



Dissertação de Mestrado

ANÁLISE DA RELAÇÃO CHUVA-VAZÃO NA BACIA DO RIO MURIAÉ, REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

por

Raphaella Barros Pereira da Silva

DRE/UFRJ:120070254

Orientador: Hugo Abi Karam, Prof. DSc.

Programa de Pós-graduação em Meteorologia
Instituto de Geociências - Centro de Ciências matemáticas e da Natureza,
Universidade Federal do Rio de Janeiro
PPGM-IGEO/CCMN/UFRJ

Rio de Janeiro, RJ – Brasil

30 de setembro de 2024

Análise da relação chuva-vazão na bacia do rio Muriaé, Região Sudeste do Brasil

Autora: Raphaella Barros Pereira da Silva

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO/CCMN/UFRJ) como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (Área: Meteorologia).

Documento assinado digitalmente
 **HUGO ABI KARAM**
Data: 01/10/2024 09:14:31-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Hugo Abi Karam – PPGM/UFRJ – Orientador

Documento assinado digitalmente
 **AUGUSTO JOSE PEREIRA FILHO**
Data: 02/10/2024 12:38:49-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho – IAG/USP

Documento assinado digitalmente
 **CLAUDINE PEREIRA DEREZYNSKI**
Data: 02/10/2024 17:30:20-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profa. Dra. Claudine Pereira Dereczynski – PPGM/UFRJ

Rio de Janeiro – RJ, Brasil

Setembro de 2024

S551.5r Silva, Raphaella Barros Pereira da
ANÁLISE DA RELAÇÃO CHUVA-VAZÃO NA BACIA DO RIO
MURIAÉ, REGIÃO SUDESTE DO BRASIL / Raphaella Barros /
Raphaella Barros Pereira da Silva; orientador: Hugo Abi Karam. -- Rio de
Janeiro,
2024. 66 p. Textuais.: il. color.
Dissertação de mestrado - Programa de Pós-graduação em Meteorologia -
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de
Janeiro, 2024.
Orientação: Hugo Abi Karam, Prof.
1. Relação Chuva-Vazão. 2. Modelo Hidrológica. 3. Índice Topográfico. I.
Título.

AGRADECIMENTOS

À minha família pelo apoio e dedicação, em particular à minha mãe por me incentivar a estudar e fazer o possível para que eu tivesse essa oportunidade.

Ao meu orientador Prof. Hugo Abi Karam.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de mestrado recebida.

À Universidade pública brasileira.

ANÁLISE DA RELAÇÃO CHUVA-VAZÃO NA BACIA DO RIO MURIAÉ, REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

RESUMO

Este estudo investiga a relação chuva-vazão na bacia do Rio Muriaé, Brasil, a partir de um conjunto de simulações eficientes com o modelo hidrológico TopModel, implementado em linguagem R. Foram utilizados 30 anos de dados hidrometeorológicos em escala mensal e dados de elevação do modelo GMTED2010. A metodologia utilizou análise de agrupamento para preenchimento de falhas nos dados de precipitação, provenientes de estações in situ, e o método de Thiersen para interpolação. O método de Thornthwaite foi empregado para obtenção da série temporal de evapotranspiração potencial. A calibração do modelo foi realizada por meio do método “Generalized Likelihood Uncertainty Estimation”(GLUE), com ênfase no parâmetro que representa o nível máximo da altura de água na camada superficial do solo (Srmax). Os resultados obtidos indicam uma eficiência Nash-Sutcliffe de 0,82 na etapa de calibração e 0,86 na verificação, sugerindo que o TopModel é eficaz para simular a relação chuva-vazão em escala mensal. O modelo hidrológico apresentou resultados robustos, sendo uma alternativa viável para análises hidrometeorológicas na região da bacia do rio Muriaé.

Palavras-chave: Relação Chuva-Vazão; Modelo Hidrológica; Índice Topográfico

ANALYSIS OF THE RAINFALL-RUNOFF RELATIONSHIP IN THE MURIAÉ RIVER BASIN, SOUTHEASTERN BRAZIL

ABSTRACT

This study investigates the rainfall-runoff relationship in the Muriaé River Basin, Brazil, based on a set of efficient simulations with the TopModel hydrological model, implemented in R language. Thirty years of monthly hydrometeorological data and elevation data from the GMTED2010 model were used. The methodology used cluster analysis to fill gaps in the occurrence data, from in situ stations, and the Thiersen method for interpolation. The Thornthwaite method was used to obtain the potential evapotranspiration time series. The model calibration was achieved using the “Generalized Likelihood Uncertainty Estimation” (GLUE) method, with emphasis on the parameter that represents the maximum water level in the surface soil layer (Srmax). The results obtained demonstrate a Nash-Sutcliffe efficiency of 0.82 in the calibration stage and 0.86 in the verification stage, indicating that TopModel is effective in simulating the rainfall-runoff relationship on a monthly scale. The hydrological model presented robust results, being a viable alternative for hydrometeorological analyses in the Muriaé River basin region.

Keywords: Rainfall-Runoff Relationship; Hydrological Model; Topographic Index

Índice de figuras

Figura 1: Diagrama esquemático com as diversas fases do ciclo hidrológico. (PIROLI, 2022)	12
Figura 2: Mapa com localização da área de estudo e das estações pluviométricas e fluviométricas utilizadas.....	23
Figura 3: Mapa com localização da área de estudo e valores de uso e cobertura do solo. Fonte:autora.....	26
Figura 4: Agrupamento Hierárquico – Uso e cobertura do solo para a região da bacia do Muriaé (%). Fonte: autora.....	27
Figura 5: Agrupamento Hierárquico - Precipitação acumulada mensal. Dendrograma representativo do Agrupamento Hierárquico de Precipitação acumulada mensal -set/2010 a ago/2020. Fonte: autora.....	28
Figura 6: :Mapa da área de estudo com a representação dos polígonos utilizados na aplicação do método de Thiessen.....	30
Figura 7: Diagrama esquemático de previsão de área saturada nos reservatórios do TopModel, para $ln(a / T0 \tan \beta)$, i = incrementos da distribuição do IT; Q = vazão no exutório; RZ = zona das raízes; UZ = zona não saturada; SZ = zona saturada; Di = déficit de saturação; D = profundidade do lençol freático; $T0$ = transmissividade da camada de solo saturado. T = transmissividade.Fonte: BEVEN(2001) adaptado por JANUÁRIO et al. (2022).....	35
Figura 8: Série temporal com dados de vazão mensal [m ³ /s] da estação Cardoso Moreira, para o período de setembro/1990 a agosto/2020. Valores máximos mensais de indicados em vermelho; valores mínimos em verde e os valores médios em azul.....	44
Figura 9: Série temporal com dados de cota mensal [cm] da estação Cardoso Moreira, para o período de setembro/1990 a agosto/2020. Valores mensais de cota máxima estão indicados em azul; valores mínimos em rosa e os valores médios em preto. Também estão indicados os limiares para estado de atenção, alerta e inundação.....	45
Figura 10: Valores médios mensais de precipitação [mm/mês] calculados a partir do método de Thierssen.....	46
Figura 11: Séérie temporal de Evapotranspiração potencial calculada a partir do método de Thornthwaite.....	47
Figura 12: Séries temporais com médias mensais de precipitação [mm/mês] -azul claro, e vazão [m ³ /s] – azul escuro.....	48
Figura 13: Índice Topográfico gerado com o R-TopModel para bacia do rio Muriaé. *As distribuições de classe para o índice topográfico possuem valor adimensional.....	49
Figura 14: Histograma de distribuição de frequência do Índice Topográfico.....	50

Figura 15: Análise de sensibilidade dos parâmetros do TopModel: a) logaritmo de transmissividade no solo efetivamente saturado - $\ln Te$ [$m^2 dt^{-1}$]; b) fator exponencial do perfil de decaimento da transmissividade no solo - m [m]; c) densidade de fluxo inicial na subsuperfície- qs_0 [$m dt^{-1}$]; d) nível inicial da altura de água na camada superficial do solo – Sr_0 [m]; e) nível máximo da altura de água na camada superficial do solo – Sr_{max} [m]; f) tempo de permanência da água na zona não-saturada do solo- td [$dt m^{-1}$]; g) velocidade média no canal principal- v_{ch} [$m dt^{-1}$]; h) velocidade média de escoamento superficial- v_r [$m dt^{-1}$]; i) condutividade hidráulica máxima em solo saturado- k_0 [$m dt^{-1}$]; j) variação da altura do lençol freático devido à capilaridade- CD [m]. Fonte: autora.....51

Figura 16: Vazão simulada(vermelho) e observada(azul) para simulação de melhor eficiência ($NS \sim 0.82$), durante a fase de calibração do modelo- período de setembro de 1990 a agosto de 2008 (18 anos de dados em escala mensal).....53

Figura 17: Densidade de frequência para os valores de vazão simulada(verde) e observada(azul) para simulação com melhor eficiência ($NS \sim 0.81$), durante a fase de calibração do modelo.....54

Figura 18: Comparação do fluxo modelado pelo TopModel e observado para a bacia do Muriaé durante o período de calibração. Os valores de vazão observada no ponto de medição são representados por círculos abertos. Curvas de quantis associadas a vazão simulada em linhas tracejadas: 10% (vermelho), 90% (azul) e a mediana (verde escuro). A área pintada representa o intervalo de confiança do modelo.....55

Figura 19: Comparação do fluxo modelado pelo TopModel e observado para a bacia do Muriaé, durante o período de verificação: set/2008 a ago/2020. Os valores de vazão observada no ponto de medição representados pela linha vermelha, vazão simulada pela linha azul, precipitação acumulada representada pelo gráfico em barra azul claro.....56

Figura 20: Comparação do fluxo modelado pelo TopModel e observado para a bacia do Muriaé durante o segundo período de verificação: set/2018 a ago/2020. Os valores de vazão observada no ponto de medição são representados por círculos abertos. Curvas de quantis associadas a vazão simulada em linhas tracejadas: 10% (vermelho), 90% (azul) e a mediana (verde escuro).....57

Índice de tabelas

Tabela 1: Relação entre as diversas áreas apoiadas pela modelagem hidrológica de precipitação- vazão. Fonte: Marinho Filho et al. (2013).....	19
Tabela 2: Dados hidrometeorológicos utilizados. (*) Descrição das variáveis: P- precipitação; T- temperatura; Q- vazão. Fonte: autor. Elaborado a partir de dados da ANA (2023) e INMET(2023).....	22
Tabela 3: Eventos de inundação na Bacia do Muriaé. Fonte: CPRM(2024).....	25
Tabela 4: Valores de $(ETP)_{NA}$ propostos para os casos de temperatura média mensal iguais ou superiores a 26,5 °C. Fonte: Júnior (2022).....	31
Tabela 5: Descrição dos parâmetros de entrada do TopModel. Fonte: Buytaert (2022).....	33
Tabela 6: Dados de Entrada do R-TopModel. Fonte: Buytaert (2022).....	42
Tabela 7: Saída do R-TopModel. Fonte: Buytaert (2022).....	43
Tabela 8: Valores dos parâmetros para uma combinação com $NS > 0.8$ na fase de calibração.	52
Tabela 9: Avaliação da eficiência do modelo durante as fases de calibração e verificação.....	58

Índice

1. INTRODUÇÃO.....	7
1.1 Objetivo Geral.....	9
1.2 Objetivos Específicos.....	9
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	10
2.1.Ciclo Hidrológico numa Bacia Hidrográfica.....	10
2.2 Evapotranspiração Potencial.....	13
2.3 Análise de Agrupamento.....	14
2.4 Modelos hidrológicos.....	15
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	20
3.1 Dados utilizados para modelagem hidrológica.....	21
3.1.1 Modelo digital de elevação.....	21
3.2. Caracterização da área de estudo.....	23
3.2.1. Histórico de inundações.....	24
3.2.2. Uso e cobertura do solo.....	25
3.3 Controle e manipulação de dados.....	27
3.4 Cálculo da Evapotranspiração Potencial.....	29
3.5 Modelo Hidrológico TopModel.....	32
3.6 Calibração e verificação do modelo.....	39
3.7 Implementação numérica.....	41
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	43
4.1. Análise de dados hidrometeorológicos da bacia do Rio Muriaé.....	43
4.2 Resultados da simulação com o R-TopModel.....	48
4.3. Discussão de resultados.....	58
5. CONCLUSÕES.....	60
REFERÊNCIAS.....	61

1. INTRODUÇÃO

A transformação da precipitação em escoamento superficial ao longo de uma bacia hidrográfica é um processo hidrológico complexo e multifacetado, que apresenta desafios significativos tanto em termos conceituais quanto modelísticos (SITTERSON et al., 2018). A quantidade total de precipitação em uma bacia é crucial para a gestão dos recursos hídricos, incluindo a irrigação agrícola, o abastecimento doméstico e industrial, e para o controle de inundações e erosão do solo (TUCCI, 2009; RAKHECHA, 2009).

Inundações frequentemente resultam de chuvas intensas e prolongadas e podem ser agravadas por práticas inadequadas de uso do solo e urbanização crescente (MARENGO & ALVES, 2005; PIROLI, 2022). O aumento na frequência e na gravidade desses desastres é impulsionado por fatores como o crescimento populacional e as mudanças climáticas, que podem intensificar o risco de eventos extremos, aumentando a frequência, extensão e gravidade das inundações e expondo os sistemas hídricos a maiores riscos (JONGMAN et al., 2012; YIN et al., 2018; DAVENPORT et al., 2021).

A bacia hidrográfica do Rio Muriaé, situada entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro, é uma importante unidade regional, com aproximadamente 300 km de extensão e uma área de drenagem de 8.126 km² (CPRM, 2024). Desempenha um papel crucial no abastecimento de água para o estado do Rio de Janeiro e, desde o início do monitoramento fluviométrico, tem enfrentado frequentes eventos de inundação (SALVIANO & MATOS, 2023).

Embora o regime de precipitação no Sudeste do Brasil não apresente sinais claros de mudança, as projeções climáticas para o século XXI indicam um aquecimento generalizado no país (REGOTO et al., 2021). Análises de dados de precipitação entre 1981 e 2011 mostram tendências de aumento na precipitação total anual e na frequência de eventos extremos, como dias extremamente úmidos e precipitação máxima em um dia e em cinco dias consecutivos na bacia do Rio Muriaé (Senna et al., 2023).

Compreender as mudanças espaço-temporais na intensidade da precipitação e suas implicações para os padrões de umedecimento do solo e respostas hidrológicas é um desafio significativo. Modelos hidrológicos são ferramentas essenciais para explorar esses fenômenos e avaliar como alterações na bacia podem influenciar o comportamento hidrológico (MARINHO FILHO et al., 2013; SCHIAVETTI & CAMARGO, 2002). Esses modelos são cruciais para enfrentar problemas ambientais, prever eventos adversos futuros e apoiar a formulação de políticas públicas (DEVI et al., 2015).

O TopModel (BEVEN & KIRKBY, 1979) é um modelo hidrológico semi-distribuído do tipo chuva-vazão que utiliza uma abordagem conceitual para simular o escoamento em bacias hidrográficas (FRANCHINI et al., 1996). Esse modelo explora a topografia da bacia para dirigir o fluxo de água e a transmissividade vertical do déficit de saturação da camada superficial do solo para determinar a formação do escoamento (WOOD et al., 1990; FRANCHINI et al., 1996). Apesar de seu desenvolvimento na década de 1970, o TopModel mantém relevância devido ao seu design simples, que utiliza poucos parâmetros e valores topográficos distribuídos espacialmente (JANUÁRIO et al., 2022; CHANSORN et al., 2023). O TopModel é uma ferramenta viável para mapear riscos hidrometeorológicos e operar sistemas de alerta para enchentes e deslizamentos de terra (SALVIANO et al., 2021; KARAM et al., 2024).

Embora originalmente desenvolvido para pequenas bacias em regiões úmidas do Reino Unido (BEVEN & KIRKBY, 1979), o TopModel demonstrou eficácia em bacias de tamanho médio e grande, e também em bacias tropicais (CAMPLING et al., 2002; NOURANI et al., 2011; CHANSORN et al., 2023). Estudos recentes mostraram que o modelo se adapta bem a diferentes contextos, incluindo bacias de clima tropical (MOLICOVÁ et al., 1997; GUMINDOGA et al., 2014; SULIMAN et al., 2016). Campling et al. (2002) modificaram o modelo para ajustar a posição do lençol freático, e Gumindoga et al. (2014) avaliaram o impacto da mudança na cobertura do solo sobre o fluxo de água. Suliman et al. (2016) confirmaram que o modelo é preciso na simulação da relação de escoamento em bacias tropicais médias. Salviano et al. (2021) aplicaram o TopModel na bacia do Rio Muriaé, demonstrando sua eficácia na estimativa de vazões observadas e futuras.

A modelagem hidrológica enfrenta o desafio de lidar com grandes volumes de dados (DEVI et al., 2015). Técnicas de análise de agrupamento podem identificar padrões e preencher lacunas nos conjuntos de dados (KASSAMBARA, 2017). O agrupamento hierárquico será utilizado para preencher lacunas nos dados de precipitação acumulada mensal.

O objetivo deste trabalho é analisar e simular o processo chuva-vazão em escala mensal utilizando o modelo hidrológico TopModel, implementado em linguagem R na biblioteca “R-topmodel” (BUYTAERT, 2022), para a bacia do Rio Muriaé. O estudo utiliza médias mensais de variáveis hidrometeorológicas ao longo de 30 anos, visando contribuir com o conhecimento físico sobre a bacia e aprimorar a compreensão do processo chuva-vazão em escala mensal. A pesquisa pretende identificar os parâmetros mais sensíveis para a distribuição de água no solo e explorar como essas investigações podem auxiliar na análise hidrológica e na resolução de questões ainda não totalmente compreendidas, como o tempo de trânsito da água no ciclo hidrológico e a dinâmica de inundações e secas (BLÖSCHL et al., 2019).

1.1 Objetivo Geral

O objetivo principal deste trabalho é analisar a sensibilidade da vazão à variabilidade da precipitação na bacia do Rio Muriaé, utilizando simulações do modelo hidrológico TopModel. O estudo basea-se em 30 anos de dados hidrometeorológicos em escala mensal, buscando compreender como a variabilidade da precipitação afeta a resposta hidrológica da bacia.

1.2 Objetivos Específicos

Para atingir o objetivo principal, serão realizados os seguintes objetivos específicos:

- Analisar 30 anos de dados hidrometeorológicos em escala mensal, buscando compreender como a variabilidade da precipitação afeta a resposta hidrológica da bacia do rio Muriaé.
- Verificar e selecionar períodos de eventos extremos a partir da série de dados.
- Estimar os valores de evapotranspiração potencial utilizando o método de Thornthwaite, integrando essas estimativas nas simulações do modelo.
- Avaliar o desempenho do TopModel na representação do comportamento hidrológico da bacia, comparando as simulações do modelo com os dados observados por meio de análises estatísticas.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1.Ciclo Hidrológico numa Bacia Hidrográfica

O ciclo hidrológico é caracterizado pelo movimento contínuo de trocas de água entre os oceanos, a atmosfera, a superfície e a subsuperfície terrestre, impulsionado principalmente pela energia solar, associada aos efeitos gravitacionais e à rotação da Terra (PEIXOTO, OORT & LORENZ, 1992; RAKHECHA, 2009; TUCCI, 2009). Esse fenômeno global, de circulação fechada, reflete a complexa interação entre diversos processos físicos e químicos.

As variabilidades intrínsecas do ciclo hidrológico são causadas por fatores como a distribuição desigual da energia solar, a influência da rotação e da inclinação do eixo terrestre, a topografia, as diferenças térmicas entre continentes e oceanos, além das variações na composição química da atmosfera, aerossóis e núcleos de condensação (TUCCI, 2009). Alterações antrópicas, como a urbanização, também interferem nesse ciclo, aumentando o volume de escoamento superficial e modificando o hidrograma fluvial (PIROLI, 2022).

