

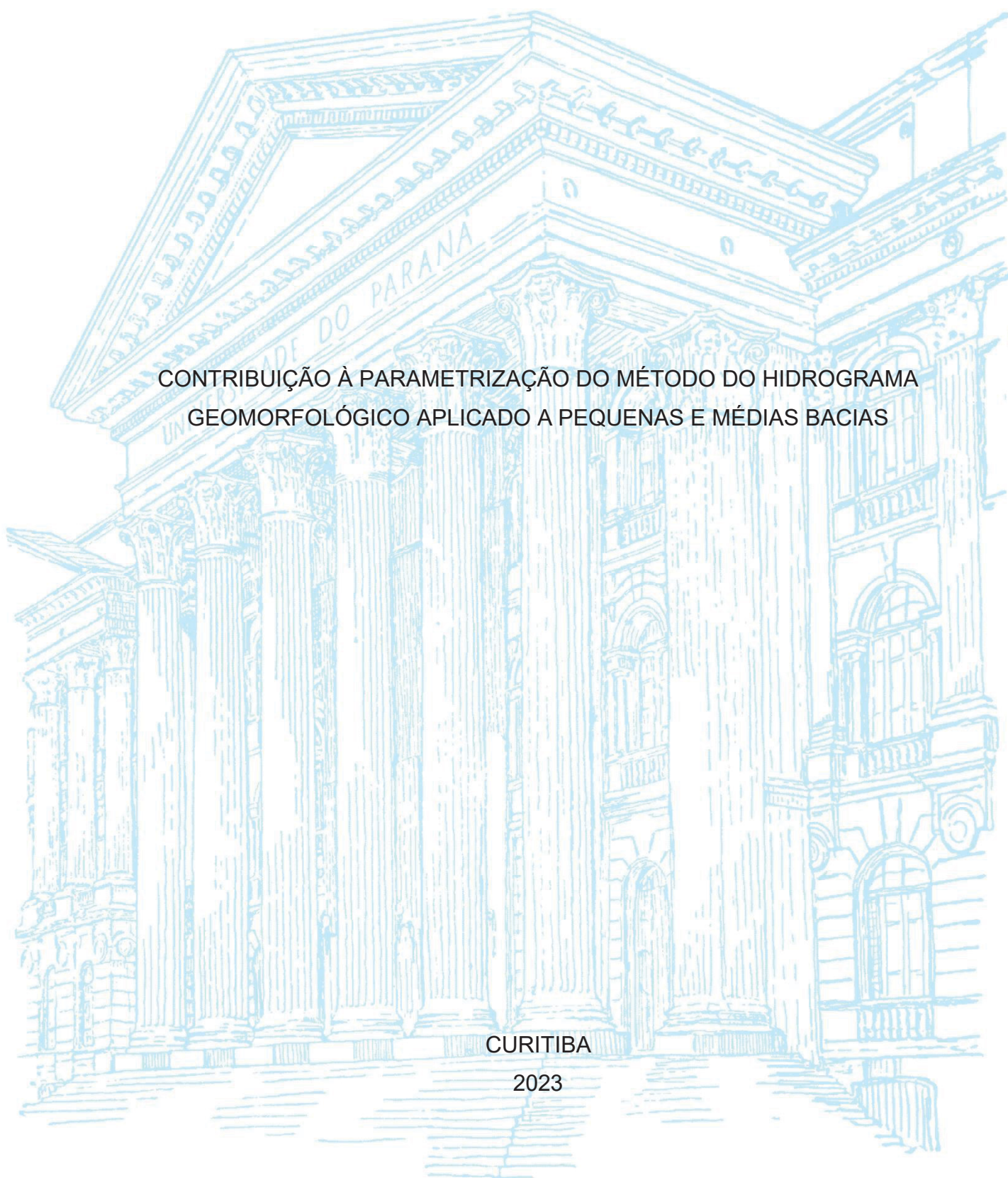
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ROBISON NEGRI

CONTRIBUIÇÃO À PARAMETRIZAÇÃO DO MÉTODO DO HIDROGRAMA
GEOMORFOLÓGICO APLICADO A PEQUENAS E MÉDIAS BACIAS

CURITIBA

2023



ROBISON NEGRI

CONTRIBUIÇÃO À PARAMETRIZAÇÃO DO MÉTODO DO HIDROGRAMA
GEOMORFOLÓGICO APLICADO A PEQUENAS E MÉDIAS BACIAS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Universidade Federal do Paraná, no Setor de Tecnologia, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Heinz Dieter Oskar August Fill

CURITIBA

2023

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS — BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Negri, Robison

Contribuição à parametrização do método do hidrograma
geomorfológico aplicado a pequenas e médias bacias. / Robison Negri. —
Curitiba, 2023.

1 recurso on-line : PDF.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de
Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos
Hídricos e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Heinz Dieter Oskar August Fill

1. Geomorfologia. 2. Bacias Hidrográficas. 3. Hidrometria. I. Fill,
Heinz Dieter Oskar August. II. Universidade Federal do Paraná.
Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e
Ambiental. III. Título.

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO ENGENHARIA DE
RECURSOS HÍDRICOS E AMBIENTAL - 40001016021P0

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **ROBISON NEGRI** intitulada: **Contribuição à parametrização do Método do Hidrograma Geomorfológico Aplicado a Pequenas e Médias Bacias**, sob orientação do Prof. Dr. HEINZ DIETER OSKAR AUGUST FILL, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 22 de Junho de 2023.

Assinatura Eletrônica

26/06/2023 15:44:45.0

HEINZ DIETER OSKAR AUGUST FILL
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

27/06/2023 13:16:53.0

SIMONE MALUTTA

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA)

Assinatura Eletrônica

26/06/2023 10:37:04.0

CLAUDIO MARCHAND KRÜGER

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

26/06/2023 12:05:02.0

IRANI DOS SANTOS

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

26/06/2023 15:42:32.0

DANIEL HENRIQUE MARCO DETZEL

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Centro Politécnico, Bloco V - CURITIBA - Paraná - Brasil

CEP 81531-990 - Tel: (41) 3361-3210 - E-mail: ppgerha@ufpr.br

Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015.

Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 294260

Para autenticar este documento/assinatura, acesse <https://siga.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp>
e insira o código 294260

A todos os pesquisadores brasileiros, que se dedicam incansavelmente a produzir conhecimento e desenvolvimento à sociedade.

AGRADECIMENTOS

- Ao Prof. Dr. Heinz Dieter Oskar August Fill, pelo acompanhamento, orientação e ajuda prestada, fundamental para a conclusão do presente trabalho.
- À Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental (PPGERHA) pela realização do presente trabalho.
- À minha família, pela compreensão nos momentos de ausências e o apoio durante todas as dificuldades enfrentadas.
- Ao Prof. Dr. Daniel Henrique Marco Detzel, pela ajuda importantíssima, auxiliando prontamente em todas as demandas solicitadas relativas ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos.
- A todos os professores do Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, que, de uma forma direta ou indireta, contribuíram para a realização desse trabalho.
- A Deus, pela força necessária para transpor os desafios.

Ser como o rio que deflui
Silencioso dentro da noite.
Não temer as trevas da noite.
Se há estrelas nos céus, refleti-las.
Manuel Bandeira (1886 - 1968)

RESUMO

O hidrograma unitário instantâneo geomorfológico (HUIG) representa uma solução para a previsão da vazão de escoamento direto em bacias de pequeno e médio porte, desprovidas de dados de vazão observados. A sua aplicação necessita da estimação do tempo de concentração e das razões geomorfológicas (parâmetros morfométricos) da bacia e evento a representar. Este estudo caracterizou fisicamente 14 bacias sul brasileiras, segundo 10 parâmetros morfométricos e analisou suas correlações. O Modelo Digital de Elevação (MDE), disponibilizado pelo projeto TOPODATA do INPE (2008), com resolução espacial de 30 metros, foi tratado e complementado com informações do SIG Google Earth. As razões geomorfológicas de bifurcação (R_B), comprimento dos cursos d'água – (R_L), área de contribuição (R_A) e declividade médias (R_S) das sub-bacias foram estimadas através de dois métodos correntemente utilizados e um terceiro método proposto neste estudo. Foi proposta uma metodologia alternativa para a estimação do tempo de concentração, baseada na teoria da onda cinemática, com o incremento do novo conceito denominado Área Parcial de Drenagem (APD), permitindo associar o resultado às características físicas e hidrológicas das bacias e dos eventos. O conjunto de conceitos e métodos propostos foram aplicados na parametrização do HUIG, considerando os tempos de contração observado e estimado pelo método proposto, bem como, pelos três métodos distintos de estimação das razões geomorfológicas. A análise proposta foi aplicada nas 14 bacias em 54 eventos observados. Como resultados, além da caracterização e classificação das bacias, pôde-se propor dois novos parâmetros morfométrico: o indicador da declividade média dos rios, que representa sinteticamente a declividade média dos todos rios da bacia, e o coeficiente de suscetibilidade de enchentes, sendo este último um ótimo indicador para análise do risco de cheias em bacias de pequeno e médio porte. Foram propostos também critérios de classificação de alguns parâmetros morfométricos. Os valores de R_B mantiveram-se entre 3,0 e 6,0, já R_L e R_A ficaram entre 2,0 e 5,0, apresentando progressões geométricas. Já R_S apresentou valores oscilando em torno de 1,0, sem progressão definida, logo, concluiu-se que este não segue as Leis de Horton, mas pode servir como indicador do perfil hipsométrico da bacia. Também se pôde concluir que o método proposto para a estimação das Razões Geomorfológicas possibilitou uma diminuição na incerteza. O método proposto para estimar o tempo de concentração apresentou resultados superiores aos das equações empíricas utilizadas na comparação. Conclui-se que o tempo de concentração não é uma característica intrínseca das bacias hidrográficas, variando também com os eventos hidrológicos. Além disso, identificou-se a influência do escoamento nas vertentes, bem como a relevância do coeficiente de rugosidade de Manning, na estimativa do tempo de concentração. Por fim, propôs-se um método para estimar a velocidade média de escoamento direto do HUIG. Identificou-se que está relacionada à assimetria geomorfológica da bacia, definida pela relação entre a distância média percorrida pelo escoamento direto e o centro geomorfológico da bacia. O modelo simplificado proposto para o HUIG apresentou resultados satisfatórios, principalmente, se associado a um método de estimação das razões geomorfológicas representativo das características das bacias e do tempo de concentração coerente.

Palavras-Chave: Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico; Tempo de Concentração; Razões Geomorfológicas.

ABSTRACT

The Instantaneous Geomorphological Unit Hydrograph (IGUH) represents a solution for predicting direct runoff flow in small and medium-sized basins lacking observed flow data. Its application requires estimating the time of concentration and geomorphological ratios (morphometric parameters) of the basin and event to be represented. This study physically characterized 14 basins in southern Brazil using ten morphometric parameters and analyzed their correlations. The Digital Elevation Model (DEM), provided by the TOPODATA project of INPE (2008) with a spatial resolution of 30 meters, was processed and supplemented with information from Google Earth's GIS. The geomorphological ratios of bifurcation (R_B), stream length (R_L), drainage area (R_A), and mean slope (R_S) of sub-basins were estimated using two commonly used methods and a third method proposed in this study. An alternative methodology was proposed for estimating the time of concentration based on the theory of kinematic wave, incorporating the new concept called Partial Drainage Area (APD), which allows associating the result with the physical and hydrological characteristics of the basins and events. The set of proposed concepts and methods were applied to parameterize the IGUH, considering the observed time of concentration and the estimated time using the proposed method, as well as the three different methods of estimating the geomorphological ratios. The proposed analysis was applied to the 14 basins and 54 observed events. Among the results, besides the characterization and classification of the basins, two new morphometric parameters were proposed: the indicator of the mean slope of the rivers, which synthetically represents the average slope of all rivers in the basin, and the coefficient of flood susceptibility, the latter being an excellent indicator for flood risk analysis in small and medium-sized basins. Classification criteria for some morphometric parameters were also proposed. The R_B values ranged from 3,0 to 6,0, while R_L and R_A ranged from 2,0 to 5,0, exhibiting geometric progressions. R_S presented values oscillating around 1,0, without a defined progression, thus concluding that it does not follow Horton's laws but can serve as an indicator of the hypsometric profile of the basin. It was also found that the proposed method for estimating Geomorphological Ratios reduced uncertainty. The proposed method for estimating the time of concentration yielded superior results compared to the empirical equations used in comparison. It was concluded that the time of concentration is not an intrinsic characteristic of hydrographic basins, varying with hydrological events as well. The influence of slope runoff and the relevance of Manning's roughness coefficient in estimating the time of concentration were also identified. Finally, a method was proposed to estimate the average speed of direct runoff flow from the IGUH. It was found to be related to the geomorphological asymmetry of the basin, defined by the relationship between the average distance traveled by direct runoff and the geomorphological center of the basin. The simplified model proposed for the IGUH yielded satisfactory results, especially when associated with a method for estimating geomorphological ratios that are representative of the characteristics of the basins and a coherent time of concentration.

Keywords: Instantaneous Geomorphological Unitary Hydrograph; Concert Time; Geomorphological Reasons.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Representação do Ciclo Hidrológico	26
FIGURA 2- Modelos de Representação Chuva-Vazão.....	27
FIGURA 3 - Representação dos Modelos Chuva-Vazão no Sistema Hídrico da Bacia Hidrográfica.....	29
FIGURA 4 – Classificação do Escoamento Originários na Calha do Rio.....	33
FIGURA 5 – Perdas na Geração de Escoamento Fluvial	34
FIGURA 6 – Métodos de Separação do Escoamento de um Rio	37
FIGURA 7 - Representação Gráfica do Processo de Convolução do Hidrograma Unitário	42
FIGURA 8 – Interpretação do Processo de Convolução do HUI	45
FIGURA 9 – Representação Esquemática do Modelo de Zoch	46
FIGURA 10 – Representação Esquemática do Modelo de Nash	48
FIGURA 11 – Função Densidade de Probabilidade da Distribuição Gama em Função Para $k = 2$ e $n = \text{Variável}$	49
FIGURA 12 – Função Densidade de Probabilidade da Distribuição Gama em Função Para $n = 2$ e $k = \text{Variável}$	50
FIGURA 13 – Esquema de Transição da Gota de Chuva Efetiva no Modelo Markoviano Estruturado	53
FIGURA 14 – Variação da Forma do HUIG em Função da Velocidade de Percurso Média	58
FIGURA 15 – Formas Morfológicas de Bacias Hidrográficas	62
FIGURA 16 – Representação da Classificação da Bacia Hidrográfica	66
FIGURA 17 – Parâmetros Temporais Característicos da Hidrógrafa de Escoamento Direto	73
FIGURA 18 – Representação Modelo Hortoniano e Dunniano.....	82
FIGURA 19 - Dinâmica da Área Saturada no Entorno da Rede de Drenagem.....	83
FIGURA 20 – Localização da Exutória das Bacias Estudadas	90
FIGURA 21 – Sequência Metodológica Aplicada	92
FIGURA 22 – Trajetórias do Escoamento Consideradas	95
FIGURA 23 – Esquema Geral da Trajetória do Escoamento Direto na Superfície e Talvegue Principal da Bacia Hidrográfica.....	97
FIGURA 24 – Representação Geométrica do Escoamento Direto nas Vertentes.....	99

FIGURA 25 – Conceito Relacionado a Estimativa da Vazão do Final do Hidrograma de Escoamento Direto da Seção	102
FIGURA 26 – Correlação da Área de Drenagem e a Largura Média do Leito do Canal	104
FIGURA 27 – Definição do Tempo de Concentração Observado.....	107
FIGURA 28 – Parâmetros do HU Triangular	110
FIGURA 29 – Características do HUG em Função da Assimetria Geomorfológica da Bacia Hidrográfica.....	113
FIGURA 30 – Variação da Assimetria Geométrica em Função das Razões Geomorfológicas da Bacia Hidrográfica	114
FIGURA 31 – Simulação do HUIG em Função do Coeficiente de Assimetria Geométrica da Bacia Hidrográfica.....	115
FIGURA 32 – Simulação do HUIG em Função do Tempo de Concentração.....	115
FIGURA 33 – Representação do Método de Separação do Hidrograma de Escoamento Direto.....	117
FIGURA 34 – Processamento das Informações Geoespaciais das Bacias	122
FIGURA 35 – Uso do Solo das Bacias	123
FIGURA 36 – Coeficiente de Escoamento Superficial Médio	123
FIGURA 37 – Relação Entre Declividade Axial e o Coeficiente de Rugosidade	132
FIGURA 38 – Relação Entre a Vazão de Pico do HU e o Coeficiente de Suscetibilidade de Enchentes	134
FIGURA 39 – Análise de Correlação Entre os Parâmetros Morfométricos	135
FIGURA 40 – Dispersão dos Fatores Fisiográficos	138
FIGURA 41 – Regressões das Razões de Bifurcação	139
FIGURA 42 – Regressões das Razões de Comprimento, Área e Declividades Método 2 (À Esquerda) E Método 3 (À Direita)	141
FIGURA 43 – Análise das Razões de Bifurcação das Bacias	147
FIGURA 44 – Análise das Razões do Comprimento das Bacias	148
FIGURA 45 – Análise das Razões da Área das Bacias.....	148
FIGURA 46 – Análise das Razões da Declividade das Bacias.....	149
FIGURA 47 – Posição da Exutória da Bacia da UFSC.....	151
FIGURA 48 – Representação Esquemática do Comportamento das Razões de Declividade e a Representação do Perfil Médio da Bacia	152

FIGURA 49 – Análise de Dispersão dos Erros de Estimção do Método Proposto e das Quatro Equações Empíricas.....	153
FIGURA 50 – Comparação da Velocidade Média Observada e Estimada Pelo Método Proposto	155
FIGURA 51 – Comparação do Tempo de Percurso no Canal Com a Sua Declividade Média e a Vazão Específica da Bacia	156
FIGURA 52 – Proporção Entre os Tempos de Trajetória e a Área das Bacias	157
FIGURA 53 – Comparação Entre o Coeficiente de Rugosidade de Manning Calibrado e Proposto Pela Literatura Com a Variação Percebida no Tempo de Percurso no Talvegue	158
FIGURA 54 – Variabilidade do Coeficiente de Rugosidade de Manning	159
FIGURA 55 – Relação da Intensidade da Chuva Com o Tempo de Percurso nas Vertentes	160
FIGURA 56 – Comparação dos Resultados do Tempo de Percurso nas Vertentes em Função do Método de Estimativa no Coeficiente de Escoamento Superficial	161
FIGURA 57 – Ábaco do Coeficiente $K1$ para Estimativa do Tempo de Percurso nas Vertentes	162
FIGURA 58 – Relação Entre a Vazão e o tempo de Pico dos Hidrogramas Unitários Observados.....	164
FIGURA 59 – Relação do Centro Geomorfológico com a Forma do HUIG.....	165
FIGURA 60 – Coeficientes de Assimetria Geomorfológica Calculados Pelos Três Métodos Estimção das Razões Geomorfológicas	167
FIGURA 61 – Dispersão do Erro Individual do Tempo de Pico Estimada.....	169
FIGURA 62– Dispersão dos Erros Individuais da Vazão de Pico Estimada	171
FIGURA 63 – Comparação das Velocidades Observadas e Estimadas Para o Método 3.....	172
FIGURA 64 – Aplicabilidade do Método Proposto no HUIG triangular e HUIGN	173
FIGURA 65 – Comparação do HUIG da Bacia do Rio Itapocu para os Três Métodos de Estimção das Razões Geomorfológicas	174
FIGURA 66 – Comparação do HUIG da Bacia do Rio Itapocu para o Método Três de Estimção das Razões e Velocidades Otimiza e Estimada Indiretamente	175
FIGURA 67 – Comparação dos Hidrogramas Unitários da Bacia do Rio Itapocu para os Cinco Eventos Estudados	176

FIGURA 68 – Comparação dos HUIG da Bacia do Rio Itapocu Modelado Pelos Métodos Proposto, para Cada Evento Individual.....	177
---	-----

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 – Possíveis Trajetórias do Escoamento para Bacia de Ordem 3	54
QUADRO 2 – Resumo dos Parâmetros Morfométricos	64
QUADRO 3 – Equações para Estimação do Tempo de Concentração	75
QUADRO 4 – Bacias, Estações e Eventos Estudados	91
QUADRO 5 – Bacias e os Eventos Hidrológicos Observados	106
QUADRO 6 – Bacias e dos Eventos Hidrológicos Observados	118
QUADRO 7 – Dados Fisiográficos e Morfométricos das Bacias Estudadas	124
QUADRO 8 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo o Comprimento de Escoamento Superficial	126
QUADRO 9 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo a Declividade Axial	127
QUADRO 10 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo o Coeficiente de Rugosidade da Bacia	128
QUADRO 11 – Classificação Morfométricos das Bacias Estudadas	129
QUADRO 12 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo a Declividade Média dos Rios	130
QUADRO 13 – Fatores Básicos Característicos	131
QUADRO 14 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo o Coeficiente de Susceptibilidade de Enchentes	133
QUADRO 15 – Aplicação de Método Proposto nas Bacias hidrográficas	136
QUADRO 16 – Proposta de Classificação	136
QUADRO 17 – Razões Geomorfológicas das Bacias Estudadas Segundo os Três Métodos	145
QUADRO 18 – Análise da Eficiência na Estimativa dos Parâmetros de Comprimento Médio das Sub-Bacias Através da Razão Geomorfológica - RL	151
QUADRO 19 – Resultados Individuais da Estimação do Tempo de Concentração Para Cada Bacia Estudada	154
QUADRO 20 – Hidrogramas Unitário Observados	163
QUADRO 21– Tempo de Pico do HUIG Estimados	168
QUADRO 22 – Vazões Unitárias de Pico do HUIG Estimadas	170
QUADRO 23 – Resultados Para a Bacia do Rio Itapocu para os Três Métodos de Estimação das Razões Geomorfológicas	174

QUADRO 24 – Resumo dos Resultados Observados para os Cinco Eventos da Bacia
Itapocu 176

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	OBJETIVO GERAL E ESPECÍFICOS.....	23
1.2	HIPÓTESE CENTRAL.....	24
1.3	ESTRUTURA DA TESE	24
2	REVISÃO DE LITERATURA.....	25
2.1	MODELAGEM HIDROLÓGICA DE ESCOAMENTO	25
2.2	HIDROGRAMA DE ESCOAMENTO DIRETO	36
2.3	CONCEITO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO	38
2.4	APLICAÇÕES DO HIDROGRAMA UNITÁRIO	43
2.5	HIDROGRAMA UNITÁRIO INSTANTÂNEO GEOMORFOLÓGICO	51
2.6	ASPECTOS FÍSICOS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS	61
2.7	ASPECTOS CINEMÁTICOS DO ESCOAMENTO DIRETO.....	70
2.7.1	Mecanismo de Geração de Escoamento Direto Dunniano	80
2.7.2	Estimação da Velocidade Média do Escoamento Direto	84
3	MÉTODOS DE ANÁLISE.....	89
3.1	BACIAS HIDROGRÁFICAS E FONTES DE DADOS	89
3.2	PROCEDIMENTO METODOLÓGICO.....	92
3.2.1	Estudo Morfométrico e Geomorfológico.....	93
3.2.2	Método Proposto para Estimar o Tempo de Concentração	95
3.2.2.1	Análise do Método Proposto para o Tempo de Concentração	105
3.2.3	Método Proposto Para Estimar a Velocidade Média do HUIG	109
3.2.3.1	Análise do Método Proposto para a Velocidade de Escoamento	116
3.2.4	Análise de Aplicabilidade dos Métodos Propostos	120
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	121
4.1	CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS	
	ANÁLISADAS	122
4.1.1	Proposição de Dois Novos Parâmetros Morfométricos.....	130
4.1.2	Análise dos Métodos de Caracterização Geomorfológica	137
4.2	ANÁLISE DO MÉTODO PARA ESTIMAÇÃO DO TEMPO DE	
	CONCENTRAÇÃO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS	152

4.3	ANÁLISE DO MÉTODO DE ESTIMAÇÃO DA VELOCIDADE MÉDIA DO ESCOAMENTO DIRETO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO INSTANTÂNEO GEOMORFOLÓGICO.....	162
4.4	APLICAÇÃO DOS MÉTODOS PROPOSTOS NA BACIA DO RIO ITAPOCU	173
5	CONCLUSÕES GERAIS E TRABALHOS FUTUROS	178
	REFERÊNCIAS	184
	APÊNDICE A - MATERIAIS COMPLEMENTARES	206

1 INTRODUÇÃO

As tomadas de decisão frente às necessidades dos projetos de engenharia e a implementação de obras ou medidas operacionais sobre a unidade física da bacia hidrográfica exigem, entre outras características, o conhecimento das vazões na seção de estudo, sendo esta tarefa difícil nas bacias que não possuem monitoramento ou possuem-no em períodos muito curtos (ANDRADE, 2007). Particularmente, o hidrograma de vazões máximas é de excepcional interesse por envolver a segurança das obras e da população ribeirinha (GHUMMAN *et al.*, 2014), bem como a mitigação e prevenção de desastres naturais (KHALEGHI *et al.*, 2011).

Convém ressaltar que os estudos relacionados à previsão do escoamento de cheias nas bacias hidrográficas desempenham um papel fundamental na gestão dos conflitos relacionados à ocupação das bacias hidrográficas e no dimensionamento de obras hidráulicas. Sendo assim, são de grande relevância para o planejamento, o projeto e a gestão dessas obras e ainda viabilizando o estudo e a implantação de medidas de prevenção estruturais e não estruturais de cheias (CALDEIRA *et al.*, 2015).

Na ausência de séries de vazão observadas, suficientemente longas para a estimação de vazões extremas por métodos estatísticos ou estocásticos, é conveniente o uso de modelos chuva-vazão, que permitem a estimação da vazão para indiretamente para distribuições temporais de chuva. Tais artifícios técnico-científicos também são relevantes nos estudos de prognóstico comportamental das bacias hidrográficas, frente às possíveis alterações no comportamento hidrológico da bacia (BARONI *et al.*, 2019; KROGH; POMEROY e MARSH, 2017). Por isso, cada vez mais a modelagem hidrológica tem desempenhado um importante papel nas ações de planejamento, desenvolvimento e gestão dos recursos hídricos (HOSSEINI; MAHJOURI, 2016; MOURA *et al.*, 2021).

Naturalmente, a representação de um processo natural tão complexo como o ciclo hidrológico não é uma tarefa simples, sendo necessários vários princípios conceituais, com diferentes níveis de discretização espacial e temporal, bem como considerações simplificadoras aceitáveis. Outro fator relevante é a heterogeneidade da bacia hidrográfica (SHEN *et al.*, 2020). Características como forma geométrica, configuração da rede de canais, uso e cobertura da terra, topografia, umidade e

propriedades do solo, bem como as próprias propriedades climáticas são consideravelmente variáveis e aleatórias.

Neste contexto, fica claro que a previsão hidrológica sempre estará sujeita a incertezas relacionadas aos erros de estimação das variáveis envolvidas, bem como simplificações dos modelos utilizados para representação dos fenômenos físicos envolvidos. Este é o centro da discussão filosófica deste estudo, no que tange à vazão de cheias.

Segundo Bierkens *et al.* (2015), as simulações dos processos hidrológicos devem adaptar seu detalhamento em função dos propósitos de aplicação do modelo, bem como da escala de estudo, diante de uma relação custo-benefício. É comum que os modelos hidrológicos, no afã de aprimorar os processos de simulação, utilizem-se de artifícios matemáticos que oneram significativamente sua aplicação ou incorporem elevado número de parâmetros ou ainda que, devido à dificuldade de sua obtenção, podem não apresentar melhoria ao grau de incerteza dos resultados.

É importante destacar que a comunidade acadêmica percebe que novas técnicas têm apresentado maior acurácia na aplicação de modelos de previsão mais parcimoniosos, principalmente para os estudos em bacias de menor escala espacial. O uso de modelos com parcimônia no número de parâmetros tem apresentado resultados satisfatórios, principalmente sob a ótica da relação custo-benefício.

Um dos métodos consagrados para a transformação chuva-vazão é o do Hidrograma Unitário, proposto por Sherman (1932) e suas variações subsequentes. Este modelo permite estimar a vazão de escoamento direto na bacia hidrográfica através chuva efetiva precipitada, sendo recomendado para bacias pequenas a médias. A aplicação deste método, tal como foi originalmente proposto, exige a existência de registros simultâneos de chuva e vazão para pelo menos alguns eventos de cheia.

No entanto, nem todas as bacias hidrográficas dispõem de um sistema de monitoramento de dados de vazão e chuva, mesmo que em curtos períodos. Dessa forma, muitas aplicações práticas necessitam de métodos alternativos, que permitem prever o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica, de forma indireta, a partir da chuva e das características físicas ou morfométricas.

Tais métodos indiretos de estimação do escoamento direto, a exemplo do Método Racional de Mulvany (1851) e do hidrograma unitário sintético de Snyder (1938) e do SCS (1964), são baseados na simulação matemática do HU. Essas

ferramentas ainda são largamente utilizadas para auxiliar no dimensionamento de obras hidráulicas de pequenas e médias bacias, geralmente com poucos ou nenhum dado de vazão. A grande virtude dos métodos indiretos reside no fato de permitirem soluções racionais para os métodos de Mulvany (1851), Snyder (1938) e SCS (1964), baseados na simulação do HU.

Posteriormente aos primeiros métodos propostos com grande predominância empírica, os estudos concentraram os esforços no desenvolvimento de ferramentas teóricas e matemáticas para representação do HU. Neste sentido, conforme Carvalho e Chaudrhy (2001), destaca-se o Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) como os apresentados por Zoch (1934), Clark (1945), Nash (1957) e Dooge (1959), sendo estes aprimorados até os dias atuais, associados a abordagens complementares, como, por exemplo, as geomorfológicas.

A influência das características geomorfológicas da bacia hidrográfica, no comportamento do escoamento direto, é tema largamente estudado, com o objetivo de procurar formas de relacionar a resposta hidrológica da bacia hidrográfica com suas características físicas e a precipitação. Recentemente, com a evolução das técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento, possibilitando maior disponibilidade e velocidade no processamento das informações geoespaciais, abordagens de morfométricas ou geomorfológicas têm se mostrado cada vez mais promissoras nos estudos hidrográficos (HAMDAN; KHOZYEM, 2018).

A junção do conceito do HUI com as técnicas de descrição morfométricas da bacia hidrográfica permitiu que Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) propusessem um método de previsão do escoamento direto, conhecido na literatura como Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG), que possibilita ajustar o comportamento hidrológico da bacia a sua geomorfologia, por meio das razões geomorfológicas conhecidas como Leis de Horton (1945) e Strahler (1957).

Depois da introdução do conceito do HUIG, em 1979, inúmeros autores propuseram melhorias e adaptações ao método. Para exemplificar, pode-se citar: Gupta, Waymire e Wang (1980), que propõem uma alternativa matemática para o modelo; Rosso (1984), que desenvolveu um estudo acoplando as Leis de Horton (1945) ao Modelo do HUI de Nash (1957), permitindo assim o ajuste dos parâmetros de escala e forma do modelo às características geomorfológicas da bacia hidrográfica; Bhunya *et al.* (2008 e 2011), estudaram variações para a função densidade de probabilidade aplicada; Lee e Yen (1997), apresentaram estudos referentes à

velocidade média do escoamento superficial do HUIG, através do princípio da onda cinemática, e, posteriormente, Lee e Chang (2005), adicionaram a variação da área de afluência ao modelo.

Da mesma forma que os primeiros modelos do HU, geralmente empíricos, o HUIG abre a possibilidade prever o comportamento do escoamento direto e até do escoamento básico, através de informações físicas mensuráveis da bacia, para os mais variados arranjos de precipitação efetiva (P_e). A importância desse modelo de simulação está na possibilidade de ajuste do comportamento hidrológico da bacia à sua geomorfologia, através do uso das leis de Horton (1945) e Strahler (1957). Logo, conforme Kumar e Kumar (2008), um dos destaques do HUIG é sua aplicação em bacias hidrográficas sem registros de vazão. Jain e Sinha (2003) também afirmam que o HUIG possibilita uma melhor compreensão do fenômeno hidrológico na bacia hidrográfica.

De modo geral, o HUIG procura representar a dinâmica espaço-tempo da precipitação efetiva afluente à bacia hidrográfica, com o intuito de estimar o instante em que essa precipitação irá convergir, na exutória, na forma acumulada do hidrograma de escoamento direto. Naturalmente, esse fenômeno está relacionado a aspectos cinemáticos relativos ao escoamento superficial nas vertentes e canais, bem como a aleatoriedade inerente aos fenômenos hidrológicos, representados por uma função de densidade de probabilidade (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988). A estimação do tempo de viagem do escoamento entre as sub-bacias representa o parâmetro de escala do HUIG, que até hoje é a maior fonte de incerteza do método, e que, segundo Lee e Chang (2005), foi negligenciado nos primeiros estudos.

Neste sentido, percebe-se grande relevância na parametrização do hidrograma, o comportamento da velocidade do escoamento na bacia, sendo que vários estudos posteriores se dedicaram a isso, como: Nowicka e Soczynska (1989); Lee e Yen (1997); Nongthombam *et al.* (2011); Khaleghi, Ghodusi e Ahmadi (2014); Kumar (2015); Pereira *et al.* (2016) e Chen *et al.* (2019). No entanto, a maioria dos estudos procurou relacionar a velocidade de escoamento somente com o comportamento no canal, sem analisar o escoamento superficial nas vertentes.

É fato que a velocidade média do escoamento direto, na bacia hidrográfica, está relacionada a inúmeros fatores, dentre os quais merecem destaque as características físicas da bacia (declividade e rugosidade) e as características dos

eventos pluviométricos (intensidade) (NARAYAN; DWIVEDI, 2018; SULISTYOWATI; JAYADI; RAHARDJO, 2018; CHEN *et al.*, 2019).

Dentre os parâmetros característicos utilizados para avaliar a velocidade do escoamento direto das bacias hidrográficas, merece destaque o tempo de concentração (t_c). De modo geral, os diversos estudos sobre este assunto procuraram apresentar soluções, na sua maioria empíricas, para a estimação do valor característico do tempo de concentração, desconsiderando qualquer fonte de variação. No entanto, já se tem conhecimento suficiente para descartar a hipótese de constância do tempo de concentração.

Logo, considerando-se que o tempo de concentração não é constante, abordagens relacionadas à variabilidade do HU e, conseqüentemente, do HUIG, em função das condições da bacia hidrográfica, também vêm surgindo. Por exemplo, Narayan, Dikshit e Dwivedi (2018) verificaram que o HUIG apresenta variabilidade em relação aos períodos de estiagem e de enchentes, tendo em vista que a velocidade média do escoamento varia em função da vazão os parâmetros do HUIG tem relação com a velocidade do escoamento e, portanto, reflete-se em um comportamento dinâmico da resposta hidrológica (NARAYAN; DIKSHIT; DWIVEDI, 2018).

Os conceitos da área variável de afluência podem ser úteis para explicar, em partes, as variabilidades encontradas nos modelos hidrológicos (PANJABI *et al.*, 2020). Pinto *et al.* (1976); Kibler (1982); Corps of Engineers (1954); Askew (1970); Kadoya e Fukushima (1977); McCuen, Wong e Rawls (1984), consideraram a influência das características dos eventos hidrológicos na resposta temporal do escoamento direto. Percebe-se que os estudos relacionados ao comportamento variável das bacias, considerando a Área Parcial de Contribuição (APC) e a Área Variável de Afluência (AVA), iniciados na década de 50, retornam como possibilidade de refinamento dos modelos hidrológicos.

O conceito da APC foi inicialmente introduzido por Dunne e Black (1970a e 1970b), sendo uma alternativa para explicar o mecanismo de geração de escoamento direto nas bacias, contrário ao proposto por inicialmente por Horton (1933). Os resultados obtidos por esses dois autores levam a crer que a parcela do escoamento direto, proveniente principalmente do escoamento da superfície da bacia hidrográfica, tem sua origem em uma determinada porção limitada da área da bacia, onde a superfície freática atinge o nível da superfície do solo, o que ocorre principalmente em vertentes côncavas com fundo de vale plano. Logo, este modelo geralmente

apresenta bons resultados para bacias com predominância rural ou mais permeáveis. Outro fator importante é que, na APC, o escoamento direto é igual à totalidade da chuva precipitada, sendo o coeficiente de escoamento superficial idêntico à unidade. Mais recentemente os resultados apontam para a significativa contribuição do escoamento subsuperficial rápido, no escoamento direto, nestas bacias parcialmente urbanizadas (SMITH e GOODRICH, 2006; FIORI *et al.*, 2007; SANTOS, 2009; GEVAERT *et al.*, 2014; PANJABI *et al.*, 2021).

A discussão mais relevante para a aplicabilidade do conceito da APC, nos modelos hidrológicos, encontra-se nas formas de determinar sua dimensão e localização, sendo função das condições de umidade do solo antecedente ao evento de precipitação, bem como a intensidade e altura da precipitação; portanto, é variável durante o evento hidrológico, originando o conceito de Área Variável de Afluência (AVA) (STEENHUIS *et al.*, 1995; KAN *et al.*, 2017; SHEN *et al.*, 2020; PANJABI *et al.*, 2021).

Logo, considerando o mecanismo de geração de escoamento direto Dunniano, pode-se descrever:

- Existe relação direta entre o tempo de concentração da bacia hidrográfica e a distância percorrida pelo escoamento direto;
- A distância percorrida pelo escoamento direto é variável, em função do comportamento da AVA, durante o evento de precipitação na bacia hidrográfica;
- A velocidade do escoamento direto é função das características físicas da bacia e da vazão escoamento fluvial antecedente ao evento.

Adicionalmente, cabe destacar que, devido às suas características, o Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG) mostra-se uma ferramenta útil para a representação do comportamento das bacias. Essa ferramenta já foi validada pela comunidade técnico-científica como uma metodologia promissora para a previsão de vazões de cheia em bacias hidrográficas sem registros históricos de vazão ou chuva, pois o modelo é parametrizado em função de características morfométricas da bacia.

Outro aspecto favorável é que o método do HUIG apresenta facilidade de aplicação, o que atende às demandas da comunidade técnica para estudos em bacias de pequena e média dimensão, representando o escoamento direto em um modelo

semidistribuído, cujos elementos de discretização são as sub-bacias de ordem i , com a vazão efluente controlada por sua rede de conectividade (SINGH *et al.*; 2021).

Portanto, esta tese concentra seus esforços nos modelos chuva-vazão de escoamento direto, com princípio determinístico e fundamentalmente conceitual, acoplando às características geomorfológicas da bacia (HUIG), voltando a visão aos métodos de estimação de vazões de cheia em bacias de pequeno e médio porte.

Pretende-se contribuir aos estudos já desenvolvidos visando à aplicação prática do HUIG para bacias sem registros históricos de vazão, sendo assim uma contribuição de grande relevância para o dimensionamento prático de obras hidráulicas e de controle de cheias.

1.1 OBJETIVO GERAL E ESPECÍFICOS

A presente tese pretende contribuir com os métodos de estimação das características morfométricas, razões geomorfológicas e tempo de concentração das bacias hidrográficas, com o objetivo de auxiliar na parametrização indireta do HUIG, para bacia com predominância rural de pequeno a médio porte.

Os objetivos específicos atendidos foram:

- Desenvolver a caracterização morfométrica de 14 (quatorze) bacias hidrográficas brasileiras, que podem ser utilizadas como base regional em estudos posteriores.
- Contribuir para o desenvolvimento da temática de descrição morfométrica, por meio da apresentação de dois novos parâmetros morfométricos: o indicador da declividade médias dos rios (D_R) e o coeficiente de susceptibilidade de enchentes (K_{SE}).
- Apresentar um método alternativo para estimação das razões geomorfológicas representativas de cada bacia, com o intuito de reduzir o grau de incerteza na estimação, denominado como Método das Razões Geomorfológicas Ajustadas (MRGA).
- Estudar o comportamento cinemático do escoamento direto nas bacias hidrográficas e apresentar uma contribuição relativa aos métodos de estimativa do tempo de concentração, associando-o às abordagens do escoamento Dunniano.

- Propor uma contribuição ao modelo chuva-vazão de escoamento direto de Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) e Rosso (1984), principalmente no que diz respeito à estimativa da velocidade média do escoamento, seguindo a linha conceitual da onda cinemática.

1.2 HIPÓTESE CENTRAL

O hidrograma de escoamento direto e o próprio HU apresentam uma parcela intrínseca, relacionada às características físicas da bacia e uma parcela variável, que é função do estado hidrológico da bacia e das características do evento de precipitação.

1.3 ESTRUTURA DA TESE

Esta tese está estruturada em quatro capítulos, além desta introdução. No segundo capítulo, apresenta-se a revisão da literatura concernente ao tema do HUIG. No terceiro capítulo, são descritos os métodos propostos e utilizados. O quarto capítulo é dedicado à apresentação dos resultados obtidos com a aplicação dos métodos propostos e a tese é encerrada com as conclusões finais no capítulo cinco.

2 REVISÃO DE LITERATURA

Neste capítulo, são apresentados os principais conceitos relevantes ao tema, iniciando com a consolidação das principais contribuições técnico-científicas relacionadas à modelagem e representação dos escoamentos nas bacias hidrográficas. Posteriormente, direciona-se a linha de raciocínio para o Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG) e suas variáveis paramétricas, função das características físicas da bacia, e a cinemática do escoamento direto na ocorrência de cheias.

2.1 MODELAGEM HIDROLÓGICA DE ESCOAMENTO

Considerando o volume de controle formado pela projeção vertical do divisor de água superficial da bacia hidrográfica, até os limites de existência de água na atmosfera (aproximadamente 15 km, a partir da superfície do solo) e de subsolo terrestre (aproximadamente 1 km de profundidade), é possível identificar que a quantidade de água presente varia ao longo do tempo de forma cíclica. A variação da quantidade de água disponível neste volume de controle está relacionada às entradas atmosféricas e subterrâneas e às saídas atmosféricas, subterrâneas e superficiais, representadas pelo balanço de massa ou balanço hídrico. Todo o sistema é impulsionado fundamentalmente pela energia solar, ação da gravidade e rotação terrestre. Os estudos dos processos hidrológicos estão associados a este complexo ciclo de variação de massa e energia em relação à bacia hidrográfica, denominado ciclo hidrológico.

A água interna, presente no volume de controle (bacia hidrográfica), pode ser encontrada na atmosfera, superfície ou subsolo da bacia e em estado sólido, líquido ou gasoso. Portanto, também existe um sistema de troca de massa interno ao volume de controle, que é representado por quatro fenômenos físicos: evaporação, condensação, precipitação e escoamento (WILKEN, 1979).

Dessa forma, pode-se segmentar o ciclo hidrológico nas seguintes fases: evaporação, transpiração, movimentação atmosférica, precipitação, infiltração, percolação, armazenamento (atmosférico, superficial e subterrâneo), escoamento superficial e escoamento subterrâneo, conforme é apresentado na FIGURA 1. Cada fase é influenciada por fatores locais e globais, além das características naturais e

antrópicas da superfície e subsolo terrestre, com todas as fases direta ou indiretamente relacionadas.

FIGURA 1 - Representação do Ciclo Hidrológico



Fonte: O Autor (2023).

Além da disponibilidade quantitativa, a qualidade e características físico-químicas da água também são influenciadas pelo ciclo hidrológico e, consequentemente, por seus fatores intervenientes.

Convém explicitar que a ocorrência e a velocidade com que os fenômenos de troca de massa acontecem entre as fases do ciclo é extremamente complexa e aleatória. No entanto, devido ao comportamento direcional dos fluxos, há como estabelecer relações estruturadas entre as fases. Esta relação causa-efeito é a base conceitual dos modelos hidrológicos.

Conforme Tucci (1998), os modelos hidrológicos têm por objetivo representar o comportamento da bacia hidrográfica, frente à circulação da água, fazendo uso de procedimentos matemáticos, adaptados aos fenômenos físicos relacionados. A representação adequada do ciclo depende da capacidade que o modelo tem para descrever o comportamento da água na atmosfera, sobre e sob a superfície da bacia e nos canais, com base nos diversos processos hidrológicos e hidráulicos.

No entanto, devido aos detalhes dos fenômenos envolvidos, geralmente o ciclo hidrológico é representado de forma simplificada, com o intuito de diminuir a

quantidade de variáveis envolvidas no fenômeno de interesse e as fases do ciclo intervenientes (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

Nesta ótica reducionista, podem-se citar os modelos chuva-vazão, que são de grande importância para a engenharia hidrológica. Obviamente, a representação da transformação da chuva em vazão ainda envolve a necessidade de descrever a variabilidade espacial e temporal das variáveis físicas e climáticas da bacia hidrográfica, envolvidas nos processos hidrológicos dependentes e interdependentes, o que ainda é deveras difícil (BHUYAN *et al.*, 2015).

Nos modelos chuva-vazão, o escoamento fluvial instantâneo, em uma dada seção da bacia hidrográfica, está relacionado às entradas no sistema e aos processos intervenientes dentro da bacia hidrográfica, que podem ser representados por um operador matemático (Ω). Esse operador pode ser um conjunto de equações baseado em princípios determinísticos ou estocásticos. Os modelos podem ainda considerar ou não variações espaciais e temporais relativas aos fenômenos envolvidos. Criss e Winston (2008) concluíram que sob algumas condições, mesmo com certas simplificações da realidade que envolvem os processos e, de certo modo, com alguma subjetividade, a modelagem chuva-vazão apresenta resultados satisfatórios para a maioria das aplicações práticas.

Os modelos são classificados principalmente de acordo com sua variação espaço-tempo. A FIGURA 2 apresenta uma classificação geral dos modelos hidrológicos.

FIGURA 2- Modelos de Representação Chuva-Vazão



Fonte: Adaptada de Chow, Maidment e Mays (1988).

De forma resumida, os modelos hidrológicos, sejam determinísticos ou estocásticos, podem ser ainda classificados em empíricos ou conceituais, contínuos ou discretos, concentrados, distribuídos e semidistribuídos, permanentes ou estacionários, não permanentes ou não estacionários (DU; ZHAO; LEI, 2017); MOHAMMADI; FAKHERI FARD; GHORBANI, 2019), e, ainda, com base em Righetto (1998), