoritmo 4: Pseudocódigo do cálculo da capacidade média de armazenamento do solo	56
Tabela 6 – Algoritmo 5: Pseudocódigo do CAWM.	58
Tabela 7 - Passos para a discretização da bacia hidrográfica.	64
Tabela 8 – Algoritmo 6: Pseudocódigo do CAWM semidistribuído.	67
Tabela 9 – Informações das barragens das bacias hidrográficas do rio Capibaribe e rio Pajeú.	76
Tabela 10 - Características físicas das sub-bacias.	77
Tabela 11 - Períodos de calibração e validação das estações fluviométricas da bacia do rio Pajeú no CAWM concentrado.	79
Tabela 12 - Parâmetros de calibração do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Pajeú.....	80
Tabela 13 - Coeficientes estatísticos de eficiência do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Pajeú.....	80
Tabela 14 - Períodos de calibração e validação das estações fluviométricas da bacia do rio Capibaribe no CAWM concentrado.	85
Tabela 15 - Parâmetros e Função objetivo de calibração do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Capibaribe.	85
Tabela 16 - Coeficientes estatísticos de eficiência do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Capibaribe.	86
Tabela 17 - Parâmetros e indicadores de desempenho do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Sirinhaém.	90
Tabela 18 – Desempenho do modelo CAWM concentrado no total de cenários calibrados. ..	91
Tabela 19 - Desempenho do modelo CAWM concentrado nos cenários de calibração sem influência de barragens.	91
Tabela 20 - Desempenho do modelo CAWM concentrado no total de cenários validados	92
Tabela 21 - Desempenho do modelo CAWM concentrado nos cenários de validação sem influência de barragens.	92
Tabela 22 – Características físicas das sub-bacias discretizadas do rio Pajeú	94

Tabela 23 – Período de calibração e validação das estações fluviométricas da bacia do rio Pajeú no CAWM semidistribuído.	94
Tabela 24 – Parâmetros calibrados do CAWM semidistribuído da bacia hidrográfica do rio Pajeú.	95
Tabela 25 – Parâmetros de Muskingum-Cunge da bacia hidrográfica do rio Pajeú.	95
Tabela 26 – Indicadores de eficiência do CAWM semidistribuído na bacia hidrográfica do rio Pajeú.	97
Tabela 27 – Características físicas das sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.....	99
Tabela 28 – Parâmetros calibrados do CAWM semidistribuído da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.....	100
Tabela 29 – Parâmetros do método de Muskingum-Cunge da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.....	101
Tabela 30 – Indicadores de eficiência do CAWM semidistribuído na bacia hidrográfica do rio Capibaribe.....	102
Tabela 31 – Características físicas das sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.....	104
Tabela 32 - Parâmetros calibrados do CAWM semidistribuído da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.....	105
Tabela 33 - Parâmetros do método de Muskingum-Cunge da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.....	105
Tabela 34 – Indicadores de desempenho do CAWM semidistribuído na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.	106
Tabela 35 – Desempenho do modelo CAWM semidistribuído nos cenários calibrados	107
Tabela 36 – Desempenho do modelo CAWM semidistribuído nos cenários validados.	108

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	15
1.1 HIPÓTESES	18
1.2 OBJETIVOS	18
1.2.1 Objetivo geral	18
1.2.2 Objetivos específicos	18
2 REFERENCIAL TEÓRICO	19
2.1 MODELAGEM HIDROLÓGICA	19
2.1.1 Modelagem hidrológica em regiões semiáridas	24
2.2 CAWM – CAMPUS AGRESTE <i>WATERSHED MODEL</i>	28
2.2.1 Descrição do modelo para regiões semiáridas	28
2.2.2 Descrição do modelo para regiões úmidas	32
2.2.3 Calibração e validação do CAWM	33
2.3 PROPAGAÇÃO DO ESCOAMENTO ENTRE AS SUB-BACIAS	35
2.4 GEOPROCESSAMENTO E BASES DE DADOS ESPACIAIS	39
2.4.1 Base de dados espaciais	40
2.4.1.1 <i>Programa Pernambuco Tridimensional – PE3D</i>	41
2.4.2 Base de dados hidrológicos	42
2.4.2.1 <i>Global-AI_PET_v3</i>	42
2.5 MÉTODOS METAHEURÍSTICOS	43
2.5.1 PSO – <i>Particle Swarm Optimization</i>	46
3 MATERIAL E MÉTODOS	51
3.1 ROTINAS DE PROCESSAMENTO DE DADOS	52
3.1.1 Implementação da rotina de chuva média	52
3.1.2 Implementação da rotina de evapotranspiração média	54
3.1.3 Implementação da rotina da capacidade média de armazenamento do solo	56
3.2 IMPLEMENTAÇÃO DO CAWM UTILIZANDO O PSO	57

3.3 CAWM SEMIDISTRIBUÍDO.....	62
3.3.1 Discretização da bacia hidrográfica	62
3.3.2 Simulação Hidrológica.....	64
3.3.3 Calibração dos parâmetros	69
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	73
4.1 ESTUDO DE CASO	73
4.2 APLICAÇÃO DO CAWM CONCENTRADO.....	77
4.2.1 Calibração do CAWM concentrado em estações na bacia do rio Pajeú	78
4.2.2 Calibração do CAWM concentrado em estações na bacia do rio Capibaribe	83
4.2.3 Calibração do CAWM concentrado na estação da bacia do rio Sirinhaém	89
4.2.4 Análise de desempenho dos resultados do CAWM concentrado	90
4.3 APLICAÇÃO DO CAWM SEMIDISTRIBUÍDO	92
4.3.1 Calibração do CAWM semidistribuído em estações na bacia do rio Pajeú.....	93
4.3.2 Calibração do CAWM semidistribuído em estações na bacia do rio Capibaribe	99
4.3.3 Calibração do CAWM semidistribuído em estações na bacia do rio Sirinhaém	103
4.3.4 Análise de desempenho do CAWM semidistribuído	107
4.3.5 Comparação do CAWM concentrado e CAWM semidistribuído	108
5 CONCLUSÕES	111
6 RECOMENDAÇÕES E TRABALHOS FUTUROS	113
REFERÊNCIAS	114

1 INTRODUÇÃO

Assegurar a disponibilidade e gestão sustentável dos recursos hídricos em todos os setores é essencial para o desenvolvimento sustentável e econômico de qualquer região, e os países em desenvolvimento apresentam dados e projeções que indicam grandes dificuldades para alcançar tal fim. Nesse sentido, a comunidade técnica-científica mundial tem buscado soluções sustentáveis de maneira a contornar e prever a ocorrência de fenômenos extremos como secas e enchentes, intensificados pelas mudanças climáticas, e garantir o uso eficiente dos recursos hídricos.

Neste contexto, os modelos hidrológicos possuem alto potencial para simulação de cenários de mudanças climáticas e de intervenções antrópicas em diferentes escalas espaciais e temporais (Blainski; Acosta; Nogueira, 2017; Sales; Netto; Carvalho, 2022; Oroud, 2024). Além disso, tais modelos são utilizados na estimativa da disponibilidade hídrica, previsão de vazão, análise da variabilidade hidrológica e realização de estudos sobre o impacto das modificações do uso do solo, constituindo, desta forma, uma ferramenta essencial para apoiar as iniciativas de gestão dos recursos hídricos, além de prever futuros eventos relacionados com o regime hídrico e no auxílio dos processos de tomada de decisão nas políticas públicas por parte do Estado (Almeida; Serra, 2017).

A representação precisa do processo chuva-escoamento é o principal objetivo e o principal desafio para os hidrólogos. Para tanto, os modelos hidrológicos surgiram como ferramenta essencial de apoio à gestão hídrica, devido a sua capacidade de facilitar a compreensão dos processos físicos que operam dentro da bacia hidrográfica (Hartnett *et al.*, 2007; Cirilo *et al.*, 2020).

Modelos específicos têm sido desenvolvidos, variando em complexidade, resolução espacial, representação de processos e outras características (Cirilo *et al.*, 2020). As classificações podem ser divididas entre os modelos conceituais e os modelos baseados nas leis da Física (Nasonova *et al.*, 2011). SWB (Schaake *et al.*, 1996), GR4J (Perrin *et al.*, 2003), HBV (Bergström; Lindström, 2015), HEC-HMS (Feldman, 2000), MGB-IPH (Collischonn *et al.*, 2007), SWAT (Arnold *et al.*, 1998) e SHE (Abbott *et al.*, 1986a, 1986b) são alguns exemplos de modelos hidrológicos conceituais e de base física conhecidos na comunidade científica com aplicação em todo o mundo.

Os modelos conceituais traduzem-se em equações simplificadas que descrevem os processos hidrológicos, são representados por um número limitado de elementos de

armazenamento e pelos fluxos entre eles (Seibert; Bergstrom, 2022). Enquanto os modelos de base física descrevem os processos físicos que ocorrem na bacia hidrográfica através do uso de equações clássicas como conservação da massa, da quantidade de movimento, da energia, do fluxo superficial e em meio poroso, entre outras.

Estudos mostram que a utilização de modelos conceituais para a simulação do fluxo de água é preferível quando existem áreas com escassez de dados, uma vez que esses modelos são menos exigentes em termos de dados de entrada (Perrin; Michel; Andréassian, 2001; Hansen *et al.*, 2007; De Vos; Rientjes; Gupta, 2010; Li *et al.*, 2013; Mendez; Calvo-Valverde, 2016; Seibert; Bergstrom, 2022). Além do mais, modelos baseados nas formulações que regem os processos físicos possuem limitações relacionadas ao tempo de processamento e requisitos computacionais.

Outra classificação relevante dos modelos hidrológicos diz respeito à representação espacial, que os categoriza como concentrados, semidistribuídos ou distribuídos. Os modelos concentrados possuem dados de entrada médios, representativos para toda a área da bacia. Por outro lado, a caracterização detalhada de condições internas complexas e heterogêneas dentro de uma bacia hidrográfica torna os modelos distribuídos mais adequados do que os modelos concentrados para facilitar descobertas fundamentais e teóricas sobre processos hidrológicos e apoiar a gestão eficaz dos recursos hídricos (Simmons *et al.*, 2020). Portanto, pode-se dizer que modelos semidistribuídos e distribuídos permitem avaliar os efeitos da heterogeneidade espacial e obtêm respostas em diferentes pontos da bacia, o que a formulação concentrada não permite.

Apesar das diversas variações de modelos hidrológicos existentes, a maioria deles pode representar adequadamente o fluxo em regiões úmidas. Contudo, simular adequadamente os processos hidrológicos em áreas semiáridas e áridas ainda se constitui um desafio (Huang *et al.*, 2016; Kan *et al.*, 2017; Jin; Xiaoping; Li, 2022). Isso ocorre devido às grandes heterogeneidades espaciais e temporais das características hidrológicas (como precipitação, geração de escoamento, evapotranspiração e mudança de umidade do solo) dentro das bacias áridas e semiáridas (Hassan *et al.*, 2014; Mediero; Kjeldsen, 2014; Felix; Paz, 2016).

De fato, estudos têm mostrado que o desempenho do modelo tende a diminuir com o aumento da aridez (Parajka *et al.*, 2013; Huang *et al.*, 2016; Poncelet *et al.*, 2017; Jin; Xiaoping; Li, 2022), demonstrando a necessidade de se investigar mais estruturas e estratégias de modelagem para essas regiões. Nesse sentido, o modelo conceitual CAWM (Campus Agreste

Watershed Model) foi desenvolvido na Universidade Federal de Pernambuco, tendo, originalmente, duas formulações matemáticas, uma elaborada para simulações de processos chuva-vazão em bacias semiáridas (Cirilo *et al.*, 2020; Nobre; Cirilo, 2025) e outra para bacias úmidas. Assim, o modelo CAWM diferencia-se dos modelos gerais em virtude de sua especificidade para aplicação em regiões semiáridas e outra para regiões úmidas, uma vez que a maioria dos modelos, por terem bases genéricas, não conseguem obter resultados consistentes para regiões semiáridas.

Embora o CAWM venha respondendo de forma adequada nas suas aplicações, a moderna gestão dos recursos hídricos requer informações mais detalhadas. Tais como procedimentos de outorga do direito de uso da água, onde é necessário definir a vazão em um ponto qualquer da bacia e não somente no exutório da mesma; a influência das mudanças do uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica sobre a vazão dos rios e o impacto sobre a recarga dos aquíferos. Tais procedimentos requerem a divisão da bacia no processo de discretização territorial que caracteriza os modelos distribuídos e semidistribuídos. Uma vantagem inerente a esse aprimoramento da divisão espacial é a melhor representatividade do impacto das precipitações no espaço. É provado que nas regiões semiáridas a distribuição das precipitações no ambiente da bacia é muito mais irregular que nas regiões de clima úmido (Cirilo *et al.*, 2020). Essa variação espacial geralmente não é representada nos modelos concentrados, embora o CAWM tenha um procedimento para estimar o efeito dessa variabilidade.

Devido aos dados apresentados, o presente estudo tem como finalidade desenvolver e implementar um modelo hidrológico semidistribuído que utilize os princípios fundamentais do CAWM. Além disso, o novo modelo deve substituir o método de otimização determinístico Gradiente Reduzido Generalizado (GRG) 2 (Lasdon *et al.*, 1978) adotado originalmente no CAWM, pelo método probabilístico *Particle Swarm Optimization* (PSO). Em geral, os métodos de otimização baseados nos algoritmos probabilísticos costumam ser mais eficientes que os determinísticos, visto que a função objetivo e as restrições não precisam ter uma representação matemática e muito menos serem contínuas e diferenciáveis, trabalham adequadamente tanto com parâmetros discretos quanto contínuos e, na maior parte dos casos, costumam ser mais simples de implementar. O PSO é de implementação fácil, convergência rápida e existem poucos parâmetros para serem ajustados, estando em posição de destaque entre algoritmos de otimização inteligente (Shami *et al.*, 2022) e sendo frequentemente aplicado nas mais diversas áreas, inclusive na engenharia e no gerenciamento de recursos hídricos (Wang; Nie; Qiu, 2010; Guo *et al.*, 2011; Cheng *et al.*, 2015; Panyadee; Champrasert; Aryupong, 2017; Mostafaie *et*

al., 2018; Bi *et al.*, 2020; Norouzi *et al.*, 2021; Samantaray; Sahoo; Agnihotri, 2023; Wang *et al.*, 2024).

1.1 HIPÓTESES

No delineamento deste trabalho, foram consideradas as seguintes hipóteses: (i) É possível obter simulações hidrológicas mais precisas utilizando-se modelo hidrológico semidistribuído em comparação ao modelo hidrológico concentrado; (ii) O método PSO é eficiente no processo de calibração dos parâmetros do modelo hidrológico desenvolvido.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

Desenvolver um modelo hidrológico semidistribuído utilizando o *particle swarm optimization* (PSO) na calibração dos parâmetros.

1.2.2 Objetivos específicos

Para atender ao objetivo geral, têm-se os seguintes objetivos específicos:

- Implementar o modelo concentrado CAWM em linguagem *python* utilizando o algoritmo PSO no processo de calibração dos parâmetros;
- Desenvolver e implementar o modelo semidistribuído CAWM em linguagem *Python* utilizando o algoritmo PSO no processo de calibração dos parâmetros, e implementação do método de Muskingum-Cunge para a propagação das vazões nas sub-bacias.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Neste capítulo são apresentados e discutidos os conceitos fundamentais que baseiam o presente estudo. Explanou-se sobre modelagem hidrológica, assim como uma breve explicação sobre modelos hidrológicos e suas aplicações, em especial no semiárido brasileiro, e conceitos básicos do CAWM (*Campus Agreste Watershed Model*). Além disso, outros conceitos como o método de Muskingum-Cunge para a propagação das vazões na sequência das sub-bacias e os métodos metaheurísticos, em especial o *particle swarm optimization*, utilizados na metodologia proposta nesse trabalho, foram fundamentados.

2.1 MODELAGEM HIDROLÓGICA

Devido à crescente disputa pela água, as questões fundamentais para os hidrólogos permaneceram semelhantes nas últimas décadas. Quanta água está disponível hoje e estará disponível no futuro? Qual a vazão média, mínima e máxima em determinado ponto da bacia hidrográfica? Como a vegetação e o clima influenciam a vazão? Qual é o papel do fluxo subterrâneo? Como o fluxo do rio mudará nos próximos dias e meses? (Seibert; Bergström, 2022). Diante disso, a modelagem hidrológica desempenha um papel fundamental na gestão eficiente dos recursos hídricos, uma vez que ela auxilia os técnicos a responderem esses questionamentos.

Nesse sentido, pode-se dizer que os modelos hidrológicos se consolidaram como ferramentas de representação dos processos com alto potencial para a simulação de cenários de mudanças climáticas, de alterações do uso do solo e de intervenções antrópicas em diferentes escalas espaciais e temporais (Blainski; Acosta; Nogueira, 2017). E são utilizados no preenchimento de dados de vazão ausentes ou ampliados, previsão de enchentes, estimativa de vazão em bacias hidrográficas não medidas, hidrologia urbana, avaliação de recursos hídricos e pesquisa hidrológica (Peel; Mc; McMahon, 2020).

Tais modelos surgiram com a necessidade de se obter séries hidrológicas mais longas e representativas de vazões para diferentes projetos de recursos hídricos (Tucci, 2005). Os primeiros registros da modelagem hidrológica foi há mais de um século, quando utilizaram o equacionamento de alguns processos hidrológicos, como, por exemplo, o Método Racional,

proposto por Mulvaney por volta de 1850, destinado a prever a vazão máxima decorrente de um evento de chuva (ALMEIDA; SERRA, 2017).

Posteriormente, o primeiro modelo de infiltração foi apresentado por Green e Ampt (1911); Horton (1919) derivou uma série de fórmulas empíricas para estimar a interceptação de tempestades por vários tipos de cobertura vegetal; o escoamento em reservatórios foi estudado por Puls (1928); os primeiros trabalhos descrevendo a evaporação de lagos foram feitos por Richardson (1931) e Cummings (1935); Sherman (1932) introduziu o conceito do hidrograma unitário para relacionar a resposta do escoamento direto com o excesso da chuva; um ano após, Horton (1933) desenvolveu a teoria da infiltração para estimar o excesso da chuva e aprimorou as técnicas de separação do hidrograma; Fair e Hatch (1933) derivaram uma fórmula para calcular a permeabilidade do solo; para o escoamento em rios foi desenvolvido o método de Muskingum (McCarthy, 1938)

O trabalho que estabeleceu as bases da hidrologia subterrânea foi realizado por Theis (1935), que combinou a lei de Darcy com a equação de continuidade para obter a relação entre a redução da superfície piezométrica e a taxa e duração da descarga de um poço; Barnez (1940) estudou a infiltração das águas subterrâneas e levou ao desenvolvimento de técnicas para a separação do escoamento de base e interfluxo de um hidrograma; Jacob (1943, 1944) correlacionou os níveis de água subterrânea com a precipitação; Thornthwaite (1948) e Penman (1948) fizeram importantes contribuições para modelos de evapotranspiração; e o *Soil Conservation Service* (SCS) (1972) desenvolveu o método do SCS *Curve Number* para calcular o escoamento (Singh; Woolhiser, 2002).

Com o aumento da disponibilidade de computadores, a partir do final de 1950, criaram-se condições que propiciaram um acelerado processo de desenvolvimento de modelos hidrológicos baseados em conceitos físicos, sendo esta uma alternativa em relação aos modelos até então existentes e que utilizavam somente métodos estocásticos (Tucci, 2005). Dentre os primeiros modelos hidrológicos, os mais conhecidos são o *Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation* - SSAR (Rockwood, 1958) e Stanford IV (Crawford; Linsley, 1966).

Nas décadas de 1960 e 1970, com a maior disponibilidade de dados hidrometeorológicos, a abordagem espacial distribuída começou a ser aplicada na modelagem hidrológica (Freeze; Harlan, 1969; Beven, 1979). Os primeiros modelos da década de 1970 incluíam o modelo NAM dinamarquês (Nielsen; Hansen, 1973), o modelo americano SAC –

Sacramento (Burnash; Mcguire, 1973), o modelo canadense UBC (Quick; Pipes, 1976), o modelo sueco do HBV (Bergström, 1976), o modelo japonês TANK (Sugawara, 1979); o modelo SRM suíço-americano (Rango; Martinec, 1979), e o TOPMODEL britânico (Beven; Kirkby, 1979). Os modelos posteriores incluíram o modelo chinês de Xinanjiang (Zhao, 1992), o modelo VIC americano (Liang *et al.*, 1994), o modelo italiano ARNO (Todini, 1996), o modelo SWAT - *Soil and Water Assessment Tool* (Arnold *et al.*, 1998), o modelo HEC-HMS, *Hydrologic Engineering Center's - Hydrologic Modeling System* (Feldman, 2000), o modelo dinamarquês MIKE-SHE (Refsgaard *et al.*, 2010), e o modelo GR4J (Perrin *et al.*, 2003). Além dos modelos brasileiros MODHAC – Modelo Hidrológico Auto-Calibrável (Lanna, 1997; Virões e Cirilo, 2019), o MGB-IPH (Collischonn *et al.*, 2007), e o CAWM – *Campus Agreste Watershed Model* (Cirilo *et al.*, 2020; Nobre; Cirilo, 2025).

A modelagem hidrológica tem sido desenvolvida e tem originado modelos diversos, variando de acordo com os objetivos e a escala de aplicação, em complexidade, resolução espacial, representação de processos, desde modelos voltados para o dimensionamento de reservatórios até modelos cujo objetivo é prever alterações nas vazões de uma bacia devido às mudanças climáticas (Cirilo *et al.*, 2020; Seibert; Borgström, 2022; Miranda *et al.*, 2023). Dentre as classificações, têm-se os modelos conceituais e os modelos baseados nas leis da Física (Nasonova *et al.*, 2011).

Os modelos conceituais traduzem-se em equações simplificadas que descrevem os processos hidrológicos, e são representados por um número limitado de elementos de armazenamento e pelos fluxos entre eles (Seibert; Bergstrom, 2022). Enquanto os modelos de base física descrevem os processos físicos que ocorrem na bacia hidrográfica através do uso de equações clássicas como conservação da massa, da quantidade de movimento, da energia, do fluxo superficial e em meio poroso, entre outras.

Contudo, estudos mostram que a utilização de modelos conceituais para a simulação do fluxo de água é preferível quando existem áreas com escassez de dados, uma vez que esses modelos são menos exigentes em termos de dados de entrada (Perrin; Michel; Andréassian, 2001; Hansen *et al.*, 2007; De Vos; Rientjes; Gupta, 2010; Li *et al.*, 2013; Mendez; Calvo-Valverde, 2016; Seibert; Bergstrom, 2022). Uma complexidade inadequada dos modelos de base física normalmente resulta em parametrização excessiva e incerteza dos parâmetros. (Perrin; Michel; Andréassian, 2001). Outra vantagem dos modelos conceituais é que eles

requerem menor custo de processamento computacional, permitindo avaliações de modelos e avaliações de incerteza mais abrangentes (Refsgaard *et al.*, 2016).

Perrin, Michel e Andréassian (2001) aplicaram 19 modelos conceituais concentrados diários com três a nove parâmetros otimizados para 429 bacias hidrográficas. Concluíram que modelos muito simples podem atingir um nível de desempenho quase tão elevado quanto modelos com mais parâmetros. Wagener *et al.* (2004) observaram que estruturas simples (em termos do número de parâmetros livres) funcionam tão bem quanto estruturas complexas para muitos propósitos. Holländer *et al.* (2009) aplicaram um modelo de base física numa bacia hidrográfica da Alemanha e observaram que as simulações não apresentaram bons resultados. Os autores indicam que uma importante fonte de diferença entre os resultados do modelo foi devido às decisões tomadas pelos modeladores sobre como eles configuram seus modelos para representar a bacia hidrográfica. A verdade é que não há um modelo válido que se adapte a todos os propósitos (Hamalainen, 2015). Por isso, os modelos não devem ser mais complexos do que o necessário e devem ser adequados ao propósito (Beven; Young, 2013).

Outra classificação importante é utilizada quanto às relações espaciais, que classifica os modelos como concentrados, semidistribuídos ou distribuídos. Os modelos concentrados possuem dados de entrada médios, representativos para toda a área da bacia. Nesses modelos, a bacia hidrográfica é considerada uma unidade única onde a variabilidade espacial é desconsiderada. Por outro lado, os modelos semidistribuído e distribuído podem fazer previsões que são distribuídas no espaço, dividindo toda a bacia hidrográfica em pequenas unidades, de modo que os parâmetros de entradas e saídas possam variar espacialmente (Devi; Ganasri; Dwarakish, 2015). Desde o século passado, enfatizava-se a necessidade de lidar com a variabilidade em escala espacial (Hornberger; Boyer, 1995).

Com o aumento da velocidade e capacidade dos computadores, Huggins e Monke (1968) introduziram o primeiro modelo de escoamento superficial totalmente distribuído, o modelo Huggins-Monke (Peel; McMahon, 2020). Inspirados pelo desenvolvimento de sistemas de informação geográfica e mapas digitais de terreno, os modelos distribuídos se desenvolveu rapidamente desde o esboço de um modelo distribuído baseado em física publicado pela Freeze e Harlan (1969).

Porém, um dos principais desafios na modelação hidrológica ainda é a representação fiável da variabilidade espaço-temporal dos processos naturais, a qual a pegada da atividade humana é frequentemente sobreposta (Singh, 2018; Beven, 2019; Dembelé *et al.*, 2020). Apesar

disso, está ocorrendo uma transição de modelos hidrológicos concentrados para modelos hidrológicos semidistribuídos e distribuídos para fins operacionais e políticos (Imhoff *et al.*, 2020). A moderna gestão dos recursos hídricos, que avança no Brasil, requer informações mais detalhadas para procedimentos como a outorga do direito de uso da água, onde é necessário definir a vazão em um ponto qualquer da bacia e não somente no exutório da mesma.

Essa transição permite que os novos modelos utilizem a disponibilidade atual de dados espaciais. Dados espaciais de alta resolução permitem aos técnicos representarem o uso da terra e a vegetação, conforme são observados no espaço. Por exemplo, estimativas de fluxos de radiação (de ondas curtas descendentes) de satélites geoestacionários tornam possível estimar a evapotranspiração potencial em alta resolução espacial e temporal (De Bruin *et al.*, 2016). E como o relevo é determinante para a definição do escoamento, quanto mais precisa for a representação do terreno, maior a possibilidade de sucesso na representação dos processos físicos.

Contudo, dados de alta resolução para a operação do modelo implica na demanda computacional que cresce rapidamente com a resolução do sistema. A questão sobre o equilíbrio ideal entre a resolução espacial e a carga computacional tem sido, portanto, uma questão de longa data (não apenas) nas ciências hidrológicas (Booij, 2003; Dehotin; Braud, 2008; Melsen *et al.*, 2016; Liu *et al.*, 2016; Gharari *et al.*, 2020). Neste contexto, uma série de métodos foram propostos para resolver o problema computacional utilizando unidades de respostas agrupadas (Ehret *et al.*, 2020). E quanto maior a discretização da bacia, maior a quantidade de parâmetros a serem calibrados. No entanto, foram desenvolvidas técnicas de otimização para calibrar modelos hidrológicos, o que garante a máxima similaridade entre os resultados do modelo e as observações (Mostafaie *et al.*, 2018)

Seibert (2000) propôs um algoritmo de calibração simples e multicritério para o modelo HBV. Os resultados obtidos em seu estudo indicam que o algoritmo genético é capaz de otimizar os parâmetros. Muleta e Nicklow (2005) descreveram uma abordagem automática para calibrar a vazão diária e os valores diários de concentração de sedimentos estimados usando o modelo SWAT e Algoritmo Genético. Zhang *et al.* (2008) desenvolveram algoritmos de otimização de objetivo único e multiobjetivo que foram aplicados para otimizar os parâmetros do modelo SWAT usando dados de fluxo observados. Kamali e Mousavi (2013) apresentaram algoritmos de otimização único e multiobjetivo para calibração automática do modelo de escoamento de chuva do modelo HEC_HMS. Barhart *et al* (2017) propuseram um Algoritmo Genético para calibração automática de modelos hidrológicos. Mostafaie *et al.* (2018)

compararam quatro técnicas de otimização para a calibração e concluíram que a técnica PSO fornece resultados mais próximos das soluções de referência com melhor precisão.

2.1.1 Modelagem hidrológica em regiões semiáridas

As áreas semiáridas abrangem uma grande porção da Terra em constante crescimento, cobrindo alguns dos centros populacionais de crescimento mais rápido em todo o mundo. Uma vez que a aridez controla a disponibilidade dos recursos limitados, devemos compreender melhor a hidrologia semiárida e as interações dos recursos hídricos. Embora o ciclo hidrológico seja um sistema relativamente fácil de compreender, é difícil enumerar os seus processos que ocorrem nesse tipo de sistema (Wang *et al.*, 2016).

A variabilidade espacial e temporal dos processos hidrológicos são elementos chave nas regiões semiáridas (Maneta *et al.*, 2008). Capturar essa variabilidade climática e seus impactos na hidrologia do sistema é um grande desafio no desenvolvimento de um modelo hidrológico (Bressiani *et al.*, 2015). Nessa perspectiva, aprimorar os modelos para simular essa variabilidade torna-se necessário, bem como aproveitar seus resultados para prever vazões, analisar a oferta e demanda hídrica e modelar cenários de mudanças climáticas. A compreensão da hidrologia da bacia dá subsídio aos gestores no processo de tomada de decisão, favorecendo a sociedade como um todo.

Apesar das variações de modelos hidrológicos existentes, a maioria representa adequadamente os processos em regiões úmidas. Contudo, simular adequadamente os processos hidrológicos em áreas semiáridas e áridas ainda constitui um desafio (Jin *et al.*, 2022). A dificuldade específica da modelagem da precipitação-escoamento em regiões áridas e semiáridas fica clara nas revisões de Pilgrim *et al.* (1988), Ye *et al.* (1997), McIntyre *et al.* (2007) e Wheeler *et al.* (2008). As conclusões gerais destas revisões e da literatura mais ampla são: (1) a necessidade de calibração dos principais parâmetros do modelo; (2) a dificuldade de observar a variabilidade espacial da chuva; (3) a falta de dados de alta qualidade para apoiar a modelização e a elevada incerteza nas previsões; (4) e que modelos distribuídos apresentam melhor desempenho (McIntyre; Al-Qurashi, 2009).

Um modelo que visa reproduzir os conceitos físicos do balanço hídrico em regiões semiáridas é o WASA - Modelo de Disponibilidade de Água em Ambientes Semiáridos, desenvolvido na University of Potsdam. Este modelo utiliza formulações propostas por vários pesquisadores para representar o fluxo de água em diferentes ambientes, com ênfase no

escoamento subsuperficial e subterrâneo. Assim, a modelagem pode, em princípio, ser realizada sem calibração. Pilz *et al.* (2019) utilizaram uma versão do WASA integrada à operação de reservatórios para a previsão sazonal de acúmulo de água e ocorrência de seca nos reservatórios da bacia do rio Jaguaribe, comparando os resultados com os obtidos a partir de modelos estatísticos. Os autores concluíram que a precisão da estimativa de armazenamento do reservatório foi consideravelmente menor ao usar o modelo hidrológico baseado em processos físicos, enquanto a resolução e confiabilidade das previsões de eventos de seca foram semelhantes em ambas as abordagens.

A literatura aponta que há um número reduzido de modelos hidrológicos desenvolvidos especialmente para regiões áridas ou semiáridas, sendo que a maioria dos estudos aplica modelos concebidos para uso geral nessas regiões. Croke e Jakeman (2007) aplicaram o modelo IHACRES em quatro bacias hidrográficas efêmeras na Austrália. No entanto, observaram um desempenho insatisfatório nos anos particularmente secos.

McIntyre e Al-Qurashi (2009) também aplicaram o modelo IHACRES a uma bacia localizada em uma região árida de Omã e concluíram que a incerteza em todas as previsões era muito alta, associada à variabilidade dos valores de parâmetros efetivos sobre eventos. Os autores argumentam, ainda, que, em regiões úmidas, onde há melhores observações de precipitação e vazão, o desempenho observado seria, muito provavelmente, considerado inadequado.

Mais tarde, Wang *et al.* (2016) utilizaram o modelo HEC-HMS à bacia hidrográfica do Hailiutu, na região semiárida do noroeste da China. O modelo subestimou sistematicamente os fluxos no período de inverno e primavera, bem como alguns fluxos no período de verão. Além disso, os resultados apontaram que, devido à indisponibilidade de dados hidráulicos na bacia hidrográfica estudada, o modelo enfrentou desafios na simulação adequada do escoamento e, portanto, não pôde ser validado. Em última análise, o desempenho geral do modelo na simulação do escoamento superficial na bacia foi considerado insatisfatório.

Huang *et al.* (2016) aplicaram quatro modelos hidrológicos clássicos a três bacias semiáridas localizadas no norte da China. Os pesquisadores concluíram que a simulação da relação chuva-vazão em bacias hidrográficas semiáridas é desafiadora, uma vez que os eventos de chuva apresentam, em geral, durações curtas e altas intensidades. No mesmo ano, Zhang *et al.* (2016) obtiveram resultados satisfatórios (*NSE* em torno de 0.7) ao aplicar um modelo hidrológico distribuído para simular eventos de chuva-vazão com resolução horária em um

afluente da bacia do Rio Amarelo, China. No entanto, a simulação dos picos de vazão ainda apresentou dificuldades.

Kan *et al.* (2017), ao realizarem simulações em bacias hidrográficas chinesas localizadas em regiões áridas, observaram que a complexidade dos dados dessas bacias hidrográficas é maior do que a das bacias hidrográficas mais úmidas. Isto indica que a previsão de cheias é mais difícil em bacias hidrográficas mais secas. Notaram também que alguns picos de precipitação ocorrem após o pico da cheia, indicando simulações insatisfatórias.

Liu *et al.* (2019) avaliaram a aplicabilidade de três modelos em regiões áridas e semiáridas. Os resultados indicaram que os modelos não são adequados para essas regiões, além de gerarem previsões que dificilmente atendem aos requisitos de precisão da modelagem hidrológica. Recentemente, Jin *et al.* (2022) analisaram o desempenho de quatro modelos hidrológicos em bacias áridas e semiáridas da China. Os resultados das simulações de inundações demonstraram baixa eficiência e imprecisão na relação não linear entre precipitação e escoamento, sugerindo a necessidade de estudos mais aprofundados.

No Brasil, diversos estudos também foram conduzidos para investigar o comportamento hidrológico das bacias semiáridas. Esforços de simulação foram realizados utilizando modelos distribuídos e concentrados. Muitas destas aplicações concentraram-se na compreensão do comportamento da bacia hidrográfica e nos processos individuais que operam simultaneamente para gerar sua resposta hidrológica.

Montenegro e Ragab (2010) aplicaram o modelo distribuído DiCaSM para simular os processos hidrológicos na Bacia Representativa do Mimoso, localizada em Pernambuco, e para investigar o impacto das mudanças climáticas e de uso do solo, bem como alterações associadas à produção de biocombustíveis. O fluxo foi simulado com sucesso; no entanto, o desempenho do modelo foi reduzido para alguns eventos, especialmente aqueles com taxa de vazão mais baixas. Mais tarde, Fontes Júnior e Montenegro (2019) também realizaram simulações na mesma bacia hidrográfica, utilizando o modelo SWAT. As simulações superestimaram alguns picos e subestimaram outros nos eventos de vazão registrados na bacia. Os autores destacam que esses resultados são atribuídos às condições hidrológicas do perfil do solo e ao uso do solo, que influenciam a sensibilidade de um dos parâmetros do modelo. Além disso, a irregularidade das chuvas, as características fisiográficas da bacia, sua topografia, rede de canais e índice de forma também impactam as simulações.

Outra aplicação do DiCaSM para bacias localizadas na região semiárida foi feita por Montenegro e Ragab (2012). Os autores utilizaram o modelo na simulação da Bacia do Rio Tapacurá, localizada em Pernambuco. Os resultados indicaram valores relativamente baixos de eficiência Nash-Sutcliffe em alguns períodos de validação. Os autores observaram, mais uma vez, que essa baixa eficiência está sempre associada a períodos de baixo fluxo.

Bressiani *et al.* (2015) analisaram as diferentes respostas hidrológicas geradas pelo modelo SWAT na bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, no Ceará, considerando a variação das fontes, escalas espaciais e resoluções temporais dos dados climáticos de entrada. Embora a combinação dos dados de precipitação da FUNCEME e ANA com os dados climáticos do Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), em escala diária, tenha proporcionado o melhor desempenho, o modelo subestimou consistentemente os fluxos observados.

Em seguida, Felix e Paz (2016) aplicaram o modelo distribuído MGB-IPH na bacia semiárida do rio Piancó, na Paraíba. Os resultados evidenciaram, entretanto, duas dificuldades: (i) representação dos picos das maiores cheias, com erros de superestimação ou subestimação; (ii) dificuldade na representação da intermitência do rio. Essa segunda dificuldade foi mais marcante e já era esperada, pois o modelo hidrológico MGB-IPH não foi originalmente concebido para representar rios com essa característica.

Assim como Bressiani *et al.* (2015) e, mais tarde, Fontes Júnior e Montenegro (2019), Magalhães *et al.* (2018) aplicaram o modelo SWAT para a bacia experimental do Riacho Jatobá, localizado no município de Pesqueira e inserido na Bacia Representativa do Alto Ipanema, na região semiárida de Pernambuco. Os resultados da validação do modelo superestimaram o valor médio observado. Paz *et al.* (2018) modelaram a Bacia do Rio Goiana com o SWAT, no estado de Pernambuco, uma das sub-bacias dos rios Capibaribe Mirim e Tracunhaém. As estatísticas obtidas demonstraram a aplicabilidade do modelo às estimativas de fluxos mensais, embora as previsões do modelo para a área mais seca da bacia fossem insatisfatórias.

Além disso, o SWAT também utilizado por Silva *et al.* (2018) na modelagem da Bacia do Baixo-Médio Rio São Francisco, localizada na região semiárida. Durante a validação, o modelo calibrado apresentou um desempenho insatisfatório em uma estação fluviométrica ($NSE = 0.26$).

Virões e Cirilo (2019) aplicaram o modelo MODHAC a grande quantidade de bacias hidrográficas da região semiárida do Nordeste. Embora esse modelo tenha diversas aplicações para a região, os autores destacam a dificuldade de aplicar um modelo de largo espectro às

características fisiográficas específicas desse tipo de região, inclusive a dificuldade de incorporar o efeito de barramentos nas bacias. Nesse sentido, Gomes, Verçosa e Cirilo (2021) e Nobre e Cirilo (2025) agregaram a versão do modelo CAWM para regiões semiáridas, apresentado a seguir, com modelo de operação de reservatórios de modo a simular o armazenamento provocado por barragens.

2.2 CAWM – CAMPUS AGRESTE *WATERSHED MODEL*

O modelo CAWM (*Campus Agreste Watershed Model*) é um modelo conceitual chuva-vazão desenvolvido na Universidade Federal de Pernambuco, Brasil. O modelo conta com duas formulações matemáticas, uma foi projetada principalmente para simular o escoamento sobre solos rasos com baixa capacidade de acumulação, típico de embasamento cristalino, regiões como a maior parte do semiárido do nordeste, Brasil. E outra formulação para regiões úmidas com diferenças relacionadas à presença de recarga de aquífero e escoamento subterrâneo, contemplando os processos de fluxo nas bacias hidrográficas de rios perenes, em regiões de solos mais profundos que permitam a manutenção das vazões de base nos períodos de estiagem.

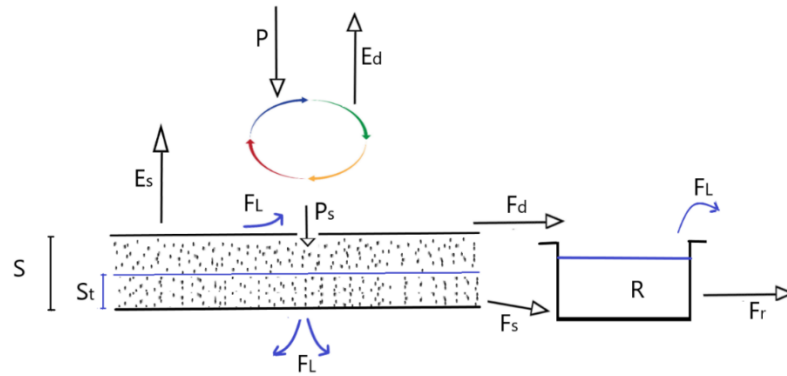
O modelo não detalha com precisão o processo físico de água no solo, mas prioriza a quantificação de escoamento direto, tendo como principal característica a simplicidade e número reduzido de parâmetros para calibrar, sempre que possível de significado físico. Essa abordagem permite ao CAWM adaptar-se às bacias com dados escassos e menor tempo de processamento para geração de resultados.

Basicamente, o modelo requer dois conjuntos de dados de entrada: um representando as características hidrológicas da bacia e o outro associado às características físicas da bacia. Informações físicas podem ser adquiridos a partir de mapeamento de solo, imagens aéreas e de satélite, e modelos digitais de elevação (MDE). Por outro lado, a hidrologia informação consiste em uma série de chuvas e potenciais dados de evapotranspiração, bem como dados de vazão de saída usados para calibrar o modelo.

2.2.1 Descrição do modelo para regiões semiáridas

Os processos físicos representados no modelo CAWM para regiões semiáridas estão indicados na Figura 1.

Figura 1 - Representação esquemática do modelo CAWM para regiões semiáridas.



Fonte: Cirilo *et al.* (2020).

Neste modelo o balanço precipitação-evapotranspiração potencial é feito em primeira instância, comparando-se seus valores. 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 e Michel (1989), conforme a Equação 3:

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

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).

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 α 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 de valor considerado 5/3, ajustado bem às simulações para dezenas de bacias hidrográficas e k corresponde a um parâmetro que depende da área da bacia.

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

O parâmetro k era deduzido a partir de equações de fluxo na superfície das bacias e na rede de rios, apresentado na Equação 8 (Cirilo *et al*, 2020):

$$k = \frac{\Delta t}{n} \left(\frac{c^2 \cdot A_b^2}{B^2 \cdot L_t^2} \right)^{1/3} S^{1/2} \quad (8)$$

Onde Δt é o passo de tempo (s); n é o coeficiente de Manning; c é a constante de compatibilidade igual 1000; A_b é a área da bacia hidrográfica (km²); L_t é o comprimento total de drenagem (m); e S é a declividade do rio principal (m/m).

O parâmetro k trazia dificuldade de avaliação por conta da estimativa da largura média e da declividade dos rios e da dependência da resolução do modelo digital do terreno adotado, que influencia diretamente o comprimento total de drenagem. Em função disso, foram feitas

avaliações de k para diferentes regiões hidrográficas e daí estabelecer relação mais direta, sendo a área da bacia a variável independente utilizada para o estabelecimento dessas relações (Nobre e Cirilo, 2025). Os valores de k apresentaram variação mais frequente entre 0,01 e 0,07, com valor de referência de 0,025. Uma análise de 109 bacias levou à Equação 9 para cálculo de k com base na área.

$$\begin{cases} \text{Se } A_b \leq 6,000 \text{ km}^2, k = 0.3745 \cdot A_b^{-0.489} + 0.0146 \\ \text{Se } 6,000 \text{ km}^2 < A_b < 60,000 \text{ km}^2, k = 34.343 \cdot A_b^{-0.853} \\ \text{Se não, } k = 0.0028 \end{cases} \quad (9)$$

As perdas de água no sistema podem ser devidas a diversas causas: volumes de retenção nas depressões do solo e pela vegetação, gradativamente evaporados; volumes de extravasamento que não retornam à calha fluvial, igualmente evaporados; infiltração nas fendas do embasamento cristalino. Essa perda é extraída do escoamento superficial direto. Utiliza-se para cálculo das perdas a Equação 10:

$$F_L = K_L \cdot R^p \quad (10)$$

O expoente p tem sido testado nas diversas simulações desenvolvidas variando de 0.8 a 1.2. Valores inferiores a 1 elevam as maiores vazões; $p > 1$ caracteriza situações onde as perdas ocorrem principalmente no transbordamento de rios, reduzindo as vazões mais elevadas. Na maior parte dos casos o valor 1 mostra-se mais adequado, sendo o “*default*” do modelo.

O parâmetro de perdas, K_L , pode ser calculado considerando os valores do saldo global gerado na etapa de calibração, conforme Equação 11. Em síntese, as perdas médias são calculadas a partir do balanço global e redistribuídas pelo parâmetro p .

$$K_L = \frac{V_{Prec} - V_{Obs} - V_{Evap}}{V_{Prec} - V_{Evap}} \quad (11)$$

O parâmetro S é estimado como sendo igual à capacidade de retenção de água no solo, calculada a partir do *Curve Number* médio (CN) da bacia, conforme Equação 12:

$$S = 254 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (12)$$

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. Na ausência das informações necessárias, 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. Portanto, o único parâmetro a ser calibrado no modelo CAWM para regiões do semiárido é o K_S .

2.2.2 Descrição do modelo para regiões úmidas

O modelo CAWM para regiões úmidas visa incorporar os processos de fluxo em bacias hidrográficas perenes, em regiões com solos mais profundos que permitem a manutenção dos fluxos de base durante os períodos de seca. A principal mudança em relação ao CAWM para regiões do semiárido é a adição de um reservatório subterrâneo que é reabastecido quando o reservatório do solo atinge a saturação, conforme a Figura 2. A partir daí, um fluxo de percolação profunda P_g começa a reabastecer o reservatório de água subterrânea, somando-se à profundidade acumulada da água G . O fluxo F_G é então extraído do reservatório de água subterrânea e contribui para o fluxo do rio, complementando os componentes F_d , e F_S , conforme Equação 13:

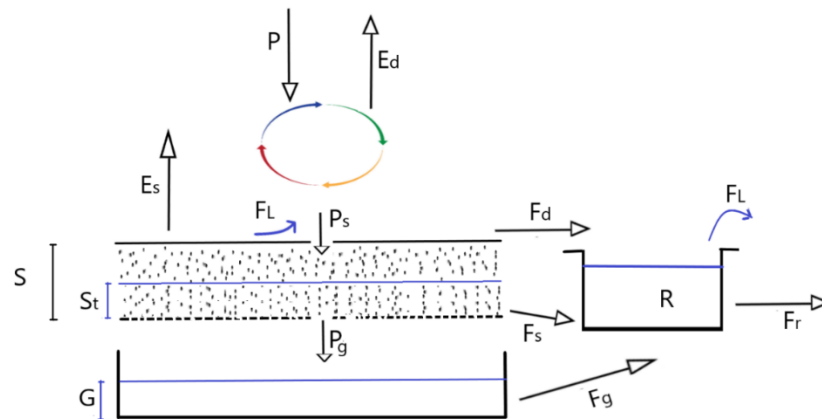
$$F_G = K_G \cdot G \quad (13)$$

Sendo K_g um parâmetro de transferência de água no solo, similar ao K_S . Para permitir a alimentação do reservatório subterrâneo, a fórmula de cálculo da percolação P_s foi modificada para a Equação 14:

$$P_s = P_n \cdot \left(1 - \frac{S_t}{\beta \cdot S}\right) \quad (14)$$

Sempre que S_t atinge o valor de S , o excedente passa a compor a percolação profunda P_g . O modelo CAWM para regiões úmidas tem, portanto, três parâmetros básicos a calibrar: K_S , K_G e β .

Figura 2 - Representação esquemática do modelo CAWM para regiões úmidas



Fonte: Ferraz (2019).

2.2.3 Calibração e validação do CAWM

Os parâmetros do CAWM são calibrados comparando dados de vazão. O sinal de vazão representa uma resposta integrada do sistema hidrológico a um conjunto de fatores naturais (por exemplo, clima e paisagem) e influências antrópicas (por exemplo, desmatamento e reservatórios) que ocorrem a montante do local de medição (Rientjes *et al.*, 2013; Koch; Jensen; Stisen, 2015).

A calibração é o processo de designação dos valores dos parâmetros que aprovam a melhor simulação de um conjunto de dados observados. Essa é uma das fases que deve ser levada em consideração na aplicabilidade dos modelos hidrológicos. O processo de calibração dá-se através de duas maneiras: automática ou tentativa e erro (Almeida; Serra, 2017). A validação é determinada como o processo de apresentação dos parâmetros ponderados na calibração. Na validação busca-se analisar se os valores dos parâmetros conseguem ser disponibilizados a outros grupos de dados, desse modo, demonstrando a adaptação da utilização do modelo e tornando autêntico o processo de simulação.

O CAWM utiliza o algoritmo de programação não-linear solver GRG 2 como técnica de otimização para uma calibração automática de seus parâmetros. Como função-objetivo foi considerada a mais apropriada para o modelo a que maximize o índice de eficiência *Nash-Sutcliffe* e ao mesmo tempo minimize o somatório dos erros absolutos entre vazões observadas e calculadas, conforme indicado na Equação 15.

$$F = \frac{NSE \cdot 10^6}{\sum abs(Q_{obs} - Q_{calc})} \quad (15)$$

Os indicadores de eficiência do modelo, tanto para verificar a calibração quanto para o período de validação estão representados através das Equações 16 a 21, são eles:

- *NSE*: Coeficiente de eficiência de *Nash-Sutcliffe* e suas derivações *NSE_{logQ}* e *NSE_{sqrQ}*;
- *R²*: coeficiente de determinação;
- *RMSE*: raiz do erro médio quadrático;
- *Pbias%*: erro percentual médio;
- *RSR*: razão entre *RMSE* e desvio padrão, sendo:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - Q_{i,cal})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (16)$$

$$NSE_{sqrQ} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{i,obs}} - \sqrt{Q_{i,cal}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{i,obs}} - \sqrt{\overline{Q_{obs}}})^2} \quad (17)$$

$$NSE_{logQ} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log Q_{i,obs} - \log Q_{i,cal})^2}{\sum_{i=1}^n (\log Q_{i,obs} - \log \overline{Q_{obs}})^2} \quad (18)$$

$$RMSE = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - Q_{i,cal})^2 \right]^{1/2} \quad (19)$$

$$Pbias = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{cal}(i) - Q_{obs}(i))}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i))} 100 \right] \quad (20)$$

$$RSR = \left| \frac{\left[\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - Q_{i,cal})^2 \right]^{1/2}}{\left[\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - \overline{Q_{obs}})^2 \right]^{1/2}} \right| \quad (21)$$

Onde *n* é o número de dados do evento, *Q_{i,obs}* é a vazão observada, *Q_{i,cal}* a vazão calculada e $\overline{Q_{obs}}$ a média observada no período.

Moriasi *et al.* (2007) recomendaram as faixas de valores para *NSE*, *Pbias* e *RSR* indicadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Indicadores de performance recomendados para simulações mensais.

	NSE	Pbias %	RSR
Muito bons	0.75-1.00	$< \pm 10$	0-0.5
Bons	0.65-0.75	$\pm 10 - \pm 15$	0.5-0.6
Satisfatórios	0.50-0.65	$\pm 15 - \pm 25$	0.6-0.7
Não satisfatórios	< 0.5	$> \pm 25$	> 0.7

Fonte: Moriasi *et al.* (2007).

Diversos autores, como Pushpalatha *et al.* (2012), Traore *et al.* (2014), Jahandideh-Tehrani, Jenkins e Helfer (2020), entre outros, usam essas e outras variações de *NSE* como indicadores de performance. Segundo Traore *et al.* (2014), valores mais altos de *NSE* indicam melhores ajustes para as vazões mais elevadas, NSE_{sqrTQ} representa de forma mais adequada as vazões intermediárias e NSE_{logQ} as vazões baixas. Pushpalatha *et al.* (2012) concluíram que o indicador mais apropriado para toda a série é NSE_{sqrTQ} . Concordando com essa afirmação, Patil e Stieglitz (2014) propuseram esse indicador como função-objetivo a ser maximizada no processo de calibração dos parâmetros de modelos chuva-vazão.

2.3 PROPAGAÇÃO DO ESCOAMENTO ENTRE AS SUB-BACIAS

Quando se trabalha com modelos semidistribuídos por sub-bacias torna-se necessário fazer a propagação do escoamento na calha fluvial entre as sub-bacias mais a montante e as que se situam a jusante. O cálculo da propagação das vazões em rios pode ser realizado usando modelos hidrodinâmicos, que resolvem numericamente as equações de *Saint-Venant*. Alguns modelos semidistribuídos, como o MGB-IPH, utilizam simplificações das equações de Saint-Venant. Outros, como o HEC-HMS, promovem a propagação de vazão utilizando métodos mais simples.

Um dos modelos simplificados mais importantes de escoamento em rios continua sendo o modelo de Muskingum, proposto por McCarthy em 1939 (Tucci, 2005). O nome do método se deu em função do rio de Muskingum, nos Estados Unidos da América (EUA), onde ocorreram os estudos para a determinação da propagação de ondas de cheias.

O método de Muskingum avalia a atenuação da vazão, a translação da onda a partir da Equação da Continuidade que pode ser escrita conforme Equação 22:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = I - Q \quad (22)$$

Onde S é o volume (m³); I é a vazão de entrada (m³/s) e Q é a vazão de saída (m³/s).

O fluxo de entrada menor o fluxo de saída gera um armazenamento, um volume do corpo hídrico em relação ao tempo. Dessa forma, a Equação da Continuidade (Equação 22) pode ser escrita através de diferenças finitas como, conforme Equação 23:

$$\frac{S_t - S_{t-\Delta t}}{\Delta t} = \frac{I_{t-\Delta t} + I_t}{2} - \frac{Q_{t-\Delta t} + Q_t}{2} \quad (23)$$

O armazenamento de volume pode ser simplificado, conforme Equação 24:

$$S = K \cdot [X \cdot I + (1 - X) \cdot Q] \quad (24)$$

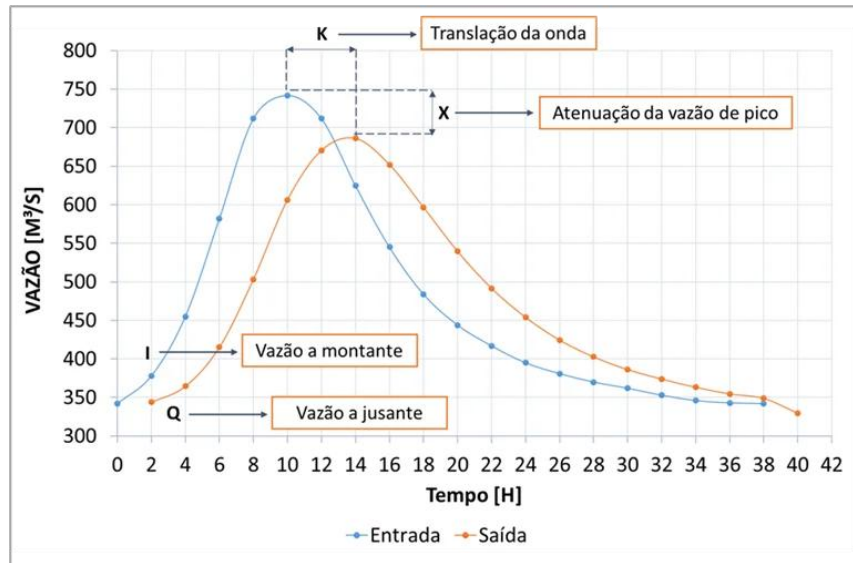
O parâmetro X é um ponderador adimensional cujo valor deve estar entre 0 e 0.5; mas na maior parte dos rios e canais naturais seu valor é próximo a 0.25.

Dependendo do valor de X ocorre mais ou menos amortecimento da onda de cheia.

- Para um valor de X igual a 0.5 não ocorre amortecimento.
- Quando X é igual a zero o amortecimento é máximo.
- Usualmente o valor de X está entre 0.1 e 0.3 (Maidment, 1992).

O parâmetro K é o tempo de trânsito, ou seja, é o tempo de viagem do pico da cheia do início ao final do trecho do canal. Este tem unidades de tempo e deve ser expresso nas mesmas unidades de Δt . A Figura 3 mostra a influência do valor do parâmetro X no amortecimento dos Hidrograma.

Figura 3 - Hidrograma de cheia das vazões de entrada I e saída Q.



Fonte: Canholi (2005).

Através da combinação das Equações 23 e 24, tem-se a Equação 25:

$$Q_t = C_1 \cdot I_t + C_2 \cdot I_{t-\Delta t} + C_3 \cdot Q_{t-\Delta t} \quad (25)$$

Onde C_1 , C_2 e C_3 são expressos através das Equações 26, 27 e 28:

$$C_1 = \frac{\Delta t - 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (26)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t + 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (27)$$

$$C_3 = \frac{2 \cdot K \cdot (1 - X) - \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (28)$$

Um problema do método *Muskingum* para propagação de vazões é que para definir os valores dos parâmetros K e de X é necessário dispor de dados observados de vazão nos extremos de montante e jusante do trecho de rio, o que raramente se cumpre.

Em 1969, Cunge demonstrou que o método *Muskingum* é equivalente à solução da onda cinemática com um esquema numérico de diferenças finitas, e que a difusão da onda de cheia resultante da aplicação do modelo *Muskingum* é, na realidade, o resultado de um erro numérico dependente dos intervalos de discretização utilizados nas derivadas do tempo e do espaço. Partindo desta constatação, Cunge propôs uma forma de estimar os valores dos parâmetros K e

X para que a difusão causada pelo erro numérico se iguale à difusão real da onda de cheia (Cunge, 1969).

O modelo de Muskingum, aplicado de acordo com as sugestões de Cunge, passou a ser chamado modelo *Muskingum-Cunge*. Este permite estimar os valores de K e X a partir de características físicas do rio. O método funciona bem quando o tempo de pico do hidrograma de entrada é maior que 2 horas (Tomaz, 2011).

A estimativa de K se dá através das características físicas do rio, conforme a Equação 29:

$$K = \frac{\Delta x}{c} \quad (29)$$

Onde Δx é o comprimento do trecho do rio (m); c é a celeridade cinemática da onda de cheia (m/s).

A celeridade é a velocidade com que se deslocam perturbações de nível ou vazão. Neste caso, a velocidade de propagação da onda de cheia pode ser definida conforme a Equação 30:

$$c = \frac{5}{3} v \quad (30)$$

Onde v é a velocidade que pode ser expressa conforme a Equação 31, considerando válida a equação de escoamento permanente na forma de Manning.

$$v = \frac{Rh^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}}{n} \quad (31)$$

Onde Rh é o raio hidráulico (m); S é a declividade do rio (m/m); e n é o coeficiente de rugosidade.

Para que o método tenha bons resultados frequentemente é necessário dividir o trecho total em subtrechos. O valor de Δx também deve ser cuidadosamente escolhido. Uma estimativa pode ser realizada através da Equação 32 (Fread, 1992):

$$\Delta x = \frac{c \Delta t}{2} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{1,5 \cdot Q_{ref}}{B \cdot S \cdot \Delta t \cdot c^2}} \right) \quad (32)$$

Onde Q_{ref} é a vazão de referência (m³/s); e B é a largura do rio (m).

A vazão de referência pode ser definida como sendo cerca de 70% da vazão de pico do hidrograma de entrada, 2/3 da vazão de pico do hidrograma de entrada (Miller e Cunge, 1975), ou a vazão média (Thomaz, 2011). E a quantidade de subtrechos pode ser expressa através da Equação 33:

$$N = \frac{L}{\Delta x} \quad (33)$$

Onde N é a quantidade de subtrechos, L é o comprimento do rio (m); e Δx é a distância de cada subtrecho (m).

O valor do parâmetro X ideal para aplicação do método Muskingum-Cunge pode ser obtido a partir da Equação 34:

$$X = \frac{1}{2} \cdot \left(1 - \frac{Q_{ref}}{B.c.S.\Delta x} \right) \quad (34)$$

Considera-se que com este valor de X, o método simplificado de Muskingum reproduz razoavelmente bem o mesmo resultado das equações completas de *Saint-Venant*, exceto se existirem efeitos de jusante.

2.4 GEOPROCESSAMENTO E BASES DE DADOS ESPACIAIS

A aplicabilidade dos modelos hidrológicos está diretamente relacionada com a qualidade dos dados de entrada envolvidos na simulação, o que torna as técnicas de sensoriamento remoto e de geoprocessamento imprescindíveis para uma boa modelagem, já que estas auxiliam na aquisição, manuseio e integração de informações, bem como na geração de dados de saída (Mendes; Cirilo, 2013).

O avanço significativo do sensoriamento remoto nos últimos anos, com novas tecnologias e técnicas, possibilitou a ampla disponibilidade de informações para diferentes usuários para gestão de recursos naturais (Liang; Wang, 2019). No campo da hidrologia, esse avanço significa uma oportunidade tecnológica única para suprir as necessidades de análises nos processos hidrológicos.

Uma das grandes vantagens do sensoriamento remoto está na sua aplicação ao monitoramento de sistemas hídricos e na possibilidade de construir banco de dados que alimentem modelos hidrológicos (Cruz, 2014). Com o progresso relacionado a qualidade de

dados, avanços no processamento e disponibilidade de dessas informações também devem ocorrer. O surgimento de novas estratégias como dos modelos hidrológicos distribuídos é necessário para usufruir a totalidade dos dados disponíveis.

Nesse contexto, utiliza-se o Sistema de Informações Geográficas (SIG), que é um conjunto de sistemas de *softwares* e *hardwares* capazes de produzir, armazenar, processar, analisar e representar inúmeras informações sobre o espaço geográfico. Com o SIG, emprega-se a integração e análise de dados provindos de diversas fontes, como imagens digitais de satélites, mapas digitais de usos e tipos de solo, topográficos, hidrologias, vegetação, floras e faunas, cartas climatológicas, censos socioeconômicos, entre outros (Liu, 2015).

São exemplos de SIG utilizados atualmente: Spring, desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais INPE; ArcGIS, criado pela ESRI (*Environmental Systems Research Institute*); IDRISI (agora denominado de TerrSet), concebido pela *Clark University*. Por sua vez, o *software* utilizado neste trabalho foi o QGIS, que é um SIG de código aberto projetado pela *Open Source Geospatial Foundation* (OSGEO).

Logo, a técnica de sensoriamento remoto pode ser utilizada para adquirir produtos com base de dados espaciais e produtos de base de dados hidrológicos. Ambas as informações são indispensáveis para as simulações hidrológicas desse estudo.

2.4.1 Base de dados espaciais

O relevo é um fator condicionante dos mecanismos geradores de escoamento, pois desempenha um papel determinante na movimentação da água numa superfície. Quanto mais precisa for a representação do terreno, maior a possibilidade de sucesso na representação dos processos físicos.

Diante disso, técnicas de sensoriamento remoto permitem a obtenção de informações que alimentam as análises hidrológicas, como a área de contribuição de uma bacia, o comprimento da rede de rios, dados topográficos, declividades, entre outros, através da manipulação de Modelos Digitais de Elevação (MDE) ou Modelos Digitais do Terreno (MDT). Os MDE e MDT representam a topografia do terreno, uma vez que contêm registros altimétricos estruturados em linhas e colunas georreferenciadas como uma imagem com um

valor de elevação em cada pixel (Valeriano, 2008). Nesse contexto, podem ser citadas as bases de dados SRTM e PE3D.

2.4.1.1 *Programa Pernambuco Tridimensional – PE3D*

As enchentes que ocorreram entre 2010 e 2011 nos municípios da Mata Sul do estado de Pernambuco motivaram a criação do Programa Pernambuco Tridimensional (PE3D), produto obtido através da varredura a laser de todo o terreno pernambucano, a qual consiste no levantamento da altura de pontos sobre uma superfície através da emissão de raios laser, tecnologia utilizada foi a LiDAR (*Light Detection And Ranging*). O mapeamento, que foi realizado pela Secretaria de Recursos Hídricos e Energéticos (SRHE), teve início em 2014, primeiramente para as regiões alagadas (bacias do rio Una, Mundaú e Sirinhaém) e posteriormente para o restante do estado.

O programa resultou no perfilhamento a laser e recobrimento aerofotogramétrico de todos os 98.149 km² da área do estado de Pernambuco. A partir disso foram produzidas as Ortofotos e Modelos Digitais do Terreno e de Elevação (MDT e MDE), com escalas de 1:5000 (erro vertical inferior a 25 cm) e 1:1000 (erro vertical inferior a 10 cm), e as ortofotos com escalas 1:5000 (pixel da imagem de 50 cm) e 1:1000 (pixel da imagem de 12 cm) (Cirilo *et al.*, 2014, 2020; Pernambuco, 2016; Gomes, Verçosa e Cirilo, 2021). Diante do nível de detalhes e tamanho dos arquivos resultantes, tais produtos foram disponibilizados para o público em formato de quadrículas, para facilitar o acesso e a manipulação de dados das regiões de interesse.

Além disso, recentemente, a Agência Pernambucana de Águas e Cima - APAC desenvolveu um produto que uniu estas quadrículas, de forma que o PE3D fosse apresentado em um só arquivo *raster*, possibilitando uma maior praticidade no manuseio e processamento de dados em análises macro. Diversos estudos vêm sendo desenvolvidos utilizando essa base de dados de alta resolução espacial (Amaral; Cirilo; Ribeiro Neto, 2020; Ribeiro *et al.*, 2020; Cirilo *et al.*, 2021; Melo *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2022; Oliveira; Ribeiro; Cirilo, 2023; Souza *et al.*, 2023).

2.4.2 Base de dados hidrológicos

Com o avanço do sensoriamento remoto, a estimativa de dados como precipitação, evapotranspiração, umidade de solo, entre outras, por satélite tornou-se um método alternativo para coleta de dados, o que reduz a grande apreensão da indisponibilidade de dados. Um dos exemplos desse avanço é os dados da *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations* (CHIRPS), que é um produto de precipitação baseado em satélite em grade de longo prazo, e a Base de Dados de Índice Global de Aridez e Evapotranspiração Potencial (Global-AI_PET_v3).

2.4.2.1 Global-AI_PET_v3

A evapotranspiração de referência é uma variável essencial para entender o ciclo hidrológico e a demanda de água nas diferentes regiões do mundo. Dados de evapotranspiração de referência estão disponíveis no CGIARCSI GeoPortal (Consórcio de Informação Espacial do *Consultative Group for International Agricultural Research*), que contou com o apoio do *National Key Basic Research Program* e da *National Science Foundation da China* (CGIAR-CSI, 2022). O CGIAR-CSI é uma iniciativa colaborativa que integra diversas comunidades globais focadas em ciência, pesquisa e desenvolvimento. Este consórcio une cientistas do CGIAR, parceiros nacionais e internacionais, além de outros especialistas comprometidos com a aplicação e promoção da ciência geoespacial.

A Base de Dados de Índice Global de Aridez e Evapotranspiração Mensal na sua versão 3 (Global-AI_PET_v3) fornece dados hidroclimáticos *raster* globais de boa resolução para esse objetivo (30 segundos de arco ou aproximadamente 1 km no equador), com média mensal e anual referente ao período de 1970 a 2000. Os dados são determinados de acordo com a abordagem da Equação FAO-56 *Penman Monteith Reference Evapotranspiration* (ET_0), definida pela Equação 35.

$$ET_0 = \frac{(0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T_{avg} + 273} \right) \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a))}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{T_s}{r_a} \right)} \quad (35)$$

Onde ET_0 é a evapotranspiração para a cultura de referência (mm/dia); R_n é a radiação líquida na superfície da cultura ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); G é a densidade do fluxo de calor do solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); T_{avg} é a temperatura média diária do ar a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$); u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (m s^{-1}); Δ é a curva de inclinação da

pressão de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); e_s é a pressão de vapor de saturação (kPa); e_a é a pressão de vapor real (kPa); r_s é a resistência da superfície (m s^{-1}); r_a é a resistência aerodinâmica (m s^{-1}).

A equação de Penman-Monteith, desenvolvida pela FAO e descrita por Allen *et al.* (1998), em seu trabalho conhecido como FAO 56, é amplamente reconhecida como o método padrão para a estimativa da evapotranspiração de referência (ET_0). Este método, consolidado por Walter *et al.* (2000), define a evapotranspiração de referência (ET_0) como a evapotranspiração de uma cultura de referência em condições ideais de disponibilidade de água e parâmetros climáticos. A FAO 56 fornece uma base robusta para calcular a evapotranspiração potencial ao considerar uma série de variáveis meteorológicas, como radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento, ajustadas para um referencial padrão de cultura.

O método FAO-56 é fundamentado em princípios físicos, o que o torna amplamente aplicável em escala global, pois não requer a estimativa de parâmetros locais adicionais. Deste modo, a equação de Penman-Monteith pode ser utilizada para estimativas globais pois não requer parâmetros adicionais da área a ser avaliada, já que leva em consideração dados de radiação, fluxo de calor, temperatura média, velocidade do vento, dados de pressão e resistências de superfície e aerodinâmica.

A versão atual do Global-AI_PET_v3 substitui as versões anteriores, mostrando uma correlação mais alta com dados de estações meteorológicas do mundo real. Desenvolvida utilizando a metodologia padrão geralmente acordada para estimativa da referência, esta base de dados e, nomeadamente, o código-fonte que a acompanha, fornecem uma ferramenta robusta para uma variedade de aplicações científicas numa era de condições climáticas em rápida mudança (Zomer; Xu; Trabucco, 2022).

2.5 MÉTODOS METAHEURÍSTICOS

A aplicação de algoritmos de otimização aos problemas da área de engenharia se intensificou nas últimas décadas. Devido à complexidade de diversos tipos de projetos, cujo espaço de busca aumenta exponencialmente com o número de variáveis de entrada, as técnicas metaheurísticas concebidas como algoritmos inteligentes de autoaprendizagem surgiram para combater eficientemente esse tipo de paradigma de otimização rígida (Manjarres *et al.*, 2013).

Os algoritmos mais recentes são decorrentes de estudos e imitações de processos e comportamentos inteligentes que surgem na natureza, sociologia, biologia, entre outros.

Em especial, os algoritmos bioinspirados, baseados em populações e metaheurística, vêm sendo usados para resolver problemas de busca e otimização em vários domínios de problemas para os quais soluções robustas são difíceis ou impossíveis de encontrar usando abordagens tradicionais como a programação matemática. O princípio fundamental desses algoritmos utiliza um método construtivo para a obtenção da população inicial (soluções factíveis iniciais) e uma técnica de busca local para melhorar a solução da população, considerando que os indivíduos (soluções) dessa população são evoluídos de acordo com regras especificadas que consideram o intercâmbio de informações entre os indivíduos. Esse processo conduz a população (conjunto de soluções) em direção à obtenção de uma solução ótima. Tais algoritmos são conhecidos como algoritmos de computação evolutiva, ramo da inteligência computacional (Serapião, 2009).

Os algoritmos evolutivos tradicionalmente incluem algoritmos genéticos (Holland, 1975), programação evolutiva, estratégias evolutivas (Jong, 2006), programação genética (Koza *et al.*, 2003), algoritmos de estimação de Distribuição (Pelikan, 2006) e algoritmos genéticos competentes (Goldberg, 2002). Na área de desenvolvimento de serviços de reservatórios, o algoritmo genético é bem conhecido e foi implementado com sucesso (Ibrahim *et al.*, 2022).

Os algoritmos de enxame são um conjunto de técnicas baseadas no comportamento coletivo de sistemas auto-organizados, distribuídos, autônomos, flexíveis e dinâmicos. Estes sistemas são formados por uma população de agentes computacionais simples que possuem a capacidade de perceber e modificar o seu ambiente de maneira local. Esta capacidade torna possível a comunicação entre os agentes, que captam as mudanças no ambiente geradas pelo comportamento de seus congêneres. Embora não exista uma estrutura centralizada de controle que estabelece como os agentes devem se comportar, e mesmo não havendo um método explícito do ambiente, as interações locais entre os agentes geralmente levam ao surgimento de um comportamento global que se aproxima da solução do problema (Serapião, 2009).

Os algoritmos de enxame incluem: *ant colony optimization* (Dorigo; Maniezzo; Colorni, 1991), *artificial bee colony* (Karaboga; Basturk, 2007), *bacterial foraging optimization* (Passino, 2002), *shuffled frog-leaping* (Eusuff; Lansey, 2003), *krill herd* (Gandomi; Alavi,

2012), *spider monkey optimization* (Bansal *et al.*, 2014), *grey wolf optimization* (Mirjalili; Mirjalili; Lewis, 2014), *ant lion optimizer* (Mirjalili, 2015a), *moth-flame optimization* (Mirjalili, 2015b), *whale optimization algorithm* (Mirjalili; Lewis 2016), *dragonfly algorithm* (Mirjalili, 2016), e *particle swarm optimization* (Kennedy; Eberhart, 1995).

O algoritmo *particle swarm optimization* (PSO), traduzido no português para otimização por enxames de partículas, foi introduzido pelo psicólogo social James Kennedy e pelo engenheiro eletricitista Russel Eberhart em 1995 (Kennedy; Eberhart, 1995). É inspirado na dinâmica e comportamento “social” observados em muitas espécies de pássaros, insetos e cardumes de peixes, que iniciam a busca por alimentos de forma aleatória, mas que se organizam rapidamente para criar um padrão de busca coletivo.

Além do algoritmo PSO clássico que resolve problemas contínuos através da função monobjetivo, estão disponíveis na literatura diversas modificações. Kennedy e Eberhart (1997) propuseram uma modificação no PSO para manipular variáveis binárias e discretas, o *binary particle swarm optimization* (BPSO). Em seguida, surgiram novos algoritmos BPSO melhorados, tais como: *novel binary PSO* (Khanesar; Teshnehlab; Shoorehdeli, 2007), *new binary PSO* (Nezamabadi-Pour; Rostami; Farsangi, 2008), *binary PSO* baseado na probabilidade (Menhas *et al.*, 2011), *sticky binary PSO* (Nguyen; Xue; Andreae, 2016), entre outros. Moore e Chapman (1999) propuseram a primeira extensão da estratégia de PSO para resolver problemas multiobjetivos, ou seja, o *multiobjective particle swarm optimization* (MOPSO). No entanto, atualmente existem dezenas de propostas diferentes de MOPSO, aos quais se enquadram nos mais diversos e variados problemas. Além desses, existe os algoritmos híbridos, tendo como exemplo o *Chaotic and Gaussian local search based particle swarm optimization* (CGPSO) proposto por Jia *et al.* (2011), *hybrid particle swarm optimization incorporating fuzzy reasoning and a weighted particle* (HPSOFW) proposto por Li *et al.* (2015), *Adaptive Learning based PSO Algorithm* (ALPSO) proposto por Wang *et al.* (2018), entre outros.

O algoritmo PSO já foi aplicado com sucesso na otimização da previsão de vazão anual de reservatório (Wang; Nie; Qiu, 2010; Guo *et al.*, 2011; Cheng *et al.*, 2015), na previsão dos níveis de água a fim de evitar inundações (Panyadee; Champrasert; Aryupong, 2017), e na calibração de parâmetros de modelos hidrológicos (Mostafaie *et al.*, 2018).

2.5.1 PSO – *Particle Swarm Optimization*

O algoritmo PSO foi inicialmente proposto para resolver problemas contínuos, faz parte do grupo de algoritmos de enxames inteligentes. Em termos gerais, o algoritmo é inicializado através de uma população de indivíduos, simbolizando o enxame de pássaros, onde cada indivíduo representa uma partícula que se move no espaço de busca. O objetivo do enxame é encontrar o local com comida ou o ninho, representando a solução ótima do problema proposto. O direcionamento da movimentação de cada indivíduo é influenciado pela própria experiência da partícula, sistema cognitivo, e através do conhecimento das partículas vizinhas, sistema social. Portanto, a probabilidade de que um determinado indivíduo tome uma decisão será uma função de seu desempenho no passado e do desempenho de alguns de seus vizinhos.

Kennedy, Eberhart e Shi (2001) utilizaram três princípios para resumir o processo de adaptação cultural: avaliação, comparação e imitação. Na avaliação, os indivíduos possuem a capacidade de sentir o ambiente de forma a estimar seu próprio comportamento. Em seguida, os indivíduos usam uns aos outros como referência comparativa, e por fim, a imitação é central em organizações sociais e é importante para a aquisição e manutenção das habilidades mentais.

Desse modo, o algoritmo PSO emprega dois princípios sócio métricos que representam dois tipos de informações importantes no processo de decisão. O primeiro princípio (*Gbest*) conecta conceitualmente todos os membros de uma população entre si, corresponde a melhor posição no espaço de busca percorrido por alguma das partículas associada a todo o enxame, como consequência, o comportamento de cada partícula é influenciado pelo comportamento de todas as outras partículas. O segundo princípio (*Pbest*) é a melhor posição individual que cada partícula percorreu no espaço de busca. Ambas as métricas são medidas por uma função de avaliação, também chamada função objetivo ou de aptidão, *fitness*, que corresponde à otimalidade da solução do problema.

Nessa técnica de otimização, a posição ocupada por cada partícula representa uma possível solução “x” do problema. Inicialmente, esta posição e velocidade de deslocamento “v” de cada partícula são determinadas aleatoriamente. A cada passo de tempo (iteração), a qualidade da posição de cada uma das partículas é avaliada de acordo com a função objetivo, e uma nova velocidade é calculada a partir de três parâmetros: sua inércia, sua melhor posição já ocupada *Pbest*, e a melhor posição já encontrada pelo enxame *Gbest*, conforme mostra a Equação 36:

$$v_i^{k+1} = \omega \cdot v_i^k + c_1 \cdot rand_1 \cdot (Pbest_i^k - X_i^k) + c_2 \cdot rand_2 \cdot (Gbest_i^k - X_i^k) \quad (36)$$

Onde: ω corresponde ao peso de inércia; c_1 e c_2 são constantes limitadas a um intervalo finito correspondendo a componentes cognitivo e social, respectivamente; $rand$ gera valores aleatórios entre 0 e 1.

Uma vez que a velocidade da partícula é calculada, a posição da partícula i na próxima iteração é estabelecida como uma influência aditiva da posição antiga e da velocidade calculada, sendo expressa pela Equação 37. Assim, garante-se certa aleatoriedade no processo de busca, além de considerar o desempenho de cada partícula e o desempenho do grupo, o que torna o método rápido e eficiente.

$$X_i^{k+1} = X_i^k + v_i^{k+1} \quad (37)$$

Para limitar a velocidade de uma partícula para que o sistema não extrapole o espaço de busca, são impostos limites, $v_{\max}$, para seus valores em cada dimensão do espaço de busca:

$$\text{Se } v_i > v_{\max} \text{ então } v_i = v_{\max},$$

$$\text{Se } v_i < -v_{\max} \text{ então } v_i = -v_{\max}.$$

O algoritmo PSO é repetido até que um critério de terminação é atingido ou as mudanças nas velocidades das partículas estejam perto de zero. Além disso, o conjunto inicial de partículas X_i é gerado de forma aleatória e espalhado pelo espaço de busca conforme a Equação 38:

$$X_i^l \leq X_i \leq X_i^s \quad (38)$$

Onde: X_i^l e X_i^s correspondem aos limites inferior e superior das posições das partículas, respectivamente.

As dimensões das partículas são determinadas pelo problema a ser otimizado de acordo com o número de variáveis de projeto. O pseudocódigo do algoritmo, em sua forma padrão (topologia global), é descrito na Tabela 2.

Tabela 2 – Algoritmo 1: Pseudocódigo do *particle swarm optimization*.

```

1 InicializeEnxame ();
2 Inicialize aleatoriamente a posição inicial (x) de cada partícula;
3 Atribua uma velocidade inicial (v) igual para todas as partículas;
5 Para cada iteração faça:
6 | Para cada partícula faça:
7 | | Para cada dimensão faça:
8 | | | Atualiza a velocidade
9 | | | Atualiza a posição
10| | Fim
11| | Calcula o fitness
12| Fim
13| Atualiza o best()
14| Se fitness_atual < melhor_fitness_individual então:
15| | melhor_fitness_individual = fitness_atual;
16| Fim
17| Se fitness_atual < melhor_fitness_vizinhança então:
18| Fim
19 Fim

```

Fonte: Kennedy e Eberhart (1995).

O peso de inércia ω foi adicionado por Shi e Eberhart (1998) para modificar o cálculo, atualizando a velocidade. Esse parâmetro proporciona o equilíbrio entre a exploração global e local, resultando em uma quantidade de iterações menores para encontrar uma boa solução. O peso de inércia ω tem efeito significativo no comportamento do algoritmo, indica a capacidade da partícula em manter sua atual trajetória. Shi e Eberhart (1998) demonstraram que:

Se $\omega < 0.8$ o PSO concentra suas pesquisas em explorações locais.

Se $\omega > 1.2$ o PSO pesquisará globalmente em novas áreas.

Se $0.8 < \omega < 1.2$, é mais provável que o PSO encontre o ideal global após um número médio de iterações.

As descobertas sobre o peso da inércia ω levam à proposta de reduzir ω à medida que o algoritmo progride. No início da otimização, valores maiores de ω promove a exploração global, permitindo que o enxame se espalhe mais amplamente para encontrar áreas de solução. Posteriormente, valores menores para ω incentiva a exploração local, o que permite ao enxame

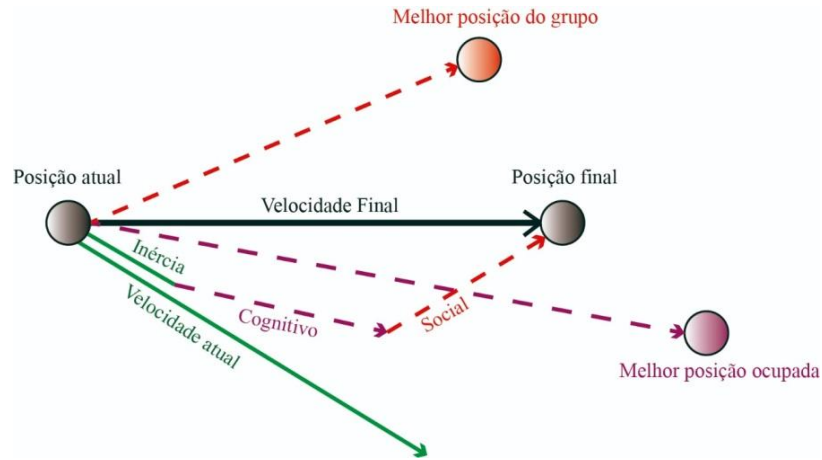
pesquisar cuidadosamente em torno das melhores áreas. Desse modo, Shi e Eberhart (1999) propõem utilizar uma variação linear da inércia com um valor inicial de 0.9 e final de 0.4, conforme Equação 39.

$$\omega_i = (\omega_{ini} - \omega_{fim}) \frac{(N-i)}{N} + \omega_{ini} \quad (39)$$

Onde: ω_{ini} e ω_{fim} são os pesos de inércia inicial e final, respectivamente; N é o número total de iterações e i é a iteração atual.

Os fatores cognitivos e sociais, c_1 e c_2 , também influenciam a exploração das partículas no espaço de busca. São comumente definidos com o valor 2 (Eberhart; Shi, 2000). O fator *rand* são valores aleatórios que ajuda a partícula a não se perder em mínimos locais. A Figura 3 ilustra a influência de cada uma das parcelas da velocidade (Equação 36) no processo de busca.

Figura 4 - Influência das parcelas de inércia, cognitiva e social no processo de busca.



Fonte: A Autora (2025).

Além desses parâmetros, Clerc (1999) propôs o uso de um fator de constrição K para garantir a convergência do PSO, demonstrado na Equação 40:

$$K = \frac{2}{(c-2+\sqrt{c^2-4.c})} \quad (40)$$

Eberhart e Shi (2000) mostraram que a abordagem de constrição supera a abordagem padrão com ω se $c > 4$ e $v_{m\acute{a}x}() = x_{m\acute{a}x}$. $v_{m\acute{a}x}$ é o limite superior e inferior de cada elemento do vetor de velocidade v . $x_{m\acute{a}x}$ é o intervalo máximo de inicialização de cada elemento do vetor de posição p . O fator K deve ser multiplicado com a velocidade, conforme a Equação 41:

$$v_i^{k+1} = K(v_i^k + c_1.rand_1.(Pbest_i^k - X_i^k) + c_2.rand_2.(Gbest_i^k - X_i^k)) \quad (41)$$

O algoritmo PSO é um método de otimização irrestrito, portanto, funções de penalização devem ser adicionadas à função objetivo para que as condições sejam atendidas. Para cada problema estudado deverão ser formuladas as funções de penalização e objetivo adequadas, utilizando um critério de parada.

3 MATERIAL E MÉTODOS

A pesquisa utilizada neste trabalho é descritiva e exploratória. A abordagem do modelo proposta foi desenvolvida na linguagem de programação *python* através do console integrado ao *software* QGIS versão 3.10.14, PyQgis, ao qual permite ao usuário utilizar todas as funções do *software* QGIS nos *scripts* da linguagem *python*.

De modo geral, o modelo hidrológico conceitual concentrado CAWM (Cirilo *et al.*, 2020), é definido através de equações que descrevem os processos hidrológicos da bacia de estudo. Implementar a sua versão semidistribuída utilizando técnicas metaheurísticas para a calibração dos parâmetros é o objetivo da pesquisa. Foi necessário criar funções de armazenamento e mecanismos de transferência de vazão para as sub-bacias a jusante através do método de Muskingum-Cunge (Cunge, 1969). E assim, obter informações mais detalhadas de vazão em um ponto qualquer da bacia e não somente no exutório da mesma.

Com vista à obtenção dos objetivos propostos, foram realizados os seguintes procedimentos:

- (1) Implementação das rotinas para o cálculo da chuva média, evapotranspiração média e capacidade de retenção de água no solo para cada sub-bacia de estudo;
- (2) Implementação do modelo concentrado CAWM em linguagem *Python* utilizando o algoritmo PSO no processo de calibração dos parâmetros;
- (3) Desenvolvimento do modelo semidistribuído CAWM em linguagem *Python* utilizando o algoritmo PSO no processo de calibração dos parâmetros, e implementação do método de Muskingum-Cunge para a propagação das vazões nas sub-bacias.

O PSO foi escolhido porque é de fácil implementação, convergência rápida e necessita de poucos parâmetros para serem ajustados. Este método está em posição de destaque entre algoritmos de otimização inteligente (Shami *et al.*, 2022) e é frequentemente aplicado no gerenciamento de recursos hídricos (Wan *et al.*, 2010; Guo *et al.*, 2011; Cheng *et al.*, 2015; Panyadee *et al.*, 2017; Mostafaie *et al.*, 2018; Bi *et al.*, 2020; Norouzi *et al.*, 2021; Samantaray; Sahoo; Agnihotri, 2023; Wang *et al.*, 2024).

Para a avaliação do desempenho do modelo, consideraram-se os coeficientes estatísticos NSE (representando o comportamento das vazões altas, Equação 16) e suas derivações NSE_{sqrtQ} (representando as vazões médias, Equação 17) e o NSE_{logQ} (representando as vazões baixas, Equação 18), como também o $Pbias$ (representando a diferença de volume relativo

entre os valores observados e calculados, Equação 20), e RSR (razão entre a raiz do erro médio quadrático e o desvio padrão, Equação 21). Baseado nas faixas de valores recomendados por Moriasi *et al.* (2007), conforme Tabela 1 do item 2.2.3.

3.1 ROTINAS DE PROCESSAMENTO DE DADOS

Os dados físicos e hidrológicos de entrada do CAWM são valores médios obtidos através de técnicas de geoprocessamento delimitado dentro da bacia hidrográfica de interesse. Tendo em vista a discretização territorial e a quantidade de dados disponíveis, a realização do processamento de dados tornou-se uma tarefa exaustiva. Pois, para cada sub-bacia é necessário obter os valores médios de entrada.

Sendo assim, implementar rotinas para processamento de dados de entrada do modelo tornou-se indispensável. As rotinas criadas correspondem ao cálculo da chuva média, evapotranspiração média e capacidade média de armazenamento do solo.

3.1.1 Implementação da rotina de chuva média

Um dos dados hidrológicos de entrada do CAWM é a precipitação. As séries pluviométricas foram baixadas através do plugin Hidroweb Downloader (LHC), disponível nos complementos do *software* QGIS 3.10.14. No LHC, é disponibilizado um inventário com dados de chuva e de vazão atualizados provenientes da ANA – Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. Um *shapefile* com buffer de 0.5° da região de contorno de interesse é inserido para delimitar os postos dos quais serão baixadas as séries.

Visto que o modelo hidrológico é semidistribuído, ainda é necessário calcular a chuva média para cada sub-bacia de estudo. Nesse sentido, foi implementado uma rotina de cálculo utilizando o método da ponderação pelo inverso da distância IDW (*Inverse Distance Weighting*), o qual estima um valor para um local não amostrado como uma média dos valores dos dados dentro de uma vizinhança. A média é ponderada entre o ponto escolhido para interpolação e seu vizinho, levando em consideração que a influência causada pelos vizinhos diminui de acordo com a distância e seus valores teóricos nunca extrapolam os valores obtidos.

Para o cálculo da interpolação da precipitação de um ponto através do método do IDW, utiliza-se a Equação 42. Neste modelo o ponto refere-se ao centroide da sub-bacia para a qual se deseja obter a chuva média.

$$P_{média} = \frac{\sum_{i=1}^n (\omega_i P_i)}{\sum_{i=1}^n \omega_i} \quad (42)$$

Onde $P_{média}$ é a precipitação média referente ao centroide da área de estudo (mm); n é a quantidade de postos pluviométricos próximos ao centroide; P_i é o valor da precipitação no posto i (mm); e ω_i é o peso do valor de P_i sobre o centroide.

O peso ω de cada posto pluviométrico é o inverso de uma função da distância. Para se determinar ω_i utiliza-se a Equação 43.

$$\omega_i = \frac{1}{d(x, x_i)^p} \quad (43)$$

Onde $d(x, x_i)$ é a distância entre o centroide x e o posto pluviométrico i ; e p é o parâmetro de potência, geralmente igual a dois. Parâmetros de potência maiores enfatizam pontos mais próximos, tornando o resultado menos suave. Parâmetros de potência menores enfatizam pontos mais distantes, tornando o resultado mais suave, porém menos preciso. Neste modelo o parâmetro de potência é igual a 1.

Para o cálculo da chuva média é necessário informar os valores da latitude e longitude do centroide da área de estudo e dos postos pluviométricos. O cálculo das distâncias entre os centroides e os postos pluviométricos se deu através da equação da distância entre dois pontos, conforme Equação 44.

$$d = \sqrt{(lat_c - lat_i)^2 + (lon_c - lon_i)^2} \quad (44)$$

Onde lat_c é a latitude do centroide da área de estudo; lat_i é a latitude do posto pluviométrico i ; lon_c é a longitude do centroide da área de estudo e; lon_i é a longitude do ponto pluviométrico i .

Em caso de falhas na série histórica, ou seja, sem valores de precipitação, foi necessário o preenchimento com o valor -1. Dessa forma, foi possível investigar, em cada intervalo, a inclusão ou exclusão de cada posto pluviométrico no cálculo da chuva média.

O pseudocódigo que descreve o cálculo da chuva média é descrito na Tabela 3. Os dados de entrada são a latitude e longitude do centroide da área de interesse, e os arquivos das séries históricas de precipitação de cada posto pluviométrico, contendo a série e a latitude e longitude.

Tabela 3 – Algoritmo 2: Pseudocódigo do cálculo da chuva média.

1	Chuva média IDW ():
2	Receba os valores da latitude e longitude do centroide da área;
3	Receba os dados dos postos pluviométricos;
4	Para cada posto pluviométrico faça:
5	Para cada intervalo da série faça:
6	Se Precipitação = sem valor:
7	Precipitação = -1;
8	Para cada posto pluviométrico faça:
9	Calcule a distância d ;
10	Calcule o inverso da distância ω ;
11	Calcule o somatório do inverso da distância;
12	Para cada intervalo da série faça:
13	Para cada posto pluviométrico faça:
14	Se Precipitação = -1:
15	Exclua o posto pluviométrico;
16	Se não:
17	Calcule Precipitação x ω ;
18	Calcule o somatório de Precipitação x ω ;
19	$P_{média} = (\text{somatório de Precipitação x } \omega) / (\text{somatório do inverso da distância}).$

Fonte: A Autora (2025).

Os arquivos de precipitação precisam estar em formato .csv (separado por vírgula) e a data em formato (MM/DD/AAAA). Deve haver um arquivo para cada posto pluviométrico, estes arquivos devem ser nomeados com o código do posto.

3.1.2 Implementação da rotina de evapotranspiração média

Outro dado hidrológico de entrada é a evapotranspiração. Os dados mensais em formato *raster* foram retirados da versão 3 da Base de Dados de Índice Global de Aridez e Evapotranspiração Mensal (Global-AI_PET_v3), disponibilizado pelo GeoPortal CGIAR-CSI, e descrito no item 2.4.2.1.

Os *rasters* são globais e mensais, ou seja, há um arquivo para cada mês do ano. Logo, deve ser calculada a média dos valores da base de dados *raster* de cada mês extraídos do recorte de cada sub-bacia analisada. Esse procedimento pode ser realizado através da ferramenta *Raster Layer Statistics* do *software* QGIS 3.10.14.

Por ser um processo exaustivo, foi implementado uma rotina para o cálculo da evapotranspiração mensal média para cada sub-bacia de estudo, conforme descrito no Tabela 4. Os dados de entrada são os arquivos *rasters* de evapotranspiração, um para cada mês, e os arquivos *shapes* das sub-bacias de estudo.

Tabela 4 – Algoritmo 3: Pseudocódigo do cálculo da evapotranspiração média

1	Evapotranspiração média ():
2	Receba os arquivos <i>rasters</i> de evapotranspiração;
3	Receba os arquivos <i>shapes</i> de cada sub-bacia;
4	Para cada sub-bacia faça:
5	Para cada <i>raster</i> de evapotranspiração faça:
6	Recorte o raster de evapotranspiração pela sub-bacia;
7	Calcule a evapotranspiração mensal da camada recortada;
8	Calcule a evapotranspiração média diária;
9	Salve os arquivos

Fonte: A Autora (2025).

Com o PyQGIS, foi possível utilizar as ferramentas do *software* QGIS 3.10.14 através de comandos na linguagem *python*. Para o recorte do arquivo *raster* pela camada de máscara, arquivo *shapefile*, utilizou-se o comando `processing.run("gdal:cliprasterbymasklayer", {'INPUT':path_layer, 'MASK':path_mask, 'OUTPUT':out_path})`. E `path_layer` é o diretório dos arquivos *raster* de evapotranspiração, `path_mask` é o diretório dos arquivos *shapefiles* das sub-bacias, `out_path` é o diretório da pasta que se deseja salvar os resultados.

Para o cálculo da evapotranspiração média utilizou-se o comando `rlayer.dataProvider().bandStatistics(1, QgsRasterBandStats.All).mean`. Em que `rlayer` corresponde à camada *raster* recortada e foi inicializada como: `rlayer = QgsRasterLayer(out_path, name)`. E `out_path` layer é o diretório dos arquivos *raster* de evapotranspiração recortado, `name` é o nome do arquivo.

O resultado é evapotranspiração mensal acumulada. Para obter a evapotranspiração diária, foi necessário dividir a evapotranspiração mensal acumulada pelo número de dias do mês correspondente.

3.1.3 Implementação da rotina da capacidade média de armazenamento do solo

O parâmetro de capacidade de armazenamento do solo (S) é um dos parâmetros físicos do modelo CAWM. Conforme já mencionado, o parâmetro S é estimado como sendo igual a capacidade de retenção de água no solo, a qual é calculada a partir do *Curve Number* (CN) da bacia.

Para o cálculo do CN, utilizou-se os mapeamentos de solos da EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) disponibilizados em formato *shapefile*. Assim, com o uso das ferramentas de recorte do *software* QGIS 3.10.14, definiram-se os produtos *shapefile* para cada sub-bacia, os quais contêm os valores de CN para cada uso do solo dentro da delimitação da sub-bacia. Na tabela de atributos, é possível calcular a área correspondente a cada uso do solo. Para o cálculo do CN médio, foi feita uma média ponderada com os valores de CN e das suas áreas correspondentes. Com isso, pôde-se calcular o parâmetro S de cada sub-bacia através da Equação 12 do item 2.2.1.

Pensando em obter maior agilidade, foi implementada uma rotina para o cálculo da capacidade média de armazenamento do solo para cada sub-bacia de estudo, conforme descrito na Tabela 5. Os dados de entrada são os arquivos *shapefiles* do mapeamento de solo e das sub-bacias de estudo.

Tabela 5 – Algoritmo 4: Pseudocódigo do cálculo da capacidade média de armazenamento do solo

1	Capacidade média de armazenamento do solo ():
2	Receba o arquivo <i>shapefile</i> do mapeamento do solo;
3	Receba os arquivos <i>shapefiles</i> de cada sub-bacia;
4	Para cada sub-bacia faça:
5	Recorte o arquivo <i>shapefile</i> do mapeamento do solo pela sub-bacia;
6	Para cada arquivo <i>shapefile</i> recortado faça:
7	Para cada feição (tipo de solo) faça:
8	Calcule a área;
9	Calcule o CN médio ponderado;
10	Calcule o S;
11	Salve os arquivos.

Fonte: A Autora (2025).

Para o recorte do arquivo *shapefile* do mapeamento do solo pela sub-bacia de estudo, utilizou-se o comando `processing.run("native:clip",{ 'INPUT': path_entrada, 'OVERLAY':path_overlay, 'OUTPUT':path_out})`. Em que `path_entrada` é o diretório do mapa de uso e ocupação do solo, `path_overlay` é o diretório dos arquivos *shapefiles* de contorno das sub-bacias, e `path_out` é o diretório da pasta que se deseja salvar os resultados.

Uma vez definidos os *shapefiles* de cada sub-bacia com os valores de CN para cada uso do solo, calculou-se a área de cada uso do solo através do comando `d.measureArea(feature.geometry())`. Sendo `d = QgsDistanceArea()`, realizou-se o comando `d.setEllipsoid("WGS84")` para dados métricos, e `d.convertAreaMeasurement(area, QgsUnitTypes.AreaSquareKilometers)` para a unidade km². Por fim, realizou-se o cálculo do CM médio e da capacidade média de armazenamento do solo (S).

3.2 IMPLEMENTAÇÃO DO CAWM UTILIZANDO O PSO

O modelo conceitual concentrado CAWM (*Campus Agreste Watershed Model*) foi desenvolvido inicialmente por meio da programação em macros do MS Excel (Cirilo, 2023) para simulação contínua com passo de tempo diário. Embora o CAWM venha respondendo de forma adequada como ferramenta para auxílio ao desenvolvimento de estudos como planos de bacias hidrográficas e projetos de obras hídricas, novos aprimoramentos são necessários para a melhor precisão da gestão dos recursos hídricos. É o caso, por exemplo, da concessão de outorga do direito de uso de águas superficiais, onde o aproveitamento se faz em qualquer ponto do curso d'água, o que requer uma abordagem distribuída ou semidistribuída,

Neste trabalho, foi desenvolvida uma nova versão em linguagem *Python*. Sendo assim, as equações matemáticas (Equações 1 a 14) que descrevem os processos hidrológicos do CAWM concentrado foram implementadas. O pseudocódigo das equações do CAWM, denominado Simulação Hidrológica, é descrito na Tabela 6:

Tabela 6 – Algoritmo 5: Pseudocódigo do CAWM.

```

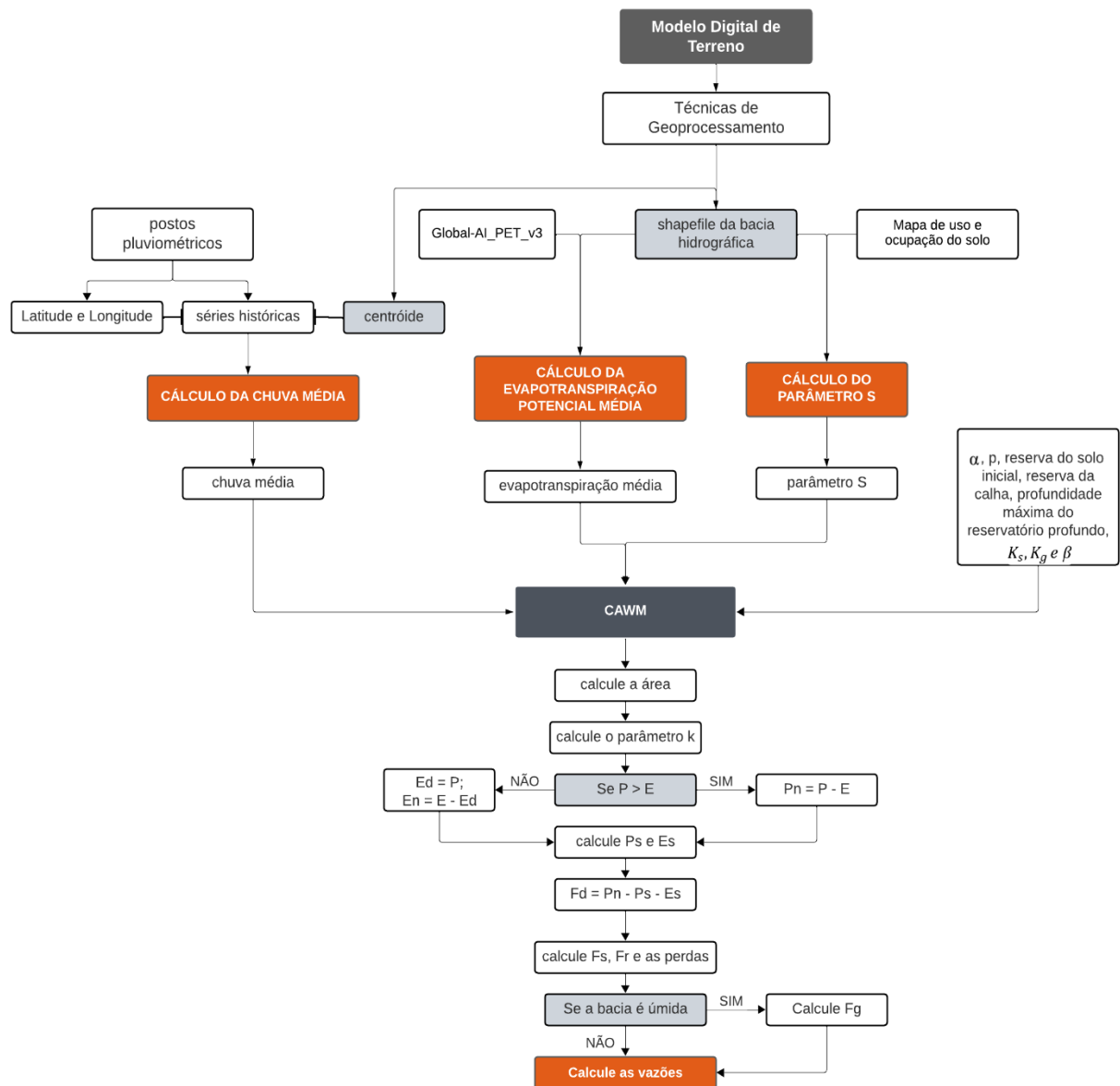
1 Simulação Hidrológica CAWM ():
2 | Calcule a área da bacia hidrográfica;
3 | Calcule o valor do parâmetro K;
4 | Leia os dados de evapotranspiração (E), chuva média (P) e vazão (Q);
5 | Para cada intervalo de simulação faça:
6 | | Se  $P \geq E$ :
7 | | |  $P_n = P - E$ ;
8 | | Se não:
9 | | |  $E_d = P$  e  $E_n = E - E_d$ ;
10| | Calcule a recarga do solo  $P_s$ ;
11| | Calcule a evapotranspiração suplementar  $E_s$ ;
12| | Calcule o escoamento direto  $F_d = P_n - P_s - E_s$ ;
13| | Calcule o fluxo sub-superficial  $F_s$ ;
14| | Calcule o escoamento da calha fluvial  $F_r$ ;
15| | Calcule as perdas de água do sistema;
16| | Se Bacia Hidrográfica == região úmida:
17| | | Calcule o fluxo subterrâneo  $F_g$ ;
18| | Calcule a vazão.
19| Prepare os gráficos.

```

Fonte: A Autora (2025).

Para a realização da simulação hidrológica, é necessário indicar o *shapefile* da bacia hidrográfica de estudo. Assim o modelo poderá realizar o cálculo das áreas e outros parâmetros físicos porventura necessários. Além disso, o modelo conta com parâmetros hidrológicos de entrada, tais como precipitação média, evapotranspiração e vazão, que precisam estar em formato .csv (separado por vírgula) e com data no formato (MM/DD/AAAA), e ainda o parâmetro de capacidade de retenção da água no solo. Outros parâmetros devem ser informados inicialmente, tais como: o multiplicador da taxa de evapotranspiração a extrair do solo (α), expoente da função de perdas (p), região da bacia hidrográfica (semiárida ou úmida), reserva do solo inicial, reserva na calha, profundidade máxima do reservatório profundo, parâmetros de calibração (K_s , K_g e β). A Figura 5 mostra o fluxograma da simulação hidrológica do CAWM.

Figura 5 – Fluxograma 1: Simulação hidrológica do CAWM concentrado.



Fonte: A Autora (2025).

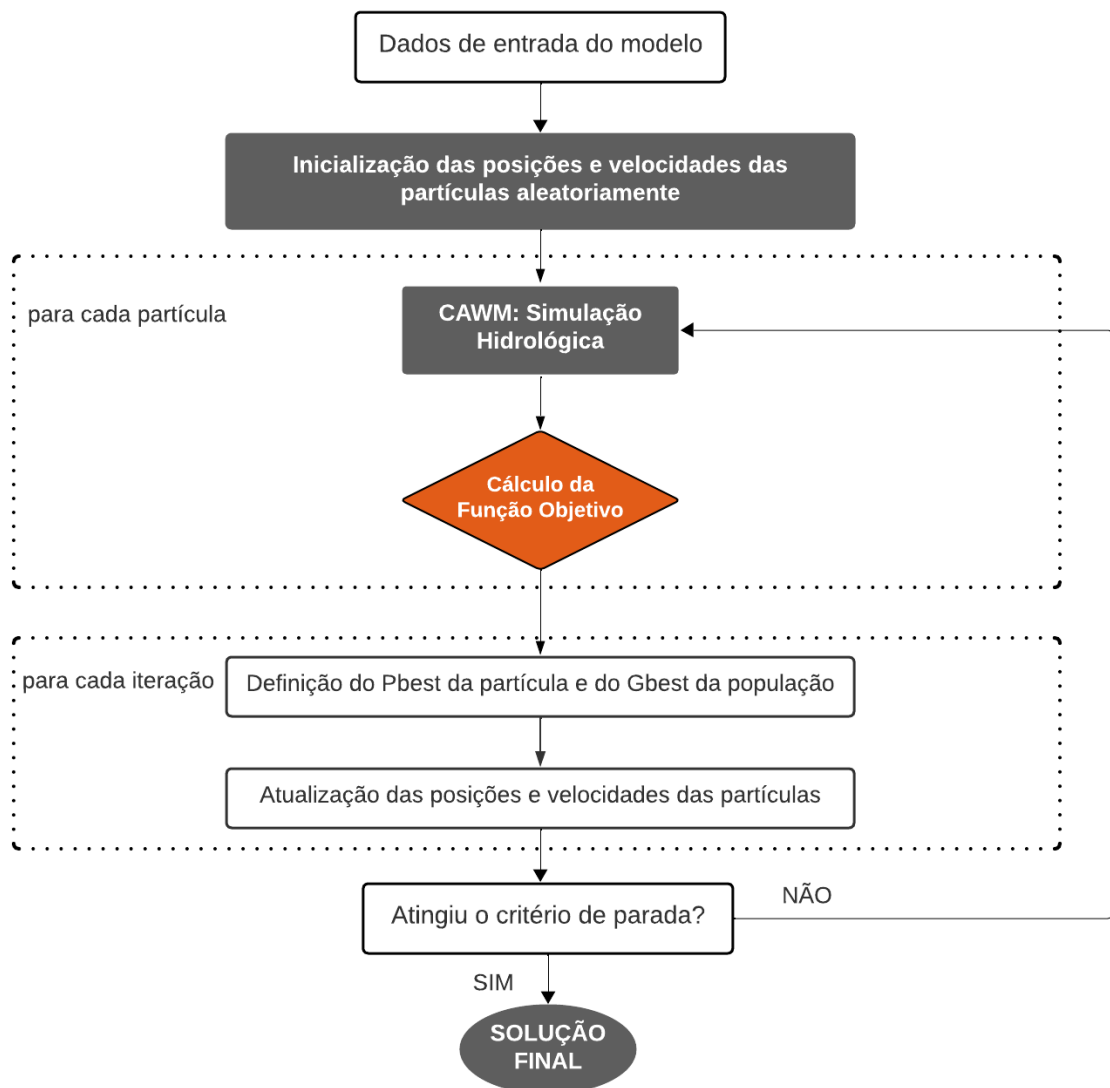
Na versão MS Excel, a calibração dos parâmetros do modelo é feita com a seleção de aplicações de otimização Solver, GRG 2 ou métodos Evolucionários à escolha do usuário (Cirilo, 2023). Na versão desenvolvida em Python, foi escolhido o método probabilístico Particle Swarm Optimization (PSO), pois os métodos probabilísticos são mais eficientes que os determinísticos.

Diante disso, esse estudo teve como um dos objetivos substituir o método de otimização determinístico Gradiente Reduzido Generalizado (GRG) 2 (Lasdon *et al.*, 1978) adotado

originalmente no CAWM, pelo método probabilístico e evolucionário *Particle Swarm Optimization* (PSO) (Kennedy; Eberhart, 1995).

No algoritmo PSO, cada partícula assume uma posição como possível solução para o problema, e sua velocidade representa a taxa de variação de bits das partículas. Para cada partícula, foi necessário realizar a simulação hidrológica do modelo, caracterizado pelos novos valores dos parâmetros, e o novo desempenho é investigado calculando a função objetivo. Logo, a implementação das equações do CAWM dentro da classe PSO se tornou essencial. Este procedimento é descrito no Fluxograma 2 da Figura 6.

Figura 6 - Fluxograma 2: Etapa de Calibração do CAWM utilizando o PSO.



Fonte: A Autora (2025).

O parâmetro K_L , descrito na Equação 11 do item 2.2.1, foi calculado a partir da etapa de calibração do modelo. Sendo assim, um vetor foi criado para armazenar somente o parâmetro K_L das melhores simulações. Portanto, em cada simulação utilizou-se o parâmetro referente à última melhor simulação até que uma nova melhor simulação fosse encontrada pelas partículas. Foi necessário realizar essa alteração, pois não foi possível calcular o parâmetro sem um processo iterativo.

O modelo tem como critério de parada o número de iterações, definido pelo usuário. Tendo em vista que o PSO pode ficar preso em máximos locais, optou-se por não utilizar critérios de tolerância. Logo, é necessário fazer uma investigação sobre a convergência dos resultados ótimos.

A otimização dos parâmetros calibráveis do modelo proposto busca a maximização do índice de eficiência *Nash-Sutcliffe* e ao mesmo tempo a minimização do somatório dos erros absolutos entre vazões observadas e calculadas, conforme a Equação 15, descrito no capítulo anterior. Trata-se, portanto, de uma função multiobjetivo e tem o intuito de aproximar as vazões simuladas das vazões observadas. Consequentemente, os parâmetros do modelo estarão calibrados e otimizados, representando a bacia hidrográfica de estudo.

O espaço de busca foi definido para cada variável de decisão. São intervalos definidos para restringir os limites de valores que cada variável de decisão poderá assumir. Nesse contexto, se o modelo for aplicado em regiões semiáridas, haverá duas variáveis de decisão, representada pelo parâmetro de percolação - K_S (Equação 6) e pelo coeficiente do expoente das perdas na calha - p (Equação 10). O parâmetro K_S pode assumir valores entre 0 e 1, conforme a Equação 45, enquanto o parâmetro p pode assumir valores entre 0.8 e 1.2, conforme a Equação 46.

$$K_S \in [0, 1] \quad (45)$$

$$p \in [0.8, 1.2] \quad (46)$$

E se modelo for aplicado em regiões úmidas, haverá mais duas variáveis de decisão, representadas pelo parâmetro de transferência de água no solo - K_G (Equação 13) e pelo coeficiente - β (Equação 14). O parâmetro K_G pode assumir valores no intervalo entre 0 e 1, e o coeficiente β pode assumir valores entre 2 e 10, conforme as equações 47 e 48, respectivamente.

$$K_G \in [0, 1] \quad (47)$$

$$\beta \in [2, 10] \quad (48)$$

Logo, essas equações equivalem a restrições do modelo. Após o processo de otimização, o modelo encontrará os parâmetros calibrados da Bacia Hidrológica de estudo e poderá realizar o processo de simulação hidrológica.

3.3 CAWM SEMIDISTRIBUÍDO

Para a implementação de um modelo semidistribuído foi necessário criar funções de armazenamento e mecanismos de transferência de vazão para as sub-bacias de jusante. Diferente do modelo concentrado, tornou-se possível obter informações mais detalhadas de vazão em um ponto qualquer da bacia hidrográfica e não somente no exutório da mesma.

A discretização da bacia hidrográfica se deu através de ferramentas de geoprocessamento do *software* QGIS 3.10.14. As dimensões e as quantidades de sub-bacias geradas deve ser critério de escolha do usuário. Portanto, após o procedimento de discretização, a implementação do modelo foi constituída por: (1) Cálculo do Balanço Hídrico em cada uma das sub-bacias; (2) Transferência das vazões para as sub-bacias de jusante e; (3) Calibração dos parâmetros através do PSO.

3.3.1 Discretização da bacia hidrográfica

A bacia hidrográfica de estudo foi discretizada em sub-bacias de modo que cada uma delas possuíssem um trecho do rio correspondente. As sub-bacias podem ser de cabeceiras quando não houver nenhuma sub-bacia a montante. Assim os volumes que serão gerados nas sub-bacias de cabeceiras serão propagados e somados pela rede de drenagem.

Para a discretização foram utilizadas técnicas de geoprocessamento através da ferramenta GRASS - Sistema de Apoio à Análise de Recursos Geográficos, GRASS GIS 7.8.5 acoplado ao *software* QGIS 3.10.14. A base de dados espaciais utilizada para realizar os procedimentos descritos aqui foi o Modelo Digital do Terreno (MDT) obtido através do Programa Pernambuco Tridimensional (Pernambuco, 2016).

Quando o valor de direção do fluxo em determinado pixel do arquivo *raster* é nulo, este deve ser definido como uma depressão espúria. Estas são muito comuns em regiões muito planas ou devido a erros no arquivo *raster*. Os procedimentos aqui descritos requerem que o

raster possua conectividade hidrológica e consequentemente não possua depressões espúrias. Para tanto, foi utilizada a ferramenta *r.fill.dir* para o preenchimento de depressões espúrias dos *raster*.

A rede de drenagem de rios foi definida através da ferramenta *r.watershed*. Para isso, foi necessário definir a densidade da rede de rios, quanto menor o número informado, maior serão os detalhes. Neste estudo, foi utilizado o valor de 10000, pois foi considerado que as sub-bacias geradas fossem da ordem de 100 km² de área. Valor considerado razoável, já que uma área de 100 km² não requer uma densidade grande de redes rios. Em seguida, com a ferramenta *r.to.vect* vetorizou-se a rede de drenagens do rio.

Ao gerar o produto “direção de drenagem”, a partir do procedimento anterior, este foi utilizado como arquivo de entrada na ferramenta *r.water.outlet*. As coordenadas geográficas informadas são do exutório de cada sub-bacia. Com o auxílio da rede de drenagens do rio vetorizado, foi possível capturar as coordenadas geográficas através da observação visual. O pixel em que se marca o ponto do exutório deve passar lenha linha do rio.

Aqui, é possível definir o tamanho e a quantidade de sub-bacias, para isso, deve-se repetir o procedimento com a ferramenta *r.water.outlet* para cada sub-bacia que se deseja gerar, informando as coordenadas geográficas dos exutórios das mesmas. É importante observar que as informações do balanço hídrico estarão disponíveis no exutório de cada sub-bacia. Logo, é preciso atenção ao escolher a composição de sub-bacias. Quanto maior a discretização da bacia hidrográfica, maior será os detalhes de informação.

Por fim, os produtos estarão no formato *raster*, sendo necessário vetorizá-los. A ferramenta *r.to.vect* auxiliou no procedimento de vetorização. Sendo necessário recortar os arquivos vetorizados, de modo que a sub-bacias não se sobreponham uma à outra. Esse procedimento foi realizado com a ferramenta *clip*. Feito isso, chegou-se aos contornos de cada sub-bacia em arquivos de entrada do modelo. A Tabela 7 resume os procedimentos utilizados para a discretização da bacia.

Ao delimitar cada sub-bacia, tais arquivos *shapefiles* foram nomeados de modo que os vetores ficassem na sequência do sentido do escoamento. Por exemplo, o arquivo *shapefile* correspondente a sub-bacia de cabeceira recebeu o nome “sub-bacia01.shp”, o arquivo de jusante recebeu o nome “sub-bacia02.shp”, o próximo recebeu o nome “sub-bacia03.shp”, e assim sucessivamente até chegar na última sub-bacia.

Tabela 7 - Passos para a discretização da bacia hidrográfica.

Passo	Ferramenta	Descrição	Entrada	Saída	Observação
1	r.fill.dir	Preenche as depressões do MDT	MDT da bacia hidrográfica	Depressionless DEM (MDT sem depressões)	-
2	r.watershed	Gera arquivos matriciais da rede de drenagem e da direção da drenagem, entre outros	Depressionless DEM	Stream segments (rede de drenagem) e Drainage direction (direção da drenagem)	Utilizou-se o valor 10000 para a densidade da rede de rios
3	r.to.vect	Vetoriza arquivos rasters	Stream Segments	Rede de rios vetorizada	-
4	r.water.outlet	Geração das sub-bacias	Delimita a sub-bacia a partir do ponto onde se deseja localizar seu exutório	Basin (sub-bacia)	Realizar esse procediment o para cada sub-bacia que deseja gerar
5	r.to.vect	Vetoriza arquivos rasters	Basin	Sub-bacia vetorizada	Realizar esse procediment o para cada sub-bacia gerada
6	clip	Recorta os arquivos shapefiles de sobreposição	Sub-bacia vetorizada	Sub-bacia delimitada	-

Fonte: A Autora (2025).

3.3.2 Simulação Hidrológica

O modelo conta com três tipos de dados hidrológicos de entrada: precipitação, evapotranspiração e vazão. O processamento das séries históricas de precipitação e dos dados de evapotranspiração são descritos no item 3.1.1 e 3.1.2. Assim como as séries pluviométricas, as séries de vazão foram baixadas através do plugin Hidroweb Downloader (LHC), disponível nos complementos do *software* QGIS 3.10.14. Um *shapefile* com a região de contorno de interesse é inserido para delimitar os postos dos quais serão baixadas as séries. A escolha na quantidade de postos fluviométricos implica na quantidade de etapas no processo de otimização

para a calibração dos parâmetros, uma vez que o modelo tem uma função objetivo para cada posto fluviométrico escolhido.

Após a definição dos parâmetros de entrada do modelo, como dados hidrológicos, parâmetro S (descrito no item 3.1.3) e *shapefiles* de contorno das sub-bacias discretizadas, foi possível realizar a simulação hidrológica no conjunto de sub-bacias discretizadas. Logo, para cada sub-bacia foi realizado o balanço hídrico, descrito através das equações matemáticas (Equações 1 a 14) que descrevem os processos hidrológicos do CAWM concentrado, expresso na Tabela 6 deste trabalho. As vazões calculadas foram armazenadas em arquivos do tipo .csv.

O parâmetro de perdas da Equação 11, K_L , precisou ser modificado, pois não há vazões observadas em cada sub-bacia. Então, o parâmetro passou a ser calculado utilizando as vazões calculadas, conforme Equação 49:

$$K_L = \frac{V_{Prec} - V_{Qcal} - V_{Evap}}{V_{Prec} - V_{Evap}} \quad (49)$$

Onde V_{Prec} é a precipitação acumulada (mm); V_{Qcal} é lâmina de vazão calculada acumulada (mm) e; V_{Evap} e a evaporação total acumulada (mm).

É necessário, posteriormente, realizar a propagação das vazões, uma vez que os fluxos ao iniciarem na sub-bacia de cabeceira se propagam e são transferidos para as sub-bacias de jusante. Portanto, foi implementado funções de armazenamento e mecanismos de transferência de vazão para as sub-bacias a jusante através do método de Muskingum-Cunge (Cunge, 1969).

Assim, as equações matemáticas (Equações 25 a 34) descritas no item 2.3 responsáveis pela propagação das vazões foram implementadas através de funções. Para isso foi necessário informar o comprimento e a largura do trecho do rio, a elevação do ponto do exutório de cada sub-bacia e o coeficiente de *Manning*. Tanto o comprimento do trecho do rio quanto a elevação do ponto do exutório foram obtidas através de técnicas de geoprocessamento do *software* QGIS 3.10.14.

Para obter o comprimento do trecho do rio em cada sub-bacia, o arquivo de rede de drenagem vetorizados foi recortado através da ferramenta *clip*. Na calculadora da tabela de atributos, calculou-se o comprimento utilizando *\$length* em *geometry*. A elevação do exutório foi obtida através da ferramenta *sample raster values*. Então, um *shapefile* de pontos nos exutórios das sub-bacias foi criado, e com o MDT da bacia hidrográfica, compõem os arquivos

de entrada para a ferramenta *sample raster values*. Como produto, foi gerado um novo arquivo *shapefile* de pontos com os valores de suas elevações na tabela de atributos.

Com os dados de entrada calculados, a propagação de vazões foi implementada. Porém, antes de realizar a propagação, o modelo verifica se a primeira sub-bacia é de cabeceira, ou seja, se não há outra sub-bacia a montante para realizar a propagação dos fluxos. Dessa forma, é possível realizar as simulações hidráulicas em qualquer área da bacia hidrográfica, desde que a série de vazões de montante sejam inseridas. Nesse caso, o arquivo deve ser nomeado como “CAWM_0.csv”.

Para prosseguir os cálculos, a declividade do rio de cada sub-bacia foi calculada através da Equação 50:

$$I = \frac{Cota_{mont} - Cota_{jus}}{L} \quad (50)$$

Onde I é a declividade da sub-bacia (m/m); $Cota_{mont}$ é a cota do terreno do ponto do exutório da sub-bacia de montante (m); $Cota_{jus}$ é a cota do ponto do exutório da sub-bacia (m); e L é o comprimento do trecho do rio (m).

Para o cálculo das Equações 25 a 34, foi utilizado como hidrograma de entrada a vazão média calculada. E a vazão de referência utilizada foi a de 70% da vazão de pico do hidrograma de entrada. Assim os parâmetros do método de Muskingum-Cunge foram obtidos. Os procedimentos para a simulação hidrológica do CAWM semidistribuído estão descritos na Tabela 8.

Os parâmetros C1, C2 e C3, Equação 26 a 28, devem ser calculados em cada sub-bacia que tenha a montante, fluxo a ser propagado. Uma vez, calculados, foi possível obter o hidrograma de saída, ou seja, a vazão transladada e amortecida no ponto do exutório da sub-bacia através da Equação 25. Logo, foi possível somar as vazões propagadas com as vazões calculadas da própria sub-bacia. Esta será propagada e transladada na sub-bacia de jusante. O procedimento foi realizado até a última sub-bacia. A Figura 8 mostra o Fluxograma do modelo CAWM semidistribuído.

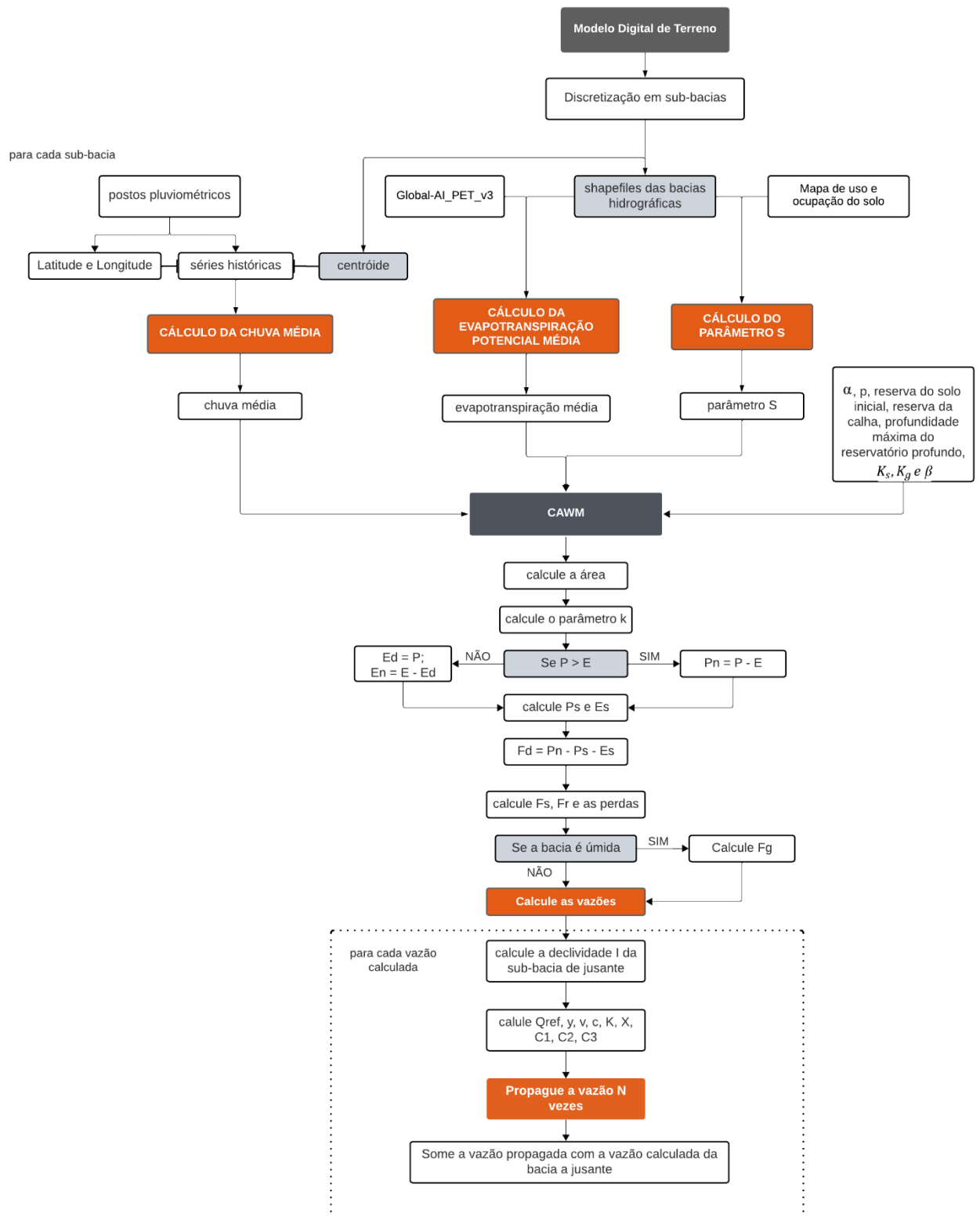
Tabela 8 – Algoritmo 6: Pseudocódigo do CAWM semidistribuído.

1	Simulação Hidrológica CAWM semidistribuído ():
2	 Para cada sub-bacia faça:
3	 Simulação Hidrológica CAWM;
4	 Calcule a vazão média (dias julianos);
5	 Armazene as vazões calculadas e vazões médias em arquivo .csv;
6	 Para cada sub-bacia faça:
7	 Se a primeira sub-bacia é de cabeceira faça:
8	 Imprima (sub-bacia de cabeceira)
9	 Se não faça:
10	 Calcule a declividade I;
11	 Calcule a vazão de referência Q_{ref};
12	 Calcule a altura hidráulica y;
13	 Calcule a velocidade v;
14	 Calcule a celeridade c;
15	 Calcule a distância entre as seções Δx;
16	 Calcule a quantidade de seções N;
17	 Calcule o tempo de viagem do pico de cheia K;
18	 Calcule o amortecimento de cheia X;
19	 Calcule os parâmetros $C1$, $C2$, $C3$;
20	 Propague a vazão da sub-bacia de montante N vezes;
21	 Some a vazão propagada com a vazão calculada da sub-bacia.
22	Prepare os gráficos.

Fonte: A Autora (2025).

Os parâmetros $C1$, $C2$ e $C3$, Equação 26 a 28, devem ser calculados em cada sub-bacia que tenha a montante, fluxo a ser propagado. Uma vez, calculados, foi possível obter o hidrograma de saída, ou seja, a vazão transladada e amortecida no ponto do exutório da sub-bacia através da Equação 25. Logo, foi possível somar as vazões propagadas com as vazões calculadas da própria sub-bacia. Esta será propagada e transladada na sub-bacia de jusante. O procedimento foi realizado até a última sub-bacia. A Figura 8 mostra o Fluxograma do modelo CAWM semidistribuído.

Figura 7 – Fluxograma 3: Simulação hidrológica do CAWM semidistribuído



Fonte: A Autora (2025).

3.3.3 Calibração dos parâmetros

Assim como no CAWM concentrado, a calibração dos parâmetros do CAWM semidistribuído se deu através da técnica de otimização metaheurística *particle swarm optimization*. Portanto, a cada iteração, foi necessário realizar as simulações hidrológicas do modelo semidistribuído com as novas posições das partículas (soluções). O novo desempenho foi investigado calculando-se a função objetivo.

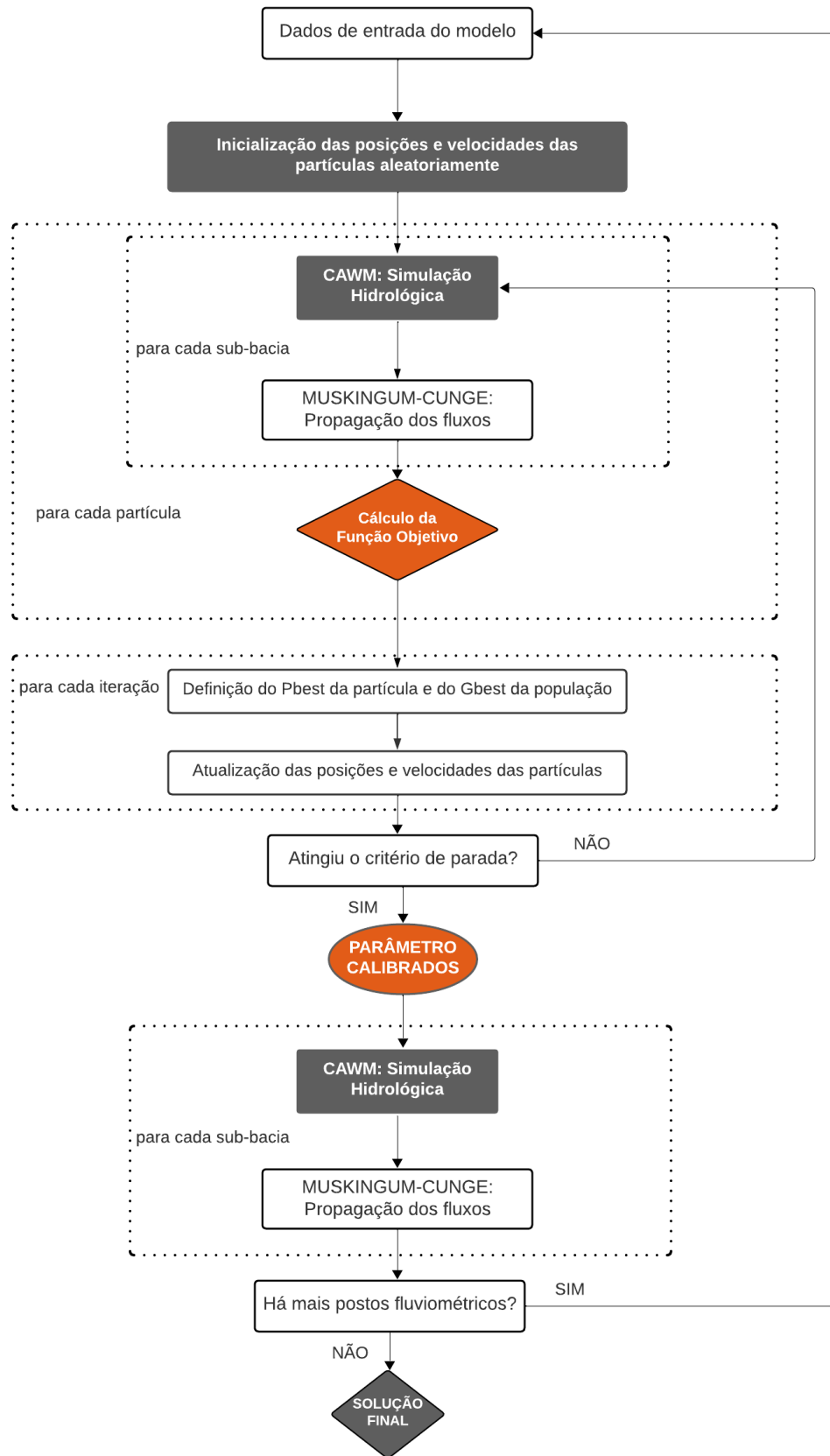
As posições das partículas (soluções) informam os possíveis valores dos parâmetros de calibração do modelo. Cada sub-bacia possui um conjunto de parâmetros a serem calibrados. Consequentemente, quanto mais discretizada estiver a bacia hidrográfica, maior será a quantidade de parâmetros calibráveis.

O processo de otimização dos parâmetros se deu através de etapas, em cada posto fluviométrico inserido no modelo, pois somente é possível calcular a função objetivo a partir das vazões observadas. Logo, o modelo possui uma função objetivo para cada série de vazão observada, calibrando o conjunto de parâmetros das sub-bacias a montante de cada posto fluviométrico. Este procedimento é descrito no Fluxograma 4 da Figura 8.

Portanto, ao receber as informações das séries fluviométricas assim como suas localizações, o modelo consegue identificar o conjunto de sub-bacias a montante de cada posto fluviométrico. A Figura 9 mostra o conjunto esquemático de sub-bacias que faz parte de cada etapa de otimização. O conjunto de sub-bacias a montante do primeiro posto fluviométrico realiza a primeira etapa de otimização e calibra seus parâmetros. Com os parâmetros calibrados, uma nova simulação hidrológica é realizada, e as vazões calculadas são utilizadas como dados de entrada na nova etapa de otimização. Esta será composta pelo conjunto de sub-bacias que estão entre o posto fluviométrico calibrado e o posto fluviométrico ao qual se pretende calibrar. O processo se repete até o último posto fluviométrico.

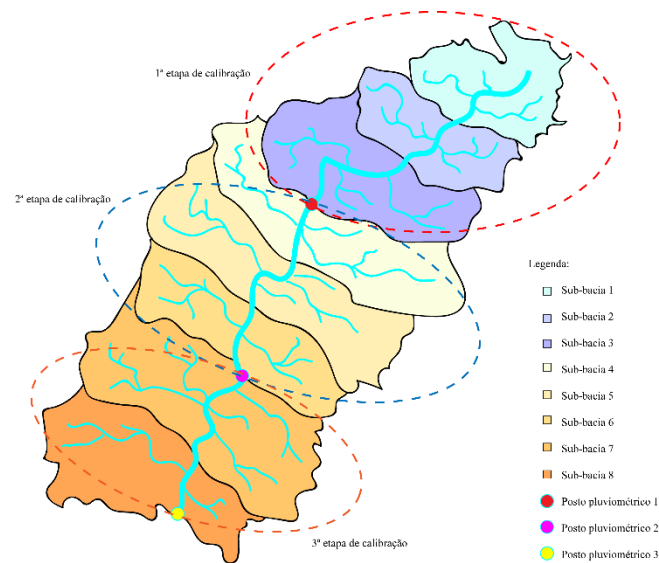
Seguindo essa ideia, os períodos das séries históricas de vazão e precipitação devem ser iguais para todos os postos fluviométricos e para todas as sub-bacias, respectivamente. No entanto, cada posto fluviométrico pode assumir diferentes períodos de calibração e validação. Para isso, o modelo gerou dois tipos de arquivos de saída para cada posto fluviométrico, um referente ao período de calibração e outro referente ao período total dos dados de entrada, este somente é gerado após o processo de otimização.

Figura 8 - Fluxograma 4: Etapa de Calibração do CAWM semidistribuído utilizando o PSO.



Fonte: A Autora (2025).

Figura 9 – Etapas do processo de otimização



Fonte: A Autora (2025).

Diante disso, em cada etapa de otimização, cada partícula realiza a simulação hidrológica e realiza a propagação das vazões no período de calibração. No final de cada etapa de otimização, o modelo realiza as simulações hidrológicas com os parâmetros calibrados e propaga as vazões, considerando o período total dos dados de entrada. Esse processo permitiu a liberdade da escolha do período de calibração em cada posto fluviométrico.

Por sua vez, a otimização dos parâmetros calibráveis do modelo proposto busca a maximização do índice de eficiência *Nash-Sutcliffe* e ao mesmo tempo a minimização do somatório dos erros absolutos entre vazões observadas e calculadas, conforme Equação 15, descrito no capítulo anterior. Trata-se, portanto, de uma função multiobjetivo e tem o intuito de aproximar as vazões simuladas das vazões observadas. Essa função objetivo já era utilizada nas versões anteriores do CAWM. Consequentemente, os parâmetros do modelo estarão calibrados e otimizados, representando a bacia hidrográfica de estudo.

O espaço de busca foi definido para cada variável de decisão. São intervalos definidos para restringir os limites de valores que cada variável de decisão poderá assumir. Nesse contexto, se o modelo for aplicado em regiões semiáridas, haverá duas variáveis de decisão em cada sub-bacia n , representada pelo parâmetro de percolação - K_s (Equação 6) e pelo coeficiente do expoente das perdas na calha - p (Equação 10). O parâmetro K_s pode assumir valores entre 0 e 1, conforme a Equação 51, e o coeficiente p pode assumir valores entre 0.8 e 1.2, conforme a Equação 52.

$$\sum_{i=0}^n K_s \in [0, 1] \quad (51)$$

$$\sum_{i=0}^n p \in [0.8, 1.2] \quad (52)$$

E se modelo for aplicado em regiões úmidas, haverá mais duas variáveis de decisão em cada sub-bacia n , representadas pelo parâmetro de transferência de água no solo - K_G (Equação 13) e pelo coeficiente - β (Equação 14). O parâmetro K_G pode assumir valores entre 0 e 1, conforme Equação 53, e o coeficiente β pode assumir valores entre 1 e 10, conforme Equação 54.

$$\sum_{i=0}^n K_G \in [0, 1] \quad (53)$$

$$\sum_{i=0}^n \beta \in [1, 10] \quad (54)$$

Essas equações equivalem às restrições do modelo. As variáveis de decisão do método proposto puderam ser representadas através da matriz $[m, n]$, onde a dimensão m representa a quantidade de variáveis de decisão e a dimensão n representa a quantidade de sub-bacias. Logo, antes de inicializar o processo de otimização, foi necessário identificar a quantidade de sub-bacias a ser calibradas, assim como o tipo de região, semiárido ou úmido, para a definição da quantidade de variáveis de decisão. O *particle swarm optimization* inicializa as posições das partículas de maneira aleatória e preenche a matriz $[m, n]$ na primeira iteração.

E, por fim, o critério de parada estará relacionado com a quantidade máxima de iterações. Devido a desvantagem do PSO de ficar preso em mínimos e máximos locais, optou-se por não utilizar critérios de tolerância.

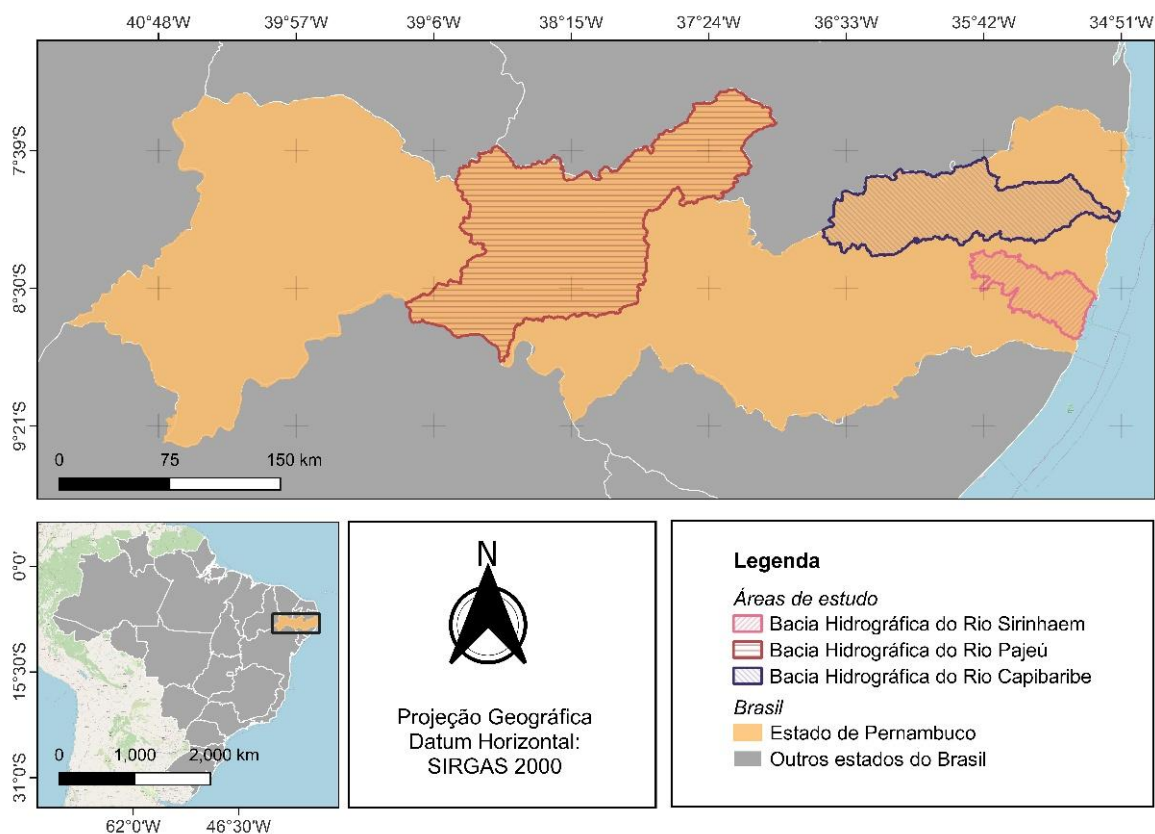
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo apresenta e discute os resultados da aplicação da metodologia proposta em bacias hidrográficas pernambucanas: bacia hidrográfica do rio Pajeú, bacia hidrográfica do rio Capibaribe e bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.

4.1 ESTUDO DE CASO

Com o intuito de avaliar e validar o modelo proposto, a aplicação do estudo se deu em bacias hidrográficas pernambucanas: bacia hidrográfica do rio Pajeú, bacia hidrográfica do rio Capibaribe e bacia hidrográfica do rio Sirinhaém, conforme a Figura 10.

Figura 10 – Localização geográfica das bacias hidrológicas do rio Pajeú, Capibaribe e Sirinhaém.



Fonte: A Autora (2025).

A área abordada compreende a região semiárida e da zona da Mata do estado de Pernambuco, localizado no nordeste brasileiro. O estado é dividido em cinco mesorregiões: Agreste, Mata, Metropolitana do Recife, São Francisco e Sertão (IBGE, 2023). O semiárido pernambucano, situado no Sertão, São Francisco e parte do Agreste, representa cerca de 70%

da área total do Estado e caracteriza-se por precipitações sazonais e por baixos índices pluviométricos anuais, com valores oscilando entre 500 e 800 mm (APAC, 2013).

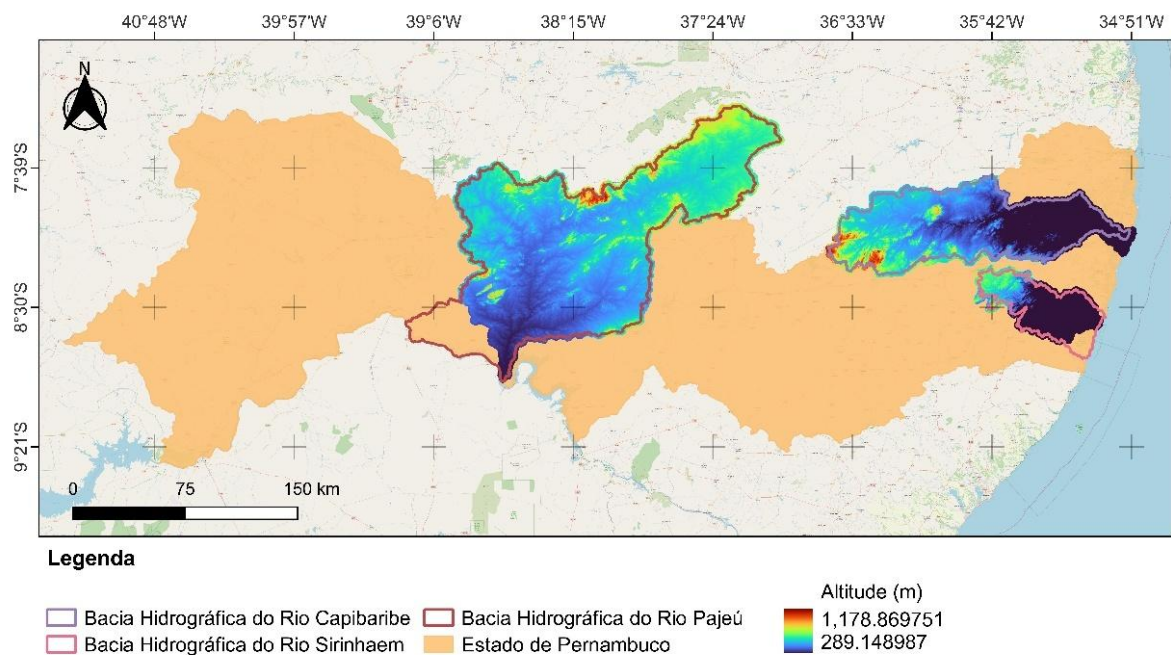
A bacia do rio Pajeú (UP11) é a maior bacia hidrográfica do estado de Pernambuco, abrange 16,97% da área total do estado, com 16.685,63 km². Localizada no Sertão pernambucano entre 07° 16' 20" e 08° 56' 01" de latitude Sul e 36° 59' 00" e 38° 57' 45" de longitude Oeste. A bacia compreende 27 municípios, dos quais 7 possuem suas sedes inseridas na bacia: Carnaíba; Carnaubeira da Penha; Floresta; Igaraci; Itacuruba; Mirandiba; e São José do Belmonte. O rio Pajeú, de regime fluvial intermitente, nasce no município de Brejinho e possui extensão de aproximadamente 353 km, até desaguar no lago de Itaparica, no rio São Francisco. Vale salientar que no Rio Pajeú existem 30 reservatórios com capacidade acima de 1 milhão de m³ de água, sendo a barragem de Serrinha II a que possui maior potencial de armazenamento com 311 milhões de m³ (Rocha; Barros Junior, 2020).

A bacia do rio Capibaribe (UP03) nasce na divisa dos municípios de Jataúba e Poção, e está localizada na porção norte-oriental do estado de Pernambuco, entre 07° 41' 10" e 08° 19' 30" de latitude Sul, e 34° 51' 00" e 36° 41' 58" de longitude Oeste. Apresenta uma área de 7.454,88 km², que corresponde a 7,58% da área do estado, abrangendo 42 municípios pernambucanos. O rio Capibaribe apresenta um regime fluvial intermitente no seu alto e médio curso, apenas a partir do município de Limoeiro, em seu baixo curso, torna-se perene. Ao longo de sua bacia hidrográfica existem cinco barragens que atenuam as enchentes, são elas: Poço Fundo (Santa Cruz do Capibaribe), Jucazinho (Surubim), Carpina (a jusante de Limoeiro), Goitá (bacia do rio Goitá) e Tapacurá (bacia do rio Tapacurá).

A bacia do rio Sirinhaém (UP4) está localizada entre 08° 16' 05" e 08° 44' 50" de latitude sul, e 35° 01' 00" e 35° 47' 58" de longitude oeste. O rio Sirinhaém é o principal curso d'água da bacia, tendo sua nascente no município de Camocim de São Félix. Sua extensão é de aproximadamente 158 km, com sentido noroeste-sudeste, no qual atravessa as sedes municipais de Cortês e Gameleira. A bacia do rio Sirinhaém abrange 19 municípios em sua área de 2.090,64 km² (2,13% da área do estado). Desses municípios, 2 estão totalmente inseridos na bacia (Cortês e Ribeirão), 7 possuem sua sede na bacia (Amaragi, Barra de Guabiraba, Camocim de São Félix, Gameleira, Joaquim Nabuco, Sairé e Sirinhaém) e os 10 restantes se encontram parcialmente inseridos (Água Preta, Bezerros, Bonito, Escada, Gravatá, Primavera, São Joaquim do Monte, Tamandaré, Ipojuca e Rio Formoso).

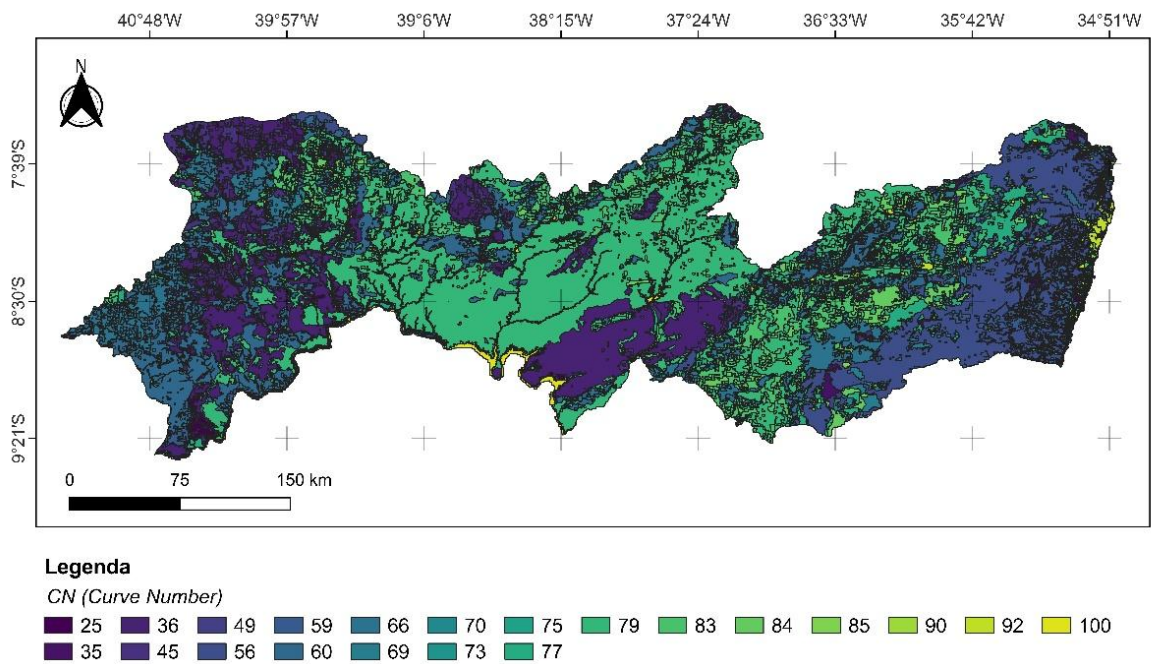
Ao definir a área de estudo, pôde-se obter e processar os dados de entrada do CAWM concentrado e CAWM semidistribuído, modelos propostos nesse estudo. Os dados de entrada são os arquivos MDT das bacias hidrográficas obtidos através do Pernambuco Tridimensional, representados na Figura 11, séries históricas de precipitação e vazão, dados de evapotranspiração e o parâmetro de capacidade de armazenamento do solo (S). Para isso utilizou-se o mapa de uso e ocupação do solo do estado de Pernambuco, obtido pela EMBRAPA, representado na Figura 12.

Figura 11 - Modelo digital do terreno (MDT) da base cartográfica PE3D da área de estudo.



Fonte: A Autora (2025).

Figura 12 – *Curve Number* do estado de Pernambuco



Fonte: Autora (2025).

Considerando a influência dos reservatórios das bacias hidrográficas dos rios Pajeú e Capibaribe nas séries de vazão, a Tabela 9 apresenta os anos do início de operação de cada barragem, informação essencial para a análise dos períodos de simulação. Os reservatórios possuem volume superior a 30 milhões de m³, exceto Poço Fundo.

Tabela 9 – Informações das barragens das bacias hidrográficas do rio Capibaribe e rio Pajeú.

Bacia	Barragem	Uso principal	Uso complementar	Capacidade (10 ⁶ m³)	Ano do início de operação
Capibaribe	Goitá	Regularização de vazão	-	52,535	1978
	Jucazinho	Abastecimento humano	Irrigação	327,035	1998
	Poço fundo	Abastecimento humano	Irrigação	27,750	1987
	Tapacurá	Abastecimento humano	Defesa contra inundações	94,200	1973
Pajeú	Barra do juá	Irrigação	-	71,474	1982
	Rosário	Abastecimento humano	Irrigação	34,990	1985
	Serrinha II	Regularização de vazão	Irrigação	311,080	1996

Fonte: Adaptado de SNISB (2023).

4.2 APLICAÇÃO DO CAWM CONCENTRADO

A Tabela 10 apresenta as características físicas das sub-bacias utilizadas na modelagem hidrológica deste estudo. O modelo proposto calculou a área de cada sub-bacia através dos arquivos *shapefiles* do contorno da área de estudo. O parâmetro S também foi obtido através do modelo proposto no item 3.1.3.

Tabela 10 - Características físicas das sub-bacias.

Postos fluviométricos				Barragens
Bacia	Sub-bacia	Área (km ²)	Parâmetro S (mm)	
Pajeú	Afogados da Ingazeira	3485.66	65	Barra do Juá
	Flores	4914.23	64	Rosário
	Floresta	12089.80	70	Serrinha II
	Ilha Grande	2262.05	67	
	Serra Talhada	5825.48	65	
Capibaribe	Engenho Sítio	375.6	143	Goitá
	Limoeiro	5592.84	130	Jucazinho
	Paudalho	6145.44	79	Poço Fundo
	Salgadinho	4904.19	62	Tapacurá
	Santa Cruz do			
	Capibaribe	1555.6	80	
	São Lourenço da Mata	7236.07	77	
	Toritama	2432.83	80	
Sirinhaém	Vitória de Santo			
	Antão	263.93	121	
	Engenho Mato Grosso	1313.44	141	

Fonte: A Autora (2025).

Através dos MDTs da Figura 9, delimitou-se as sub-bacias da Tabela 4 através das técnicas de geoprocessamento e dos arquivos *shapefiles* dos postos fluviométricos. Os dados dos postos fluviométricos e pluviométricos foram obtidos através do plugin Hidroweb Downloader (LHC), disponível nos complementos do *software* QGIS 3.10.14. A chuva média de cada sub-bacia foi calculada conforme descrito no item 3.1.1. E a evapotranspiração média foi calculada conforme descrito no item 3.1.2.

Na calibração, realizaram-se vários testes observando-se o comportamento dos coeficientes estatísticos de eficiência do modelo. Na validação, considerou-se o período de, pelo menos, 30% da série de dados mais atuais, variando a cada 10%, e a partir de 60%, a cada

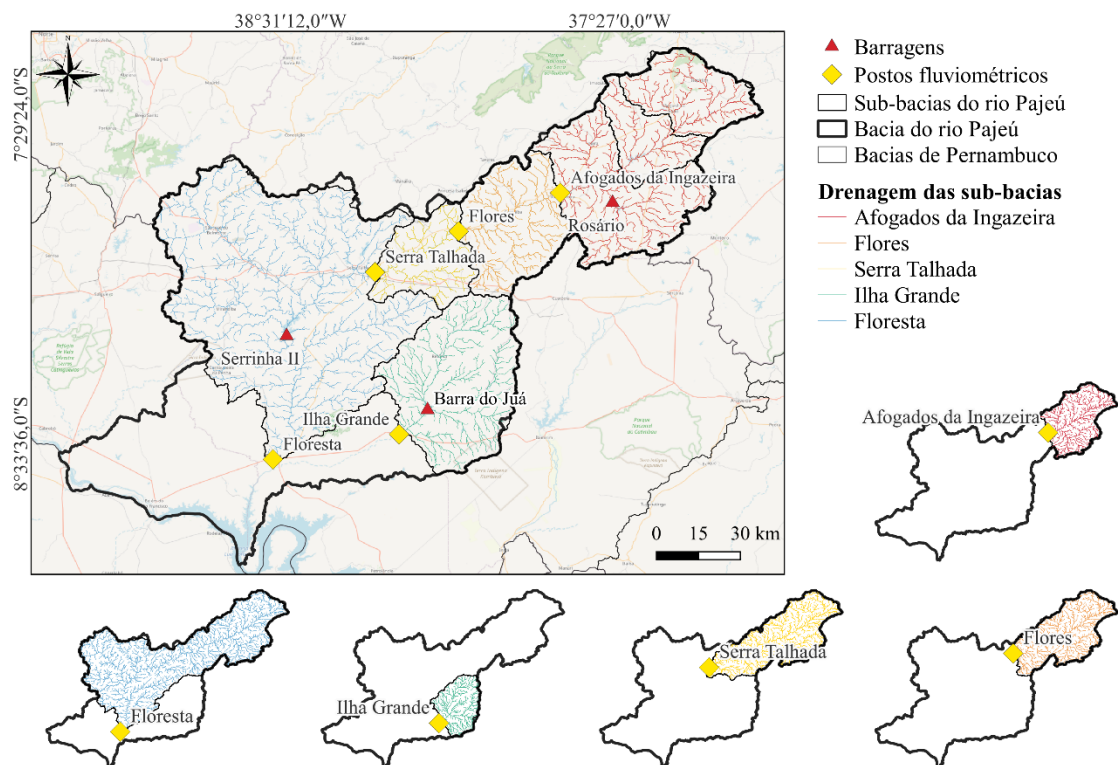
5%, até no período máximo de 85%. Ao encontrar o período de calibração que proporcionou o melhor ajuste, definiram-se os parâmetros do modelo para cada sub-bacia.

Os parâmetros de otimização do PSO também foram escolhidos através de testes. Em todas as calibrações, foram realizadas 15 iterações com 5 partículas. As componentes relacionadas ao fator cognitivo (c_1) e social (c_2), foram definidas com o valor dois, enquanto o fator ω , foi definido com o valor um.

4.2.1 Calibração do CAWM concentrado em estações na bacia do rio Pajeú

Na bacia do rio Pajeú, calibraram-se as estações de Afogados da Ingazeira, Flores, Serra Talhada, Ilha Grande e Floresta. As sub-bacias e suas redes de drenagens, definidas a partir do geoprocessamento de dados, são apresentados na Figura 13. Observam-se as barragens Rosário, Serrinha II e Barra do Juá como sendo de grande influência nas séries fluviométricas.

Figura 13 - Localização dos postos fluviométricos e barragens de influência da Bacia do rio Pajeú.



Sistema de coordenadas geográficas: SIRGAS 2000 | Dados sobre a base Open Street Map

Fonte: A Autora (2025).

Para esta bacia hidrográfica, consideraram-se dois cenários de dados fluviométricos para a calibração do modelo CAWM concentrado: (i) vazões longas e; (ii) vazões com o período reduzido (r.), retirando-se a influência das barragens relevantes. A Tabela 11 dispõe dos períodos de calibração e validação por sub-bacia.

Tabela 11 - Períodos de calibração e validação das estações fluviométricas da bacia do rio Pajeú no CAWM concentrado.

Estação fluviométrica	Período de calibração	Período de validação
Afogados da Ingazeira	01/01/85 a 03/03/02	04/03/02 a 31/07/11
Flores	01/01/73 a 04/07/82	05/07/82 a 28/02/2023
Flores (r.)	01/01/73 a 03/02/76	04/02/76 a 31/12/85
Floresta	01/04/72 a 11/11/79	12/11/79 a 28/02/2023
Floresta (r.)	01/04/72 a 17/08/79	18/08/79 a 31/12/96
Ilha Grande	01/03/73 a 19/04/00	20/04/00 a 31/01/2023
Ilha Grande (r.)	01/03/73 a 19/11/78	20/11/78 a 31/05/82
Serra Talhada	01/04/72 a 11/11/79	12/11/79 a 28/02/2023
Serra Talhada (r.)	01/04/72 a 18/12/74	19/12/74 a 31/12/85

Fonte: A Autora (2025).

A Tabela 12 reúne os resultados das calibrações, onde apresentam-se o coeficiente do expoente das perdas na calha – p (Equação 10), o coeficiente da função de evapotranspiração – α (Equação 4), parâmetro de percolação – K_s (Equação 6), e parâmetro de perdas – K_L (Equação 11). As sub-bacias do rio Pajeú estão localizadas no semiárido pernambucano, então foi utilizado o módulo “regiões semiáridas” do modelo proposto. Sendo assim, nas calibrações, as variáveis de decisão foi o parâmetro de percolação – K_s , e o coeficiente do expoente das perdas na calha – p . O valor do coeficiente α obedece ao intervalo: $0 \leq \alpha \leq 10$, e é obtido através de testes no momento da calibração. Por fim, o parâmetro de perdas – K_L é calculado a partir da solução ótima encontrada em cada iteração.

Tabela 12 - Parâmetros de calibração do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Pajeú

Estação fluviométrica	p	α	K_s	K_L
Afogados	0.9845	10	0	0.6916
Flores	1.0318	10	0	0.5219
Flores (r.)	0.9830	10	0	0.5045
Floresta	0.9881	10	0	0.6203
Floresta (r.)	0.9952	10	0	0.6208
Ilha Grande	0.9504	10	0	0.6413
Ilha Grande (r.)	0.8000	1.3237	0	0.6248
Serra Talhada	1.1777	10	0	0.2411
Serra Talhada (r.)	1.0713	10	0	0.3068

Fonte: A Autora (2025).

O valor de $p > 1$ em Flores, Serra Talhada e Serra Talhada (r.) indica que o melhor ajuste se deu pelo aumento de perdas de transbordamento, reduzindo os picos de vazões. Enquanto nas demais sub-bacias, o valor de $p < 1$, indica que o melhor ajuste se deu através da redução de perdas de transbordamento, aumentando os picos de vazão. O valor de K_s nulo indica que não houve nenhuma infiltração durante a simulação, por causa do tipo de solo.

A Tabela 13 dispõe dos coeficientes estatísticos de eficiência: NSE (representando o comportamento das vazões altas) e suas derivações NSE_{sqrtQ} (representando as vazões médias) e o NSE_{logQ} (representando as vazões baixas), o $Pbias$ (representando a diferença de volume relativo entre os valores observados e calculados), e o RSR (razão entre a raiz do erro médio quadrático e o desvio padrão). Na análise de desempenho foram considerados os critérios adotados por Moriasi *et al.* (2007).

Tabela 13 - Coeficientes estatísticos de eficiência do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Pajeú.

Estação fluviométrica	NSE		NSE_{sqrtQ}		NSE_{logQ}		$Pbias$ (%)		RSR	
	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
Afogados	0.51	0.37	0.57	0.38	0.52	0.38	2.55	67.31	0.69	0.79
Flores	0.71	0.01	0.88	0.42	0.72	0.02	1.63	103.52	0.54	0.99
Flores (r.)	0.69	0.79	0.88	0.90	0.71	0.80	-2.21	-2.43	0.55	0.45
Floresta	0.60	0.48	0.76	0.52	0.62	0.50	1.22	40.46	0.63	0.72
Floresta (r.)	0.60	0.60	0.76	0.79	0.62	0.61	1.26	-2.48	0.63	0.63
Ilha Grande	0.44	0.38	0.36	0.24	0.44	0.38	-1.97	-6.47	0.75	0.79
Ilha Grande (r.)	0.65	0.70	0.77	0.74	0.66	0.70	13.68	11.98	0.59	0.55
Serra Talhada	0.63	0.57	0.84	0.75	0.65	0.59	0.16	-17.03	0.60	0.65
Serra Talhada (r.)	0.63	0.57	0.84	0.75	0.65	0.59	-4.29	-20.64	0.60	0.65

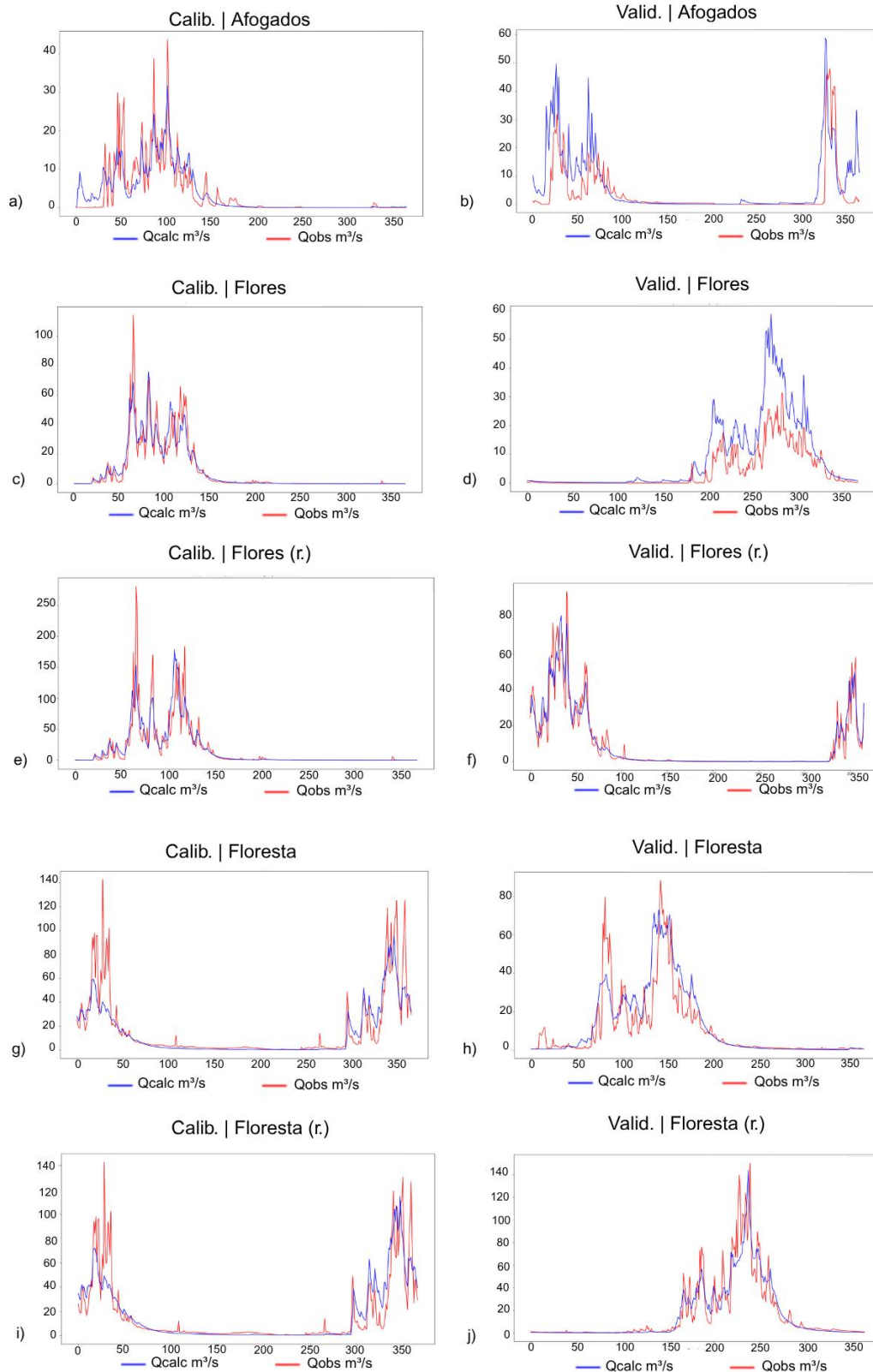
Fonte: A Autora (2025).

Com base nos índices estatísticos NSE , NSE_{sqrtQ} e NSE_{logQ} , dos nove eventos calibrados, o ajuste foi classificado como pelo menos satisfatório em 89% dos eventos. Na validação, o ajuste também foi classificado em pelo menos satisfatório, com base no NSE , o NSE_{sqrtQ} e NSE_{logQ} , em 56%, 67% e 67% dos eventos, respectivamente. Dos cinco cenários sem influência de barragens, o NSE , NSE_{sqrtQ} e NSE_{logQ} classificaram a modelagem como pelo menos satisfatória em 100% dos eventos no período de calibração. Analisando-se o coeficiente $Pbias$ e o coeficiente RSR , o desempenho foi considerado como pelo menos satisfatório em 100% e 89% dos eventos respectivamente, no período de calibração, e 67% e 56% dos eventos respectivamente, no período de validação. Dos cinco cenários sem influência de barragens, o $Pbias$ e o RSR classificaram a modelagem como pelo menos satisfatória em 100% dos eventos no período de calibração e 80% dos eventos no período de validação.

Além de avaliar os resultados da calibração do CAWM concentrado através de indicadores de desempenho, o comportamento do modelo também foi interpretado a partir de uma representação gráfica da variação da vazão média ao longo de todos os dias do ano, considerando-se todos os anos da série em questão. As Figuras 14 e 15 apresentam os resultados da modelagem/calibração, onde se observa a comparação entre os dados observados e calculados pelo CAWM ao longo de um ano.

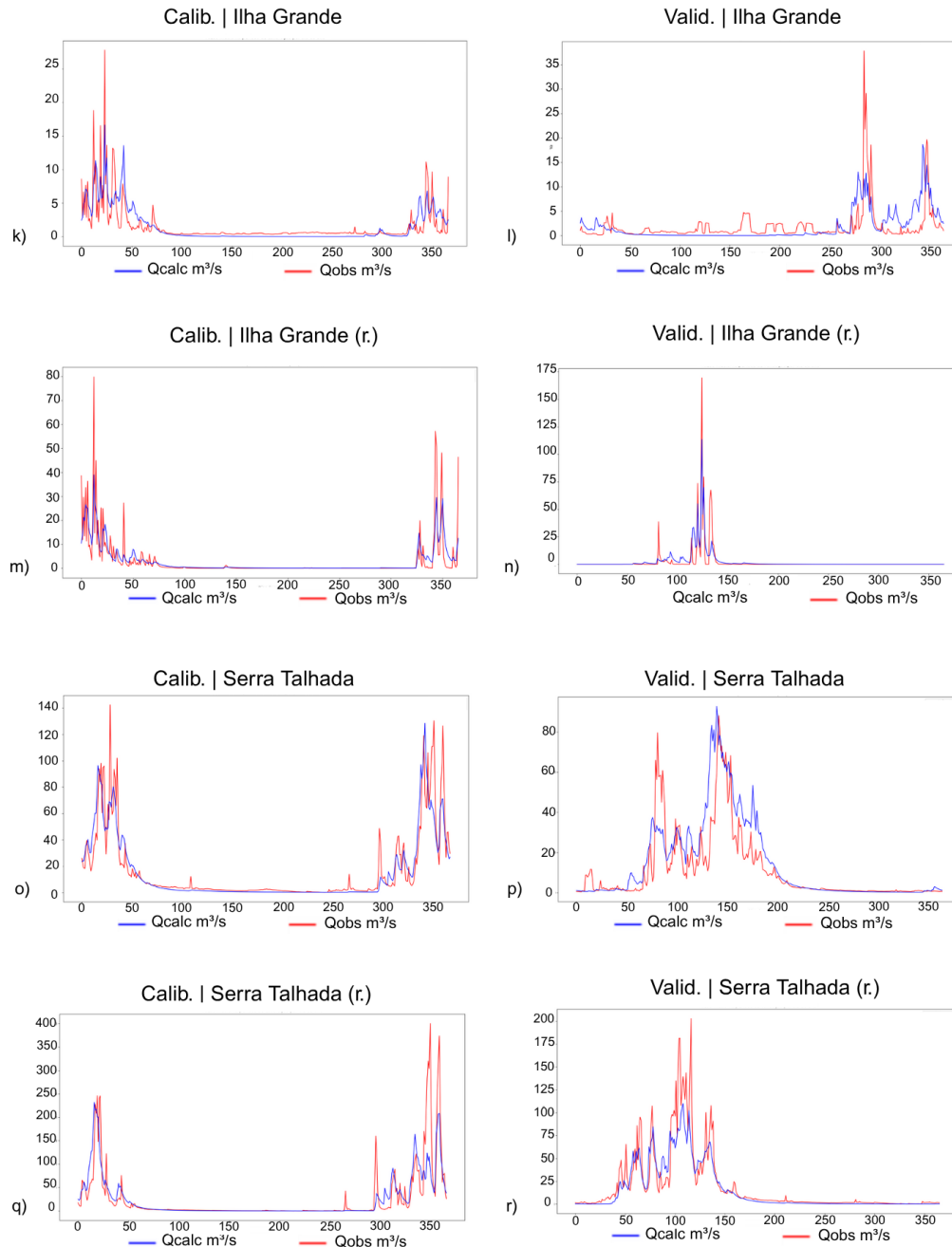
Através dos hidrogramas, é possível constatar a diferença significativa que a influência das barragens provoca nos dados de vazão, e, consequentemente, nos ajustes das curvas. Os melhores ajustes das sub-bacias do rio Pajeú ocorreram em Flores (r.), sem influência da barragem Rosário, em Ilha Grande (r.), sem a presença da barragem Barra do Juá no período de dados, e em Floresta (r.), retirando a presença da barragem Serrinha II, confirmando os índices estatísticos.

Figura 14 - Variação da vazão média nas sub-bacias do rio Pajeú, parte 1. a) Afogados – calibração; b) Afogados – validação; c) Flores – calibração; d) Flores – validação; e) Flores (r.) – calibração; f) Flores (r.) – validação; g) Floresta – calibração; h) Floresta – validação; i) Floresta (r.) – calibração; j) Floresta (r.) – validação.



Fonte: A Autora (2025).

Figura 15 – Variação da vazão média nas sub-bacias do rio Pajeú, parte 2. k) Ilha Grande – calibração; l) Ilha Grande – validação; m) Ilha Grande (r.) – calibração; n) Ilha Grande (r.) – validação; o) Serra Talhada – calibração; p) Serra Talhada – validação; q) Serra Talhada (r.) – calibração; r) Serra Talhada (r.) – validação.



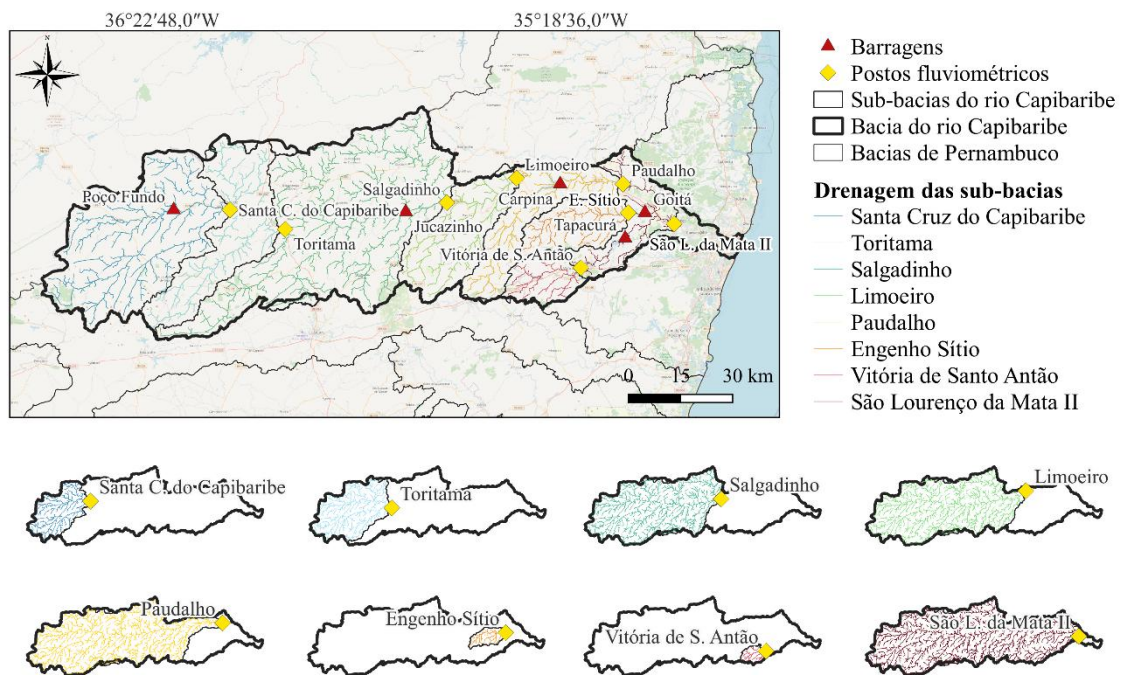
Fonte: A Autora (2025).

4.2.2 Calibração do CAWM concentrado em estações na bacia do rio Capibaribe

Na bacia do rio Capibaribe o modelo foi calibrado para as estações fluviométricas de Engenho Sítio, Limoeiro, Paudalho, Salgadinho, Santa Cruz do Capibaribe, São Lourenço da

Mata II, Toritama e Vitória de Santo Antão, localizadas no curso d'água principal e nos afluentes mais importantes: rios Tapacurá e Goitá. As sub-bacias e redes de drenagem controladas pelos postos, definidas a partir do geoprocessamento, são apresentados na Figura 16. As barragens que exercem influência no comportamento das séries temporais de vazão são: Poço Fundo, Jucazinho, Carpina, Tapacurá e Goitá.

Figura 16 – Localização dos postos fluviométricos e barragens de influência da bacia do rio Capibaribe.



Sistema de coordenadas geográficas: SIRGAS 2000 | Dados sobre a base Open Street Map

Fonte: Autora (2025).

Considerando a influência das barragens nas séries, houve dois cenários de dados fluviométricos para a calibração/validação do modelo CAWM concentrado: (i) séries completas e; (ii) vazões com o período reduzido (r.), retirando-se a influência das barragens relevantes. As estações fluviométricas de Santa Cruz e São Lourenço da Mata II foram calibradas e validadas com as séries completas pois suas séries históricas são recentes, iniciadas em 1986 e 1990, respectivamente. Os dados das estações fluviométricas de Engenho Sítio e Vitória de Santo Antão não possuem influência de barragens. A Tabela 14 dispõe dos períodos de calibração e validação por sub-bacia. Em função da flexibilidade do modelo desenvolvido em Python foram considerados também como parâmetros a calibrar os parâmetros p e α .

Tabela 14 - Períodos de calibração e validação das estações fluviométricas da bacia do rio Capibaribe no CAWM concentrado.

Estação fluviométrica	Período de calibração	Período de validação
Engenho Sítio	01/04/73 a 11/04/85	12/04/85 a 31/12/1992
Limoeiro (r.)	01/02/73 a 21/12/76	22/12/76 a 31/12/1998
Paudalho (r.)	01/08/66 a 13/01/74	14/01/74 a 31/12/1978
Salgadinho (r.)	01/08/66 a 08/09/74	09/09/74 a 31/12/1998
Santa Cruz do Capibaribe	01/04/86 a 08/05/08	09/05/08 a 31/01/2023
São Lourenço da Mata II	01/01/90 a 06/02/03	07/02/03 a 30/09/2022
Toritama (r.)	01/01/73 a 02/07/80	03/07/80 a 31/12/1987
Vitória de Santo Antão	08/04/67 a 14/03/81	15/03/81 a 31/12/2022

Fonte: A Autora (2025).

Na Tabela 15 são apresentados os resultados das calibrações. As sub-bacias do rio Capibaribe estão localizadas no semiárido pernambucano, então foi utilizado o módulo “regiões semiáridas” do modelo proposto. Sendo assim, nas calibrações, as variáveis de decisão foram o parâmetro de percolação – K_s e o coeficiente do expoente de perdas na calha – p . O valor do coeficiente α obedece ao intervalo: $0 \leq \alpha \leq 10$, e é obtido através de testes no momento da calibração. Por fim, o parâmetro de perdas – K_L é calculado a partir da solução ótima encontrada durante a calibração.

Tabela 15 - Parâmetros e Função objetivo de calibração do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Capibaribe.

Estação fluviométrica	p	α	K_s	K_L
Engenho Sítio	0.8036	0.3838	0.0044	0.5375
Limoeiro (r.)	0.8209	0.4647	0.0008	0.6188
Paudalho (r.)	0.9600	0.0099	0.0025	0.8164
Salgadinho (r.)	0.9853	10	0	0.8672
Santa Cruz do Capibaribe	1.0468	10	0	0.2935
São Lourenço da Mata II	1.1023	1.2624	0.0116	0.6789
Toritama (r.)	0.8000	1.0802	0.0051	0.1209
Vitória de Santo Antão	0.8671	0.1704	0.0148	0.5095

Fonte: A Autora (2025).

A Tabela 16 dispõe dos coeficientes estatísticos de eficiência: NSE e suas derivações NSE_{sqrtQ} e o NSE_{logQ} , o $Pbias$ e o RSR . Na análise de desempenho foram considerados os critérios adotados por Moriasi *et al.* (2007).

Tabela 16 - Coeficientes estatísticos de eficiência do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Capibaribe.

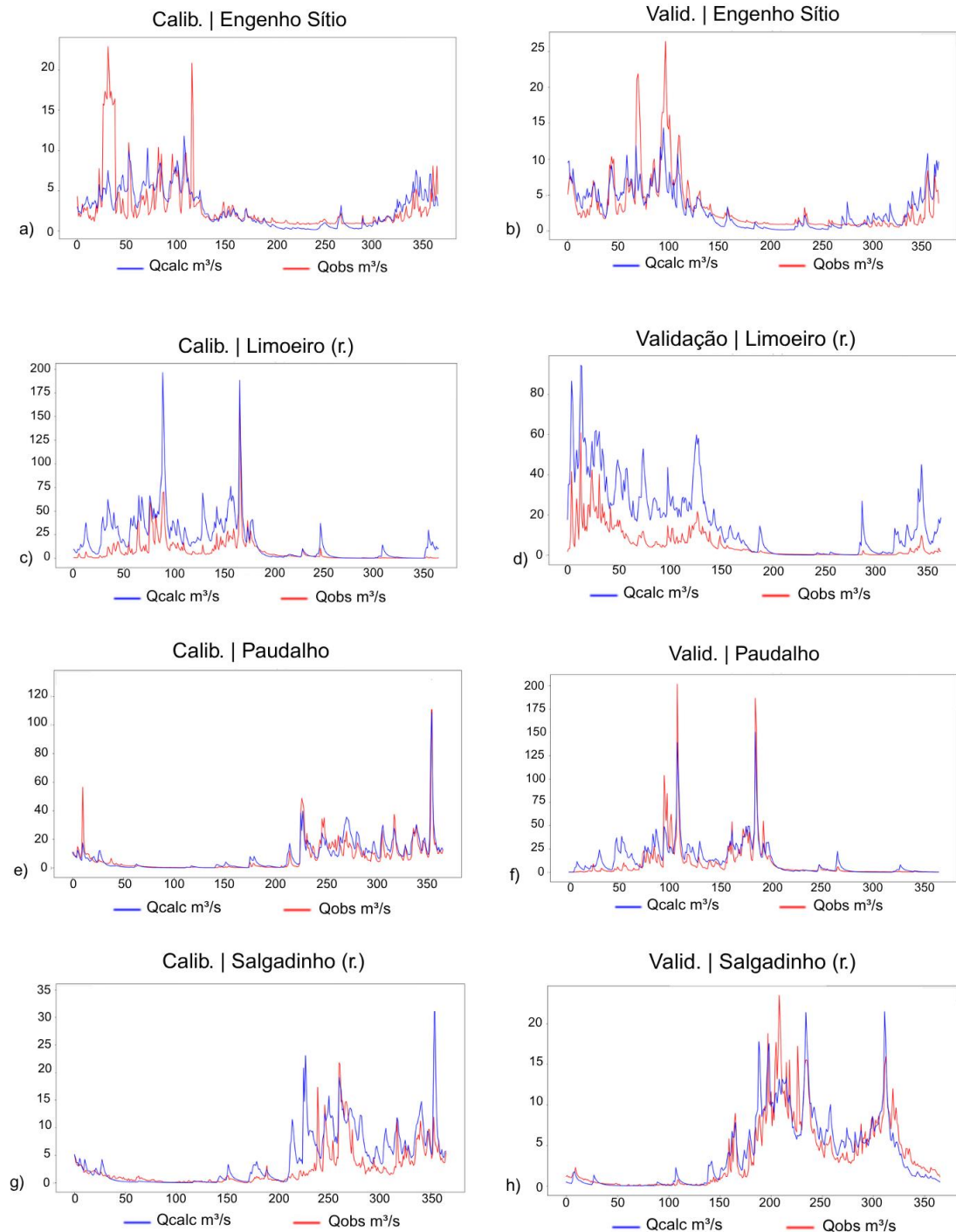
Estação fluviométrica	<i>NSE</i>		<i>NSE_{sqrTQ}</i>		<i>NSE_{logQ}</i>		<i>Pbias (%)</i>		<i>RSR</i>	
	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
Engenho Sítio	0.11	0.38	0.38	0.64	0.16	0.45	-10.48	-12.26	0.94	0.78
Limoeiro (r.)	0.80	0.60	0.81	0.71	0.80	0.62	-7.09	-3.52	0.45	0.63
Paudalho (r.)	0.63	0.71	0.64	0.54	0.65	0.72	0.04	23.43	0.60	0.54
Salgadinho (r.)	0.52	0.57	0.54	0.77	0.55	0.60	1.18	-35.91	0.69	0.65
Santa Cruz do Capibaribe	0.45	0.45	0.55	0.66	0.47	0.46	-18.81	-39.03	0.74	0.74
São Lourenço da Mata II	0.32	0.28	0.54	0.24	0.38	0.31	-0.66	31.88	0.82	0.85
Toritama (r.)	0.75	0.73	0.83	0.84	0.76	0.74	-4.08	-4.30	0.50	0.52
Vitória de Santo Antão	0.53	0.55	0.61	0.61	0.55	0.56	-0.23	-4.24	0.68	0.67

Fonte: A Autora (2025).

Com base nos índices estatísticos *NSE*, o *NSE_{sqrTQ}* e o *NSE_{logQ}*, na análise dos oito eventos calibrados, o ajuste foi classificado como pelo menos satisfatório em 63%, 88% e 63% dos eventos, respectivamente. Destes, o ajuste foi classificado como muito bom em 40%, 29% e 29% dos eventos, respectivamente. Na validação, também com base nos índices estatísticos *NSE*, o *NSE_{sqrTQ}* e o *NSE_{logQ}*, o ajuste foi classificado como pelo menos satisfatório em 63%, 88% e 63% dos eventos, respectivamente. Dos seis cenários sem influência de barragens, o *NSE*, o *NSE_{sqrTQ}* e o *NSE_{logQ}*, classificaram a modelagem como pelo menos satisfatória em 83% dos eventos dos eventos calibrados, sendo 40% considerados muito bons. Por fim, analisando-se o coeficiente *Pbias* e o coeficiente *RSR*, o desempenho foi considerado como pelo menos satisfatório em 100% e 50% dos eventos, respectivamente, no período de calibração, e 63% e 50% respectivamente, no período de validação.

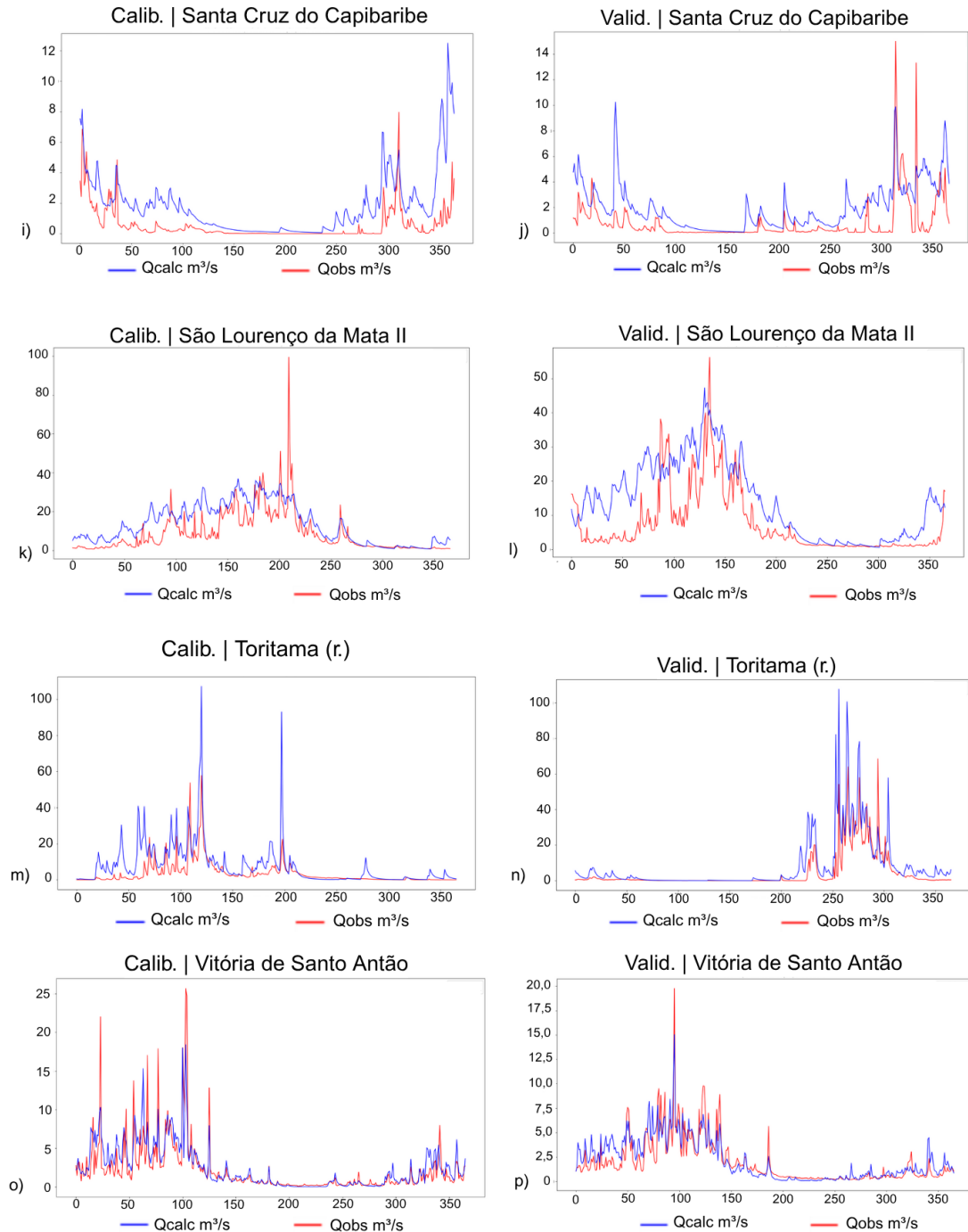
Nas Figura 17 e 18 apresentam-se os hidrogramas das vazões médias observadas e calculadas das sub-bacias do rio Capibaribe. Os melhores ajustes ocorreram nas sub-bacias de Limoeiro (r.), sem a influência da barragem de Jucazinho, em Toritama (r.), sem a presença da barragem de Poço Fundo, e em Paudalho (r.), sem a influência da barragem de Carpina, confirmando os índices estatísticos.

Figura 17 - Variação da vazão média nas sub-bacias do rio Capibaribe, parte 1. a) Engenho Sítio – calibração; b) Engenho Sítio – validação; c) Limoeiro (r.) – calibração; d) Limoeiro (r.) – validação; e) Paudalho (r.) – calibração; f) Paudalho (r.) – validação; g) Salgadinho (r.) – calibração; h) Salgadinho (r.) – validação.



Fonte: A Autora (2025).

Figura 18 - Variação da vazão média nas sub-bacias do rio Capibaribe, parte 2. a) Santa Cruz do Capibaribe – calibração; j) Santa Cruz do Capibaribe – validação; k) São Lourenço da Mata II – calibração; l) São Lourenço da Mata II – validação; m) Toritama (r.) – calibração; n) Toritama (r.) – validação; o) Vitória de Santo Antão – calibração; p) Vitória de Santo Antão – validação.

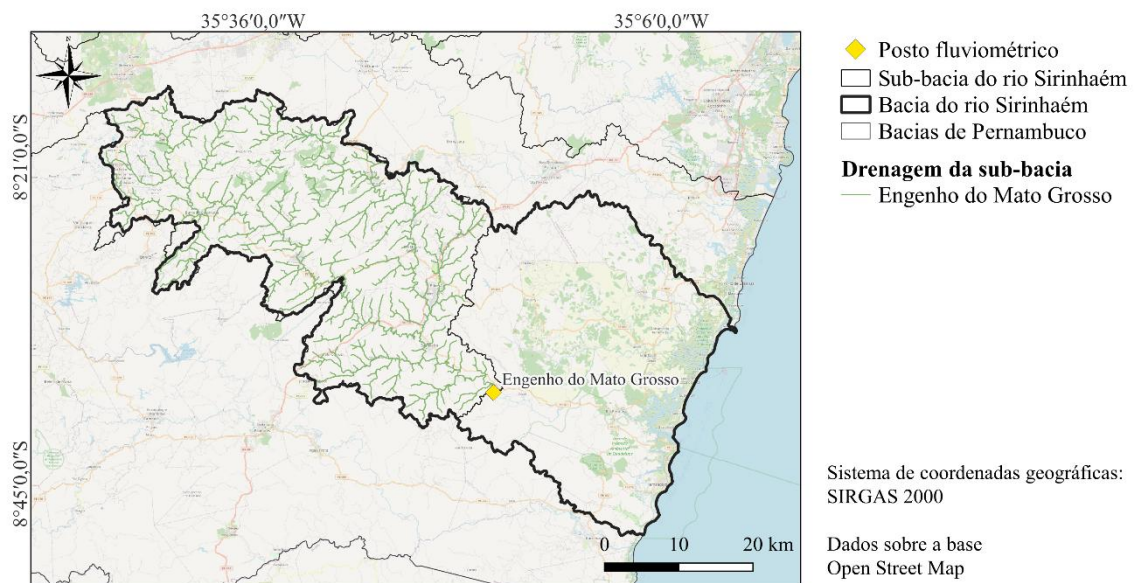


Fonte: A Autora (2025).

4.2.3 Calibração do CAWM concentrado na estação da bacia do rio Sirinhaém

Na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém calibrou-se o modelo para a estação fluviométrica de Engenho do Mato Grosso. A sub-bacia e sua rede de drenagem, definidas a partir do geoprocessamento, são apresentados na Figura 19.

Figura 19 - Localização do posto fluviométrico Engenho do Mato Grosso da bacia do rio Sirinhaém.



Fonte: A Autora (2025).

Na Tabela 17, encontram-se os períodos de calibração e de validação, os parâmetros e indicadores de desempenho do modelo. Grande parte das sub-bacias do rio Sirinhaém estão localizadas na Zona da Mata, então foi utilizado o módulo “regiões úmidas” do modelo proposto. Sendo assim, nas calibrações, as variáveis de decisão foram o parâmetro de percolação subsuperficial – K_s , o coeficiente do expoente das perdas na calha – p , o parâmetro de transferência de água no solo – K_G (Equação 13) e o parâmetro utilizado na percolação P_s – β (Equação 14).

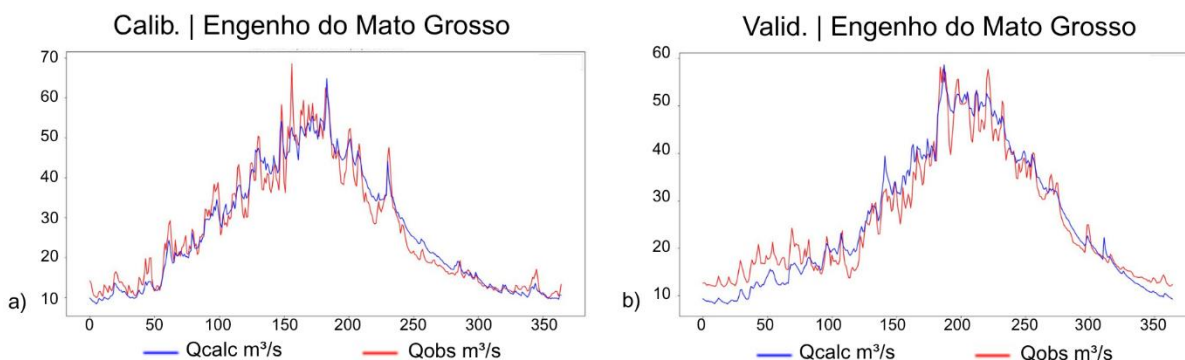
Tabela 17 - Parâmetros e indicadores de desempenho do modelo CAWM concentrado na Bacia do rio Sirinhaém.

Estação fluviométrica	Período de calibração				Período de validação			
	30/01/1989 a 12/12/2001				13/12/2001 a 31/03/2021			
	p	α	K_s	K_L	K_g	β		
Engenho do Mato Grosso	0.9849	0	0.0000	0.4087	0.0171	4.6094		
	NSE		NSE_{sqrtQ}		NSE_{logQ}		Pbias (%)	
	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
	0.75	0.7	0.72	0.68	0.87	0.64	- 0.01	- 0.44

Fonte: Autora (2025).

Analizando-se aos critérios de Moriasi *et al.* (2007), o desempenho da modelagem foi considerado muito bom com relação aos indicadores NSE , NSE_{logQ} e $Pbias$, no período de calibração. Observa-se na Figura 20 o comportamento da série nos períodos de calibração e de validação, reafirmando o resultado dos índices estatísticos. A série de dados apresentada é referente a variação da vazão média ao longo de um ano dos dados observados e calculados da estação fluviométrica do Engenho do Mato Grosso da bacia do rio Sirinhaém.

Figura 20 - Variação da vazão média na sub-bacia do rio Sirinhaém. a) Engenho do Mato Grosso – calibração; b) Engenho do Mato Grosso – validação.



Fonte: A Autora (2025).

4.2.4 Análise de desempenho dos resultados do CAWM concentrado

Na análise dos dezoito eventos, com relação ao período de calibração, e dos onze cenários calibrados sem a influência de barragens, os ajustes foram classificados de acordo com os valores apresentados nas Tabelas 18 e 19, com base nos indicadores de eficiência NSE , o NSE_{sqrtQ} e o NSE_{logQ} e $Pbias$. De acordo com os critérios de Moriasi *et al.* (2007), observa-

se o quanto as barragens influenciaram nos ajustes das calibrações. Dos cenários sem influência de barragens, somente a modelagem da estação fluviométrica de Engenho Sítio da bacia hidrográfica do rio Capibaribe obteve uma avaliação não satisfatória.

Tabela 18 – Desempenho do modelo CAWM concentrado no total de cenários calibrados.

	<i>NSE</i>	<i>NSE_{sqr}Q</i>	<i>NSE_{log}Q</i>	<i>Pbias</i>	<i>RSR</i>
Muito bom	17%	50%	17%	83%	17%
Bom	17%	6%	33%	11%	39%
Satisfatório	44%	33%	28%	6%	28%
Pelo menos satisfatório	78%	89%	78%	100%	83%

Fonte: Autora (2025).

Tabela 19 - Desempenho do modelo CAWM concentrado nos cenários de calibração sem influência de barragens.

	<i>NSE</i>	<i>NSE_{sqr}Q</i>	<i>NSE_{log}Q</i>	<i>Pbias</i>	<i>RSR</i>
Muito bom	27%	64%	27%	82%	27%
Bom	18%	0%	45%	18%	36%
Satisfatório	45%	27%	18%	0%	27%
Pelo menos satisfatório	91%	91%	91%	100%	91%

Fonte: A Autora (2025).

Observa-se que o modelo consegue representar melhor as vazões médias, e possui mais dificuldade em representar as vazões mais altas. Isso é possível afirmar através do indicador *NSE_{sqr}Q*, no qual representa as vazões médias, que obteve maior porcentagem dos resultados classificados em “Muito bom” em relação aos demais indicadores *NSE*. Enquanto o *NSE_{log}Q*, no qual representa as vazões mais baixas, obteve maior porcentagem dos resultados classificados em “Bom” e o *NSE*, no qual representa as vazões mais altas, alcançou maior porcentagem dos resultados classificados em “Satisfatório”.

Outro destaque importante é a análise do coeficiente *Pbias*, que representa a diferença entre as vazões simuladas e observadas. Todos os cenários analisados foram pelo menos satisfatórios, e mais de 80% foram classificados como “Muito bom”. Isso significa que o modelo consegue minimizar as diferenças entre as vazões simuladas e observadas através da função objetivo.

Na análise dos dezoito eventos, com relação ao período de validação, e dos onze cenários validados sem a influência de barragens, os ajustes foram classificados de acordo com

os valores apresentados nas Tabelas 20 e 21, com base nos indicadores de eficiência NSE , o NSE_{sqrTQ} e o NSE_{logQ} . Observa-se o quanto as barragens influenciaram nos ajustes de validação também.

Tabela 20 - Desempenho do modelo CAWM concentrado no total de cenários validados

	NSE	NSE_{sqrTQ}	NSE_{logQ}	$Pbias$	RSR
Muito bom	6%	33%	6%	39%	6%
Bom	22%	22%	17%	11%	22%
Satisfatório	33%	22%	44%	17%	33%
Pelo menos satisfatório	61%	78%	67%	67%	61%

Fonte: A Autora (2025).

Tabela 21 - Desempenho do modelo CAWM concentrado nos cenários de validação sem influência de barragens.

	NSE	NSE_{sqrTQ}	NSE_{logQ}	$Pbias$	RSR
Muito bom	9%	45%	9%	55%	9%
Bom	36%	27%	27%	18%	36%
Satisfatório	45%	27%	55%	18%	45%
Pelo menos satisfatório	91%	100%	91%	91%	91%

Fonte: A Autora (2025).

Assim como nos períodos de calibração, o indicador NSE_{sqrTQ} obteve maior porcentagem dos resultados classificados em “Muito bom”. Isso indica que o modelo consegue representar bem as vazões médias também no período de validação.

4.3 APLICAÇÃO DO CAWM SEMIDISTRIBUÍDO

O modelo CAWM semidistribuído foi implementado em linguagem *python*, utilizando a técnica de otimização *particle swarm optimization* para a calibração dos seus parâmetros, e o método de Muskingum-Cunge na transferência de vazões das sub-bacias. O modelo semidistribuído foi aplicado nas bacias dos rios Pajeú, Capibaribe e Sirinhaém.

A discretização das bacias hidrográficas seguiu conforme descrito no item 3.3.1. Através dos MDTs da Figura 11, delimitou-se as sub-bacias através das técnicas de geoprocessamento. Nesse momento foi importante a escolha dos locais que se desejava obter as vazões, além dos locais que estão inseridos os postos fluviométricos.

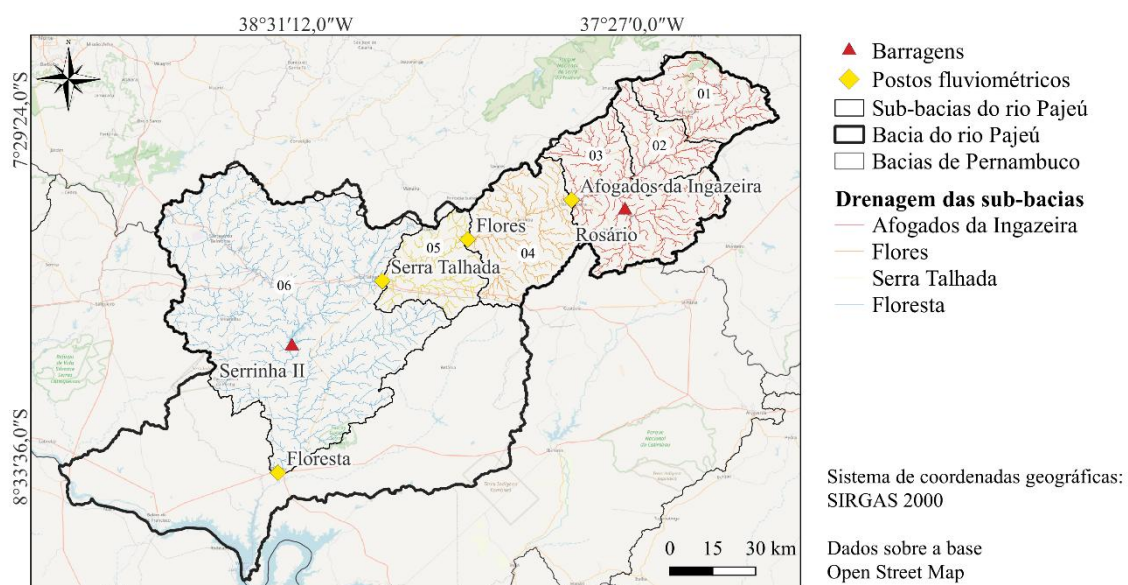
Os dados dos postos fluviométricos e pluviométricos foram obtidos através do plugin Hidroweb Downloader (LHC), disponível nos complementos do *software* QGIS 3.10.14. A chuva média de cada sub-bacia discretizada foi calculada conforme descrito no item 3.1.1. E a evapotranspiração média foi calculada conforme descrito no item 3.1.2. O parâmetro S também foi calculado seguindo o item 3.1.3.

Além desses dados de entrada, foi necessário calcular o comprimento do rio principal, as cotas do terreno dos exutórios e informar o coeficiente de *Manning* e a largura do rio de cada sub-bacia. O cálculo do comprimento do rio e das cotas de terreno dos exutórios das sub-bacias estão descritos no item 3.3.2. Em rios naturais, o coeficiente de *Manning* igual a 0.035 é um valor usual, em caso de ausência de dados.

4.3.1 Calibração do CAWM semidistribuído em estações na bacia do rio Pajeú

A bacia do rio Pajeú foi discretizada em seis sub-bacias, com base na quantidade de postos fluviométricos existentes. Na calibração foram considerados os postos fluviométricos de Afogados da Ingazeira, Flores, Serra Talhada e Floresta. As sub-bacias e os postos fluviométricos são apresentados na Figura 21. As características físicas das sub-bacias utilizadas na modelagem hidrológica deste estudo, tais como área, parâmetro - S, comprimento do rio – L, e cota do terreno do exutório, estão reunidas na Tabela 22.

Figura 21 – Sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Pajeú.



Fonte: A Autora (2025).

Tabela 22 – Características físicas das sub-bacias discretizadas do rio Pajeú

Sub-bacia	Área (km²)	Parâmetro S (mm)	L (km)	Cota Exutório (m)
Sub-bacia01	980.97	91	-	556.21
Sub-bacia02	694.02	80	33.87	526.16
Sub-bacia03	1842.62	72	36.33	499.33
Sub-bacia04	1428.57	93	59.38	460.87
Sub-bacia05	911.25	81	55.43	418.41
Sub-bacia06	6264.32	117	133.835	311.14

Fonte: A Autora (2025)

Como os dados fluviométricos do posto de Afogados da Ingazeira são os mais recentes, começam em 01/01/1985, as demais séries também precisaram começar no mesmo dia de observação. Porém, não foi possível realizar os cenários sem influência das barragens. A Tabela 23 dispõe dos períodos de calibração e validação por posto fluviométrico. Os períodos de calibração e validação do posto de Afogados da Ingazeira foram os mesmos realizados no CAWM concentrado a fim de comparação. As estações de Flores e Serra Talhada seguiram com os mesmos períodos de calibração e validação da estação de Afogados, e o período de calibração da estação de Floresta foi reduzido para que não houvesse influência da barragem Serrinha II.

Tabela 23 – Período de calibração e validação das estações fluviométricas da bacia do rio Pajeú no CAWM semidistribuído.

Estação fluviométrica	Período de calibração	Período de validação
Afogados da Ingazeira	01/01/85 a 03/03/02	04/03/02 a 31/07/11
Flores	01/01/85 a 03/03/02	04/03/02 a 31/07/11
Serra Talhada	01/01/85 a 03/03/02	04/03/02 a 31/07/11
Floresta	01/01/85 a 31/12/1996	01/01/1997 a 31/07/2011

Fonte: A Autora (2025)

Consequentemente, o modelo dividiu o processo de calibração dos parâmetros em quatro etapas de otimização. Sendo a primeira etapa composta por sub-bacia01, sub-bacia02 e sub-bacia03, com otimização no posto fluviométrico de Afogados da Ingazeira; a segunda etapa composta por sub-bacia04, com vazões observadas do posto fluviométrico de Flores, a terceira etapa foi composta pela sub-bacia05 e posto fluviométrico de Serra Talhada; por fim a quarta etapa de calibração foi composta pela sub-bacia06 e vazões observadas do posto de fluviométrico de Floresta.

A Tabela 24 reúne os resultados das calibrações, onde apresentam-se o coeficiente do expoente das perdas na calha – p (Equação 10), o coeficiente da função de evapotranspiração – α (Equação 4), parâmetro de percolação – K_s (Equação 6), e o parâmetro de perdas – K_L (Equação 11). As sub-bacias do rio Pajeú estão localizadas no semiárido pernambucano, então foi utilizado o módulo “regiões semiáridas” do modelo proposto. Sendo assim, nas calibrações, as variáveis de decisão foram o parâmetro de percolação – K_s e o coeficiente p . O valor de α obedece ao intervalo: $0 \leq \alpha \leq 10$, e é obtido através de testes no momento da calibração. Por fim, o parâmetro de perdas – K_L é calculado a partir da solução ótima encontrada na calibração.

Tabela 24 – Parâmetros calibrados do CAWM semidistribuído da bacia hidrográfica do rio Pajeú.

Sub-bacia	p	α	K_s	K_L
Sub-bacia01	0.8000	10	0	0.5978
Sub-bacia02	0.8002	10	0.1088	0.7587
Sub-bacia03	0.9971	10	0	0.5881
Sub-bacia04	0.9388	10	0	0.5603
Sub-bacia05	0.8000	10	0	0.0374
Sub-bacia06	0.8759	10	0	0.6489

Fonte: A Autora (2025).

O valor de $p < 1$ para todas as sub-bacias, indica que o melhor ajuste se deu pela redução de perdas de transbordamento, elevando os picos de vazões. E o valor de K_s nulo indica que não houve nenhuma infiltração durante a simulação, por causa do tipo de solo.

A Tabela 25 apresenta os parâmetros calculados através do método de Muskingum-Cunge para a transferência de vazões. São apresentados a declividade – I (m/km) (Equação 50), a quantidade de trechos – N (Equação 33), parâmetro de amortecimento – X (Equação 34), parâmetro de translação da onda – K (dias) (Equação 29), coeficientes $C1$, $C2$ e $C3$ (Equações 26, 27 e 28). Esses parâmetros correspondem ao período total de simulação.

Tabela 25 – Parâmetros de Muskingum-Cunge da bacia hidrográfica do rio Pajeú.

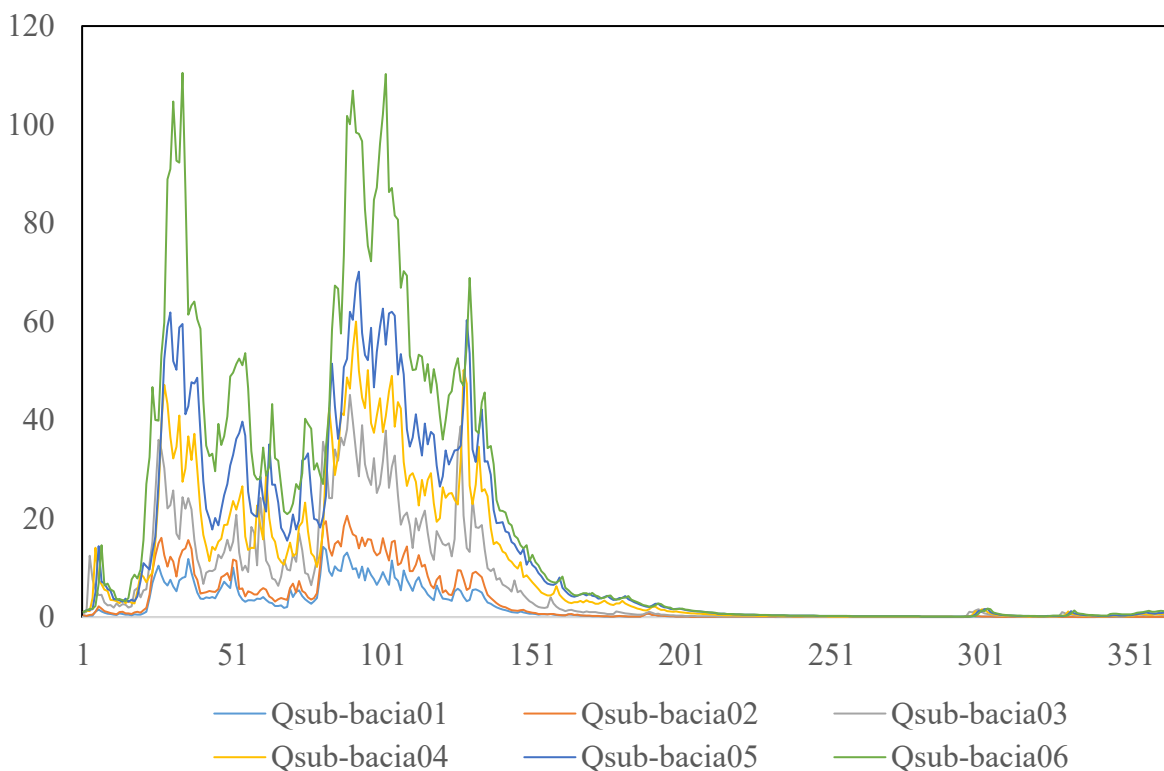
Propagação das vazões	I (m/km)	N	X	K (dias)	$C1$	$C2$	$C3$
Sub-bacia01 – Sub-bacia02	0.887	1	0.497	0.236	0.617	0.998	-0.616
Sub-bacia02 – Sub-bacia03	0.738	1	0.497	0.306	0.531	0.997	-0.528
Sub-bacia03 – Sub-bacia04	0.647	1	0.496	0.723	0.163	0.993	-0.156
Sub-bacia04 – Sub-bacia05	0.765	1	0.497	0.861	0.076	0.995	-0.072
Sub-bacia05 – Sub-bacia06	0.801	2	0.497	0.884	0.063	0.995	-0.058

Fonte: A Autora (2025).

Somente a propagação da vazão da Sub-bacia05 para a Sub-bacia06 resultou na transferência em dois subtrechos ($N = 2$). Isso implica que a Equação 25, referente à vazão propagada, foi aplicada duas vezes, enquanto a propagação das demais sub-bacias, resultou em apenas um subtrecho ($N = 1$). Por outro lado, o parâmetro de amortecimento – X apresentou um valor próximo a 0.5 para todas as sub-bacias, o que indica que o amortecimento dos hidrogramas foi quase nulo. E o parâmetro de translação da onda – K apresentou valores menores que 1, isso significa que o tempo de viagem do pico da cheia é menor que 1 dia.

Um ponto favorável da utilização do modelo semidistribuído é a obtenção das informações mais detalhadas de vazão em um ponto qualquer da bacia e não somente no exutório da mesma. A variação das vazões média ao longo de todos os dias do ano, considerando-se todos os anos da série em questão, então representadas na Figura 22. Vale ressaltar que, quanto mais discretizada estiver a bacia hidrográfica, maiores são os detalhes das informações.

Figura 22 – Variação das vazões médias das sub-bacias do rio Pajeú.



Fonte: A Autora (2025).

A Tabela 26 dispõe dos coeficientes estatísticos de eficiência: NSE (representando o comportamento das vazões altas) e suas derivações NSE_{sqrTQ} (representando as vazões médias)

e o NSE_{logQ} (representando as vazões baixas), o $Pbias$ (representando a diferença de volume relativo entre os valores observados e calculados), e o RSR (razão entre a raiz do erro médio quadrático e o desvio padrão). Na análise de desempenho foram considerados os critérios adotados por Moriasi *et al.* (2007).

Tabela 26 – Indicadores de eficiência do CAWM semidistribuído na bacia hidrográfica do rio Pajeú.

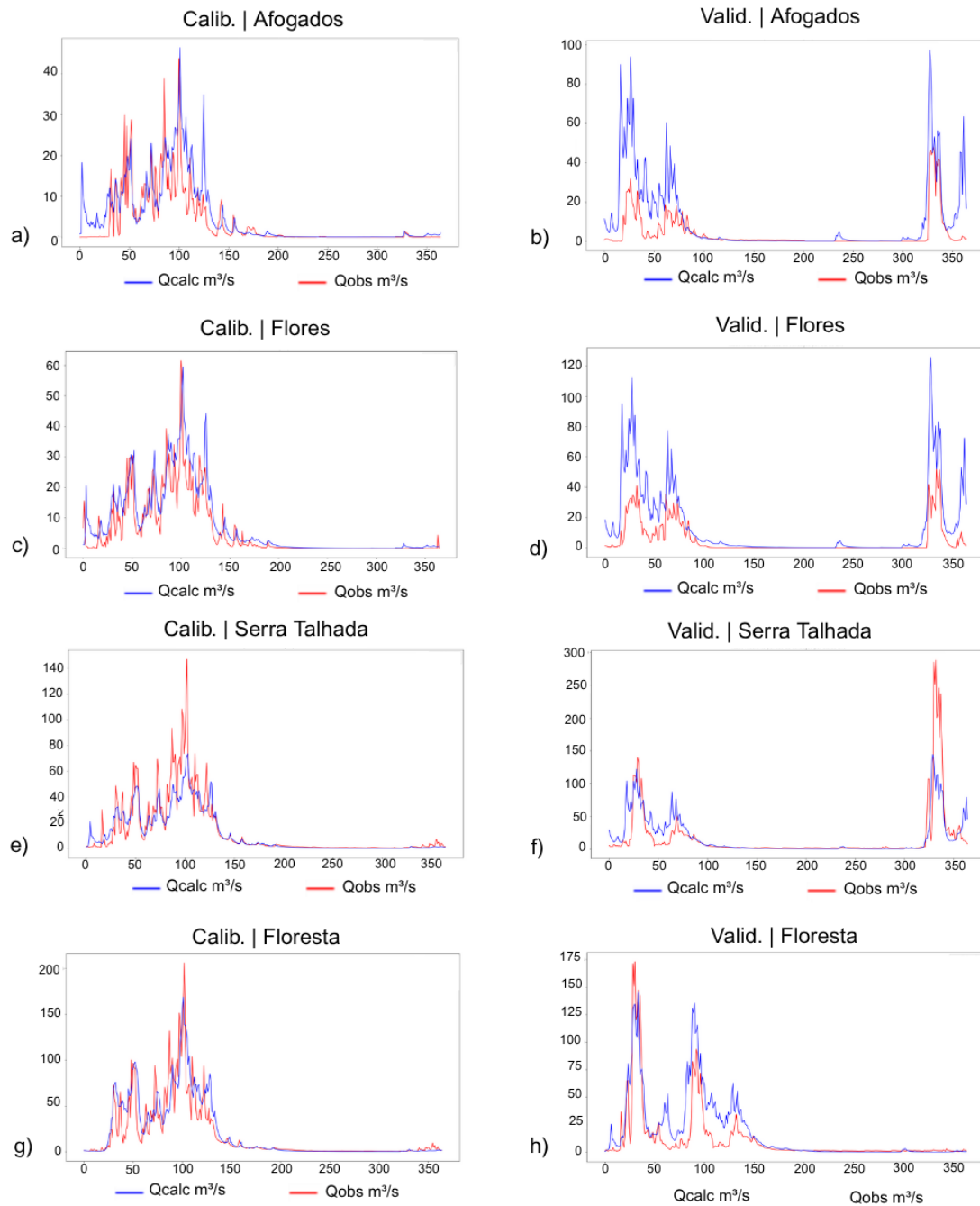
Estação fluviométrica	NSE		NSE_{sqrtQ}		NSE_{logQ}		$Pbias$ (%)		RSR	
	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
Afogados	0.49	- 0.52	0.49	0.04	0.49	- 0.50	37.62	172.07	0.75	1.23
Flores	0.45	-1.09	0.67	0.28	0.46	-1.05	36.69	176.18	0.74	1.45
Serra Talhada	0.59	0.56	0.78	0.63	0.60	0.56	- 14.80	4.84	0.64	0.67
Floresta	0.59	0.70	0.79	0.52	0.61	0.70	12.77	60.54	0.64	0.55

Fonte: A Autora (2025).

Com base nos índices estatísticos NSE , NSE_{sqrtQ} e NSE_{logQ} , dos quatro eventos calibrados, o ajuste foi classificado como pelo menos satisfatório em 50%, 75% e 50% dos eventos, respectivamente. Na validação, o ajuste também foi classificado em pelo menos satisfatório, com base no NSE , o NSE_{sqrtQ} e NSE_{logQ} , em 50% dos eventos. Analisando-se o coeficiente $Pbias$ e o coeficiente RSR , o desempenho foi considerado pelo menos satisfatório em 50% dos eventos de calibração. As estações fluviométricas de Serra Talhada e Floresta obtiveram os melhores resultados, com classificação muito boa através do indicador o NSE_{sqrtQ} no período de calibração.

Além de avaliar os resultados através de indicadores de desempenho, o comportamento do modelo também foi interpretado a partir de uma representação gráfica da variação da vazão média ao longo de todos os dias do ano, considerando-se todos os anos da série em questão. A Figura 23 apresenta gráficos da variação da vazão ao longo de um ano, nos períodos de calibração e validação. Através dos hidrogramas, é possível constatar que nos períodos de validação das estações de Afogados e Flores, o modelo superestimou as vazões máximas. Enquanto, nos períodos de calibração da estação de Serra Talhada, o modelo subestimou as vazões máximas.

Figura 23 – Variação da vazão média calculada no CAWM semidistribuído e vazão observada na bacia hidrográfica do rio Pajeú. a) Afogados – calibração; b) Afogados – validação; c) Flores – calibração; d) Flores – validação; e) Serra Talhada – calibração; f) Serra Talhada – validação; g) Floresta – calibração; h) Floresta – validação.

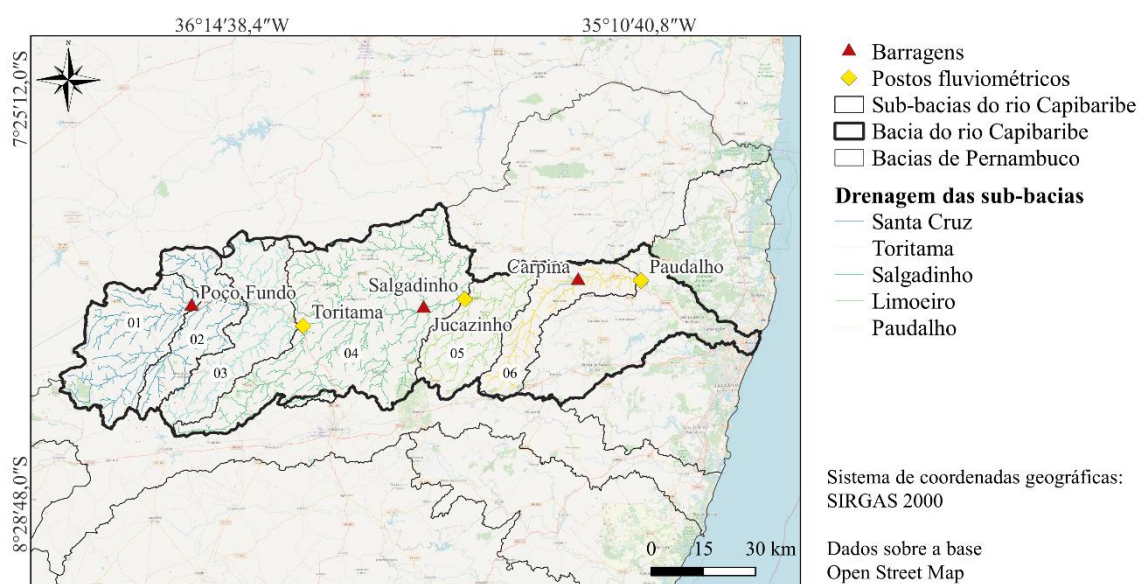


Fonte: A Autora (2025).

4.3.2 Calibração do CAWM semidistribuído em estações na bacia do rio Capibaribe

Assim como na bacia do rio Pajeú, a bacia do rio Capibaribe foi discretizada em seis sub-bacias. Na calibração, foram considerados os postos fluviométricos de Toritama, Salgadinho e Paudalho. As sub-bacias e os postos fluviométricos são apresentados na Figura 24. As características físicas das sub-bacias utilizadas na modelagem hidrológica deste estudo, tais como área, parâmetro - S, comprimento do rio – L, e cota do terreno do exutório, estão reunidas na Tabela 27.

Figura 24 – Sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.



Fonte: A Autora (2025).

Tabela 27 – Características físicas das sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.

Sub-bacia	Área (km ²)	Parâmetro S (mm)	L (km)	Cota Exutório (m)
Sub-bacia01	920.69	74	-	459.26
Sub-bacia02	640.76	93	17.46	431.26
Sub-bacia03	887.72	93	27.90	340.09
Sub-bacia04	2466.57	82	63.13	176.96
Sub-bacia05	1110.22	94	47.41	108.63
Sub-bacia06	155.02	158	22.09	61.71

Fonte: A Autora (2025).

O período de calibração neste estudo de caso foi de 01/01/1999 a 01/01/2008 e validação de 02/01/2008 a 31/10/2019 para todos os postos. Sendo assim, não foi possível realizar os cenários sem influência das barragens, construídas antes do período de simulação

Devido a quantidade de postos fluviométricos considerados, o modelo dividiu o processo de calibração dos parâmetros em três etapas de otimização. A primeira etapa foi composta pelas sub-bacias sub-bacia01, sub-bacia02 e sub-bacia03, com otimização no posto fluviométrico de Toritama; a segunda etapa composta pela sub-bacia04, com vazões observadas do posto fluviométrico de Salgadinho; e a terceira etapa foi composta pelas sub-bacias sub-bacia05 e sub-bacia06, com posto fluviométrico de Paudalho.

Na Tabela 28 são apresentados os resultados das calibrações. As sub-bacias do rio Capibaribe estão localizadas no semiárido pernambucano, então foi utilizado o módulo “regiões semiáridas” do modelo proposto. Sendo assim, nas calibrações, a variável de decisão foi o parâmetro de percolação – K_s e o coeficiente – p .

Tabela 28 – Parâmetros calibrados do CAWM semidistribuído da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.

Sub-bacias	p	α	K_s	K_L
Sub-bacia01	1.0439	10	0.2828	0.9463
Sub-bacia02	0.8000	10	0	0.6351
Sub-bacia03	0.9528	1.0802	0	0.7744
Sub-bacia04	1.0186	10	0	0.8874
Sub-bacia05	0.8970	0.4647	0.0501	0.5166
Sub-bacia06	1.0444	0.0099	0.1341	0.9848

Fonte: A Autora (2025).

O valor de $p < 1$ em sub-bacia02, sub-bacia03 e sub-bacia05, indica que o melhor ajuste se deu pela redução de perdas de transbordamento, elevando os picos de vazões. Enquanto $p > 1$ nas demais sub-bacias, indica que o melhor ajuste se deu pelo aumento de perdas de transbordamento, reduzindo os picos de vazões. O valor de K_s nulo em sub-bacia02, sub-bacia03 e sub-bacia04 indica que não houve nenhuma infiltração durante a simulação. Enquanto nas demais sub-bacias, o valor de K_s diferente de zero indica que houve infiltração no solo.

A Tabela 29 apresenta os parâmetros calculados através do método de Muskingum-Cunge para a transferência de vazões das sub-bacias. São apresentados a declividade – I (m/km) (Equação 50), a quantidade de trechos – N (Equação), parâmetro de amortecimento – X (Equação 34), parâmetro de translação da onda – K (Equação 30), coeficientes $C1$, $C2$ e $C3$ (Equações 27, 28 e 29).

Tabela 29 – Parâmetros do método de Muskingum-Cunge da bacia hidrográfica do rio Capibaribe.

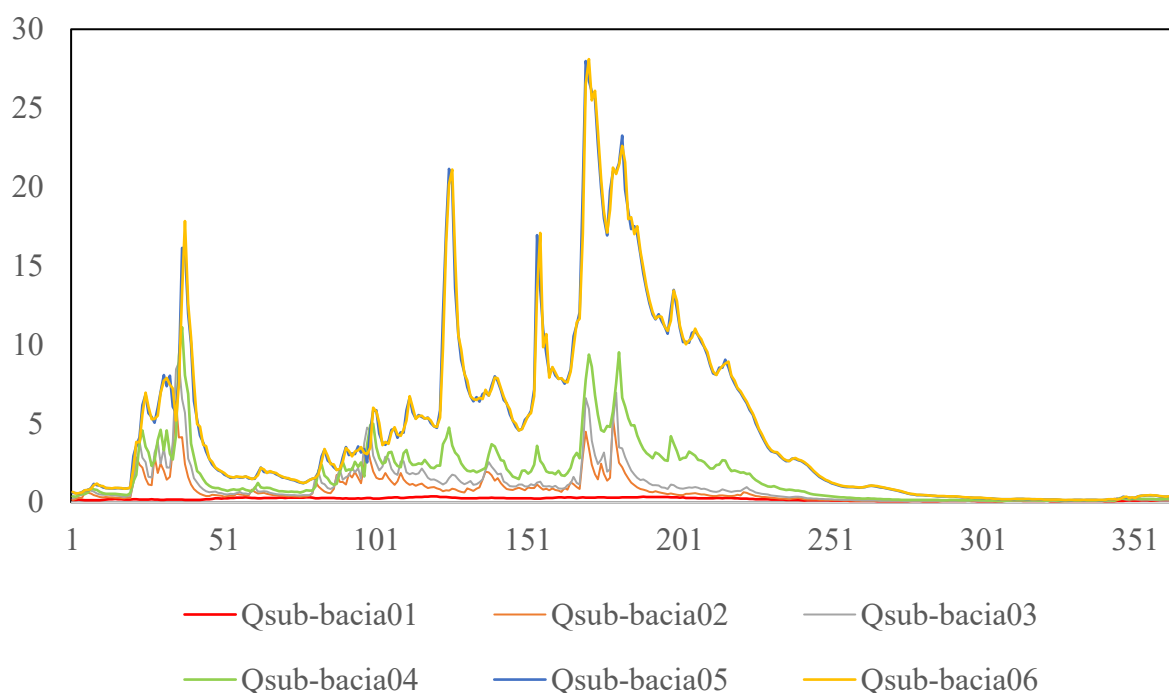
Propagação das vazões	I (m/km)	N	X	K (dias)	C1	C2	C3
Sub-bacia01 – Sub-bacia02	1.603	1	0.499	0.838	0.088	0.999	-0.087
Sub-bacia02 – Sub-bacia03	3.267	1	0.499	0.412	0.416	0.999	-0.416
Sub-bacia03 – Sub-bacia04	2.583	1	0.499	1.264	-0.116	0.999	0.117
Sub-bacia04 – Sub-bacia05	1.441	1	0.499	0.967	0.017	0.998	-0.015
Sub-bacia05 – Sub-bacia06	2.124	1	0.499	0.250	0.599	0.999	-0.599

Fonte: A Autora (2025).

Com base na Tabela 29, é possível concluir que as propagações das vazões de todas as sub-bacias ocorreram em apenas um subtrecho ($N = 1$). E o parâmetro de amortecimento – X apresentou um valor próximo a 0.5 para todas as sub-bacias, o que indica que o amortecimento dos hidrogramas foi quase nulo. Enquanto o parâmetro de translação da onda – K apresentou valor maior que 1, apenas na transferência da vazão da sub-bacia03 para a sub-bacia04, indicando que o tempo de viagem do pico da cheia é um pouco maior que 1 dia.

Com esses parâmetros, foi possível fazer a propagação das vazões. A Figura 25 mostra a variação das vazões médias calculadas a partir das simulações hidrológicas e transferência de vazões.

Figura 25 – Variação das vazões médias das sub-bacias do rio Capibaribe.



Fonte: A Autora (2025).

A Tabela 30 dispõe dos coeficientes estatísticos de eficiência: NSE (representando o comportamento das vazões altas) e suas derivações NSE_{sqrtQ} (representando as vazões médias) e o NSE_{logQ} (representando as vazões baixas), o $Pbias$ (representando a diferença de volume relativo entre os valores observados e calculados), o RMSE (raiz do erro médio quadrático), e o RSR (razão entre $RMSE$ e desvio padrão). Na análise de desempenho foram considerados os critérios adotados por Moriasi *et al.* (2007).

Tabela 30 – Indicadores de eficiência do CAWM semidistribuído na bacia hidrográfica do rio Capibaribe.

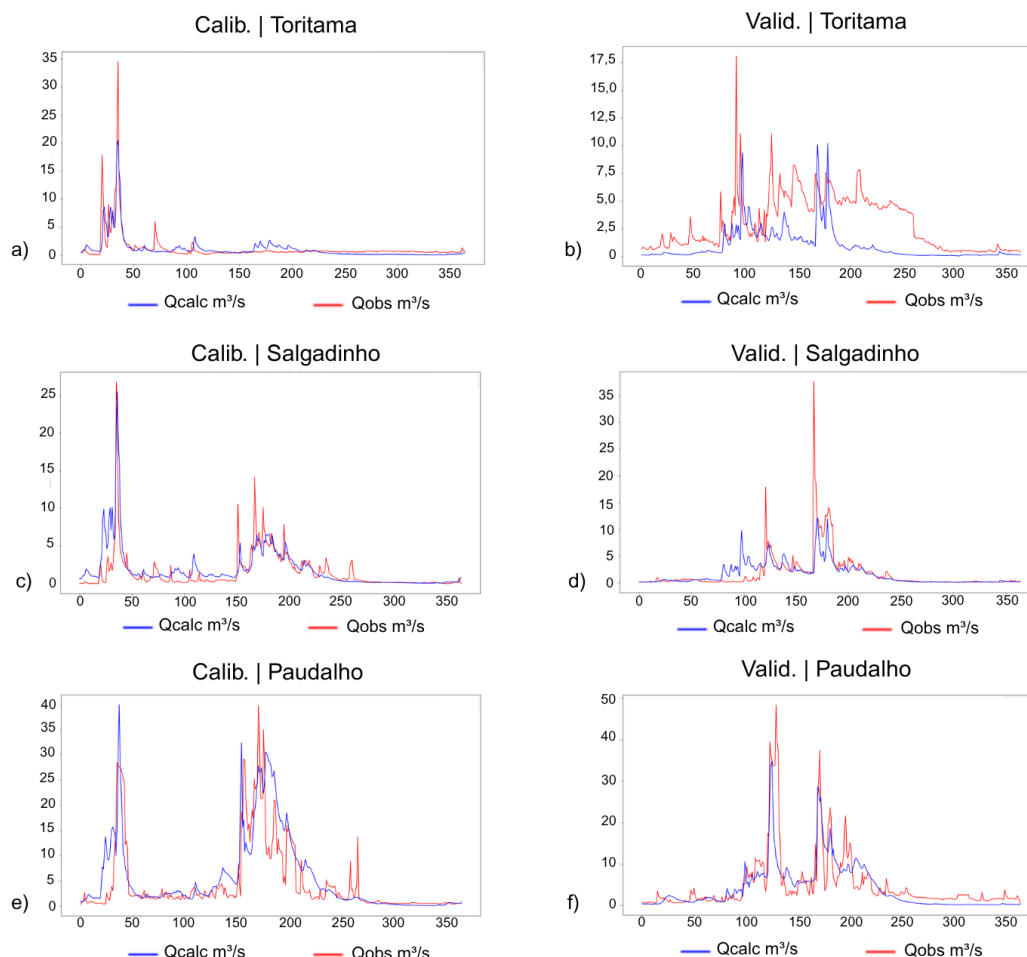
Estação fluviométrica	NSE		NSE_{sqrtQ}		NSE_{logQ}		$Pbias$ (%)		RSR	
	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
Toritama	0.72	0.09	0.72	0.38	0.71	0.17	-7.51	-66.01	0.54	0.95
Salgadinho	0.54	0.35	0.55	0.38	0.48	0.36	23.53	-12.00	0.73	0.80
Paudalho	0.55	0.63	0.55	0.65	0.56	0.64	20.65	-15.51	0.67	0.60

Fonte: A Autora (2025).

Com base nos índices estatísticos NSE , NSE_{sqrtQ} e NSE_{logQ} , dos três eventos calibrados, o ajuste foi classificado como pelo menos satisfatório em 100%, 100% e 67% dos eventos, respectivamente. Enquanto na validação, o ajuste foi classificado em pelo menos satisfatório, com base no NSE , o NSE_{sqrtQ} e o NSE_{logQ} , em 33% dos eventos. Analisando-se o coeficiente $Pbias$ e o coeficiente RSR , o desempenho foi considerado pelo menos satisfatório em 100% e 67%, respectivamente, dos eventos de calibração. A estação fluviométrica de Toritama teve o melhor desempenho entre as demais no período de calibração. E a estação de Paudalho teve o melhor desempenho em relação ao período de validação.

A Figura 26 apresenta os gráficos da variação da vazão ao longo de um ano, nos períodos de calibração e validação, das estações fluviométricas de Toritama, Salgadinho e Paudalho. Através dos hidrogramas, é possível constatar o melhor ajuste na estação de Toritama, no período de calibração. Já na validação, é perceptível erro na avaliação das vazões observadas, identificável pelo patamar de vazões a partir do dia de referência próximo de 120. Essa distorção prejudica todos os indicadores de qualidade das simulações.

Figura 26 - Variação da vazão média calculada no CAWM semidistribuído e vazão observada na bacia hidrográfica do rio Capibaribe. a) Toritama – calibração; b) Toritama – validação; c) Salgadinho – calibração; d) Salgadinho – validação; e) Paudalho – calibração; f) Paudalho – validação.

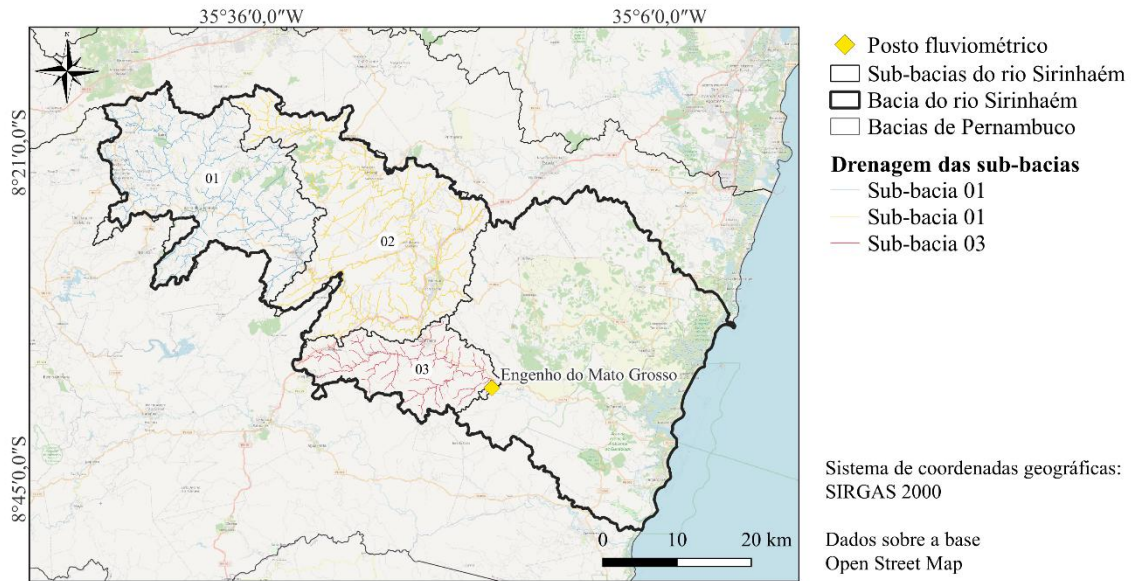


Fonte: A Autora (2025).

4.3.3 Calibração do CAWM semidistribuído em estações na bacia do rio Sirinhaém

A bacia do rio Sirinhaém foi discretizada em três sub-bacias e apenas uma etapa de calibração no posto fluviométrico de Engenho Sítio. As sub-bacias e o postos fluviométrico são apresentados na Figura 27. As características físicas das sub-bacias utilizadas na modelagem hidrológica deste estudo, tais como área, parâmetro - S, comprimento do rio - L, e cota do terreno do exutório, estão reunidas na Tabela 31.

Figura 27 – Sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.



Fonte: Autora (2025).

Tabela 31 – Características físicas das sub-bacias discretizadas da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.

Sub-bacias	Área (km ²)	Parâmetro S (mm)	L (km)	Cota Exutório (m)
Sub-bacia01	497.60	185	-	262.23
Sub-bacia02	605.15	182	37.84	77.58
Sub-bacia03	212.46	160	23.75	54.39

Fonte: A Autora (2025).

O melhor ajuste correspondeu ao período de calibração de 30/01/1989 a 12/12/2001 e período de validação de 13/12/2001 a 31/03/2021. Na Tabela 32, encontram-se os parâmetros do modelo calibrados. Grande parte das sub-bacias do rio Sirinhaém estão localizadas na Zona da Mata, então foi utilizado o módulo “regiões úmidas” do modelo proposto. Sendo assim, nas calibrações, as variáveis de decisão foram o parâmetro de percolação subsuperficial – K_s , o coeficiente do expoente das perdas na calha – p , o parâmetro de transferência de água no solo – K_G (Equação 13) e o parâmetro utilizado na percolação P_s – β (Equação 14). O valor de α obedece ao intervalo $0 \leq \alpha \leq 10$, e é obtido através de testes no momento da calibração. E o parâmetro K_L é calculado a partir da última solução ótima.

Tabela 32 - Parâmetros calibrados do CAWM semidistribuído da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.

Sub-bacia	p	α	K_S	K_G	β	K_L
Sub-bacia01	1.1688	0	0.0061	0.0581	8.6323	0.3357
Sub-bacia02	0.9381	0	0.0117	0.0688	3.7387	0.4403
Sub-bacia03	1.0353	0	0	0.0077	2.8886	0.4422

Fonte: A Autora (2025).

Somente a sub-bacia02 obteve melhor ajuste através da redução de perdas de transbordamento, elevando os picos de vazões. Analisando o coeficiente K_S , somente na sub-bacia03 não houve infiltração no solo, e nas demais sub-bacias houve pouca infiltração. Com base no coeficiente K_G , em todas as sub-bacias houve percolação profunda. E α nulo, indica que não houve evapotranspiração suplementar.

A Tabela 33 reúne os parâmetros do método de Muskingum-Cunge para a transferência de vazões. São apresentados a declividade – I (m/km) (Equação 50), a quantidade de trechos – N (Equação 33), parâmetro de amortecimento – X (Equação 34), parâmetro de translação da onda – K (dias) (Equação 29), coeficientes $C1$, $C2$ e $C3$ (Equações 26, 27 e 28). Esses parâmetros correspondem ao período total de simulação.

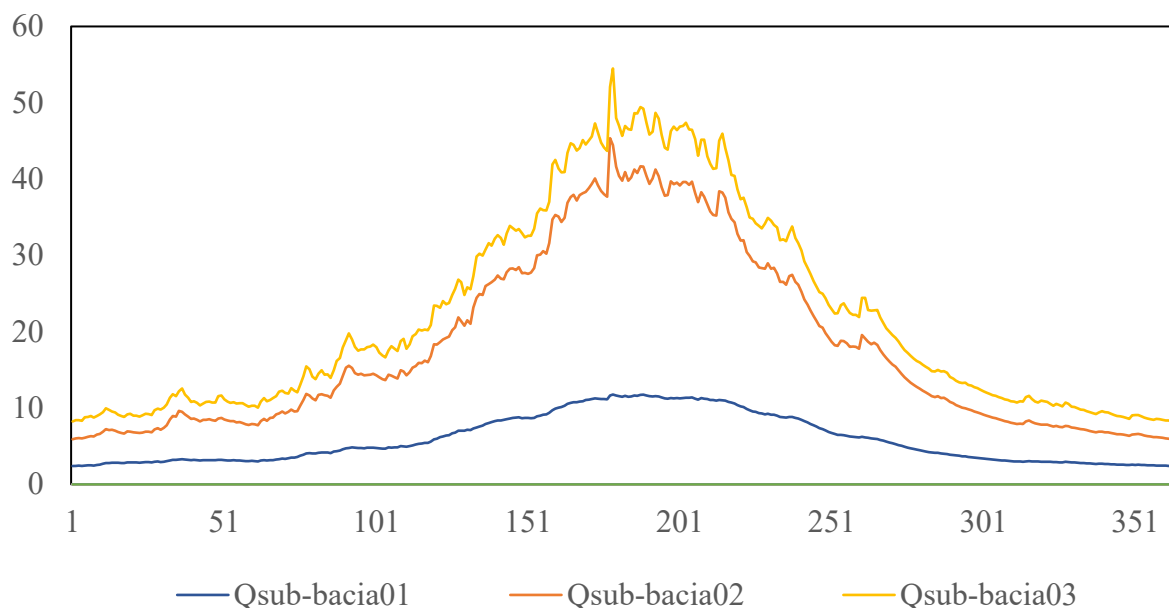
Tabela 33 - Parâmetros do método de Muskingum-Cunge da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.

Propagação das vazões	I (m/km)	N	X	K (dias)	$C1$	$C2$	$C3$
Sub-bacia01 - Sub-bacia02	1.603	1	0.499	0.389	0.439	0.999	-0.439
Sub-bacia02 - Sub-bacia03	3.267	1	0.492	0.272	0.573	0.993	-0.566

Fonte: A Autora (2025).

Ao observar a Tabela 33, é possível afirmar que as transferências de vazões entre sub-bacias ocorreram através da propagação em um único subtrecho, o amortecimento das vazões foi quase nulo, e o tempo de viagem dos picos das cheias são menores que 1 dia. Com os parâmetros do método de Muskingum-Cunge calculados, foi possível realizar a propagação das vazões. A Figura 28 apresenta a variação da vazão média ao longo de todos os dias do ano, considerando-se todos os anos da série em questão.

Figura 28 - Variação das vazões médias das sub-bacias do rio Sirinhaém.



Fonte: A Autora (2025).

A Tabela 34 apresenta os indicadores de eficiência NSE , NSE_{sqrTQ} , NSE_{logQ} , $Pbias$ e RSR , no período de calibração e validação, considerando os dados observados da estação fluviométrica Engenho do Mato Grosso.

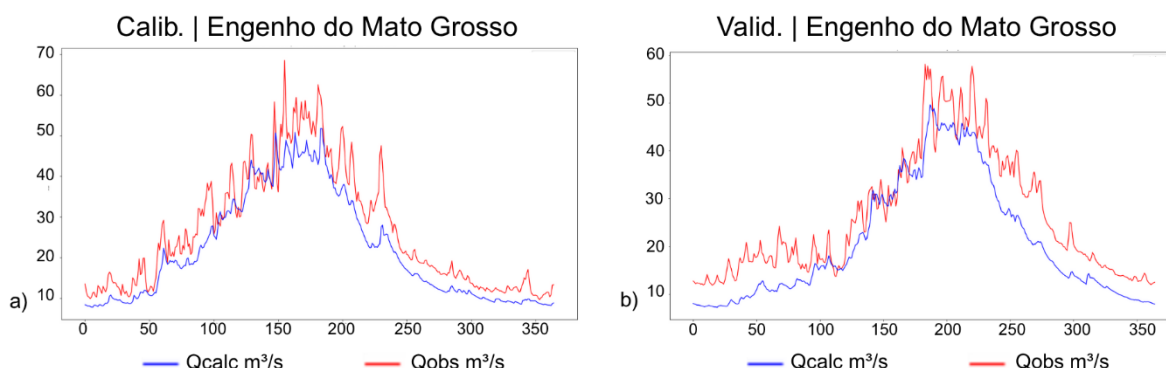
Tabela 34 – Indicadores de desempenho do CAWM semidistribuído na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.

Estação fluviométrica	NSE		NSE_{sqrTQ}		NSE_{logQ}		Pbias (%)		RSR	
	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
Engenho do Mato Grosso	0.70	0.48	0.82	0.49	0.81	0.47	-17.68	-20.62	0.62	0.72

Fonte: A Autora (2025).

No cenário de calibração, o ajuste foi classificado como pelo menos satisfatório, considerando-se todos os indicadores de eficiência, e considerado muito bom, com base nos indicadores NSE_{sqrTQ} e NSE_{logQ} . Isso indica que o modelo conseguiu representar as vazões médias e as vazões mais baixas. Por outro lado, o valor do $Pbias$ negativo indica que o modelo subestimou as vazões calculadas. Além, dos indicadores de eficiência, o comportamento do modelo também foi interpretado a partir de uma representação gráfica da variação da vazão média ao longo de todos os dias do ano, considerando-se todos os anos da série em questão. Observa-se na Figura 29 o comportamento da série nos períodos de calibração e de validação, reafirmando o resultado dos índices estatísticos.

Figura 29 - Variação da vazão média calculada no CAWM semidistribuído e vazão observada na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém. a) Engenho do Mato Grosso – calibração; b) Engenho do Mato Grosso – validação.



Fonte: A Autora (2025).

4.3.4 Análise de desempenho do CAWM semidistribuído

Na análise dos oito eventos, com relação ao período de calibração, com base nos indicadores de eficiência NSE , NSE_{sqrtQ} , NSE_{logQ} e $Pbias$, os ajustes foram classificados de acordo com os valores apresentados na Tabela 35.

Tabela 35 – Desempenho do modelo CAWM semidistribuído nos cenários calibrados

	NSE	NSE_{sqrtQ}	NSE_{logQ}	$Pbias$	RSR
 muito boa	0%	38%	13%	13%	0%
boa	25%	25%	13%	25%	13%
satisfatória	50%	25%	50%	38%	50%
Pelo menos satisfatória	75%	88%	75%	75%	63%

Fonte: A Autora (2025).

De acordo com os critérios de Moriasi *et al.* (2007), observa-se que o modelo consegue representar melhor as vazões médias, e possui mais dificuldade em representar as vazões mais altas e mais baixas. Isso é possível afirmar através do indicador NSE_{sqrtQ} , representando as vazões médias, que obteve maior porcentagem dos resultados classificados em “Muito bom” em relação aos demais indicadores NSE . Enquanto o NSE e o NSE_{logQ} , representando as vazões mais altas e mais baixas, respectivamente, obtiveram maior porcentagem dos resultados classificados em “Satisfatório”.

Outro destaque importante é a análise do coeficiente $Pbias$, que representa a diferença entre as vazões simuladas e observadas, 75 % dos cenários analisados foram classificados como

pelo menos satisfatório. Isso significa que o modelo consegue minimizar as diferenças entre as vazões simuladas e observadas através da função objetivo.

Na análise dos oito eventos, com relação ao período de validação, considerando os indicadores de eficiência NSE , o NSE_{sqrtQ} e o NSE_{logQ} e $Pbias$, os ajustes foram classificados de acordo com os valores apresentados na Tabela 36.

Tabela 36 – Desempenho do modelo CAWM semidistribuído nos cenários validados.

	NSE	NSE_{sqrtQ}	NSE_{logQ}	$Pbias$	RSR
muito boa	0%	0%	0%	13%	0%
boa	13%	13%	13%	25%	13%
satisfatória	25%	25%	13%	25%	25%
Pelo menos satisfatória	38%	38%	25%	63%	38%

Fonte: A Autora (2025).

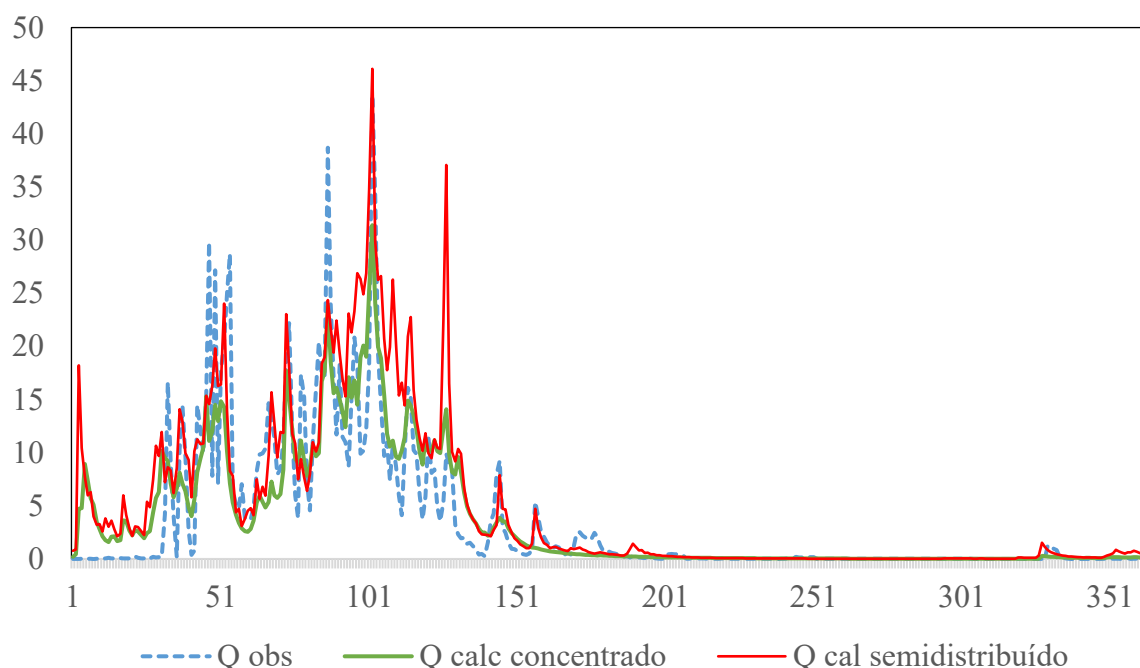
Diferentemente dos cenários calibrados, os cenários de validação não obtiveram bons resultados. Somente com base no indicador de eficiência $Pbias$, a maior parte dos ajustes foram classificados como pelo menos satisfatório, e 13% foram classificados como muito bom.

4.3.5 Comparação do CAWM concentrado e CAWM semidistribuído

A avaliação de performance entre os modelos CAWM concentrado e CAWM semidistribuído se deu através da comparação de dois eventos de calibração: estação fluviométrica de Afogados da Ingazeira, da bacia hidrográfica do rio Pajeú, e da estação fluviométrica de Engenho do Mato Grosso, da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém. Dos oito eventos simulados, somente as estações de Afogados da Ingazeira e de Engenho do Mato Grosso possuíram os mesmos períodos de calibração em ambos os modelos.

Ao analisar a estação fluviométrica de Afogados da Ingazeira, observa-se que ambos os modelos representam o comportamento das vazões de forma satisfatória, com o NSE igual a 0.51 e 0.50, respectivamente para o modelo concentrado e semidistribuído. Porém, somente no modelo concentrado, o ajuste foi classificado como satisfatório, considerando os indicadores de eficiência $Pbias$ e RSR , com 2,55% e 0.69. A Figura 30 representa as vazões diárias médias simuladas através do CAWM concentrado e do CAWM semidistribuído da estação fluviométrica de Afogados da Ingazeira.

Figura 30 – Vazões diárias médias na estação fluviométrica de Afogados da Ingazeira, bacia do rio Pajeú.

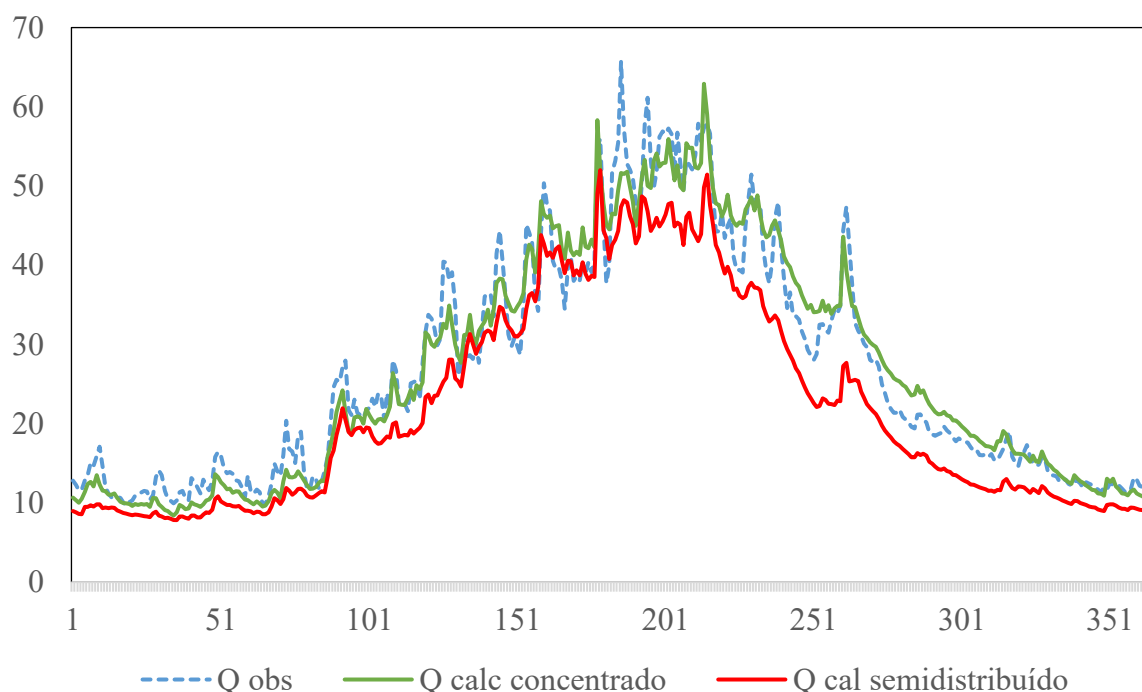


Fonte: A Autora (2025).

Graficamente verifica-se que existem diferenças sistemáticas na representação das vazões de pico. O modelo semidistribuído superestimou alguns pontos de vazões máximas, enquanto o modelo concentrado subestimou todos os picos de vazões. E ambos os modelos possuíram dificuldade em representar as vazões mais baixas.

Ao analisar de forma análoga a estação fluviométrica de Engenho do Mato Grosso, para a qual se obteve os melhores resultados a partir dos indicadores de desempenho NSE , NSE_{sqrTQ} , NSE_{logQ} e $PBIAS$, observa-se que os dois modelos hidrológicos representam o comportamento das vazões observadas de forma satisfatória com NSE igual a 0.70 e 0.75, NSE_{sqrTQ} de 0.82 e 0.72, NSE_{logQ} de 0.81 e 0.87, $PBIAS$ de -17.68% e -0.01% , e RSR de 0.62 e 0.56, respectivamente para o modelo CAWM semidistribuído e para o modelo CAWM concentrado, conforme a Figura 31.

Figura 31 - Vazões diárias médias na estação fluviométrica do Engenho do Mato Grosso, bacia do rio Sirinhaém.



Fonte: A Autora (2025).

Do mesmo modo, ao observar a Figura 31, verifica-se diferenças na representação das vazões médias. O modelo semidistribuído subestimou as vazões ao longo do período de calibração, enquanto o modelo concentrado conseguiu representar melhor as vazões de pico, o que explica o valor maior do *NSE*.

Observa-se que modelos semidistribuídos são mais exigentes quanto à qualidade e variabilidade dos dados hidrológicos. É necessário a caracterização detalhada dos atributos físicos e hidrológicos dentro da bacia hidrográfica para tornar o modelo mais eficiente e mais preciso. Nesse caso específico, a ausência e falhas das características hidrológicas como as precipitações e vazões implicaram na redução da eficiência e precisão do CAWM semidistribuído. No entanto, o ponto favorável da utilização do modelo semidistribuído é a disponibilidade das vazões em um ponto qualquer da bacia.

5 CONCLUSÕES

O presente estudo realizou o desenvolvimento do modelo CAWM em sua concepção concentrada e semidistribuída utilizando o *particle swarm optimization* (PSO) na calibração dos seus parâmetros. A maximização do indicador de eficiência NSE e a minimização da diferença absoluta entre as vazões observadas e calculadas foram utilizadas como referência do desempenho do modelo. O método de Muskingum-Cunge foi implementado para a transferência das vazões.

Os resultados da aplicação dos modelos propostos (CAWM concentrado e CAWM semidistribuído) indicam que a calibração dos parâmetros utilizando a técnica metaheurística PSO mostrou-se eficiente. A técnica de otimização convergiu as soluções para bons resultados, classificando os ajustes de calibração em muito bom, com base nos indicadores de eficiência NSE , NSE_{sqrtQ} e o NSE_{logQ} em 0.75, 0.72 e 0.87 utilizando o CAWM concentrado e em 0.70, 0.82 e 0.81 utilizando o CAWM semidistribuído, na estação fluviométrico de Engenho do Mato Grosso na bacia do rio Sirinhaém.

Assim como o CAWM concentrado, o CAWM semidistribuído representou melhor o fluxo em bacias de rios permanentes. A revisão de literatura sobre a aplicação de modelos hidrológicos em bacias semiáridas aponta uma lacuna existente na representação precisa das vazões. Isso ocorre devido a qualidade e variabilidade dos dados hidrológicos. É necessário a caracterização detalhada dos atributos físicos e hidrológicos dentro da bacia hidrográfica para tornar o modelo mais eficiente e mais preciso.

É esperado que o modelo semidistribuído leve a melhor resultado nas simulações. Isso não ocorreu em diversas situações analisadas. Deve-se considerar nesse caso a baixa densidade de postos pluviométricos em algumas sub-bacias, bem como a maior parametrização trazida com a propagação de vazões entre as sub-bacias. Nestes casos, e também por não se ter estudado grandes regiões hidrográficas, o ganho decorrente da discretização não se fez presente.

O desenvolvimento do CAWM em linguagem *python*, com o auxílio do PyQGIS, pode ser vista como uma contribuição que traz avanços quanto à celeridade do modelo. Para longos períodos de dados a versão desenvolvida em macro do MS Excel é bastante lenta. Da mesma forma, a calibração feita por meio do PSO é mais eficiente que com as ferramentas de otimização nativas do MS Excel.

Sobre o modelo hidrológico semidistribuído: apesar das exigências quanto à qualidade e variabilidade dos dados hidrológicos, o ponto mais favorável da utilização do modelo semidistribuído frente ao modelo concentrado é o cálculo das vazões em um ponto qualquer da bacia, e não somente no exutório da mesma.

6 LIMITAÇÕES E RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

O desenvolvimento e a aplicação do CAWM semidistribuído favoreceu a um conjunto de reflexões sobre novas etapas metodológicas, novas implementações e conseqüentemente novas aplicações e conclusões. Diante disso, reconhecendo as limitações do modelo proposto e compreendendo a trajetória científica a ser percorrida em trabalhos futuros, recomenda-se:

- Desenvolver um plugin para utilização no *software* QGIS dos modelos CAWM concentrado e CAWM semidistribuído. Tendo em vista que o desenvolvimento do modelo em linguagem *python* permite a construção de novas interfaces e facilita o diálogo com o usuário;
- Avaliar metodologias para aprimorar a modelagem hidrológica considerando o efeito de reservatórios existentes nas bacias hidrográficas. Uma vez que o modelo proposto não considera o efeito de reservatórios, prejudicando, dessa forma, as simulações realizadas;
- Realizar estudo comparativos entre a modelagem hidrológica do CAWM semidistribuído com outros modelos hidrológicos semidistribuídos. Procedimento necessário para novas discussões e possibilidade de aprimoramentos futuros;
- Analisar a viabilidade da utilização da técnica de Redes Neurais Artificiais (RNA) ou outras técnicas para o preenchimento de falhas e dados inexistentes nas séries de precipitação e vazão. Tendo em vista a necessidade de melhorar a qualidade dos dados de entrada, para que o modelo semidistribuído proposto alcance maior eficiência na representação da variabilidade hidrológica;
- Analisar a viabilidade da utilização de dados pluviométricos estimados por sensoriamento remoto. Com o avanço do sensoriamento remoto, a estimativa de dados como precipitação, evapotranspiração, umidade de solo, entre outras, por satélite tornou-se um método alternativo para coleta de dados, o que reduz a grande apreensão da indisponibilidade de dados;
- Por fim, aplicar o modelo hidrológico CAWM semidistribuído para bacias hidrográficas de maior porte.

REFERÊNCIAS

- ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: history and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. **Journal of Hydrology (Amsterdam)**, v. 87 n. 1-2, p. 45-59, 1986a.
- ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A., O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: structure of a physically-based, distributed modelling system. **Journal of Hydrology (Amsterdam)**, v. 87, n. 1-2, p. 61-77, 1986b.
- 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, L.; SERRA, J. C. V.. Modelos hidrológicos, tipos e aplicações mais utilizadas. **Revista da FAE**, v. 20, n. 1, p. 129–137, 2017.
- AMARAL, F. E. do; CIRILO, J. A.; RIBEIRO NETO, A. Uso de técnicas de geoprocessamento na otimização do traçado de sistemas adutores de abastecimento de água com a utilização de uma base de dados de alta definição. **Engenharia Sanitária e Ambiental**, [S.L.], v. 25, n. 2, p. 381-391, 2020.
- ANDERSON, E. A. National Weather Service River Forecast System – Snow Accumulation and Ablation Model, **NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO**, v. 17, p. 1–87, 1973.
- ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R., MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 34, n. 1, p. 73-89, 1998.
- BANSAL, J. C.; SHARMA, H.; JADON, S. S.; CLERC, M. Spider monkey optimization algorithm for numerical optimization. **Memet Comput**, v. 6, n. 1, p. 31-47, 2014.
- BARNEZ, B. S. Discussion on analysis of runoff characteristics by O. H. Meyer. **Transactions of the American Society of Civil Engineers**, v. 105, p. 104–106, 1940.

BARNHART, B. L.; SAWICZ, K. A.; FICKLIN, D. L.; WHITTAKER, G. W. MOESHA: A genetic algorithm for automatic calibration and estimation of parameter uncertainty and sensitivity of hydrologic models. **Transactions of the ASABE**, v. 60, n. 4, p. 1259-1269, 2017.

BERGSTRÖM, S. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments, SMHI, Norrköping, Sweden, RHO. v. 7, 134 pp., 1976.

BERGSTRÖM, S.; LINDSTRÖM, G. Interpretation of runoff processes in hydrological modelling-experience from the HBV approach. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 16, p. 3535-3545, 2015.

BEVEN, K. How to make advances in hydrological modelling. **Hydrology Research**, v. 50, n. 6, p. 1481–1494, 2019.

BEVEN, K.; KIRKBY, M. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, Oxford, GB, v. 24, p. 43-69, 1979.

BEVEN, K.; YOUNG, P. A guide to good practice in modeling semantics for authors and referees. **Water Resources Research**, v. 49, n. 8, p. 5092–5098, 2013.

BÍBLIA, N. T. Mateus. In: **Bíblia Sagrada**. 1ª Edição, Edição Claretiana. São Paulo – SP. Editora Ave-Maria, 2025.

BLAINSKI, É.; ACOSTA, E.; NOGUEIRA, P. C. do P. Calibração e validação do modelo SWAT para simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica do litoral norte catarinense. **Ambiente & Água**, v. 12, n. 2, p. 226–237, 2017.

BOOIJ, M. Determination and integration of appropriate spatial scales for river basin modelling, **Hydrol. Process.**, v. 17, p. 2581–2598, 2003.

BRESSIANI, D. A.; SRINIVASAN, R.; JONES, C. A.; MENDIONDO, E. M. Effects of spatial and temporal weather data resolutions on streamflow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v. 8, n. 3, p. 125-139, 2015.

BURNASH, R. J. C.; FERRAL, R. L.; MCGUIRE, R. A. A Generalized Streamflow Simulation System–Conceptual Modeling for Digital Computers, Tech. Report. Sacramento. **Joint Federal and State River Forecast Center**, p. 204, p. 63–86, 1973.

CANHOLI, A., Drenagem Urbana and Controle de Enchentes. "Oficina de Textos." *São Paulo* (2005).

CHENG, C. T.; CHENG, C.T.; FENG, Z. K.; SHEN, J. J; CHAU, K. W. Daily reservoir runoff forecasting method using artificial neural network based on quantum-behaved particle swarm optimization, **Water** (Switzerland), v. 7, p. 4232–4246, 2015.

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.; RIBEIRO NETO, A.; RAMOS, N. M. R.; FORTUNATO, C. F.; SOUZA, J. D. S. de; BEZERRA, S. de T. M. Management of water supply systems from interbasin transfers: case study in the brazilian semiarid region. **Urban Water Journal**, [S.L.], v. 18, n. 8, p. 660-671, 2021.

CIRILO, J. A.; VERÇOSA, L. F. de M.; GOMES, M. M. de A.; FEITOZA, M. A. B.; FERRAZ, G. de F.; SILVA, B. de M. Development and application of a rainfall-runoff model for semi-arid regions. **Brazilian Journal of Water Resources**, v. 25, n. 15, p. 1–19, 2020.

CLERC, M. The swarm and the queen: towards a deterministic and adaptive particle swarm optimization. **Proceedings of the 1999 Congress Evolutionary Computation**, IEEE Press, p. 1951-1957, 1999.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 270 f. Tese (Doutorado). Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2001.

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; DA SILVA, B. C.; TUCCI, C. E. M. The MGB-IPH model for large-scale rainfall: runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, n. 5, p. 878-895, 2007.

CRAWFORD, N. H.; LINSLEY, R. K. Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV. Technical Report nº 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, p. 210, 1996.

CROKE, B. F. W.; JAKEMAN, A. J. Use of the IHACRES rainfall-runoff model in arid and semi arid regions. **Hydrological modelling in arid and semi-arid areas**, p. 41-48, 2008.

CRUZ, P. P. N. DA. **Uso do sensoriamento remoto radiométrico para a estimativa da largura do rio na bacia do araguaia**. Viçosa - Minas Gerais: Universidade Federal de Viçosa, 2014.

CUMMINGS, N. W. Evaporation from water surfaces: Status of present knowledge and need for further investigations. **Trans., Am. Geophys. Union**, p. 507–510, 1935.

CUNGE, J. A. On the subject of the flood propagation computation method (Muskingum method). **J. Hydraul**, v. 7, n. 2, p. 205-230, 1969.

DE BRUIN, H. D.; TRIGO, I. F.; BOSVELD, F. C.; MEIRINK, J. F. A thermodynamically based model for actual evapotranspiration of an extensive grass field close to FAO reference, suitable for remote sensing application. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 5, p. 1373-1382, 2016.

DE VOS, N. J.; RIENTJES, T. H. M.; GUPTA, H. V. Diagnostic evaluation of conceptual rainfall-runoff models using temporal clustering. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 20, p. 2840-2850, 2010.

DEHOTIN, J.; BRAUD, I. Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments, **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 12, p. 769–796, 2008.

DEMBÉLÉ, M.; HRACHOWITZ, M.; SAVENIJE, H. H.; MARIÉTHOZ, G.; SCHAEFLI, B. Improving the predictive skill of a distributed hydrological model by calibration on spatial patterns with multiple satellite data sets. **Water resources research**, v. 56, n. 1, p. e2019WR026085, 2020.

DEVI, G. K.; GANASRI, B. P.; DWARAKISH, G. S. A review on hydrological models. **Aquatic procedia**, v. 4, p. 1001-1007, 2015.

DORIGO, M.; MANIEZZO, V.; COLORNI, A. Positive feedback as a search strategy. Dipartimento di Elettronica, Politecnico di Milano, Technical Report TR 91- 016, 1991.

EBERHART, R. C.; SHI, Y. Comparing inertia weights and constriction factors in particle swarm optimization. **Proceedings of the 2000 Congress on Evolutionary Computation**, v. 1, p. 84-88, 2000.

EHRET, U.; VAN PRUIJSSEN, R.; BORTOLI, M.; LORITZ, R.; AZMI, E.; ZEHE, E. Adaptive clustering: reducing the computational costs of distributed (hydrological) modelling by exploiting time-variable similarity among model elements, **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 24, p. 4389–4411, 2020.

EUSUFF, M.; LANSEY, K. Optimizing of water distribution network design using the shuffled frog-leaping algorithm. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 129, n. 3, p. 210-225, 2003.

FAIR, G. M., AND HATCH, L. P. Fundamental factors governing the streamline flow of water through sand. **Journal American Water Works Association**, v. 25, p. 1551–1565, 1933.

FELDMAN, A. D. (2000). Hydrologic modeling system HEC-HMS: technical reference manual (158 p.). USA: Hydrologic Engineering Center, US Army Corps of Engineers, 2000.

FELIX, V. S.; PAZ, A. R. Representação de processos hidrológicos em uma bacia hidrográfica semiárida localizada no estado da Paraíba com modelagem hidrológica distribuída. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 3, p. 556-569, 2016.

FERRAZ, G. F. **Simulação hidrológica e hidrodinâmica do impacto de enchentes na bacia do rio Sirinhaém e avaliação de sistema de controle proposto**. 2019. Dissertação (Mestrado Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2019.

FREAD, D. L. “Flow Routing”, in Handbook of Hydrology. Org. por MAIDMENT, D. R., McGraw-Hill Book Company, New York – NY, pp. 316 – 345, 1992.

FONTES JÚNIOR, R.; MONTENEGRO, A. A. A. Impact of land use change on the water balance in a representative watershed in the semiarid of the state of Pernambuco using SWAT model. **Engenharia Agrícola**, v. 39, n. 1, p. 110-117, 2019.

FREEZE, R. A.; HARLAN, R. L. Blueprint for a physically-based, digitally simulated hydrologic response model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, NL, v. 9, p. 237-258, 1969.

FUNK, C. PETERSON, P.; LANDSFELD, M.; PEDREROS, D.; VERDIN, J.; SHUKLA, S.; HUSAK, G.; ROWLAND, J.; HARRISON, L.; HOELL, A.; MICHAELSEN, J. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. **Scientific data**, v. 2, p. 150066, 2015.

GANDOMI, A. H.; ALAVI, A. H. Krill herd: A new bio-inspired optimization algorithm. **Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation**, v. 17, n. 12, p. 4831-4845, 2012.

GHARARI, S.; CLARK, M. P.; MIZUKAMI, N.; KNOBEN, W. J. M.; WONG, J. S.; PIETRONIRO, A. Flexible vector-based spatial configurations in land models, **Hydrol. Earth Syst. Sci**, 2020.

GOLDBERG, D.E. The Design of Innovation: Lessons from and for Competent Genetic Algorithms, Kluwer Academic Publishers, Norwell, 2002.

GOMES, M. M. A.; Verçosa, L. F. M.; Cirilo, J. A. Hydrologic models coupled with 2D hydrodynamic model for high-resolution urban flood simulation. **Natural hazards**, v. 108, n. 3, p. 3121-3157, 2021.

GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. **The Journal of Agricultural Science**, v. 4, n. 1, p. 1-24, 1911.

GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Large-scale hydrological modelling of a semiarid environment: model development, validation and application. **Global Change and Regional Impacts**, p. 217-228, 2003a.

GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Large-scale hydrological modelling in the semiarid northeast of Brazil: aspects of model sensitivity and uncertainty. **Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions**, v. 278, p. 43-48, 2003b.

GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas. **Journal of Hydrology**, v. 297, n. 1-4, p. 136-161, 2004.

GUO, J.; ZHOU, J.; QIN, H.; ZOU, Q.; LI, Q. Monthly streamflow forecasting based on improved support vector machine model, **Expert Syst. Appl.**, v. 38, p. 13073–13081, 2011.

HAMALAINEN, R. P. Behavioural issues in environmental modelling - The missing perspective. **Environmental Modelling and Software**, v. 73, p. 244–253, 2015.

HANSEN, J. R.; REFSGAARD, J. C.; HANSEN, S.; ERNSTSEN, V. Problems with heterogeneity in physically based agricultural catchment models. **Journal of Hydrology**, v. 342, n. 1-2, p. 1-16, 2007.

HASSAN, S. M. T.; LUBCZYNSKI, M. W.; NISWONGER, R. G.; SU, Z. Surface–groundwater interactions in hard rocks in Sardon Catchment of western Spain: An integrated modeling approach. **Journal of Hydrology**, v. 517, p. 390–410, 2014.

HARTNETT, M.; BERRY, A.; IRVINE, K. The use of modelling to implement the Water Framework Directive. **WIT Transactions on Ecology and the Environment**, v. 104, p. 11-20, 2007.

HOLLAND, J.H. *Adaptation in Natural and Artificial Systems*. University of Michigan Press, Ann Arbor, Michigan, 1975.

HOLLÄNDER, H. M.; BLUME, T.; BORMANN, H.; BUYTAERT, W.; CHIRICO, G. B.; EXBRAYAT, J. F.; FLÜHLER, H. Comparative prediction of discharge from an artificial catchment (Chicken Creek) using sparse data. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, p. 2069–2094, 2009.

HORNBERGER, G. M.; BOYER, E. W. Recent advances in watershed modelling. **Revised Geophysics Supplement**, v. 33, p. 949–957, 1995.

HORTON, R. E. Rainfall interception. **Monthly Weather Review**, v. 47, p. 603–623, 1919.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Transactions American Geophysical Union**, v. 145, p. 446–460, 1933.

HUANG, P.; LI, Z.; CHEN, J.; LI, Q.; YAO, C. Event-based hydrological modeling for detecting dominant hydrological process and suitable model strategy for semi-arid catchments. **Journal of Hydrology**, v. 542, p. 292–303, 2016.

HUGGINS, L. F.; MONKE, E. J. A mathematical model for simulating the hydrologic response of a watershed. **Water Resources Research**, v. 4, p. 529–539, 1968.

IBRAHIM, K. S. M. H.; HUANG, Y. F.; AHMED, A. N.; KOO, C. H.; EL-SHAFIE, A. A review of the hybrid artificial intelligence and optimization modelling of hydrological streamflow forecasting. **Alexandria Engineering Journal**, v. 61, n. 1, p. 279-303, 2022.

IMHOFF, R. O.; VERSEVELD, W. J. V.; OSNABRUGGE, B. V.; WEERTS, A. H Scaling Point-Scale (Pedo) transfer Functions to Seamless Large-Domain Parameter Estimates for High-Resolution Distributed Hydrologic Modeling: An Example for the Rhine River. **Water Resources Research**, v. 56, n. 4, p. e2019WR026807, 2020.

JACOB, C. E. Correlation of groundwater levels and precipitation on Long Island, New York: 1. Theory. **Transactions American Geophysical Union**, v. 24, p. 564–573, 1943.

JACOB, C. E. Correlation of groundwater levels and precipitation on Long Island, New York: 2. Correlation of data. **Transactions American Geophysical Union**, v. 24, p. 321–386, 1944.

JIA, DL.; ZHENG, GX.; BOYANG, QU; KHAN, M. K. A hybrid particle swarm optimization algorithm for high-dimensional problems. **Computers & Industrial Engineering**, v. 61, n. 4, p. 1117-1122, 2011.

JIN, H; XIAOPING, R; LI, X. Analyzing the Performance of Four Hydrological Models in a Chinese Arid and Semi-Arid Catchment. **Sustainability**, v. 14, n. 6, p. 3677, 2022.

JONG, K. A. **Evolutionary Computation: A Unified Approach**. MIT Press, New York. 2006.

KAMALI, B.; MOUSAVI, S. J. Automatic calibration of conceptual HEC_HMS using multi-objective fuzzy optimal models. **Civil Eng Infrastructures J**, 2013.

KAN, G.; HE, X.; DING, L.; LI, J.; LIANG, K.; HONG, Y. Study on Applicability of Conceptual Hydrological Models for Flood Forecasting in Humid, Semi-Humid Semi-Arid and Arid Basins in China. **Water** (Basel), v. 09, n. 10, 2017.

KARABOGA, D.; BASTURK, B. A powerful and efficient algorithm for numerical function optimization: Artificial Bee Colony (ABC) algorithm. **Journal of Global Optimization**, v. 39, n. 3, p. 459-471, 2007.

KENNEDY, J.; EBERHART, R. C. A discrete binary version of the particle swarm algorithm. 1997 IEEE International Conference on Systems, Man, and Cybernetics. **Computational Cybernetics and Simulation**. IEEE, v. 5, p. 4104-4108, 1997.

KENNEDY, J.; EBERHART, R. C. Particle Swam Optimization. Proceedings **IEEE International Conference on Neural Networks**, p. 1942-1948, 1995.

KENNEDY, J.; EBERHART, R. C.; SHI, Y. **Swarm Intelligence**. San Francisco: Morgan Kaufmann/ Academic Press, 2001.

KHANESAR, M. A.; TESHNEHLAB, M.; SHOOREHDELI, M. A. A novel binary particle swarm optimization. **2007 Mediterranean Conference on Control & Automation**. IEEE. p. 1-6, 2007.

KOCH, J.; JENSEN, K. H.; STISEN, S. Toward a true spatial model evaluation in distributed hydrological modeling: Kappa statistics, fuzzy theory, and EOF-analysis benchmarked by the human perception and evaluated against a modeling case study. **Water Resources Research**, v. 51, n. 2, p. 1225–1246, 2015.

KOZA, J. R.; KEANE, M. A.; STREETER, M. J.; MYDLOWEC, W. **Genetic Programming IV: Routine Human Competitive Machine Intelligence**, Springer, New York, 2003.

LANNA, A. E. M. MODHAC97: **modelo hidrológico auto-calibrável**. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS, 1997.

LASDON, L. S.; WARREN, A. D.; JAIN, A.; RATNER, M. Design and testing of a generalized reduced gradient code for nolinear programming. **ACM Transactions on Mathematical Software**, New York, v. 4, n. 1, p. 34-50, 1978.

LI, F.; ZHANG, Y.; XU, Z.; TENG, J.; LIU, C.; LIU, W.; MPELASOKA, F. The impact of climate change on runoff in the southeastern Tibetan Plateau. **Journal of Hydrology**, v. 505, p. 188-201, 2013.

LIANG, E.; WANG, J. Advanced Remote Sensing: Terrestrial Information Extraction and Applicatons. *Em: Academic Press (Elsevier)*. [s.l.] Informa UK Limited, 2019. v. 2 edp. 992.

LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; BURGESS, S. J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models, **J. Geophys. Res.**, v. 99, p. 14415–14428, 1994.

LIU, W. T. H. Aplicações de sensoriamento remoto. Campo Grande: Ed. UNIDERP, 2015.

LIU, H.; TOLSON, B. A.; CRAIG, J. R.; SHAFII, M. A priori discretization error metrics for distributed hydrologic modeling applications, **J. Hydrol.**, v. 543, p. 873–891, 2016.

LIU, S.; ZHANG, L.; SHE, D.; WANG, Q.; HU, C.; XIA, J. Applicability of catchment hydrologic models in arid and semi-arid regions. **Engineering Journal of Wuhan University**, v. 52, n. 5, p. 384-390, 2019.

MACCARTHY, G. T. The unit hydrograph and flood routing, Unpublished paper, Conference of the North Atlantic Division, US Corps of Engineers, New London, CN, 1938.

MAGALHÃES, A. G.; MONTENEGRO, A. A. A.; ANDRADE, C. W. L.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; FONTES JÚNIOR, R. V. P. Hydrological modeling of a experimental basin in the semiarid region of the Brazilian State of Pernambuco. **Revista Ambiente & Água**, v. 13, n. 6, p. e2204, 2018

MAIDMENT, DAVID R. (ed.). **Handbook of hydrology**. 1992.

MANETA, M.; SCHANABEL, S.; JETTEN, V.. Continuous spatially distributed simulation of surface and subsurface hydrological processes in a small semi-arid catchment. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 2196–2214, 2008.

MANJARRES, D.; LANDA-TORRES, I.; GIL-LOPEZ, S.; DEL SER, J.; BILBAO, M. N.; SALCEDO-SANZ, S.; GEEM, Z. W. A survey on applications of the harmony search algorithm. **Engineering Applications of Artificial Intelligence**, v. 26, n. 8, p. 1818-1831, 2013.

MCINTYRE, N; AL-QURASHI, A. Performance of ten rainfall–runoff models applied to an arid catchment in Oman. **Environmental Modelling & Software**, v. 24, n. 6, p. 726–738, 2009.

MCINTYRE, N.; AL-QURASHI, A.; WHEATER, H. S. Regression analysis of rainfall–runoff events from an arid catchment in Oman. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, n. 6, p. 1103–1118, 2007.

MEDIERO, L.; KJELDSSEN, T. R. Regional flood hydrology in a semi-arid catchment using a GLS regression model. **Journal of Hydrology**, v. 514, p. 158–171, 2014.

MELO, C. R. de; GUEDES, P. A.; AMORIM, S. F.; ALVES, F. H. B.; CIRILO, J. A. Combined analysis of landslide susceptibility and soil water dynamics in a metropolitan area, northeast Brazil. **Soils And Rocks**, [S.L.], v. 44, n. 2, p. 1-14, 2021.

MELSEN, L.; TEULING, A.; TORFS, P.; ZAPPA, M.; MIZUKAMI, N.; CLARK, M.; UIJLENHOET, R. Representation of spatial and temporal variability in large-domain hydrological models: case study for a mesoscale pre-Alpine basin. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 20, p. 2207–2226, 2016.

MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. Geoprocessamento em recursos hídricos: princípios, integração e aplicação. 2. ed. Porto Alegre: **Revista Ampliada**, 2013.

MENDEZ, M.; CALVO-VALVERDE, L. Assessing the Performance of Several Rainfall Interpolation Methods as Evaluated by a Conceptual Hydrological Model. **Procedia Engineering**, v. 154, p. 1050-1057, 2016.

MENHAS, M. I.; WANG, L.; FEI, M. R.; MA, C. X. Coordinated controller tuning of a boiler turbine unit with new binary particle swarm optimization algorithm. **International Journal of Automation and Computing**, v. 8, n. 2, p. 185-192, 2011.

MILLER, W. A.; CUNGE, J. A. Simplified equations of unsteady flow. Symp. on Unsteady Flow in Open Channels. **Water Resources Publications**, Fort Collins, Colorado, USA, 1975.

MIRJALILI, S. Dragonfly algorithm: A new meta-heuristic optimization technique for solving single-objective, discrete, and multi-objective problems. *Neural Computing and Applications*, v. 27, n. 4, p. 1053-1073, 2016.

MIRJALILI, S. The ant lion optimizer. **Advances in Engineering Software**, v. 83, p. 80-98, 2015a.

MIRJALILI, S. Moth-flame optimization algorithm: A novel nature-inspired heuristic paradigm. **Knowledge-Based Systems**, v. 89, p. 228-249, 2015b.

MIRJALILI, S.; LEWIS, A. The whale optimization algorithm. **Advances in Engineering Software**, v. 95, p. 51-67, 2016.

MIRJALILI, S.; MIRJALILI, S. M.; LEWIS, A. Grey wolf optimizer. **Advances in Engineering Software**, v. 69, p. 46-61, 2014.

MONTENEGRO, A. A. A.; RAGAB, R. Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios: a modelling study. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 2705-2723, 2010.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 434-435, p. 55-68, 2012.

MOORE, J.; CHAPMAN, R. **Application of particle swarm to multiobjective optimization**. Department of Computer Science and Software Engineering, Auburn University, 1999.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007.

MOSTAFAIE, A.; FOROOTAN, E.; SAFARI, A.; SCHUMACHER, M. Comparing multi-objective optimization techniques to calibrate a conceptual hydrological model using in situ runoff and daily GRACE data. **Computational Geosciences**, v. 22, p. 789-814, 2018.

MULETA, M. K.; NICKLOW, J. W. Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. **J Hydrol**, v. 306, p. 127–145, 2005.

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

NEZAMABADI-POUR, H.; SHAHRBABAKI, M. R.; FARSANGI, M. M. Binary particle swarm optimization: Challenges and new solutions. **The Journal of Computer Society of Iran (CSI) On Computer Science and Engineering (JCSE)**, v. 6, n. 1, p. 21-32, 2008.

NGUYEN, B. H.; XUE, B.; ANDREAE, P. A Novel binary particle swarm optimization algorithm and its applications on knapsack and feature selection problems. **Intelligent and Evolutionary Systems**, p. 319-332, 2016

NIELSEN, S. A.; HANSEN, E. Numerical simulation of the rainfall runoff process on a daily basis, Nord. **Hydrol.**, v. 4, p. 171–190, 1973.

NOBRE, B. V. B.; CIRILO, J. A. Hydrological modeling applied to water synergy evaluation in Castanhão Reservoir, Ceará, Brazil. **Environmental monitoring and assessment** (dordrecht. Online), v. 197, p. 1-22, 2025

NOROUZI, H., KARIMI, V., BAZARGAN, J., & HEMMATI, H. Different types of optimizing the parameters of hydrological routing methods using particle swarm optimization (PSO) algorithm for flood routing in the Karun River. **Journal of Watershed Management Research**, v. 12, n. 23, p. 285-295, 2021.

OLIVEIRA, G. A. de; RIBEIRO, A. A. da S.; CIRILO, J. A. Collaborative spatial information as an alternative data source for hydrodynamic model calibration: a Pernambuco state case study, Brazil. **Natural Hazards**, [S.L.], 2023.

OROUD, I. M. The implications of climate change on freshwater resources in the arid and semiarid Mediterranean environments using hydrological modeling, GIS tools, and remote sensing. **Environ Monit Assess**, v. 196, n. 979, 17 p., 2024.

PANYADEE, P.; CHAMPRASERT, P.; ARYUPONG, C. Water level prediction using artificial neural network with particle swarm optimization model. **5th Int. Conf. Inf. Commun. Technol.**, 2017.

PARAJKA, J.; VIGLIONE, A.; ROGGER, M.; SALINAS, J. L.; SIVAPALAN, M., BLÖSCHL, G. Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 1: runoff-hydrograph studies. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 5, p. 1783-1795, 2013.

PASSINO, K. M. Biomimicry of bacterial foraging for distributed optimization and control. **IEEE Control Systems Magazine**, v. 22, n. 3, p. 52-67, 2002.

PATIL, S. D.; STIEGLITZ, M. Modeling daily streamflow at ungauged catchments: What information is necessary?, **Hydrological Processes**, v. 28, n. 3, p. 1159–1169, 2014.

PAZ, Y. M.; GALVÍNCIO, J. D.; HOLANDA, R. M.; SRINIVASAN, R.; JONES, C. A. Sensitivity analysis and calibration of the SWAT model for a basin in the northeastern Brazil

using observed and reanalysis climatic data. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 11, n.1, p. 371-389, 2018.

PEEL, M. C.; MCMAHON, T. A. Historical development of rainfall-runoff modeling. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 7, n. 5, p. e1471, 2020.

PELIKAN, M.; SASTRY, K.; CANTÚ-PAZ, E. Scalable optimization via probabilistic modeling. **Studies in Computational Intelligence**, v. 33, 2006.

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Society**, v. 193, p. 120–145, 1948.

PERNAMBUCO, Governo do Estado de Pernambuco. Pernambuco Tridimensional. 2016. Disponível em: <http://www.pe3d.pe.gov.br/>. Acesso em: 31 jan. 2024.

PERRIN, C.; MICHEL, C.; ANDRÉASSIAN, V. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. **Journal of Hydrology**, v. 242, n. 3–4, p. 275-301, 2001.

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

PILGRIM, D. H.; CHAPMAN, T. G.; DORAN, D. G. Problems of rainfall–runoff modelling in arid and semiarid regions. **Hydrological Sciences Journal**, v. 33, n. 4, p. 379–400, 1988.

PILZ, T.; DELGADO, J. M.; VOS, S.; VORMOOR, K.; FRANCKE, T.; COSTA, A. C.; MARTINS, E.; BRONSTERT, A. Seasonal drought prediction for semiarid northeast Brazil: what is the added value of a process-based hydrological model?. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 23, n. 4, p. 1951-1971, 2019.

PONCELET, C.; MERZ, R.; MERZ, B.; PARAJKA, J.; OUDIN, L.; ANDRÉASSIAN, V.; PERRIN, C. Process-based interpretation of conceptual hydrological model performance using a multinational catchment set. **Water Resources Research**, v. 53, n. 8, p. 7247-7268, 2017.

PULS, L. G. Flood regulation of the Tennessee River. Proc., 70th Congress, 1st Session, H. D. 185, Part 2, Appendix B, 1928.

- PUSHPALATHA, R.; PERRIN, C.; LE MOINE, N.; ANDRÉASSIAN, V. A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations. **Journal of Hydrology**, v. 420–421, p. 171–182, 2012.
- QUICK, M. C.; PIPES, A. A combined snowmelt and rainfall runoff model, **Can. J. Civil Eng.**, v. 3, p. 449–460, 1976.
- RANGO, A.; MARTINEC, J. Application of a snowmelt-runoff model using Landsat data, **Nord. Hydrol.**, v. 10, p. 225–238, 1979.
- REFSGAARD, J. C.; HØJBERG, A. L.; HE, X.; HANSEN, A. L.; RASMUSSEN, S. H.; STISEN, S. Where are the limits of model predictive capabilities?, **Hydrol. Process.**, v. 30, p. 4956–4965, 2016.
- REFSGAARD, J. C.; STORM, B.; CLAUSEN, T. Système Hydrologique Européen (SHE): review and perspectives after 30 years development in distributed physically-based hydrological modelling, **Hydrol**, v. 41, p. 355–377, 2010.
- RIBEIRO, A. A. S.; OLIVEIRA, G. A. de; CIRILO, J. A.; ALVES, F. H. B.; BATISTA, L. F. D. R.; MELO, V. B. Floodplain reconstitution based on data collected via smartphones: a methodological approach to hydrological risk mapping. **RBRH**, [S.L.], v. 25, p. 41-54, 2020.
- RICHARDSON, B. Evaporation as a function of insolation. **Trans. Am. Soc. Civ. Eng.**, v. 95, p. 996–1011, 1911.
- RIENTJES, T.; MUTHUWATTA, L. P.; BOS, M.; BOOIJ, M. J.; BHATTI, H. Multi-variable calibration of a semi-distributed hydrological model using streamflow data and satellite-based evapotranspiration. **Journal of hydrology**, v. 505, p. 276–290, 2013.
- ROCKWOOD, D. M. Columbia Basin stream-flow routing by computer. **American Society of Civil Engineers, Journal of Waterways and Harbbir Division**, v. 84, n. 1, 1958.
- SALES, J. M. J.; NETTO, A. O. A.; CARVALHO, C. M. Hydrological modeling of hydrographic basin in the northeast semiarid region of Brazil. **Research, Society and Development**, v. 11, n. 3, e48711326735, 2022.
- SAMANTARAY, S.; SAHOO, A.; AGNIHOTRI, A. Prediction of flood discharge using hybrid PSO-SVM algorithm in Barak River Basin. **MethodsX**, v. 10, 102060, 2023.

SCHAAKE, J. C.; KOREN, V. I.; DUAN, Q.; MITCHELL, K.; CHEN, F. Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. **Journal of Geophysical Research, D, Atmospheres**, v. 101, n. 3, p. 7461-7475, 1996.

SEIBERT J. Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using genetic algorithm. **Hydrol Earth Syst Sci.** v. 4, p. 215–224, 2000.

SERAPIÃO, A. B. S. Fundamentos de otimização por inteligência de enxames: uma visão geral. **Revista Controle & Automação**, v. 20, n. 3, p. 271-304, 2009.

SILVA, M. C. de O.; VASCONCELOS, R. S.; CIRILO, J. A. Risk Mapping of Water Supply and Sanitary Sewage Systems in a City in the Brazilian Semi-Arid Region Using GIS-MCDA. **Water**, [S.L.], v. 14, n. 20, p. 3251-3272, 2022.

SILVA, V. P. R.; SILVA, M. T.; SINGH, V. P.; SOUZA, E. P.; BRAGA, C. C.; HOLANDA, R. M.; ALMEIDA, R. S. R.; SOUSA, F. A. S.; BRAGA, A. C. R. Simulation of stream flow and hydrological response to land-cover changes in a tropical river basin. **Catena**, v. 162, p. 166-176, 2018.

SIMMONS, C. T.; BRUNNER, P.; THERRIEN, R.; SUDICKY, E. A. Comemorando o 50º aniversário do projeto de Freeze e Harlan (1969) para um modelo de resposta hidrológica simulado digitalmente com base física. **Journal of Hydrology** , v. 584, 124309. 2020.

SNISB, SISTEMA NACIONAL DE INFORMAÇÕES SOBRE SEGURANÇA DE BARRAGENS. Consultar barragens. 2023. Disponível em: <https://www.snisb.gov.br/portal-snisb/consultar-barragem>. Acesso em: 16 dez. 2023.

SHAMI, T. M.; EL-SALEH, A. A.; ALSWAITTI, M.; AL-TASHI, Q.; SUMMAKIEH, M. A.; MIRJALILI, S. (2022). Particle swarm optimization: A comprehensive survey. **IEEE Access**, v. 10, p. 10031-10061, 2022.

SHERMAN, L. K. Stream flow from rainfall by the unit graph method. **Engineering News-Record**, v.108, p. 501–505, 1932.

SHI, Y.; EBERHART, R. A modified particle swarm optimizer. **IEEE World Congress on Computational Intelligence**. p 69-73, 1998.

SHI, Y.; EBERHART, R. C. Empirical study of particle swarm optimization. **Proceedings of the 1999 Congress on Evolutionary Computation**, v. 3, p 1945-1950, 1999.

SINGH, V. P. Hydrologic modeling: Progress and future directions. **Geoscience Letters**, v. 5, n. 1, p. 1–18, 2018.

SINGH, V. P. WOOLHISER, D. A. (2002) Mathematical Modeling of Watershed Hydrology, **Journal of Hydrologic Engineerig**, v. 7, p. 270-292, 2002.

SOIL CONSERVATION SERVICE (SCS). Supplement A, Section 4, Chapter 10, **Hydrology. National engineering handbook**, USDA, Washington, D.C., 1972.

SOUZA, J. D. S. de; CIRILO, J. A.; BEZERRA, S. de T. M.; OLIVEIRA, G. A. de; FREIRE, G. D.; COUTINHO, A. P.; CABRAL, J. J. da S. P. Decision Support System for the Integrated Management of Multiple Supply Systems in the Brazilian Semiarid Region. **Water**, [S.L.], v. 15, n. 2, p. 223-240, 2023.

SOUZA, J. O. P. de. Análise da precisão altimétrica dos modelos digitais de elevação para área semiárida do nordeste brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, USP, v. 30, p. 56-64, 2015.

SUGAWARA, M. Automatic calibration of the tank model, **Hydrol. Sci. B.**, v. 24, p. 375–388, 1979.

THEIS, C. V. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. **Transactions American Geophysical Union**, v. 16, p. 519–524, 1935.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geography review**, v. 38, p. 55–94, 1948.

TODINI, E.: The ARNO rainfall-runoff model, **J. Hydrol.**, v. 175, p. 339–382, 1996.

TOMAZ, P. (2011). “Routing de reservatórios”, in Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais. Org. por TOMAZ, P., Navegar Editora, São Paulo – SP, p. 454-466, 2011.

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. **Modelos Hidrológicos**. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ABRH. 2, ed. Porto Alegre, 678 p. 2005.

VIRÃES, M. V.; CIRILO, J. A. Regionalization of hydrological model parameters for the semi-arid region of the northeast Brazil. **Brazilian Journal of Water Resources**, v. 24, e49, 2019.

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.

VAN LIEW, M. W.; VEITH, T. L.; BOSCH, D. D.; ARNOLD, J. G. Suitability of SWAT for the Conservation effects assessment project: A comparison on USDA-ARS watersheds. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 12, n. 2, p. 173-189, 2007.

WAGENER, T.; WHEATER, H. S.; GUPTA, H. V. Rainfall-runoff modelling in gauged and ungauged catchments. London, England: Imperial College Press, 2004.

WALTER, I. A.; ALLEN, R. G.; ELLIOTT.; JENSEN, M. E.; ITENFISU, D.; MECHAM, B.; HOWELL; T. A.; SNYDER, R.; BROWN, P.; ECHING, S.; SPOFFORD, T.; HATTENDORF, M.; CUENCA, R. H.; WRIGHT, J. L.; MARTIN, D. ASCE's standardized reference evapotranspiration equation. **Proc. 4th Nat'l. Irrig. Symp.**, ASAE, Phoenix, AZ, 2000.

WAN, W.; G, X. NIE; L. QIU, Support vector machine with particle swarm optimization for reservoir annual inflow forecasting, **Proc. - Int. Conf. Artif. Intell. Comput**, v. 1, p. 184–188, 2010.

WANG, F.; ZHANG, H.; LI, K.; LIN, Z.; YANG, J.; SHEN, X. A Hybrid Particle Swarm optimization algorithm using adaptive learning strategy. **Information Sciences**, v. 436, p. 162-177, 2018.

WANG, M.; ZHANG, L.; BADDOO, T. D. Hydrological Modeling in a Semi-Arid Region Using HEC-HMS. **Journal of Water Resource and Hydraulic Engineering**, v. 5, n. 3, p. 105-115, 2016.

WANG, Z.; ZHANG, X.; LIU, C.; REN, L.; CAI, X.; LI, K. Hydrological Simulation and Parameter Optimization Based on the Distributed Xin'anjiang Model and the Particle Swarm

Optimization Algorithm: A Case Study of Xunhe Watershed in Shandong, China. **Water**, v. 16, n. 22, 3168, 2024.

WHEATER, H. S.; SOROOSHIAN, S.; SHARMA, K. D. Hydrological Modelling in Arid and Semi-arid Areas. **Cambridge University Press**, 195 pp., 2008.

YE, W.; BATES, B. C.; VINEY, N. R.; SIVAPALAN, M.; JAKEMAN, A.J. Performance of conceptual rainfall–runoff models in low-yielding ephemeral catchments. **Water Resources Research**, v. 33, n. 1, p. 153–166, 1997.

YU, J.; YUAN, Y.; NIE, Y.; MA, E.; LI, H.; GENG, X.. The Temporal and Spatial Evolution of Water Yield in Dali County. **Sustainability**, v. 7, p. 6069-6085, 2015.

ZHANG, X.; SRINIVASAN, R.; VAN LIEW, M. Multi-site calibration of the SWAT model for hydrologic modelling. **Am Soc Agric Biol Eng**, v. 51, p. 2039–2049, 2008.

ZHANG, A. *et al.*,. Double-layer parallelization for hydrological model calibration on HPC systems. **J. Hydrol.**, v. p.535, 737–747, 2016.

ZHAO, R. J.: The Xinanjiang model applied in China, **J. Hydrol.**, v. 135, p. 371–381, 1992.

ZOMER, R. J.; XU, J.; TRABUCCO, A. Version 3 of the global aridity index and potential evapotranspiration database. **Scientific Data**, v. 9, n. 1, p. 409, 2022.