O estudo do ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica representa a unidade mais apropriada para a investigação dos recursos hídricos, tanto qualitativa quanto quantitativamente (SCHIAVETTI, 2002). Uma bacia hidrográfica é definida como uma área de captação natural de água drenada por um corpo d'água principal e seus afluentes, convergindo para um único ponto de saída, o exutório (TUCCI, 2009; PIROLI, 2022).

A bacia hidrográfica permite o equacionamento de um balanço hídrico, onde a única entrada de água é a precipitação, tornando-se um sistema isolado de armazenamento de água. A água precipitada escoar em direção ao exutório, regida por leis físicas e representada por variáveis como vazão, profundidade e velocidade. A vazão, definida como o volume de água escoado por unidade de tempo, é uma medida fundamental no estudo do escoamento e é expressa em metros cúbicos por segundo ou litros por segundo (TUCCI, 2009; FETTER, 2001).

A vazão em uma bacia hidrográfica varia conforme a área da bacia e a intensidade da precipitação. Em bacias menores, as vazões máximas são mais sensíveis à intensidade da chuva, enquanto em bacias maiores, as precipitações de menor intensidade e maior duração tendem a causar maiores inundações (SCHIAVETTI, 2002).

O fluxo direto ou rápido é a água que atinge os cursos d'água em resposta à precipitação, enquanto o fluxo de base mantém a vazão nos períodos sem chuva. A quantidade de escoamento superficial é influenciada pela intensidade e duração da precipitação, bem como por fatores como a topografia da bacia, a presença de vegetação e a permeabilidade do solo (FETTER, 2001). Obras hidráulicas, como barragens, também impactam o ciclo hidrológico, alterando a vazão e a velocidade do escoamento.

A resposta hidrológica de uma bacia a um evento de precipitação é complexa e depende das condições iniciais do solo, do regime de precipitação e da natureza do terreno. Segundo Beven & Kirkby (1979), existem quatro principais mecanismos de escoamento: escoamento superficial, escoamento em áreas variáveis de solos quase saturados, escoamento em canais e solos saturados, e fluxo lateral no solo. Esses mecanismos explicam a não-linearidade do escoamento em resposta à chuva e devem ser considerados em modelos hidrológicos (Figura 1).

A rede de drenagem de uma bacia depende da precipitação, evapotranspiração e infiltração, sendo a precipitação o componente mais importante para o estudo hidrológico, pois é a principal fonte de escoamento superficial (RAKHECHA, 2009). A distribuição temporal e espacial das precipitações influencia diretamente a recarga dos mananciais hídricos e a disponibilidade de água para consumo (SCHIAVETTI, 2002).

A variabilidade da precipitação é maior em escalas temporais menores, como horas e dias, do que em escalas mensais e anuais. A estimativa da precipitação média em uma bacia é fundamental para estudos hidrológicos e baseia-se na hipótese de que essa média seja representativa da precipitação ocorrida em toda a área (SCHIAVETTI; CAMARGO, 2002).

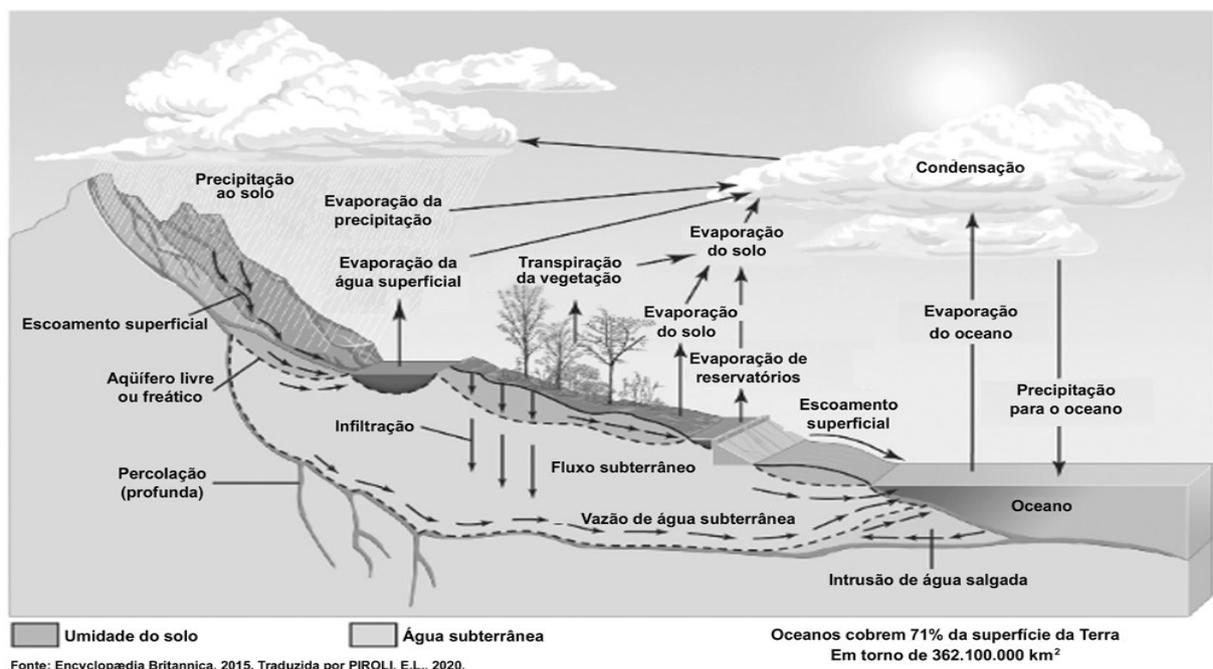


Figura 1: Diagrama esquemático com as diversas fases do ciclo hidrológico. (PIROLI, 2022).

2.2 Evapotranspiração Potencial

Evapotranspiração é o processo combinado de evaporação e transpiração, que, embora distintos, podem ser tratados conjuntamente em hidrometeorologia, dado que ambos são influenciados por fatores meteorológicos similares, como temperatura, radiação, umidade, vento e pressão atmosférica (Rakhecha, 2009; Hartmann, 2015). A **evapotranspiração potencial (ETP)** refere-se à máxima evapotranspiração que ocorreria se o solo tivesse um suprimento ilimitado de água, ou seja, sem qualquer estresse hídrico. Esse conceito representa a perda de água para a atmosfera através de uma superfície natural, geralmente considerada como gramada, tal como as utilizadas em estações meteorológicas em latitudes médias (Camargo et al., 2000).

Na análise de modelos hidrológicos mensais, a escolha do método para estimar a ETP deve considerar o clima da região de estudo e os objetivos específicos da simulação. Métodos que utilizam apenas valores de temperatura são considerados inadequados para análises hidrológicas de longo prazo, apesar de produzirem resultados similares a métodos mais robustos, que incorporam dados de radiação, umidade relativa e aerodinâmica nos cálculos de ETP (Bai, Peng et al., 2016; Oudin et al., 2005).

Embora haja diferenças significativas nas estimativas de ETP obtidas por diferentes métodos, alguns estudos demonstraram que as simulações de vazão produzidas por modelos hidrológicos tendem a ser insensíveis às variações na entrada de ETP (Bai, Peng et al., 2016; Oudin et al., 2005). Por exemplo, Oudin et al. (2005) investigaram os impactos de diferentes métodos de estimativa de ETP no desempenho de quatro modelos conceituais de chuva-vazão em escala diária, incluindo uma versão modificada do TopModel com oito parâmetros. Eles descobriram que tanto os métodos simples quanto os complexos podem alcançar desempenhos semelhantes na avaliação da eficiência dos modelos.

Em outro estudo, Bai, Peng et al. (2016) utilizaram dois modelos hidrológicos conceituais em escala mensal, que requerem apenas valores de precipitação média e ETP como dados de entrada, e aplicaram quatro métodos distintos para calcular a ETP. Eles

concluíram que as simulações de vazão em ambos os modelos não são sensíveis às variações nas entradas de ETP, independentemente de a região ser úmida ou seca. Os modelos hidrológicos mensais compensam a perda de eficiência nas simulações de vazão, causada por diferentes entradas de ETP, por meio da calibração dos parâmetros do modelo.

Para estimar os valores de evapotranspiração potencial, foi adotado o método proposto por Thornthwaite (1948), que considera a ETP mensal como um elemento climatológico, visando à classificação climática. Nesse contexto, a evapotranspiração é considerada equivalente à precipitação ideal para que uma região não apresente nem excesso nem deficiência hídrica ao longo do ano (Pereira, Sedyama & Villa Nova, 2012).

O método desenvolvido por Thornthwaite (1948) é uma das expressões mais antigas para estimativa da evapotranspiração potencial. O conjunto de equações proposto é baseado no balanço hídrico de bacias hidrográficas e em medições de evapotranspiração realizadas em lisímetros, constituindo um modelo simples que utiliza dados de temperatura média do ar e fotoperíodo, isto é, a duração do dia em relação à noite em um período de 24 horas (Pereira, Sedyama & Villa Nova, 2012; Júnior, 2022).

2.3 Análise de Agrupamento

A **análise exploratória de dados** é uma ferramenta fundamental que auxilia os pesquisadores a visualizar e explorar a estrutura de um conjunto de dados. Esse tipo de análise frequentemente revela regularidades que permanecem ocultas quando se examinam apenas matrizes de números (Borg & Groenen, 1997). Um dos métodos mais eficientes para identificar padrões de similaridade e dissimilaridade é a **análise de agrupamento (Clustering)** (Kassambara, 2017). Este método permite identificar quais observações são semelhantes e categorizá-las de forma significativa, podendo também ser utilizado para preencher lacunas em conjuntos de dados (Boehmke, 2022).

Entre as abordagens de agrupamento, o **agrupamento hierárquico** é amplamente utilizado, pois permite agrupar objetos com base em sua semelhança sem a necessidade de pré-especificar o número de grupos (Kassambara, 2017). Dentre os métodos hierárquicos, o **agrupamento aglomerativo** é o mais comum. Nesse método, os agrupamentos são inicialmente formados por pequenos grupos de elementos que compartilham um alto grau de similaridade. À medida que o processo avança, esses grupos se fundem, resultando em poucos agrupamentos maiores, onde os elementos apresentam menor similaridade entre si. O resultado final é uma representação gráfica em forma de árvore, conhecida como **dendrograma** (Kassambara, 2017).

No método hierárquico aglomerativo, o dendrograma visualiza a ordem e o processo pelo qual os dados foram agrupados. A classificação das observações em grupos exige a utilização de métodos específicos para calcular a distância ou dissimilaridade entre cada par de observações. Esse cálculo resulta na chamada **matriz de dissimilaridade ou matriz de distância** (Boehmke, 2022). Diversos métodos podem ser utilizados para calcular essas distâncias, sendo o **método Euclidiano** o escolhido para a metodologia deste trabalho. Este método é definido pela Equação 1,

$$d_{\text{euc}}(x, y) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (1)$$

onde x e y são vetores de comprimento n .

2.4 Modelos hidrológicos

2.4.1 Análise Hidrológica e Modelagem: Fundamentos e Classificações

A análise hidrológica é um campo complexo que envolve o estudo detalhado dos processos naturais que ocorrem dentro do ciclo hidrológico, como precipitação, evaporação, infiltração e escoamento em rios. A compreensão desses processos é essencial para estudos ambientais, e a modelagem hidrológica oferece uma ferramenta poderosa para investigar o

comportamento dessas variáveis e prever respostas hidrológicas com base em dados observados (MARINHO FILHO et al., 2013; BEVEN, 2001).

Historicamente, os primeiros hidrólogos que tentaram prever os fluxos de escoamento esperados em eventos de chuva basearam-se principalmente em sua intuição e na compreensão qualitativa dos processos chuva-vazão. Apesar das limitações tecnológicas e de dados na época, essas primeiras abordagens estabeleciam hipóteses fundamentais sobre os mecanismos envolvidos (BEVEN, 2001). Durante o século XVIII, o avanço das medições e experimentos hidráulicos contribuiu significativamente para o campo, destacando-se o desenvolvimento da Lei de Darcy em 1856 por Henry Darcy, que descreveu o fluxo de água através de meios porosos, e o Método Racional por James Mulvaney em 1851, considerado o primeiro modelo hidrológico que correlacionava a intensidade da chuva com a vazão resultante (CHOW, V. T. et al., 1988).

A evolução da modelagem hidrológica foi impulsionada pela necessidade de superar as limitações nas técnicas tradicionais de medição, permitindo a estimativa de variáveis hidrológicas tanto no espaço quanto no tempo (BEVEN, 2001). Modelos hidrológicos conceituais começaram a emergir no início do século XX, com contribuições significativas como o modelo de infiltração de Green e Ampt (1911), o método do hidrograma unitário de Sherman (1932), e a lei de infiltração de Horton (1933), que descreve a redução da capacidade de infiltração do solo ao longo do tempo durante eventos de precipitação.

O advento dos computadores na década de 1960 possibilitou a aplicação de teorias hidrológicas mais complexas, permitindo simulações detalhadas de processos hidrológicos e a análise em diferentes escalas. Recentemente, a disponibilidade de modelos de código-fonte aberto tem facilitado a escolha e a comparação de diferentes modelos, democratizando o acesso a ferramentas avançadas de análise (ASTAGNEAU, P.C. et al., 2021).

Modelos hidrológicos são essenciais para simular fenômenos hídricos em escalas de tempo definidas, estimando componentes do fluxo hidrológico que anteriormente eram desconhecidos ou não quantificados. Contudo, a representação completa desses fenômenos é desafiadora, e a maioria dos modelos se concentra apenas em alguns processos específicos que ocorrem em uma bacia hidrográfica (MARINHO FILHO et al., 2013). Esses modelos são

amplamente utilizados para prever eventos potencialmente prejudiciais e apoiar a tomada de decisões e a formulação de políticas públicas, sendo ferramentas cruciais para a gestão ambiental e mitigação de impactos (DEVI, GANASRI & DWARAKISH, 2015; SITTERSON et al., 2018).

Diversas classificações de modelos hidrológicos foram propostas, geralmente baseadas em critérios matemáticos, para entender melhor os processos de configuração e operação desses modelos. Embora uma classificação definitiva seja difícil devido às características sobrepostas entre os modelos, eles podem ser geralmente classificados em termos de base de simulação, apresentação espacial, apresentação temporal e método de solução (JAJARMIZADEH, M.; HARUN, S.; SALARPOUR, M., 2012). Marinho Filho et al. (2013) propõe uma classificação simplificada dos modelos hidrológicos com base nas variáveis utilizadas, nas relações entre essas variáveis, na representação espacial dos dados, na dependência temporal e na existência de relações espaciais.

Modelos hidrológicos estocásticos consideram a variabilidade aleatória das variáveis envolvidas, relacionando-as a distribuições de probabilidade, enquanto modelos determinísticos tratam cada entrada como uma única saída previsível, sem considerar a probabilidade. Os modelos também podem ser empíricos, baseados em observações sem ligação direta com os processos físicos, ou conceituais, que simplificam processos hidrológicos através de equações paramétricas (MARINHO FILHO et al., 2013; DEVI, GANASRI & DWARAKISH, 2015).

Os modelos empíricos, também conhecidos como "caixa-preta", utilizam funções baseadas em análises estatísticas, ignorando os processos físicos subjacentes. Em contraste, os modelos conceituais interpretam os processos de escoamento por meio de sistemas interligados de reservatórios, representando simplificadamente os elementos físicos de uma bacia hidrográfica (DEVI, GANASRI & DWARAKISH, 2015; SITTERSON et al., 2018). Esses modelos conceituais podem ser subdivididos em semi-conceituais, que mantêm empirismo em alguns parâmetros, e de base física, que utilizam equações de diferenças finitas para descrever os processos hidrológicos com maior precisão.

A representação espacial dos modelos hidrológicos varia desde modelos concentrados, que tratam a bacia hidrográfica como uma unidade homogênea, até modelos distribuídos, que consideram a variabilidade espacial das características físicas da bacia, proporcionando informações detalhadas sobre o escoamento em diferentes pontos (SITTERSON et al., 2018). Modelos semi-distribuídos combinam elementos de ambos, permitindo subdivisões dentro de uma bacia para capturar variações importantes, como tipo de solo e vegetação.

A escala temporal em modelos hidrológicos pode variar significativamente, desde segundos até meses ou anos, dependendo dos objetivos do estudo e da disponibilidade de dados. A escolha do tipo de modelo, sua distribuição espacial e temporal, é influenciada pela acessibilidade a dados de entrada e pela complexidade desejada na análise (JAJARMIZADEH, M.; HARUN, S.; SALARPOUR, M., 2012).

O processo de transformação da chuva em escoamento superficial, conhecido como processo chuva-vazão, é altamente complexo devido à sua natureza não linear e variabilidade espacial e temporal. Modelos chuva-vazão são cruciais para transformar a precipitação em uma descrição quantitativa da vazão em um ponto de interesse, considerando condições de contorno como precipitação e evapotranspiração, que influenciam diretamente o balanço hidrológico de uma região (SCHIAVETTI, 2002) (veja Tabela 1)

A escolha do modelo chuva-vazão mais adequado depende do objetivo do projeto, da disponibilidade de dados, do tamanho da área de estudo, e da simplicidade desejada. É fundamental revisar requisitos de dados, significado físico, facilidade de uso e resolução espacial para garantir a seleção do modelo mais apropriado (SITTERSON et al., 2018).

Nas últimas décadas, modelos baseados em redes neurais surgiram como soluções de alto desempenho na modelagem de chuva-vazão e na previsão de inundações. Esses modelos têm a capacidade de formular estatisticamente a complexa não linearidade do processo chuva-vazão, utilizando apenas dados históricos, sem a necessidade de conhecimento prévio sobre os processos físicos subjacentes. Essa abordagem puramente empírica torna as redes neurais uma ferramenta poderosa para previsões hidrológicas em cenários onde os dados históricos são abundantes e detalhados (JEHANZAIB, M. et al., 2022). No entanto, o uso de redes neurais na modelagem hidrológica apresenta algumas desvantagens significativas.

Tabela 1: Relação entre as diversas áreas apoiadas pela modelagem hidrológica de precipitação- vazão. Fonte: Marinho Filho et al. (2013).

Área	Foco
Desenvolvimento urbano	Drenagem urbana e controle de cheias: redes pluviais, obras hidráulicas e previsão de enchentes
Energia	Projeto e operação de hidrelétricas: disponibilidade hídrica, previsão de afluência de vazões e operação hidráulica dos reservatórios em tempo real.
Controle de calamidades	Cheias: alerta da população ribeirinha. Estiagens: racionamento para abastecimento urbano e irrigação.
Gerenciamento de recursos hídricos	Controle do uso e conservação da água
Produção agrícola	Disponibilidade hídrica para irrigação
Controle ambiental	Estudos sobre impermeabilidade: impacto devido a diferentes tipos de solo.

Uma das principais limitações é a incapacidade de extrapolar o mapeamento de entrada-saída para além dos valores observados historicamente, o que restringe a capacidade do modelo de prever eventos extremos ou inéditos. Além disso, esses modelos exigem uma quantidade substancial de dados para treinamento, o que pode ser um desafio em regiões com escassez de registros históricos de alta qualidade. Outra desvantagem relevante é o elevado custo computacional e o tempo de processamento necessários para calibrar e validar os modelos, especialmente quando comparados a métodos mais tradicionais (JEHANZAIB, M. et al., 2022).

Por outro lado, modelos conceituais, que simplificam os processos físicos hidrológicos em sistemas interligados de reservatórios, fornecem estimativas razoáveis do fluxo em exutórios de bacias hidrográficas. No entanto, esses modelos muitas vezes produzem representações imprecisas dos fluxos hidrológicos internos, levando a inconsistências na modelagem dos processos internos de captação. Para superar essas limitações, modelos distribuídos e modelos acoplados de superfície-subsuperfície têm sido desenvolvidos,

oferecendo uma representação mais detalhada e realista dos processos hidrológicos internos. Entretanto, o uso desses modelos distribuídos e acoplados vem com um custo elevado, uma vez que eles requerem uma grande quantidade de dados provenientes de observações de campo. Além disso, a preparação desses dados e a calibração dos parâmetros envolvidos demandam tempo e recursos substanciais. A parametrização excessiva, comum nesses modelos, também pode representar um risco para a precisão e a robustez das previsões, tornando o processo de modelagem ainda mais complexo (PEEL, M. C.; MCMAHON, T.A., 2020).

Para aplicações práticas em que a modelagem detalhada dos processos internos de captação não é essencial, um modelo conceitual com um pequeno número de parâmetros pode ser a escolha mais adequada. Esses modelos permitem uma estimativa eficiente do fluxo no exultório de uma bacia hidrográfica, equilibrando simplicidade e desempenho sem incorrer em custos computacionais excessivos ou exigir dados extensivos (PEEL, M. C.; MCMAHON, T.A., 2020).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho utilizou o modelo hidrológico chuva-vazão TopModel (BEVEN, 1979) para estudar a resposta hidrológica da bacia hidrográfica do rio Muriaé a eventos extremos de precipitação. Para a implementação do modelo, foram selecionados dados hidrometeorológicos em escala mensal provenientes de estações in situ (INMET, 2023; ANA, 2024) e dados de sensoriamento remoto, incluindo um modelo digital de elevação, utilizado para representar a topografia da região. A análise abrangeu um período de 30 anos, de setembro de 1990 a agosto de 2020, dos quais 18 anos foram dedicados à calibração do TopModel.

Este capítulo está estruturado da seguinte forma: a seção 3.1 descreve os dados utilizados; a seção 3.2 fornece uma visão geral da área de estudo; a seção 3.3 detalha os métodos empregados no tratamento e elaboração das séries mensais de temperatura,

precipitação e evapotranspiração potencial, todas espacialmente concentradas na área da bacia; e, por fim, a seção 3.4 apresenta a descrição do modelo hidrológico utilizado.

3.1 Dados utilizados para modelagem hidrológica

A ocorrência de secas e cheias é monitorada em tempo real por meio de estações fluviométricas telemétricas que compõem o banco de dados do Sistema Nacional de Recursos Hídricos, disponível em <www.snirh.gov.br/hidrotelemetria>. Neste trabalho, foram selecionados dados mensais de vazão e cota da estação Cardoso Moreira, estação mais próxima da foz do rio Muriaé, para o período de agosto de 1990 a julho de 2020 (Tabela 2). Os dados da estação foram considerados como representativos do exultório da bacia hidrográfica e utilizados para análise hidrológica e avaliação da eficiência das simulações.

Dados mensais de temperatura e precipitação foram obtidos com o intuito de representar o valor médio concentrado na área de bacia. Foram utilizados dados de estações convencionais e automáticas que tivessem mais de catorze anos sem falhas ao longo do período analisado (Tabela 2). Séries temporais foram construídas sem levar em consideração a variabilidade espacial, ou seja, valores médios de precipitação acumulada mensal e temperatura foram considerados homogêneos na área de estudo.

3.1.1 Modelo digital de elevação

Um modelo digital de elevação (MDE) consiste em um arquivo matricial, onde cada célula apresenta a cota do terreno para uma certa resolução espacial, geralmente proveniente de dados de sensoriamento remoto. Neste trabalho, foram utilizados dados do modelo de elevação global aprimorado Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010) desenvolvido por U.S. Geological Survey (USGS) e National Geospatial Intelligence Agency (NGA), resultando na topografia mostrada na Figura 2.

Tabela 2: Dados hidrometeorológicos utilizados. () Descrição das variáveis: P- precipitação; T- temperatura; Q- vazão. Fonte: autor. Elaborado a partir de dados da ANA (2023) e INMET(2023).*

Estação	Código	Responsável	Latitude	Longitude	Variáveis	Intervalo
Caparaó	83639	INMET	-20.53	-41.91	P.T	09/1990-08/2020
Itaperuna	83695	INMET	-21.20	-41.91	P.T	09/1990-08/2020
Campos	83698	INMET	-21.74	-41.33	P.T	09/1990-08/2020
Muriaé	A517	INMET	-21.11	-42.38	P	09/1990-08/2020
Campos dos Goytacazes	A607	INMET	-21.71	-41.34	P	09/1990-08/2020
Itaperuna	2141004	ANA	-21.21	-41.89	P	09/1990-08/2020
Porciúncula	2042027	ANA	-20.96	-42.04	P	09/1990-08/2020
Cardoso Moreira	2141003	ANA	-21.49	-41.62	P	09/1990-08/2020
Cardoso Moreira	58960000	ANA	-21.49	-41.62	Q	09/1990-08/2020

O USGS e o NGA colaboraram no desenvolvimento de um modelo de elevação global notavelmente aprimorado com um conjunto de dados de elevação para aplicações em escala global e continental com cobertura global de todas as áreas terrestres de latitude 84°N a 90°S. O GMTED2010 foi gerado em três resoluções espaciais separadas, com aproximadamente 1 quilômetro, 500 metros e 250 metros; e possui sete produtos de elevação para cada resolução utilizando diferentes métodos de agregação, incluindo: mínimo, máximo, média e desvio padrão (DANIELSON & GESCH, 2011).

Os dados do GMTED2010 foram acessados através do site Earth Explorer <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>. A região de interesse foi definida utilizando o mapa na guia Critérios de pesquisa, posteriormente, na guia Data Sets, foi selecionado o nome do produto (GMTED2010) em Digital Elevation e escolhida a resolução de 250 metros. Esses

dados inteiros usam a projeção geográfica (latitude/longitude) WGS84 e são fornecidos no formato TIF. Neste trabalho foi utilizado o produto referente à elevação média, identificado como gmted_mea no nome do arquivo.

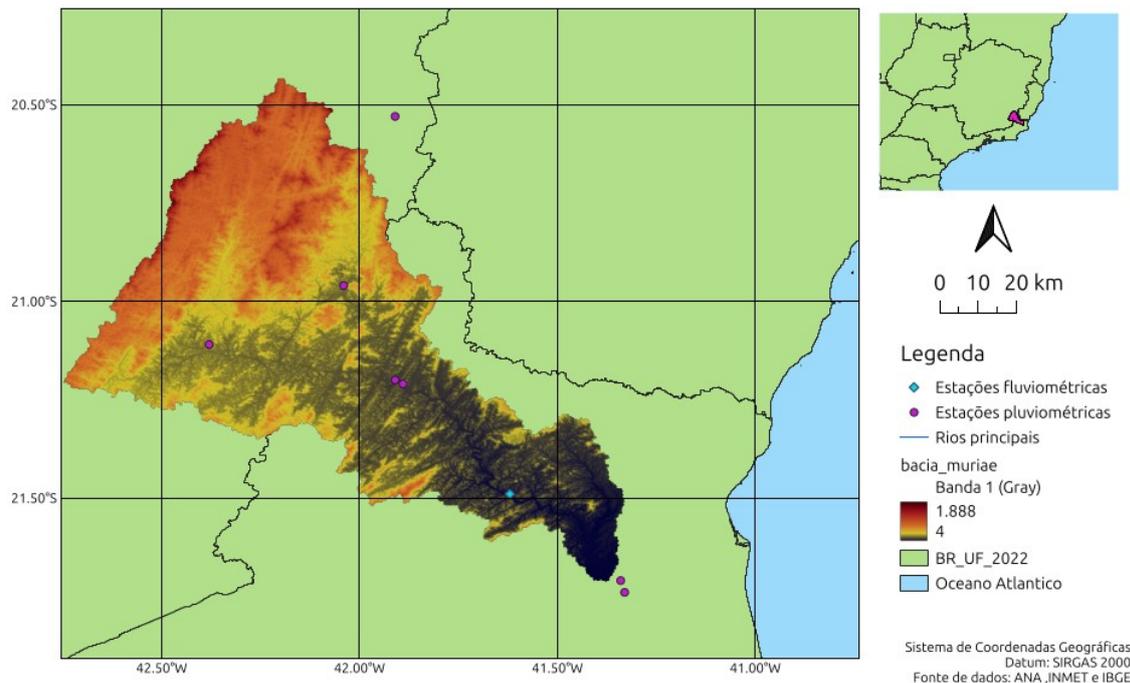


Figura 2: Mapa com localização da área de estudo e das estações pluviométricas e fluviométricas utilizadas.

3.2. Caracterização da área de estudo

A bacia hidrográfica do rio Muriaé é formada pelo rio Muriaé e seus principais afluentes: Preto, Glória e Carangola. Localizada na região sudeste do Brasil nos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro (Figura 2), a bacia abrange 26 municípios, dos quais os mais urbanizados são Muriaé/MG, Itaperuna/RJ e Carangola/MG, e possui uma área de drenagem de 8.126 km². Seu rio principal contribui como último afluente do rio Paraíba do Sul, antes de sua foz no Oceano Atlântico. (CPRM,2024).

O clima da bacia hidrográfica é caracterizado como subtropical quente (MARENGO, 2005), com precipitação média anual variando entre 950 a 1500 mm (CPRM, 2024). O regime de chuvas é caracterizado por um período seco, que se estende de junho a setembro, e período muito chuvoso durante as estações primavera e verão, que abrange os meses de novembro a janeiro (MARENGO, 2005; DE ALMEIDA SANTANA; SANTOS & DA SILVA, 2020). A estação chuvosa é dominada pela passagem de frentes frias e, eventualmente, pelo estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A precipitação associada à ZCAS resulta do transporte de umidade da bacia amazônica para o centro do Brasil, podendo ser perturbada por anomalias de temperatura na superfície do Oceano Atlântico Sul Tropical. Durante o inverno, estação seca, os eventos de precipitação ocorrem devido ao aumento na frequência de frentes frias; entretanto, não há calor e umidade suficientes para a convecção profunda, o que resulta em chuvas menos intensas (LUIZ-SILVA, W. et al., 2021).

Os mecanismos atmosféricos mais atuantes, que interferem na intensidade e distribuição da precipitação na localidade da bacia são: Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), sistemas frontais, linhas de instabilidade, sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) e brisas. Sendo mais influentes os sistemas frontais durante o inverno e a ZCAS no verão (BRASILIANSE et al. 2020).

3.2.1. Histórico de inundações

A bacia do rio Muriaé apresenta um histórico recorrente de eventos de inundação (Tabela 3), dos quais serão destacados os ocorridos em 2008 e 2012, resultantes de altos volumes de precipitação. Esses eventos serão analisados e utilizados como período de verificação do modelo hidrológico.

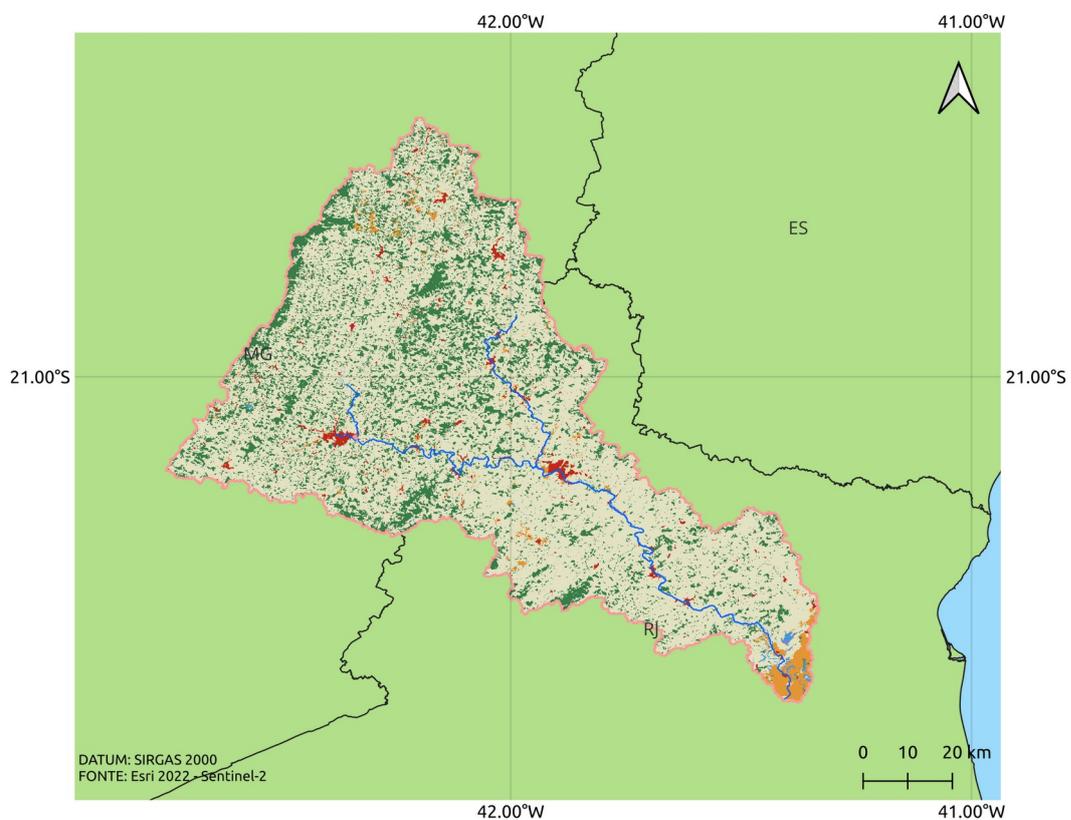
Histórico: Eventos de inundação na Bacia do Muriaé	
Ano	Descrição do evento
1925	Grande inundação.
1945	Grande inundação.
2007	Rompimento de barragem de rejeitos de mineração no município de Mirai/MG, lançando um volume de 2 milhões de m ³ de lama , causando inundações e destruição em todas as cidades a jusante.
2008	Grande inundação devido ao alto volume precipitado na cabeceira da bacia. Atingiu as cidades de: Patrocínio do Muriaé/MG, Laje do Muriaé/RJ, Itaperuna/RJ, Italva/RJ e Cardoso Moreira/RJ.
2012	Grande inundação na qual o Governo Estadual do Rio de Janeiro decretou situação de emergência em 7 municípios do Norte e Noroeste Fluminense.
2018	Inundações em Patrocínio do Muriaé e Porciúncula.

Tabela 3: Eventos de inundação na Bacia do Muriaé. Fonte: CPRM(2024).

3.2.2. Uso e cobertura do solo

A distribuição do uso e cobertura do solo (Figuras 3 e 4) foi elaborada a partir de dados do satélite Sentinel 2 com resolução espacial de 10 metros (VENTER, S. et al., 2022), disponíveis em < <https://www.arcgis.com/apps/>> . Este conjunto de dados pode ser usado para visualizar o uso/cobertura da terra em qualquer lugar da Terra; também pode ser usado em análises como ferramenta estatística, permitindo que um usuário entenda a composição de uma área específica relatando as estimativas totais para cada uma das classes (Figura 3).

A maior parte do solo da bacia é utilizada para atividade de pastagem (73.8%), seguida por algumas áreas de vegetação densa (21.7%). Regiões de gramíneas e/ou plantações de culturas de pequeno porte, área construída e corpos d'água constituem, somados, aproximadamente 5% da área total (Figura 4).



Legenda

- rio_muriae
- Uso e cobertura do solo
 Banda 1 (Palette)
- Água
- Vegetação densa (~15 m)
- Cereais, gramíneas e outras culturas de peq. porte
- Área construída
- Pastagem

Figura 3: Mapa com localização da área de estudo e valores de uso e cobertura do solo. Fonte: autora.

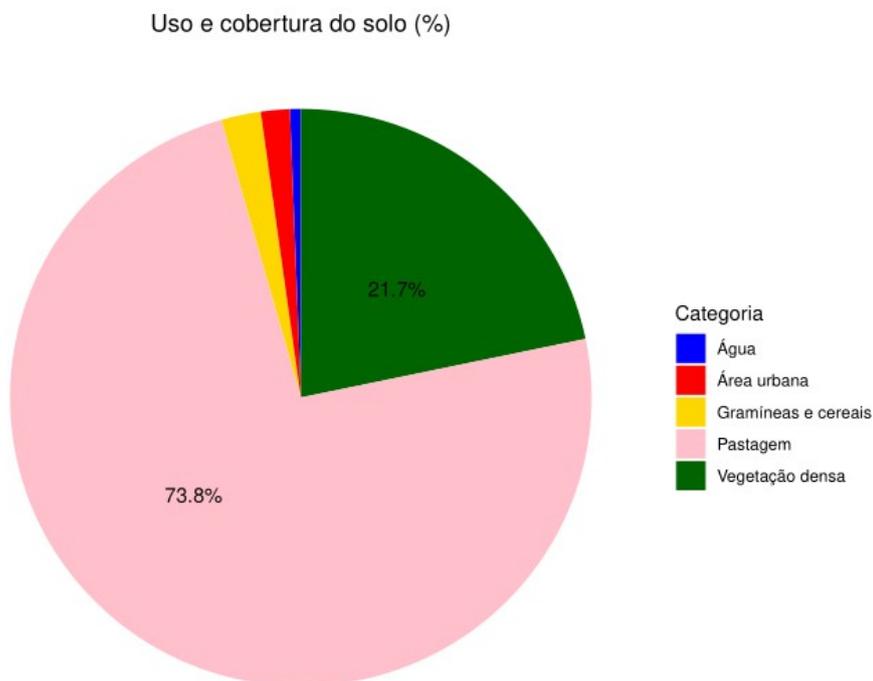


Figura 4: Agrupamento Hierárquico – Uso e cobertura do solo para a região da bacia do Muriaé (%). Fonte: autora.

3.3 Controle e manipulação de dados

O TopModel utiliza como dados de entrada séries temporais de precipitação e evapotranspiração potencial, e dados de sensoriamento remoto para representar a topografia da região. Neste trabalho foram utilizados dados do modelo de elevação global aprimorado Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010). A série temporal de precipitação acumulada mensal foi gerada por meio de uma média ponderada utilizando o método de Thiessen (Thiessen, 1911) e o padrão de similaridade das estações. Os valores de evapotranspiração potencial foram calculados pelo método de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) a partir dos dados de temperatura média mensal.

A análise de agrupamento foi gerada através de um script desenvolvido em linguagem R para os dados de precipitação acumulada mensal. Os dados foram organizados em uma matriz de modo que as colunas representassem as estações enquanto as linhas continham os valores médios. Cada par de estações foi combinado em grupos com valores de precipitação similares (Figura 5).

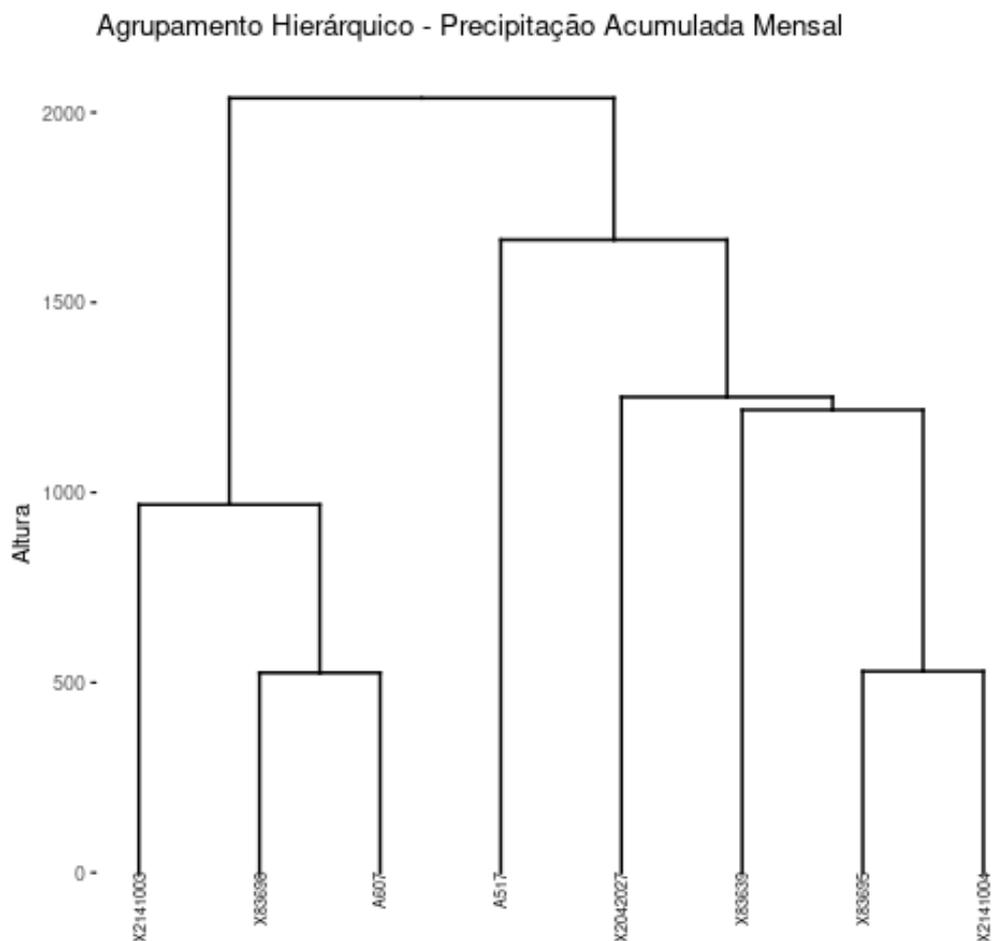


Figura 5: Agrupamento Hierárquico - Precipitação acumulada mensal. Dendrograma representativo do Agrupamento Hierárquico de Precipitação acumulada mensal -set/2010 a ago/2020. Fonte: autora.

Neste dendrograma cada “folha” corresponde a um objeto, no nosso caso, uma estação meteorológica. Objetos semelhantes entre si são combinados em galhos, que são fundidos em uma altura mais alta. A altura da fusão, fornecida no eixo vertical, indica a (des)similaridade/distância entre dois objetos: quanto maior a altura da fusão, menos similar. Dessa maneira, é possível visualizar através do gráfico quais estações possuem valores semelhantes. Neste trabalho, a técnica de agrupamento hierárquico foi utilizada para preencher falhas nas séries de dados de precipitação, para cada estação, a partir do dendrograma.

Após preencher as falhas nos dados de precipitação, foi necessário interpolar esses dados a fim de gerar uma série única com valores representativos da precipitação acumulada mensal para a área de estudo. Para tal, foi aplicado o método de Thiessen (Thiessen, 1911) para calcular a média ponderada. Os valores foram calculados utilizando o software QGIS, considerando, inclusive, dados de estações próximas ao limite da área da bacia.

No método de Thiessen (Thiessen, 1911), a precipitação em cada área delimitada pelo polígono é representada pelo pluviômetro mais próximo (Figura 6). A média ponderada é calculada atribuindo pesos diretamente proporcionais à área de influência de cada posto na bacia (TUCCI, 1997), calculada pela Equação 2,

$$P_{média} = \frac{1}{A_{bacia}} \sum_{i=1}^n P_i A_i \quad (2)$$

onde A_i é a área de influência do i -ésimo posto pluviométrico, P_i é a precipitação registrada no i -ésimo posto pluviométrico e A_{bacia} é a área total.

3.4 Cálculo da Evapotranspiração Potencial

Para calcular a Evapotranspiração Potencial foi utilizado o método de Thornthwaite (1948). Primeiramente, foi calculada a média aritmética entre os valores mensais de temperatura das estações convencionais do INMET consideradas (INMET, 2023). Para a

evapotranspiração potencial de cada mês o modelo proposto por Thornthwaite (1948), conforme Equação 3,

$$ETP = F_c \times ETP_{NA} \quad (3)$$

onde:

ETP = evapotranspiração potencial acumulada, em mm/mês;

(ETP)NA = evapotranspiração potencial não ajustada, em mm/mês, estimada para um mês-padrão de 30 dias e com duração do período diurno de 12 horas; e

Fc = fator de correção, que leva em consideração o comprimento médio do dia e o número de dias do mês em questão (Tabela 4).

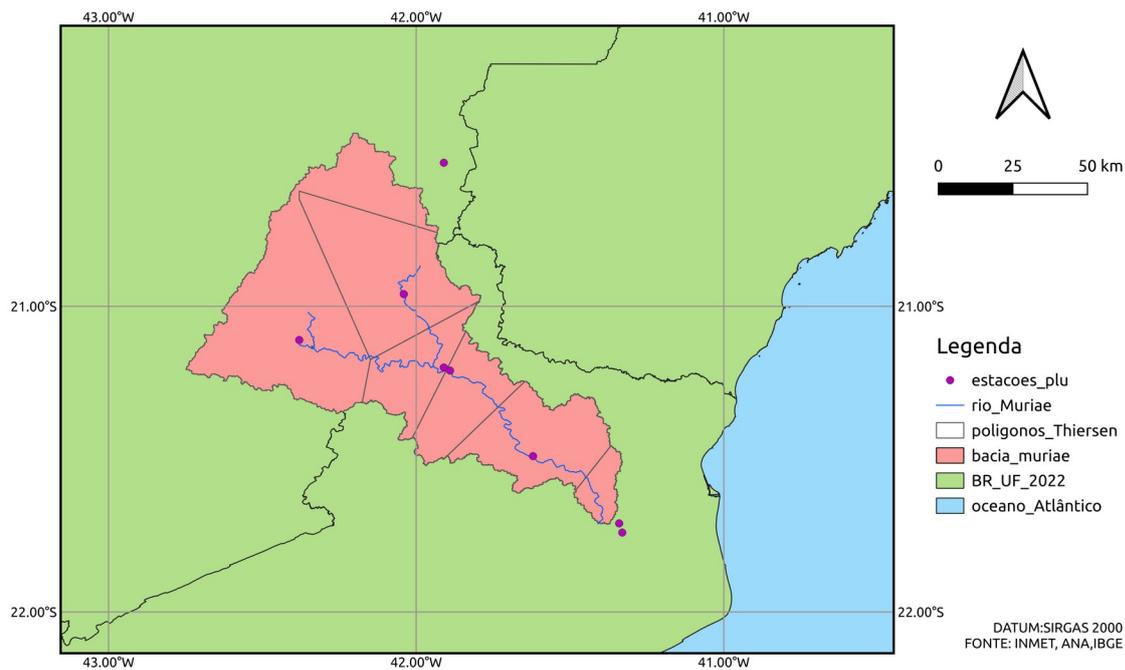


Figura 6: :Mapa da área de estudo com a representação dos polígonos utilizados na aplicação do método de Thiessen.

Tabela 4: Valores de $(ETP)_{NA}$ propostos para os casos de temperatura média mensal iguais ou superiores a 26,5 °C. Fonte: Júnior (2022).

T (°C)	$(Et_p)_{NA}$ [mm/mês]									
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
26	---	---	---	---	---	135	135	138	138	138
27	138	141	141	141	144	144	144	144	147	147
28	147	150	150	150	150	153	153	153	153	156
29	156	156	156	156	159	159	159	159	162	162
30	162	162	162	165	165	165	165	165	168	168
31	168	168	168	171	171	171	171	171	171	174
32	174	174	174	174	174	174	177	177	177	177
33	177	177	177	177	180	180	180	180	180	180
34	180	180	180	183	183	183	183	183	183	183
35	183	183	183	183	183	183	183	183	183	183
36	183	183	186	186	186	186	186	186	186	186
37	186	186	186	186	186	186	186	186	186	186

O método de Thornthwaite utiliza primeiramente uma fórmula para estimar a evapotranspiração potencial não ajustada, em mm/mês, para valores de temperatura média do ar inferior a 26,5°C. Logo tem-se (Equação 4),

$$ETP_{NA} = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a \quad (4)$$

onde T = temperatura média mensal do ar, em °C; I = índice térmico anual (ou índice de calor), correspondente à soma de 12 índices mensais e dado por (Equação 5):

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{TC_i}{5} \right)^{1.514} \quad (5)$$

O valor de a é uma função do índice térmico anual (I), sendo determinado pela Equação 6,

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.792 \times 10^{-2} I + 0.49239 \quad (6)$$

O índice de calor da região (I) deve ser calculado com valores normais, utilizando média climatológica (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2012). Para calcular esse índice, foi considerado a média entre os valores de normais climatológicas de temperatura média compensada (Tc) das estações convencionais do INMET, para os anos de 1991 a 2020 (INMET, 2023).

Para temperatura média do ar igual ou superior a 26,5°C o método proposto superestima a evapotranspiração potencial não ajustada. Neste caso, usa-se os valores da tabela 4. Finalmente, para obter a evapotranspiração do mês em questão, deve-se multiplicar o resultado calculado, pelo fator de correção Fc.

3.5 Modelo Hidrológico TopModel

O TopModel, cuja sigla significa modelo hidrológico baseado na topografia, é um modelo chuva-vazão semi-distribuído desenvolvido para pequenas bacias úmidas de clima temperado; é considerado um dos primeiros modelos hidrológicos a fazer uso explícito de dados gráficos em sua formulação. O modelo considera a topografia, a saturação do solo e a precipitação média para estimar o escoamento superficial em uma determinada área; se baseia na ideia de que a distribuição espacial de áreas molhadas na bacia influencia significativamente o escoamento (BEVEN K. J. et al., 2021).

Beven & Kirkby (1979) e Beven et al. (1984) descreveram o TopModel como um modelo conceitual de base física, semi-distribuído, definido com parâmetros determinísticos (Tabela 5), que representa a dinâmica da superfície e do solo com base na relação entre descarga e armazenamento estabelecida a partir de fluxos em zonas saturadas. É considerado semi-distribuído porque apenas o parâmetro relacionado à topografia, o índice topográfico, é distribuído espacialmente.

Tabela 5: Descrição dos parâmetros de entrada do TopModel. Fonte: Buytaert (2022).

Parâmetros	Descrição
qs0	Densidade de fluxo inicial na subsuperfície [$m \ dt^{-1}$];
lnTe	Logaritmo de transmissividade no solo efetivamente saturado [$m^2 \ dt^{-1}$];
m	Fator exponencial do perfil de decaimento da transmissividade no solo [m];
Sr0	O nível inicial da altura de água na camada superficial do solo [m];
Srmax	O nível máximo da altura de água na camada superficial do solo [m];
td	Tempo de permanência da água na zona não-saturada do solo [$dt \ m^{-1}$];
vch	Velocidade média no canal principal [$m \ dt^{-1}$];
vr	Velocidade média de escoamento superficial [$m \ dt^{-1}$];
K0	Condutividade hidráulica máxima em solo saturado [$m \ dt^{-1}$];
cd	Varição da altura do lençol freático devido à capilaridade [m];
dt	Passo de tempo [h];

No TopModel uma série de três reservatórios interligados representa o processo de geração do escoamento (Figura 8) e a resposta média de saturação do solo em uma sub-bacia homogênea: reservatório da zona de raízes da vegetação (SRZ), reservatório da zona não saturada do solo (SUZ) e o reservatório da zona saturada do solo (SSZ). A precipitação (R) é a fonte dominante na geração de escoamento; parte da precipitação líquida pode ser perdida pela evapotranspiração na zona de raízes da vegetação e outra parte devido à gravidade durante o armazenamento no SUZ. O deficit de saturação (D) de cada instante de tempo é a diferença entre o nível máximo e o nível instantâneo no reservatório SUZ.

A vazão no exultório da bacia é gerada exclusivamente pelo escoamento subterrâneo, representado inicialmente pelo parâmetro qs0. A propensão local à saturação é controlada pelo índice topográfico e pela transmissividade (medida da capacidade de um aquífero em transmitir água). Dessa maneira, o modelo permite determinar o fluxo da zona saturada, a

contribuição do fluxo de base, bem como a taxa de recarga para a zona não saturada para cada classe do índice topográfico (Beven, 2001). Ao final, todas as classes do índice topográfico são contabilizadas para gerar o hidrograma unitário, e o valor da vazão no exultório da bacia.

O conceito de área de contribuição variável, utilizado no modelo, afirma que o fluxo superficial ocorrerá apenas numa determinada porção da área total da bacia onde não há déficit de umidade do solo (WU; LI; HUANG, 2007). O padrão de distribuição espacial da umidade do solo ao longo de uma bacia hidrográfica depende, em parte, de sua topografia.

A simplicidade do modelo vem do uso do índice topográfico, $\lambda = \ln(\alpha / \tan \beta)$, onde α é a área de drenagem por unidade de contorno e $\tan \beta$ é a inclinação do terreno; este índice pressupõe que a dinâmica do lençol freático pode ser aproximada pela produção uniforme de escoamento subterrâneo por unidade de área (BEVEN 1984; 1997; 2001). O índice topográfico (Figura 7) representa o quão propenso o solo de um determinado ponto tende a se tornar saturado, indica a variação espacial dos níveis de água subterrânea e da umidade do solo. É utilizado como índice de similaridade hidrológica: supõe-se que todos os pontos com o mesmo valor respondam de forma semelhante (BEVEN K. J. et al., 2021).

No TopModel, a dinâmica do lençol freático pode ser aproximada pela produção uniforme de escoamento superficial por unidade de área (Beven & Kirkby, 1997).O modelo assume as seguintes considerações básicas (BEVEN, 2001):

- Existe uma zona saturada em equilíbrio com a taxa de recarga fixa sobre uma área inclinada acima (a);
- O lençol freático é praticamente paralelo à superfície de forma que o gradiente hidráulico efetivo é igual à inclinação da superfície local ($\tan \beta$);
- O perfil de transmissividade pode ser descrito por uma função exponencial de deficit de armazenamento, com o valor T_0 quando o solo está saturado até a superfície (deficit zero).

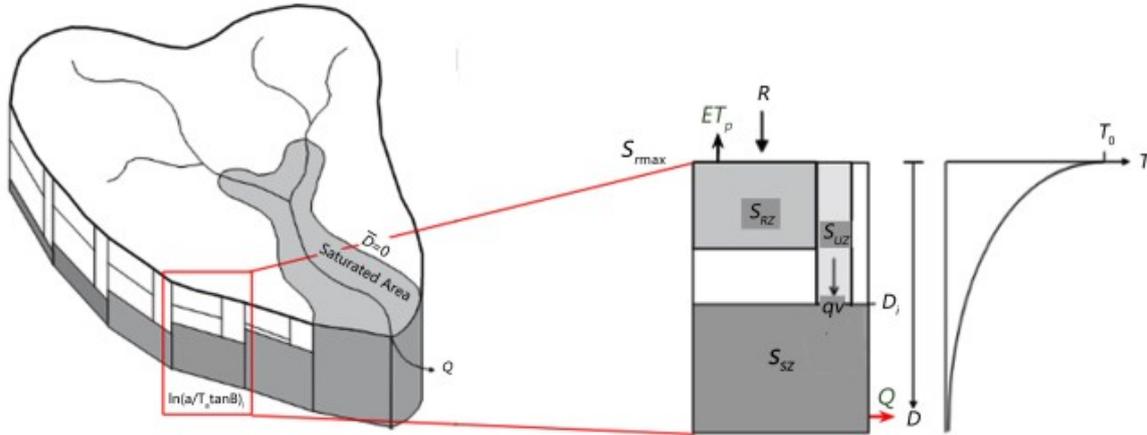


Figura 7: Diagrama esquemático de previsão de área saturada nos reservatórios do TopModel, para $\ln(a / T_0 \tan \beta)$, i = incrementos da distribuição do IT; Q = vazão no exutório; RZ = zona das raízes; UZ = zona não saturada; SZ = zona saturada; D_i = déficit de saturação; D = profundidade do lençol freático; T_0 = transmissividade da camada de solo saturado. T = transmissividade. Fonte: BEVEN(2001) adaptado por JANUÁRIO et al. (2022).

A Figura 8 ilustra as considerações e aproximações mencionadas anteriormente. O valor de $\tan \beta$ é usado para representar o gradiente hidráulico na base da inclinação e é calculado conforme a mudança na elevação por unidade de distância no plano; pode ser obtido em função da taxa de fluxo da subsuperfície saturada por unidade de contorno (q_i), da transmissividade (T_0), do deficit de armazenamento e do parâmetro m que controla a taxa de declínio da transmissividade com o aumento do deficit de armazenamento, conforme a equação abaixo (BEVEN, 2001) (Equação 7):

$$\tan \beta = \frac{q_i}{T_0 e^{-D/m}} \quad (7)$$

Assume-se que para qualquer passo de tempo existe o mesmo fluxo adentrando o solo (infiltração), ou seja a taxa de recarga (r) é considerada espacialmente homogênea. A recarga devido a coleta na área acima do ponto é dada pela Equação 8,

$$q_i = r \cdot a \quad (8)$$

Combinam-se as equações (7) e (8) para obter-se (Equação 9)

$$r \cdot a = T_0 \tan \beta e^{-D_i/m} \quad (9)$$

E Equação 10,

$$D_i = -m \ln \left(\frac{ra}{T_0 \tan \beta} \right) \quad (10)$$

Considerando o caso do solo saturado, o deficit local será igual a zero e o deficit médio é obtido integrando a equação (10) sobre a área total de captação (A) que contribui para o lençol freático, onde i representa o ponto ou grupo de pontos com características similares (Equação 11),

$$\bar{D} = \frac{1}{A} \sum_i A_i \left[-m \ln \frac{ra}{T_0 \tan \beta} \right] \quad (11)$$

Considerando r espacialmente constante em (10) e (11), o valor de ln(r) pode ser desprezado. Resulta (Equação 12)

$$D_i = -m \ln(a/T_0 \tan \beta) \quad (12)$$

Escreve-se a Equação 13,

$$\bar{D} = \frac{-m}{A} \sum_i A_i \left[-m \ln \frac{a}{T_0 \tan \beta} \right] \quad (13)$$

Diminuindo o valor do deficit médio pelo deficit local, chega-se à Equação 14:

$$\bar{D} - D_i = \frac{-m}{A} \sum_i A_i \left[-m \ln \frac{a}{T_0 \tan \beta} \right] + m \ln \left(\frac{a}{T_0 \tan \beta} \right) \quad (14)$$

Rearranjando a equação acima, e definindo (Equação 15),

$$\lambda = \ln(a/T_0 \tan \beta) \quad (15)$$

e (Equação 16),

$$y = \frac{1}{m} \sum_i A_i \ln \left(\frac{a}{T_0 \tan \beta} \right) \quad (16)$$

Finalmente, obtém-se a Equação 17, para o déficit de saturação da camada superior do solo,

$$D_i = \bar{D} + m(\gamma - \lambda) \quad (17)$$

onde λ representa o índice topográfico logarítmico.

a) Fluxos para Zona não- saturada do solo (BEVEN, 2001):

O armazenamento de água na zona onde se encontra as raízes da vegetação (root zone) para cada valor do índice topográfico é esvaziado apenas pela evapotranspiração. Quando atinge sua capacidade máxima de armazenamento a água é adicionada para a zona não saturada do solo e a drenagem é assumida essencialmente vertical.

O fluxo de drenagem por unidade de área na zona não saturada q_v [LT-1] é calculado para cada classe do índice topográfico em função do armazenamento (SNZ); do deficit local da zona saturada devido à drenagem gravitacional, dependente apenas da profundidade local do lençol freático (D_i); e de um parâmetro de tempo constante expresso como a média de tempo residente para o fluxo vertical por unidade de deficit [TL-1] (Equação 18)

$$q_v = \frac{S_{NZ}}{D_i t_d} \quad (18)$$

A Evapotranspiração atual (E_a) na zona não saturada é calculada a partir da evapotranspiração potencial (E_p); do armazenamento de água na zona de raízes da vegetação (SRZ) e do armazenamento máximo disponível na zona de raízes da vegetação, conforme a Equação 19:

$$E_a = E_p \frac{S_{RZ}}{S_{RZmáx}} \quad (19)$$

O fluxo de água que adentra localmente (recarga) o lençol freático em um tempo qualquer é expresso pelo fluxo de drenagem q_v . Essa drenagem é componente da recarga total da zona não saturada,. Logo, as recargas locais precisam ser somadas para se levar em conta o balanço hídrico. A Equação 20 expressa essa soma.

$$Q_v = \sum_i q_{vi} A_i \quad (20)$$

onde A_i é a área associada com a classe de índice topográfico i [L2].

b) Fluxos para Zona Saturada do solo (BEVEN, 2001):

O resultado/saída da zona saturada é dado com base no termo de fluxo de base (Q_b), que pode ser calculado no sentido distribuído pelo somatório dos fluxos de subsuperfície ao longo de cada canal de transmissão (M) até atingir o comprimento unitário. Isto é expresso pela Equação 21,

$$Q_b = \sum_{j=1}^M l_j (T_0 \tan \beta) e^{-D_j/m} \quad (21)$$

O valor para o deficit local na zona saturada (D_j) é análogo ao deficit na zona não saturada (D_i), expresso na Equação 22,

$$D_j = \bar{D} + m \left[\gamma - \ln \left(\frac{a_j}{T_0 \tan \beta} \right) \right] \quad (22)$$

Convém manter a equação (19) em função do valor médio do deficit de armazenamento para calcular posteriormente o deficit total considerando a zona saturada e não-saturada do solo, logo podemos reescrever a Equação do Déficit como (Equação 23),

$$\frac{-D_j}{m} = \frac{-\bar{D}}{m} - \gamma + \ln \left(\frac{a_j}{T_0 \tan \beta} \right) \quad (23)$$

Aplica-se a exponencial dos dois lados da equação, considera-se a relação matemática $e^{\ln(x)} = x$ para obter-se (Equação 24),

$$e^{-D_j/m} = e^{-\bar{D}/m - \gamma + \ln(a_j/T_0 \tan \beta)} \quad (24)$$

Resulta (Equação 25),

$$Q_b = \sum_{j=1}^M l_j (T_0 \tan \beta) e^{-\bar{D}/m} e^{-\gamma} e^{\ln(a_j/T_0 \tan \beta)} \quad (25)$$

que permite se escrever a seguinte Equação 26,

$$Q_b = \sum_{j=1}^M l_j a_j e^{-\bar{D}/m - \gamma} \quad (26)$$

onde a_j representa a área contribuinte por unidade de comprimento de contorno. Desde que a Área de Contribuição Total (A) é calculada como uma somatória, obtém-se a Equação 27,

$$Q_b = A e^{-\gamma} e^{-\bar{D}/m} \quad (27)$$

O Deficit médio de armazenamento antes de cada passo de tempo é atualizado pela subtração da recarga na zona não saturada e adicionando o fluxo de base calculado no passo de tempo anterior (Equação 28),

$$\bar{D}_t = \bar{D}_{t-1} + [Q_{b_{t-1}} - Q_{v_{t-1}}] \quad (28)$$

3.6 Calibração e verificação do modelo

O sucesso da aplicação de qualquer modelo hidrológico chuva-vazão depende do quão calibrado o modelo está. O produto de uma simulação hidrológica consiste em um hidrograma, que é calculado pelo modelo e comparado com aquele observado. Em geral, o processo de calibração de um modelo consiste em ajustar os parâmetros de forma a determinar o melhor conjunto que gere uma simulação que corresponda adequadamente às observações (CHOI & BEVEN, 2007; LI et al., 2017).

O método “Generalized Likelihood Uncertainty Estimation” (GLUE) proposto por Beven e Binley (1992) utiliza o método de Monte Carlo para a geração aleatória de uma série de conjuntos de parâmetros, baseado em distribuições uniformes de probabilidade. Neste caso, o conjunto que superar valores de uma determinada função objetivo, é utilizado para as simulações. O método GLUE requer muita simulação com valores aleatórios selecionados de um conjunto de parâmetros e se concentra nesses conjuntos em vez do parâmetro individual,

outra vantagem é que ele não requer conhecimento prévio de distribuições de probabilidades para cada parâmetro e, portanto, os parâmetros podem ser amostrados uniformemente em intervalos especificados (BEVEN & BINLEY, 1992 apud CHOI & BEVEN, 2007).

Funções objetivo são índices estatísticos utilizados para facilitar a comparação entre os hidrogramas simulado e observado. Podem ser positivas ou negativas, superestimando ou subestimando os valores do escoamento. O modelo TopModel utiliza a eficiência de Nash e Sutcliffe (NS) durante os processos de calibração e verificação. Valores de NS são calculados conforme a Equação 29:

$$NS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (Q_S^t - Q_{obs}^t)^2}{\sum_{t=1}^N (Q_{obs}^t - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (29)$$

Os valores de NS podem variar de $[-\infty, 1]$, onde o valor 1 é considerado ajuste perfeito; $NS > 0.75$ são considerados “muito bons”; $0.36 < NS < 0.75$ são considerados aceitáveis; $NS \leq 0$ possuem variações distantes das observadas (MCCUEN, KNIGHT & CUTTER, 2006).

Além do cálculo do NS, também utiliza-se para verificação do modelo o coeficiente de determinação (R^2) que expressa o quão representativo é um modelo ao analisar a variância dos dados simulados em relação aos observados a partir de uma regressão linear (equação 9). Um valor de R^2 aproximadamente 1 significa que, em princípio, a nuvem de pontos apresentada no diagrama de dispersão está próxima de uma reta de regressão (que ajusta ou adere à distribuição), ou seja, valores mais próximos de 1 revelam adequação do modelo ao conjunto de pontos inicialmente dados (MARTINS, E. G. M., 2018) (Equação 30),

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{t=1}^N (Q_S^t - \overline{Q_S})(Q_{obs}^t - \overline{Q_{obs}}) \right]^2}{\sum_{t=1}^N (Q_{obs}^t - \overline{Q_{obs}})^2 (Q_S^t - \overline{Q_S})^2} \quad (30)$$

3.7 Implementação numérica

Neste trabalho, foi utilizado um conjunto de funções hidrológicas incluídas no R para implementação do modelo hidrológico TopModel, baseado na versão em linguagem FORTRAN de 1995, de Keith Beven: a biblioteca R-TopModel, versão 7.5 de 16/nov/2022, disponível gratuitamente para download como biblioteca complementar (BUYTAERD, 2022).

A versão do modelo hidrológico incluída no R-TopModel (Buytaert, 2018) segue a versão desenvolvida por Beven et al. (1995) que faz suposições explícitas sobre a natureza das respostas do lençol freático próximo à superfície que levam à possibilidade de usar um índice de similaridade hidrológica para calcular a saturação da superfície e os défices de umidade da camada superficial do solo. O TopModel permite cálculos simples a partir de dados de topografia local provenientes de um modelo digital de elevação (DEM) e séries de dados básicos necessários na modelagem hidrológica conceitual. Dentre algumas vantagens de se utilizar esta versão, pode-se destacar a continuidade do software, garantindo constante atualização e melhorias a cada versão, a possibilidade de automatização do modelo, assim como estatísticas e integração gráfica usadas no pós-processamento, e o baixo tempo de processamento (ASTAGNEAU et al., 2021).

A implementação do modelo R-TopModel requer etapas de pré-processamento e de discretização espacial, sendo necessário o uso de pacotes externos para lidar com dados RASTER. A preparação dos dados de entrada são deixadas para o usuário, que deve fornecer vetores de séries temporais de dados de precipitação e evapotranspiração potencial; o passo de tempo(dt) pode ser alterado para diário ou mensal desde que se mantenha a unidade equivalente em horas (ASTAGNEAU et al., 2021). Os valores utilizados inicialmente para os parâmetros do modelo foram os mesmos do caso teste (BUYTAERD, 2022), sendo alterados apenas após a análise de sensibilidade e calibração do modelo.

Após a leitura dos dados de entrada (Tabela 6), é gerada a matriz com os valores do índice topográfico a partir dos dados de elevação do terreno provenientes do modelo digital de elevação utilizado. Os valores de vazão observada no exultório também são adicionados aos

dados de entrada embora não influenciem no cálculo das variáveis de saída, mas possibilitam uma análise do desempenho do modelo.

Tabela 6: Dados de Entrada do R-TopModel. Fonte: Buytaert (2022).

Variável	Significado
Pm	Precipitação média na área de estudo [m dt-1]
ETp	Evapotranspiração potencial média [m dt-1]
Matriz de retardo (função “delay” –calculada durante a simulação)	Matriz com duas colunas que relaciona a distância de um ponto para o exutório com a área de contribuição.
DEM	Matriz contendo o modelo digital de elevação utilizado
Parâmetros	Lista com os valores considerados para cada parâmetro
Qobs	Vazão observada [m dt-1]

Os parâmetros do modelo são considerados constantes durante o período simulação (Beven, 2012). A saída do modelo (Tabela 7) apresenta os valores calculados para o deficit de armazenamento, densidade de fluxo para as zonas: saturada e não-saturada, evapotranspiração real e o escoamento total. O resultado final representa a taxa de densidade de fluxo por passo de tempo [m/dt] no exutório da bacia. Para se obter os valores de Vazão [m³/s] foi necessário multiplicar esse valor pela área de contribuição [m²].

Tabela 7: Saída do R-TopModel. Fonte: Buytaert (2022).

Variável	Significado
S	Déficit de armazenamento [m]
Ea	Evapotranspiração real [m dt-1]
qb	Escoamento na zona saturada (vazão de base) [m dt-1]
qv	Escoamento na zona não-saturada [m dt-1]
qt	Densidade de fluxo total (qb + qv) [m dt-1]

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Análise de dados hidrometeorológicos da bacia do Rio Muriaé

Com intuito de visualizar os principais eventos extremos que ocorreram nas últimas décadas na Bacia do Muriaé, foram analisadas séries temporais com valores mensais de vazão e cota para a estação fluviométrica Cardoso Moreira. O período de dados obtido foi de setembro de 1990 a agosto de 2020. Valores de vazão média, máxima e mínima mensal (Figura 8) revelam maior variabilidade nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) do que nos meses de inverno, onde os valores máximo, mínimo e médio são praticamente o mesmo. Além disso, é possível verificar que os picos de vazão ocorrem sempre em meses de verão e os valores máximos permitem identificar meses em que ocorreram eventos extremos de inundação e seca.

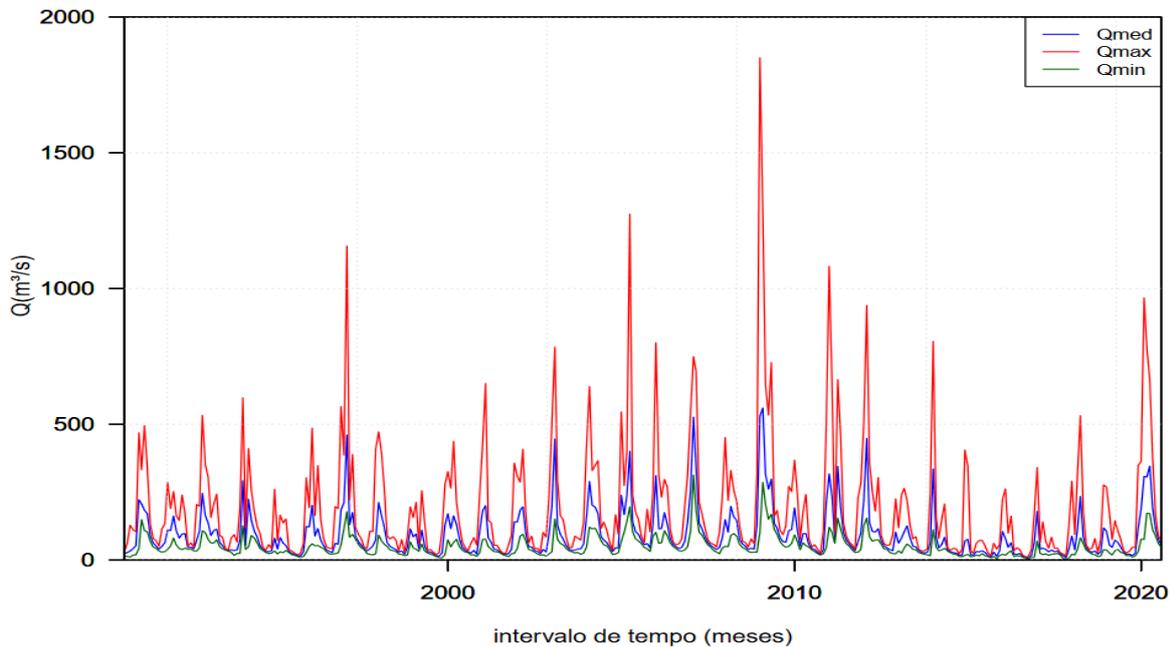


Figura 8: Série temporal com dados de vazão mensal [m³/s] da estação Cardoso Moreira, para o período de setembro/1990 a agosto/2020. Valores máximos mensais de indicados em vermelho; valores mínimos em verde e os valores médios em azul.

A série temporal de vazão para a bacia do Muriaé (Fig.9) reflete a seca hidrológica que ocorreu entre os anos de 2014 a 2016 na bacia do Paraíba do Sul, que tem o rio Muriaé como um de seus principais afluentes (DE ALMEIDA SANTANA, G.R.; SANTOS, E.B. & JUSTI DA SILVA, M.G.A., 2020). Essa grave crise hídrica ameaçou o abastecimento de água das principais cidades dos estados de São Paulo e do Rio de Janeiro. Como se referem a um período extremo de seca, esses dados não foram utilizados nem na fase de calibração nem na validação do modelo.

Os valores de cota representam a profundidade do rio no local da estação selecionada. Para a estação Cardoso Moreira, são considerados como referência valores acima de 300 cm para estágio de atenção, 500 cm para alerta e 750 cm como inundação (CPRM, 2024). A partir dos valores de cota (Figura 9) é possível identificar os eventos que superaram os valores de referência, como por exemplo o verão de 2009 que apresenta o valor mais alto.

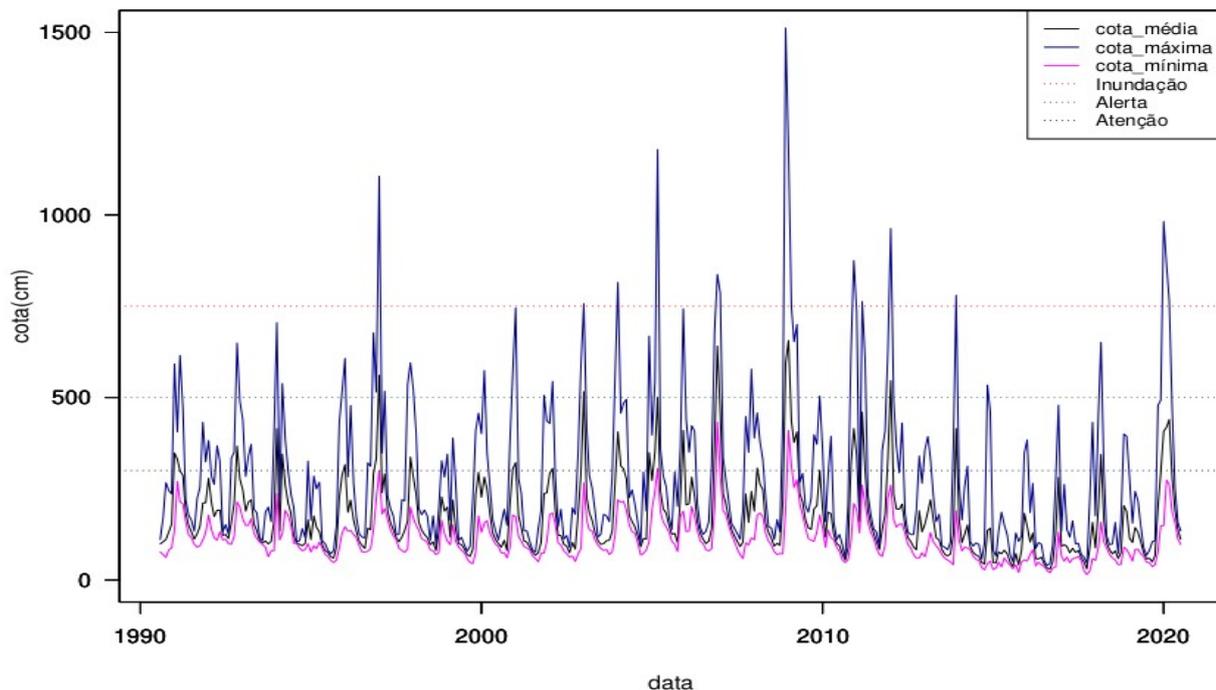


Figura 9: Série temporal com dados de cota mensal [cm] da estação Cardoso Moreira, para o período de setembro/1990 a agosto/2020. Valores mensais de cota máxima estão indicados em azul; valores mínimos em rosa e os valores médios em preto. Também estão indicados os limiares para estado de atenção, alerta e inundação.

A partir da análise dos dados fluviométricos, foram selecionados os períodos de calibração e verificação do modelo hidrológico, levando em consideração intervalos que compreendessem eventos extremos. A partir da série temporal de cota (Fig. 10) foi possível identificar esses eventos, inclusive o mais intenso deles (ocorrido no verão de 2008/2009). O período que se estende de setembro/1990 a agosto de 2008 foi considerado na etapa de calibração do modelo. Para verificação, foi selecionado o intervalo de dados restante: setembro/2008 a agosto/2020.

O modelo hidrológico TopModel utiliza como dados de entrada séries temporais de precipitação e evapotranspiração potencial. Os valores de precipitação média mensal (Fig. 10) foram gerados a partir da média de Thiersen para as estações meteorológicas consideradas. A

maior quantidade de chuva acumulada ocorre nos meses de verão, enquanto no inverno temos a estação seca (Figura 10). A partir da figura 10 também é possível perceber os anos em que a estação de verão apresentou maior quantidade de precipitação acumulada mensal.

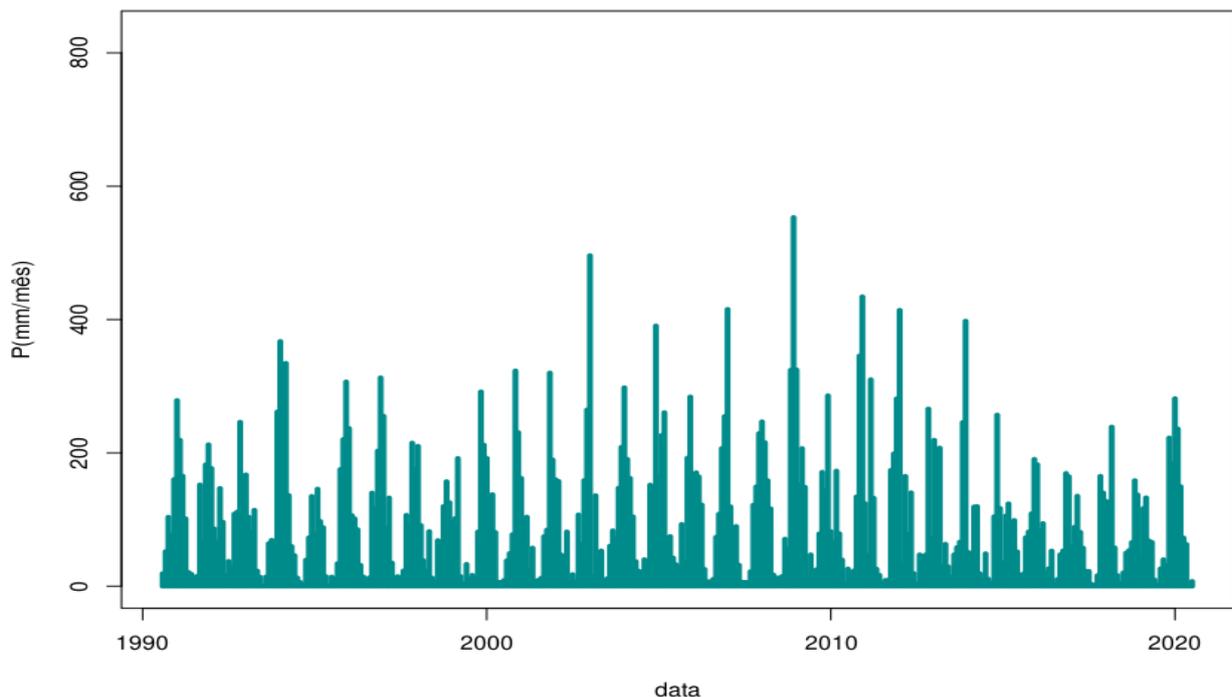


Figura 10: Valores médios mensais de precipitação [mm/mês] calculados a partir do método de Thierssen.

Os valores de evapotranspiração potencial, estimados pelo método de Thornthwaite (Figura 11), foram considerados como uniformes na área de estudo e também utilizados como dado de entrada do modelo hidrológico TopModel. Os valores variam entre 40 e 150 mm/mês aproximadamente. Como o método se baseia essencialmente em dados de temperatura e no fotoperíodo, observa-se como era esperado, valores maiores nos meses de verão e os mais baixos nos meses de inverno. Embora tenha sido considerada a série inteira para os cálculos de precipitação média e ETP, as séries temporais foram editadas de forma a coincidir com os períodos escolhidos para as simulações do modelo.

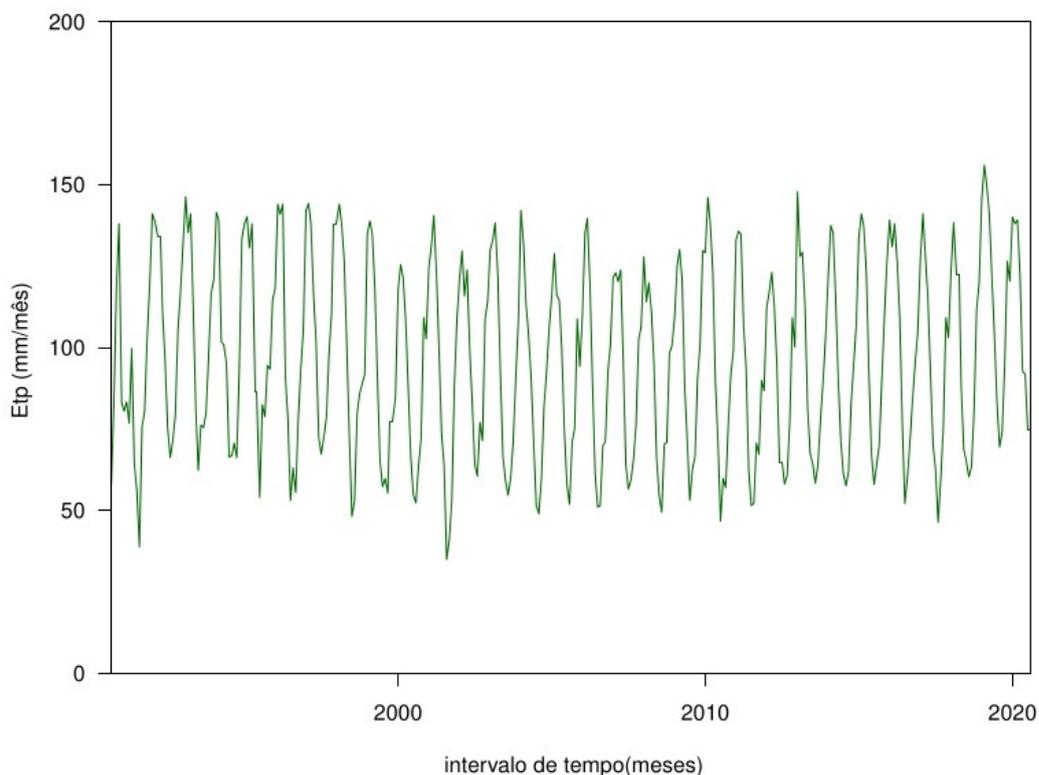


Figura 11: Série temporal de Evapotranspiração potencial calculada a partir do método de Thornthwaite.

Uma das vantagens da escolha da escala mensal para obtenção dos dados e, conseqüentemente, da simulação do modelo, é que os picos das variáveis vazão e precipitação ocorrem simultaneamente (Figura 12). Ao analisar valores médios o tempo de propagação relacionado à heterogeneidade espacial da precipitação é imperceptível e pode ser desprezado. Em escalas de tempo menores (diária, horária...) os picos nos dados de vazão ocorrem atrasados em relação aos valores máximos de precipitação, pois existe um tempo associado à propagação desde o local onde a chuva caiu até o exultório da bacia, no rio principal.

No caso da escolha de um modelo concentrado (que considera apenas um valor para precipitação na área de estudo por passo de tempo) seria mais complicado discutir essa relação temporal entre o processo chuva-vazão. Outro ponto importante nesta discussão é que

modelos do tipo chuva-vazão dependem fortemente dos dados de entrada; adotar valores médios para as variáveis hidrometeorológicas diminui a incerteza associada aos dados observados (SITTERSON, Jan et al, 2018).

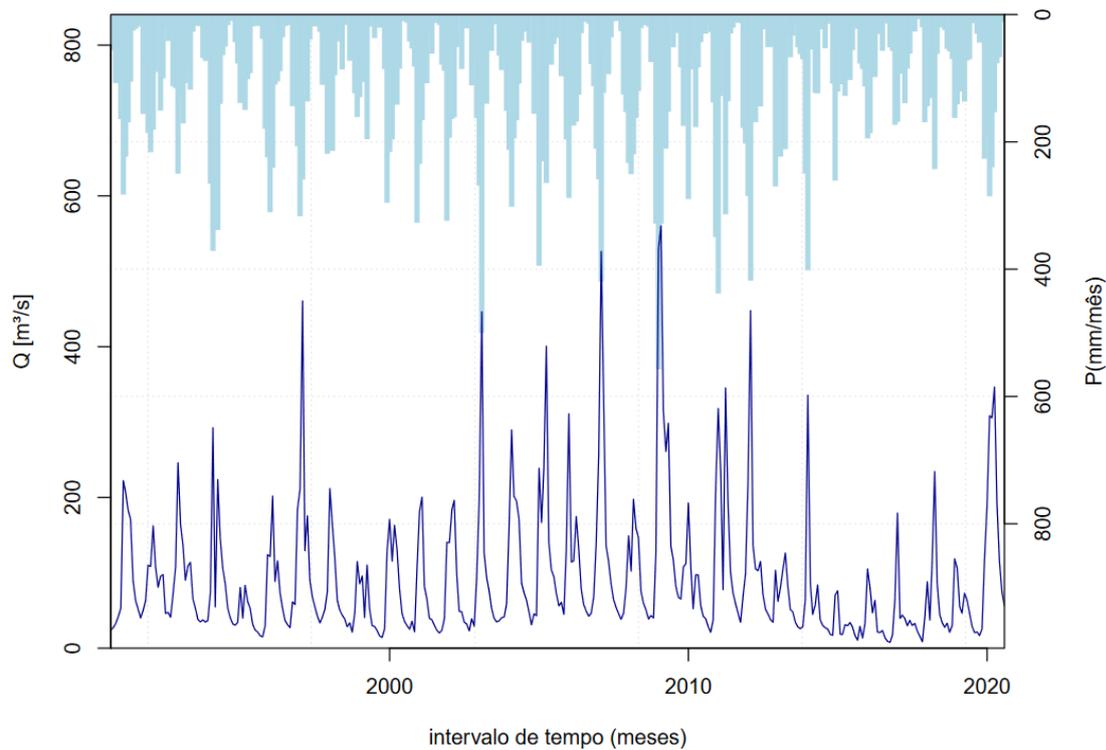


Figura 12: Séries temporais com médias mensais de precipitação [mm/mês] -azul claro, e vazão [m³/s] – azul escuro.

4.2 Resultados da simulação com o R-TopModel

A primeira etapa após a leitura dos dados de entrada no R-TopModel consiste no cálculo do índice topográfico (Figura 13). Além de representar corretamente a posição do rio principal e seus afluentes, o mapa gerado permite observar as áreas mais secas (valores menores) e mais úmidas da bacia hidrográfica. O histograma de frequência (Figura 14) mostra a distribuição das classes do índice topográfico, apontando os valores mais frequentes entre 6 e

8. Esses valores são fundamentais para o cálculo da hidrógrafa resultante do processo de simulação. Os cálculos dos fluxos para zona saturada e não-saturada do solo são feitos para cada classe do índice e somados ao final da simulação.

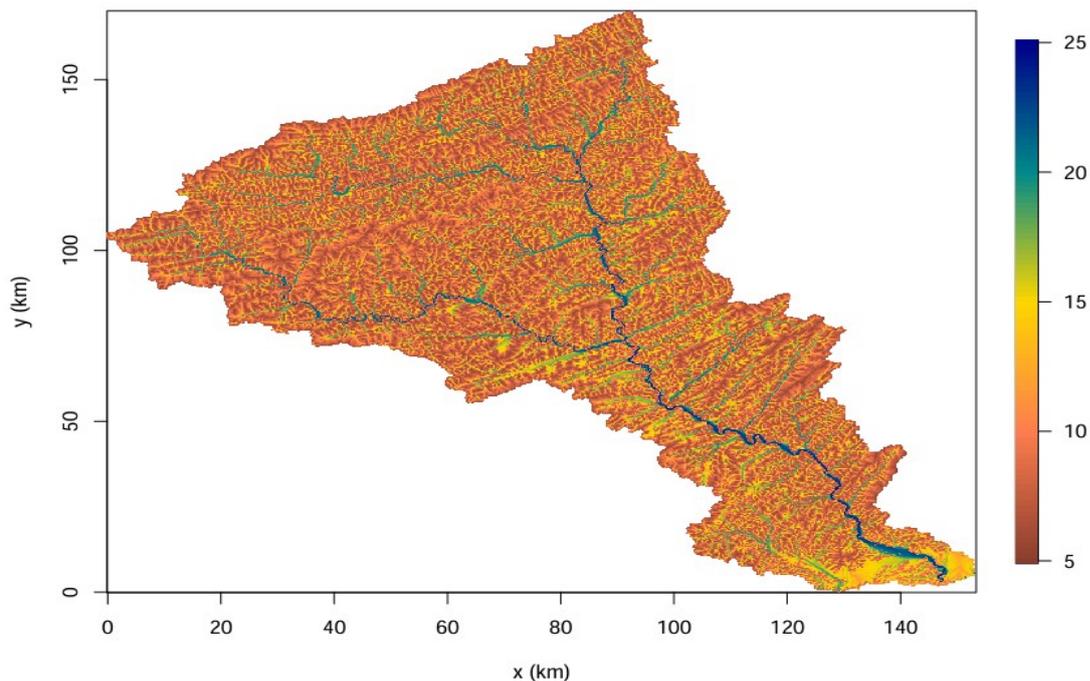


Figura 13: Índice Topográfico gerado com o R-TopModel para bacia do rio Muriaé.
*As distribuições de classe para o índice topográfico possuem valor adimensional.

O TopModel possui uma estrutura conceitual que se baseia em uma esquematização do processo de formação do escoamento, onde o gradiente que causa o fluxo pode ser razoavelmente representado pela inclinação do solo, considerando apenas os componentes do escoamento superficial e do escoamento saturado (FRANCHINI et al,1996). As simplificações inerentes à abordagem do índice topográfico e dos valores concentrados de cada parâmetro resultam numa resposta muito aproximada da heterogeneidade espacial de uma bacia hidrográfica. Claramente, a abordagem do índice negligencia necessariamente

algumas das dinâmicas de fluxo subterrâneo para alcançar a sua simplicidade de aplicação (BEVEN, K., 1997).

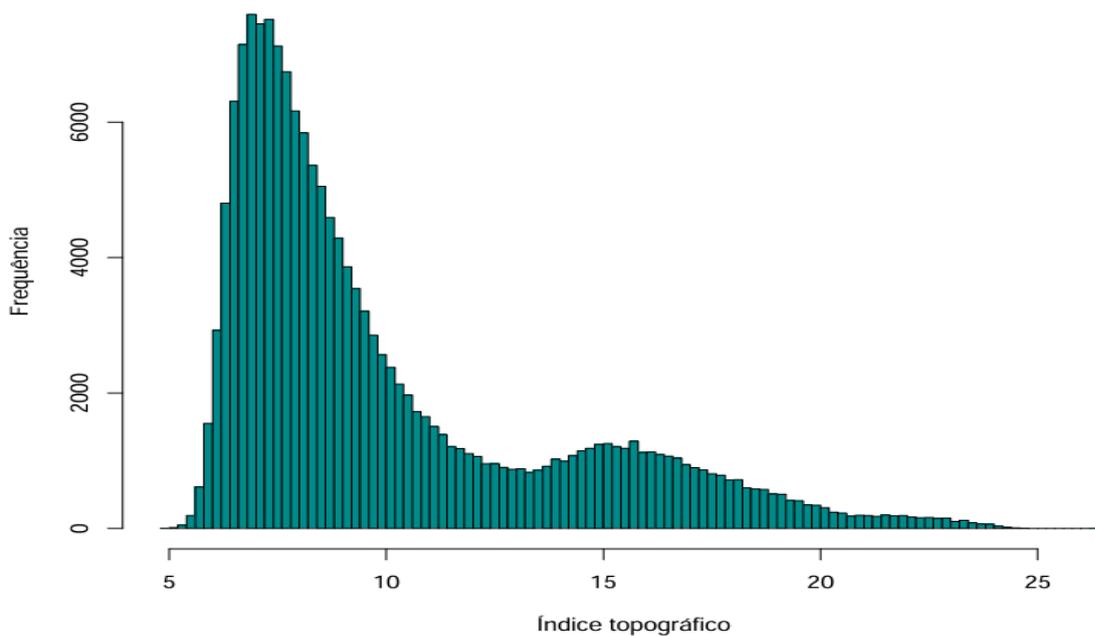


Figura 14: Histograma de distribuição de frequência do Índice Topográfico.

O modelo permite fazer uma análise de sensibilidade dos parâmetros considerados no processo de transformação de chuva-vazão (Figura 16). Para a bacia do Muriaé, considerando as simulações em escala mensal, o único parâmetro que apresentou sensibilidade foi o S_{rmax} , que representa o nível máximo da altura de água na camada superficial do solo. A alta sensibilidade do parâmetro S_{rmax} também foi indicada nas simulações de Salviano et. al (2021) para sub-bacias do Muriaé, e indica a importância da evapotranspiração. Os demais parâmetros não apresentaram alteração significativa nos valores de NS. Este resultado diverge em relação a outros trabalhos que apontaram o fator exponencial do perfil de decaimento da

transmissividade no solo - m , como parâmetro mais sensível (CAMPLING, P. et al., 2002; SALVIANO, M.F.; PEREIRA FILHO, A.J.; VEMADO, F.,2021).

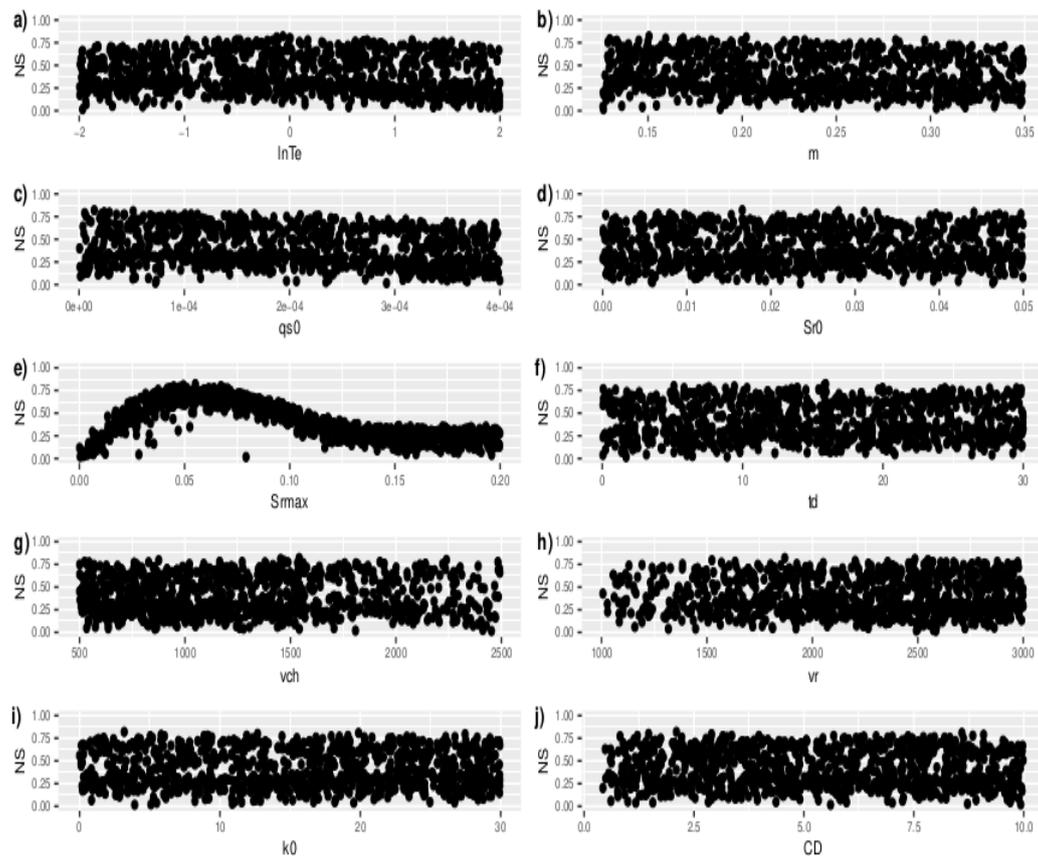


Figura 15: Análise de sensibilidade dos parâmetros do TopModel: **a)** logaritmo de transmissividade no solo efetivamente saturado - $\ln T_e$ [$m^2 dt^{-1}$]; **b)** fator exponencial do perfil de decaimento da transmissividade no solo - m [m]; **c)** densidade de fluxo inicial na subsuperfície- qs_0 [$m dt^{-1}$]; **d)** nível inicial da altura de água na camada superficial do solo – Sr_0 [m]; **e)** nível máximo da altura de água na camada superficial do solo – Sr_{max} [m]; **f)** tempo de permanência da água na zona não-saturada do solo- td [$dt m^{-1}$]; **g)** velocidade média no canal principal- v_{ch} [$m dt^{-1}$]; **h)** velocidade média de escoamento superficial- v_r [$m dt^{-1}$]; **i)** condutividade hidráulica máxima em solo saturado- k_0 [$m dt^{-1}$]; **j)** variação da altura do lençol freático devido à capilaridade- CD [m]. Fonte: autora.

Embora a análise de sensibilidade não tenha apresentado variações significativas nos outros parâmetros do modelo, a partir do método GLUE utilizado no TopModel foi possível obter as melhores combinações de parâmetros que resultem numa melhora na eficiência da simulação na fase de calibração (e.g., Tabela 8).

Tabela 8: Valores dos parâmetros para uma combinação com NS > 0.8 na fase de calibração.

Parâmetros	Opção 1	Opção 2
qs0[m dt-1]	0,0000145	0,0000514
lnTe [m ² dt-1]	-0,0641	-0,1237
m [m]	0,1505	0,2021
Sr0 [m]	0,0166	0,0280
Srmax [m]	0,0551	0,0494
td[dt m -1]	15,9187	15,8177
vch[m dt -1]	1541,26	1453,32
vr[m dt -1]	1869,00	2486,24
K0[m dt -1]	3,18	19,88
cd [m]	2,10	8,59
dt[h]	720	720

Durante a fase de calibração do modelo, o valor máximo de eficiência de Nash-Sutcliffe (NS) foi de 82%, o que significa que o modelo é eficiente em simular valores de vazão na escala mensal. Ao comparar os valores de vazão simulada e observada (Figura 16) para a melhor combinação de parâmetros dentro do teste que levou em consideração 1500 opções de valores, percebe-se que o modelo subestima os picos de vazão durante os meses de verão.

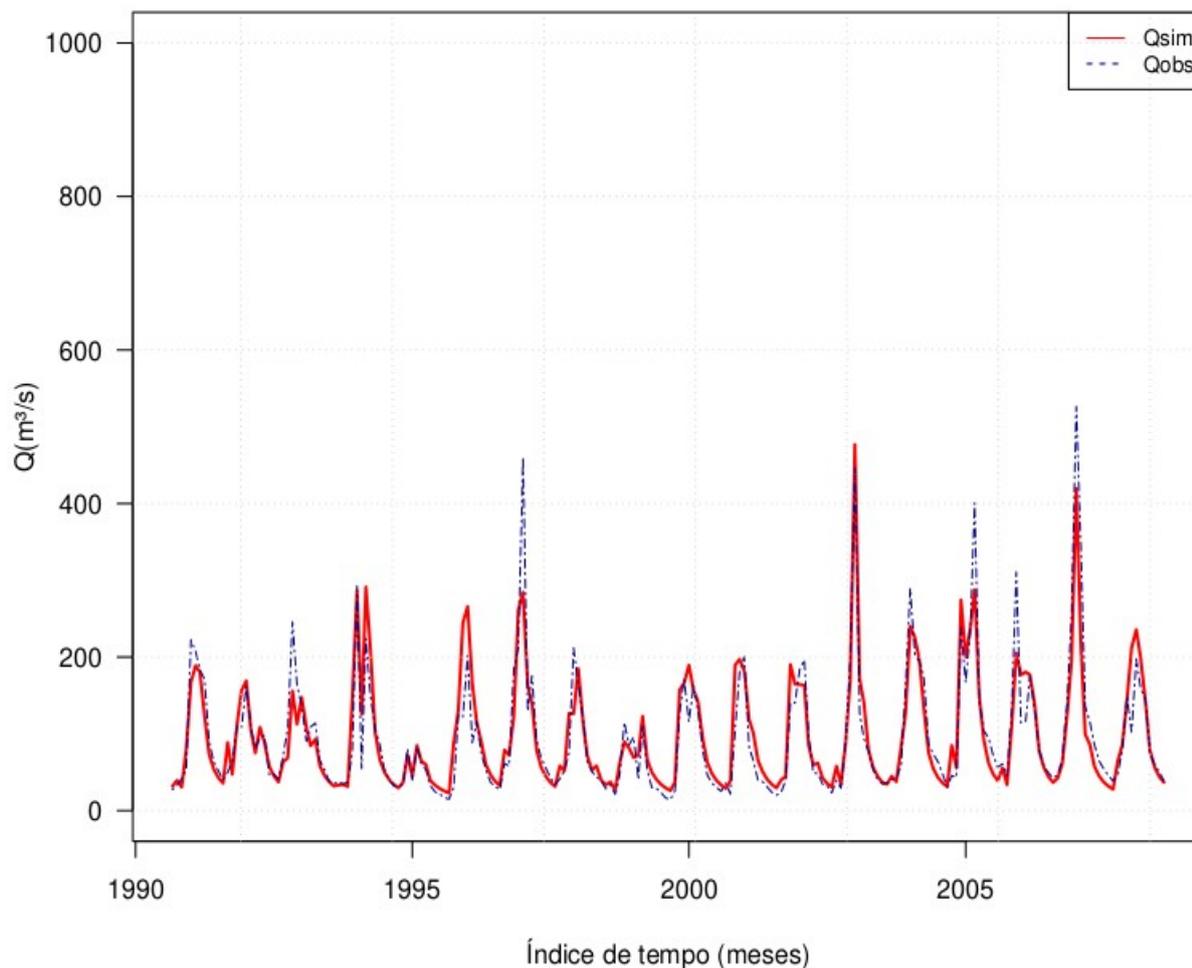


Figura 16: Vazão simulada(vermelho) e observada(azul) para simulação de melhor eficiência ($NS \sim 0.82$), durante a fase de calibração do modelo- período de setembro de 1990 a agosto de 2008 (18 anos de dados em escala mensal).

Ao comparar os valores de densidade de frequência durante a fase de calibração para o melhor conjunto de parâmetros (Figura 17) observa-se que os picos de valores de vazão observada e simulada estão em fase. Isso significa que o modelo consegue simular bem o processo chuva-vazão, não está adiantado nem atrasado em relação á observação considerando a escala temporal simulada (720 h , ou seja, 1 mês).

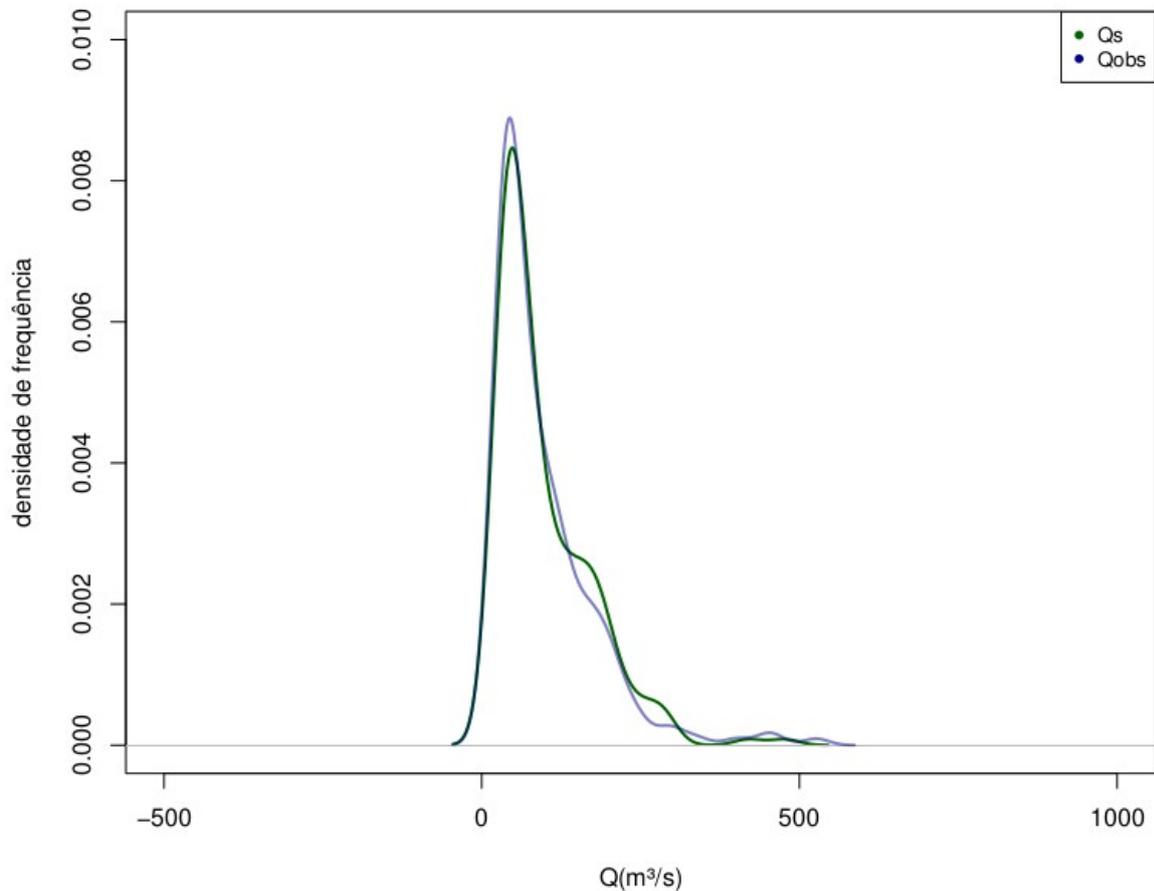


Figura 17: Densidade de frequência para os valores de vazão simulada(verde) e observada(azul) para simulação com melhor eficiência (NS ~0.81), durante a fase de calibração do modelo.

O desempenho do modelo melhora com a técnica de geração aleatória para os valores dos parâmetros (GLUE). Foram consideradas 1500 combinações diferentes com o método GLUE, das quais selecionados membros do conjunto associados à eficiência Nash-Sutcliffe maior que 30%. A amostra com os valores de densidade de fluxo geradas pelo modelo foram ordenados em intervalos iguais e divididas para obter curvas de quantis (Figura 18). A mediana do conjunto é dada pelo quantil de 50%, e o intervalo de confiança limitado pelos quantis de 10% e 90%. Ao comparar a vazão simulada com os dados observados utilizando a

distribuição de quantis para o período de calibração (Figura 18), observa-se que poucos valores ficaram fora do intervalo de confiança adotado. A maioria dos dados observados está entre as faixas de quantis 50% e 90%.

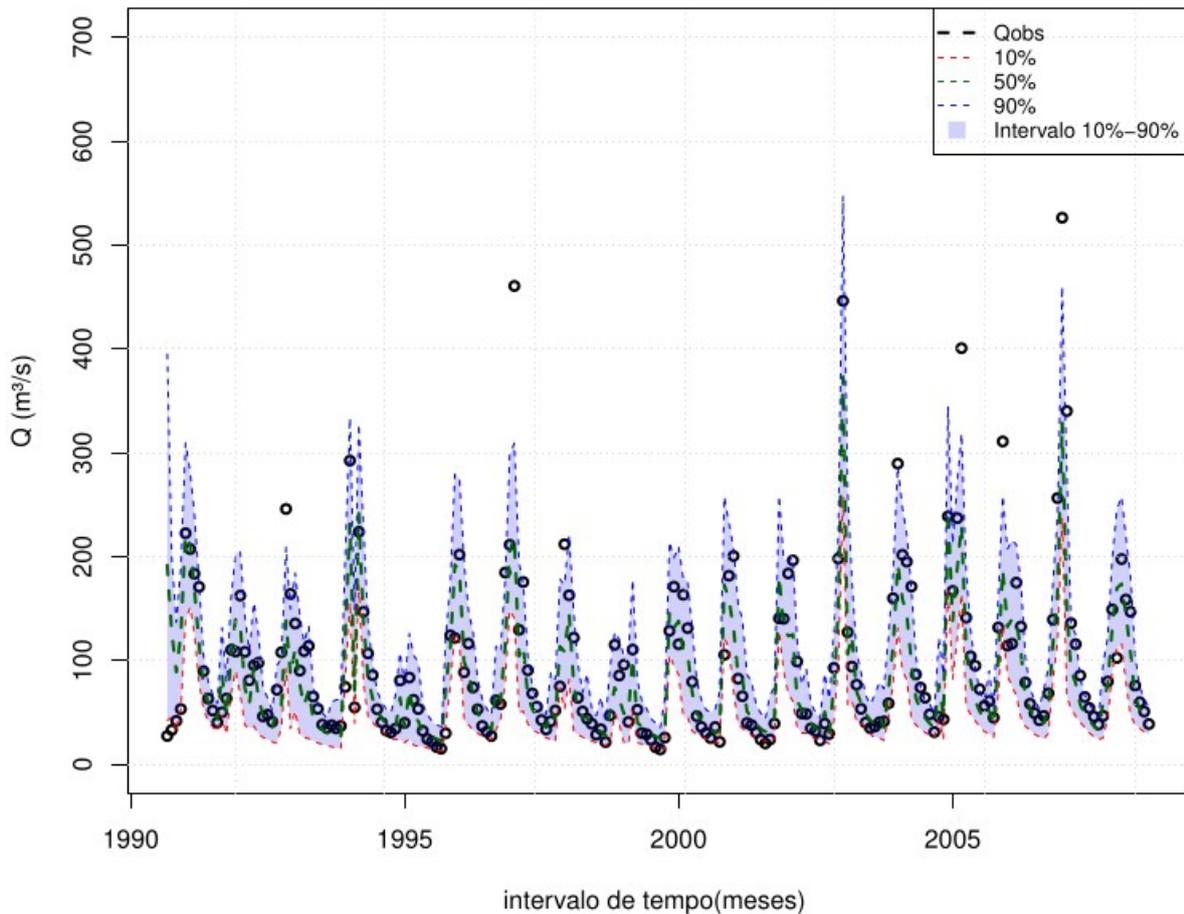


Figura 18: Comparação do fluxo modelado pelo TopModel e observado para a bacia do Muriaé durante o período de calibração. Os valores de vazão observada no ponto de medição são representados por círculos abertos. Curvas de quantis associadas a vazão simulada em linhas tracejadas: 10% (vermelho), 90% (azul) e a mediana (verde escuro). A área pintada representa o intervalo de confiança do modelo.

A combinação de parâmetros que resultou num valor máximo de NS também foi utilizada na fase de verificação do modelo (Figura 19). Novamente, assim como na fase de calibração, observa-se que a vazão simulada se mantém em fase com a série temporal de vazão observada. Entretanto, o modelo tem uma tendência a superestimar a vazão, tanto nos meses de verão quanto nos de inverno, durante o período relacionado à seca hidrológica (2014 a 2016). Os valores máximos da série temporal de precipitação acumulada, usada como dado de entrada no modelo hidrológico, coincidem com os picos de vazão observada e simulada, indicando boa adequação do modelo TopModel na área de estudo durante o período analisado.

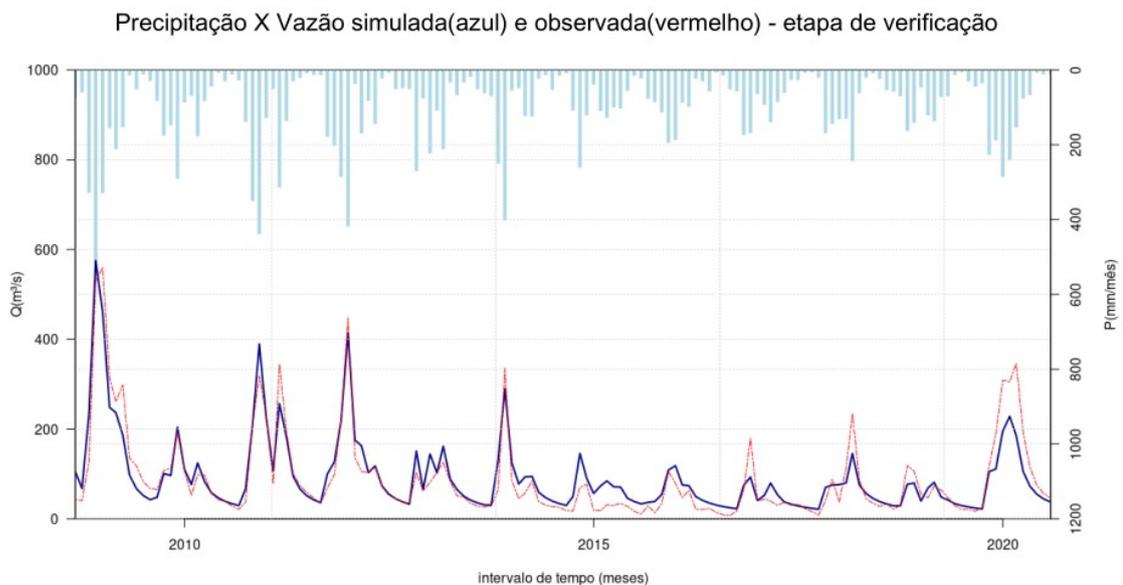


Figura 19: Comparação do fluxo modelado pelo TopModel e observado para a bacia do Muriaé, durante o período de verificação: set/2008 a ago/2020. Os valores de vazão observada no ponto de medição representados pela linha vermelha, vazão simulada pela linha azul, precipitação acumulada representada pelo gráfico em barra azul claro.

Utilizando a distribuição de quantis para todas as simulações com valores de NS acima de 0.3 durante a fase de verificação (Figura 20), observa-se que a comparação entre a vazão simulada e observada também apresenta poucos valores fora dos quantis de 10 e 90%. Esses

resultados indicam que o modelo apresenta poucas falhas pontuais em relação à observação, e que o TopModel fornece simulações eficientes para densidade de fluxo em escala mensal, principalmente durante a estação chuvosa.

Considera-se os meses em que houve inundação na bacia (e.g. dez/2008, mar/2020) o modelo não compreende todos os casos dentro do intervalo de confiança, principalmente para o período de set/2018 a ago/2020 (Figura 20), mas se mantém em fase com os dados observados e chega a valores bem próximos. A análise através de quantis corrobora os resultados pontuados na análise da Figura 19, mostrando uma maior tendência de superestimação do modelo nos anos de seca hidrológica para qualquer combinação de parâmetros dentro do intervalo de confiança adotado.

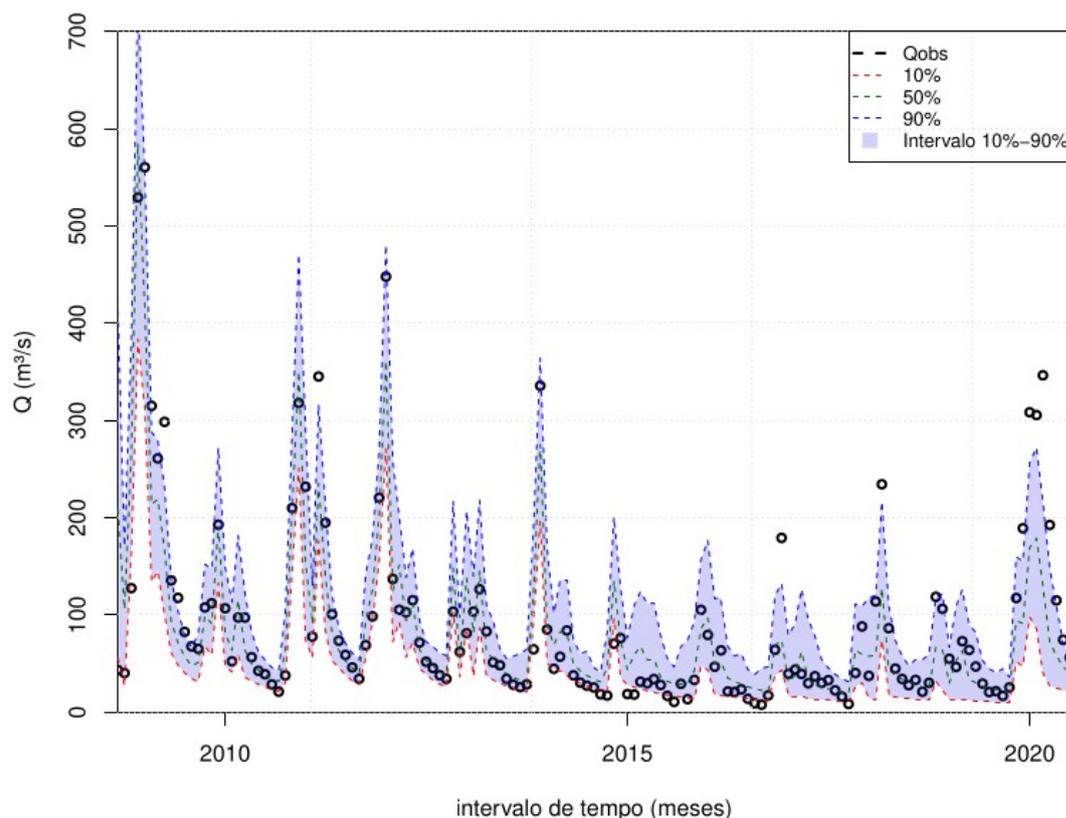


Figura 20: Comparação do fluxo modelado pelo TopModel e observado para a bacia do Muriaé durante o segundo período de verificação: set/2018 a ago/2020. Os valores de vazão observada no ponto de medição são representados por círculos abertos. Curvas de quantis associadas a vazão simulada em linhas tracejadas: 10% (vermelho), 90% (azul) e a mediana (verde escuro).

A eficiência do modelo foi avaliada durante as etapas de calibração para o conjunto de parâmetros que resultou no maior valor de NS. Posteriormente, também foi calculada a correlação entre as hidrógrafas e o coeficiente de determinação (R2). Mantendo os mesmos valores de parâmetros resultantes da fase de calibração, foi feita a verificação considerando os valores de NS, R2 e a correlação.

O modelo apresentou bom desempenho nas fases de calibração e verificação (Tabela 9). A correlação entre as hidrógrafas simulada e observada foi de acima de 0.9 em ambas as fases. Os dois métodos utilizados para calcular a eficiência apresentaram valores semelhantes, com diferenças apenas a partir da segunda casa decimal. Os valores de NS e R2 acima de 0.8 indicam excelente adequação do modelo às observações da estação fluviométrica utilizada.

Tabela 9: Avaliação da eficiência do modelo durante as fases de calibração e verificação.

Eficiência/ Fase	Calibração (09/1990 a 08/2008)	Verificação (09/2008 a 08/2020)
Nash-Sutcliffe (NS)	0.818	0.856
Correlação	0.90	0.93
Coef. de determinação(R2)	0.822	0.859

4.3. Discussão de resultados

Modelos do tipo chuva-vazão dependem fortemente de dados de entrada, portanto a incerteza desses modelos pode vir dos dados observados (SITTERSON, Jan et al, 2018). A metodologia empregada utiliza apenas dados de precipitação in situ, esse tipo de dado tende a subestimar valores de precipitação intensa, pode ter erros associados à medição e apresentam falhas que, ainda que preenchidas por técnicas como a análise de agrupamento utilizada,

podem induzir a erros na análise desses dados e nas simulações. Outras fontes de dados de precipitação, provenientes de técnicas de sensoriamento remoto, podem ser utilizadas para corrigir possíveis falhas e gerar uma análise mais robusta. Os métodos empregados para interpolação de dados e cálculos da precipitação média e ETP, também podem ser uma fonte de incerteza para modelagem hidrológica. Portanto, quanto maior a confiabilidade das séries de entrada, melhor.

Diferentes resoluções no modelo digital de elevação podem ter efeitos significativos na distribuição do índice topográfico, podendo, inclusive alterar o desempenho do TopModel (SULIMAN et al., 2016). Além disso, existe a possibilidade de que medidas locais tenham uma variabilidade intrínseca de resposta associada à escala dos fenômenos que refletem, que pode ser diferente da escala utilizada no modelo (BEVEN, K., 1997). Outra fonte de incerteza se refere ao limite até o qual um modelo pode ser confirmado ou verificado, ainda que valores de parâmetros calibrados forneçam ajustes aceitáveis.

Embora esse trabalho considere valores mensais, reduzindo fatores associados a heterogeneidade da precipitação em maior resolução temporal (e.g. diária, horária, etc), ainda é um desafio simular os processos envolvidos na transformação da chuva em escoamento devido às incertezas associadas aos dados de entrada e ao próprio modelo hidrológico utilizado. Por causa das simplificações impostas no modelo TopModel, deve-se esperar que os efeitos das variações da profundidade do solo, alterações na transmissividade local do solo, canalização de fluxos subterrâneos e etc., causem diferenças em relação às observações (BEVEN, K., 1997).

Embora a precisão das simulações possa ser influenciada pela qualidade dos dados de entrada e pela complexidade dos processos hidrológicos não totalmente representados no TopModel, pode-se concluir que a calibração com 18 anos de dados proporcionou uma base sólida para o ajuste do modelo, resultando em uma boa correspondência com as observações. A sensibilidade identificada no parâmetro S_{rmax} destaca a importância da calibração precisa para melhorar o desempenho do modelo.

Recomenda-se a realização de análises adicionais com dados mais recentes e a exploração de técnicas complementares, como a modelagem distribuída e a integração com

dados de sensoriamento remoto de alta resolução, para aprimorar a capacidade do modelo de representar o processo chuva-vazão e auxiliar na gestão de recursos hídricos. Trabalhos futuros podem alterar a dinâmica do modelo para investigar a relação entre a vazão e diferentes cenários de uso e cobertura do solo em bacias hidrográficas. Também pode-se investigar uma possível melhora no desempenho a partir de outras resoluções de MDE diferentes da utilizada (250 m) para diferentes escalas temporais. A aplicação do modelo a outras bacias com características semelhantes e a integração com previsões meteorológicas podem oferecer uma base sólida para a tomada de decisões e o planejamento urbano.

5. CONCLUSÕES

A bacia hidrográfica do rio Muriaé é de vital importância para o abastecimento e desenvolvimento do Estado do Rio de Janeiro. Esse trabalho analisou e simulou o processo chuva-vazão em escala mensal utilizando o modelo hidrológico TopModel, implementado em linguagem R, com base em dados de elevação média do GMTED2010 e de médias mensais de precipitação e evapotranspiração potencial. O estudo considerou 18 anos de dados para a calibração do modelo e 12 anos para verificação. O período de 30 anos de dados hidrometeorológicos foi suficiente para visualizar a resposta hidrológica à variabilidade da precipitação, em escala mensal, na bacia do Rio Muriaé. Inclusive, permitiu identificar eventos extremos ao longo da série de dados. O período de verificação do modelo hidrológico foi selecionado a partir da análise de dados observacionais de vazão no ponto de coleta mais próximo ao exultório da bacia, considerando ocorrência de eventos extremos ao longo da série temporal. O TopModel demonstrou uma excelente capacidade de simular a relação chuva-vazão em escala mensal. Os melhores resultados obtidos apresentaram uma eficiência Nash-Sutcliffe de 0,82 na fase de calibração e 0,86 na fase de verificação, e valores de correlação acima de 0.9 em ambas fases. A eficiência do modelo também foi verificada a partir do coeficiente de determinação, que confirmou os valores de NS obtidos. A calibração foi feita utilizando o método GLUE, que considera as melhores combinações dentro do conjunto de

parâmetros utilizados pelo modelo. Durante a análise de sensibilidade dos parâmetros, o Sr_{max} foi identificado como o mais sensível, influenciando significativamente o desempenho do modelo.

Os resultados desse estudo mostram um bom ajuste do modelo às observações, mesmo diante das limitações e incertezas relacionadas aos dados utilizados e à metodologia. O modelo TopModel revelou-se eficaz para simular a relação chuva-vazão na bacia do rio Muriaé, apresentando resultados precisos e robustos que apoiam sua utilização para análises e previsões hidrológicas na região. Os resultados indicam que o modelo é uma alternativa viável para análises hidrometeorológicas em escala mensal e pode contribuir significativamente para a gestão de recursos hídricos e a formulação de estratégias para lidar com problemas ambientais e atenuar seus impactos.

REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS, HidroWeb, Séries históricas de Estações. ANA. Disponível em <<https://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>>. Acesso em: julho/2022.
- ASTAGNEAU, P.C. et al. Hydrology modelling R packages—a unified analysis of models and practicalities from a user perspective. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 25, n. 7, p. 3937-3973, 2021.
- BAI, Peng et al. Assessment of the influences of different potential evapotranspiration inputs on the performance of monthly hydrological models under different climatic conditions. *Journal of Hydrometeorology*, v. 17, n. 8, p. 2259-2274, 2016.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J., A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological sciences journal*, v. 24, n. 1, p. 43-69, 1979.
- BEVEN, K.J.; et al. Testing a physically-based flood forecasting model (TopModel) for three UK catchments. *Journal of hydrology*, v. 69, n. 1-4, p. 119-143, 1984.
- BEVEN, Keith. TopModel: a critique. *Hydrological processes*, v. 11, n. 9, p. 1069-1085, 1997.
- BEVEN, K.J. *Rainfall-Runoff modelling: The primer*. 2001.

- BEVEN, K.J. et al. A history of TopModel. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 25, n. 2, p. 527-549, 2021.
- BOEHMKE, B. Hierarchical Cluster Analysis· UC Business Analytics R Programming Guide. 2022. Disponível em https://uc-r.github.io/kmeans_clustering
- BORG, I.; GROENEN, P.J.F. Modern multidimensional scaling: Theory and applications. Springer Science & Business Media, 1997.
- BLÖSCHL, G. et al. Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH)—A community perspective. *Hydrological Sciences Journal*, 64 (10), p.1141–1158, 2019.
- BRASILIANSE, C.S. et al. Climatologias da Temperatura do Ar e da Precipitação na Bacia do Rio Paraíba do Sul, Região Sudeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 43, n. 1, p. 355-365, 2020.
- BRITO, T.T. et al. Multivariate analysis applied to monthly rainfall over Rio de Janeiro state, Brazil. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 129, p. 469-478, 2017.
- BUYTAERT, W. et al. The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador. *Hydrological Processes: An International Journal*, v. 19, n. 20, p. 3985-3997, 2005.
- BUYTAERT, W., TopModel: Implementation of the Hydrological Model TopModel in R. London, UK. Recuperado de <https://cran.r-project.org/web/packages/TopModel/index.html> , 2022.
- CAMARGO, Â.P.; CAMARGO, M.B.P., Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. *Bragantia*, v. 59, p. 125-137, 2000.
- CAMPLING, Paul et al. Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: the TopModel approach. *Hydrological processes*, v. 16, n. 2, p. 231-253, 2002.
- CHANSORN, Rugkiet; CHOTPANTARAT, Srilert; KLONGVESSA, Pawee. Hydrological model of landslide risk in Huai Nam Phung subbasin, Thailand. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, v. 82, n. 4, p. 140, 2023.
- CHEN, Xi; CHEN, Yongqin David; XU, Chong-yu. A distributed monthly hydrological model for integrating spatial variations of basin topography and rainfall. *Hydrological Processes: An International Journal*, v. 21, n. 2, p. 242-252, 2007.
- CHOI, H.T.; BEVEN, K., Multi-period and multi-criteria model conditioning to reduce prediction uncertainty in an application of TopModel within the GLUE framework. *Journal of Hydrology*, v. 332, n. 3-4, p. 316-336, 2007.
- CHOW, Ven T.; MAIDMENT, David R.; MAYS, Larry W. *Applied hydrology*. 1988.

CPRM.Bacia do Rio Muriaé.2024.Disponível em https://www.sgb.gov.br/sace/index_bacias_monitoradas.php#>. Acesso em abr. 2024.

DANIELSON, J.J. & GESCH, D.B., Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010). 2011.

DAVENPORT, Frances V.; BURKE, Marshall; DIFFENBAUGH, Noah S. Contribution of historical precipitation change to US flood damages. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 118, n. 4, p. e2017524118, 2021.

DE ALMEIDA SANTANA, G.R.; SANTOS, E.B. & JUSTI DA SILVA, M.G.A., Caracterização Espaço-Temporal das Secas na Bacia do Rio Paraíba do Sul. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 43, n. 4, p. 364-375, 2020.

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

FETTER, C. W. *Applied hydrology* 4th ed. 2001.

FRANCHINI, Marco et al. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TopModel. *Journal of Hydrology*, v. 175, n. 1-4, p. 293-338, 1996.

GUMINDOGA, W. et al. Predicting streamflow for land cover changes in the Upper Gilgel Abay River Basin, Ethiopia: A TopModel based approach. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, v. 76, p. 3-15, 2014.

HARTMANN, Dennis L. *Global physical climatology*. Newnes, 2015.

INMET-INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Normais Climatológicas–1991 a 2020. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, 2022.

INMET - INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. BDMEP-Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. 2023.

JANUÁRIO, T.E.; PEREIRA FILHO, A.J. & SALVIANO, M.F., Hydrometeorological Modeling of Limpopo River Basin in Mozambique with TopModel and Remote Sensing. *Open Journal of Modern Hydrology*, v. 12, n. 2, p. 55-73, 2022.

JAJARMIZADEH, Milad; HARUN, Sobri; SALARPOUR, Mohsen. A review on theoretical consideration and types of models in hydrology. *Journal of Environmental Science and Technology*, v. 5, n. 5, p. 249-261, 2012.

JEHANZAIB, Muhammad et al. Comprehensive review: Advancements in rainfall-runoff modelling for flood mitigation. *Climate*, v. 10, n. 10, p. 147, 2022.

JONGMAN, Brenden; WARD, Philip J.; AERTS, Jeroen CJH. Global exposure to river and coastal flooding: Long term trends and changes. *Global Environmental Change*, v. 22, n. 4, p. 823-835, 2012.

- KASSAMBARA, A., Practical guide to cluster analysis in R: Unsupervised machine learning. Sthda, 2017.
- KARAM, H. A.; BLACKETT, M. A. ; SILVA, R. B. P. ; FLORES R., J. L. ; PEREIRA FILHO, A. J. ; Sanchez P., C. A. ; Vásquez P., I. L. ; SIQUEIRA, B. S. ; SUAZO, J. M. A. . Modeling of Soil Water Distribution in a Small Mid-Latitude Watershed on the British Isle for Short Term Landslide and Flood Risk Assessment. Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ, v. 47, p. 1-16, 2024.
- LUIZ-SILVA, W. et al. An overview of precipitation climatology in Brazil: space-time variability of frequency and intensity associated with atmospheric systems. Hydrological Sciences Journal, v. 66, n. 2, p. 289-308, 2021.
- MARENGO, J.A.; ALVES, L.M., Tendências hidrológicas da bacia do rio Paraíba do Sul. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 20, n. 2, p. 215-226, 2005.
- MARINHO FILHO, G.M. et al., Modelos hidrológicos: conceitos e aplicabilidades. Revista de Ciências Ambientais, v. 6, n. 2, p. 35-47, 2013.
- MARTINS, E. G. M. Coeficiente de determinação. Revista Ciência Elementar, v. 6, n. 1, p. 24, 2018.
- MCCUEN, R.H.; KNIGHT, Z.; CUTTER, A.G., Evaluation of the Nash–Sutcliffe efficiency index. Journal of hydrologic engineering, v. 11, n. 6, p. 597-602, 2006.
- MOLIČOVÁ, HELENA et al. Using TopModel towards identifying and modelling the hydrological patterns within a headwater, humid, tropical catchment. Hydrological Processes, v. 11, n. 9, p. 1169-1196, 1997.
- MORALES, E.G.G.; MARÍN, C.T., Hydrological modelling with TopModel of Chingaza páramo, Colombia. Revista Facultad Nacional de Agronomía Medellín, v. 69, n. 2, p. 7919-7933, 2016.
- NOURANI, Vahid; ROUGHANI, Arash; GEBREMICHAEL, Mekonnen. TopModel capability for rainfall-runoff modeling of the Ammameh watershed at different time scales using different terrain algorithms. Journal of Urban and Environmental Engineering, v. 5, n. 1, p. 1-14, 2011.
- NICHOLSON, P.G., Soil improvement and ground modification methods. Butterworth-Heinemann, 2014.
- LOUDIN, Ludovic et al. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. Journal of hydrology, v. 303, n. 1-4, p. 290-306, 2005.
- PEEL, Murray C.; MCMAHON, Thomas A. Historical development of rainfall-runoff modeling. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, v. 7, n. 5, p. e1471, 2020.

- PEIXOTO, J.P.; OORT, A.H.; LORENZ, E.N.; Physics of climate. New York: American Institute of Physics, 1992.
- PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A. & SEDIYAMA, G.C., Evapo(transpi)ração. . Piracicaba: FEALQ, Acesso em: 28 mar. 2023, 1997.
- PEREIRA, R.M.S.; WANDERLEY, H.S.; DELGADO, R.C., Homogeneous regions for rainfall distribution in the city of Rio de Janeiro associated with the risk of natural disasters. Natural Hazards, p. 1-19, 2021.
- PIROLI, E.L., Água e bacias hidrográficas: planejamento, gestão e manejo para enfrentamento das crises hídricas. 2022.
- RAKHECHA, P.; SINGH, V.P., Applied hydrometeorology. Springer Science & Business Media, 2009.
- SALVIANO, M.F.; PEREIRA FILHO, A.J.; VEMADO, F., TopModel Hydrometeorological Modeling with Rain Gauge Data Integrated by High-Resolution Satellite Estimates. A Case Study in Muriaé River Basin, Brazil. Atmospheric and Climate Sciences, v. 11, n. 3, p. 486-507, 2021.
- SALVIANO, Marcos Figueiredo; MATOS, Artur José Soares. Relatório anual do sistema de alerta hidrológico da bacia do rio Muriaé–2023. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, 2023.
- SENNA, Mônica Carneiro Alves et al. A teleconnection study between oceanic oscillations and trends in precipitation extremes in the Paraíba do Sul River Basin. Theoretical and Applied Climatology, p. 1-19, 2023.
- SCHIAVETTI, A.; CAMARGO, A.F.M., Conceitos de bacias hidrográficas: teorias e aplicações. 2002.
- SITTERSON, Jan et al. An overview of rainfall-runoff model types. 2018.
- SULIMAN, Ali H. Ahmed et al. TopModel for streamflow simulation of a tropical catchment using different resolutions of ASTER DEM: optimization through response surface methodology. Water Resources Management, v. 30, p. 3159-3173, 2016.
- SUN, Shufen; DENG, Huiping. A study of rainfall-runoff response in a catchment using TopModel. Advances in atmospheric sciences, v. 21, p. 87-95, 2004.
- TUCCI, C.E.M. et al. Hidrologia: ciência e aplicação. UFRGS Editora, 2009.
- THIESSEN, Alfred H. Precipitation averages for large areas. Monthly weather review, v. 39, n. 7, p. 1082-1089, 1911.
- THORNTHWAITE, C.W., An approach toward a rational classification of climate. Geographical review, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948.

VAN WAMBEKE, A. Calculated Soil Moisture and Temperature Regimes of South America: A Compilation of Soil Climatic Regimes Calculated by Using a Mathematical Model Developed by F. Newhall (Soil Conservation Service, USDA, 1972). New York State College of Agriculture and Life Sciences, Cornell University, Department of Agronomy, 1981.

VENTER, Zander S. et al. Global 10 m land use land cover datasets: A comparison of dynamic world, world cover and esri land cover. *Remote Sensing*, v. 14, n. 16, p. 4101, 2022

WU, Simon; LI, Jonathan; HUANG, Guo H. Modeling the effects of elevation data resolution on the performance of topography-based watershed runoff simulation. *Environmental Modelling & Software*, v. 22, n. 9, p. 1250-1260, 2007.

WOOD, E. F., SIVAPALAN, M. & BEVEN, K. Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews of Geophysics*, vol. 28, no. 1, pp. 1-18, 1990.

XIANG, Xin; AO, Tianqi; LI, Xiaodong. Application of a Fractional Instantaneous Unit Hydrograph in the TopModel: A Case Study in Chengcun Basin, China. *Applied Sciences*, v. 13, n. 4, p. 2245, 2023.

YIN, Jiabo et al. Large increase in global storm runoff extremes driven by climate and anthropogenic changes. *Nature communications*, v. 9, n. 1, p. 4389, 2018.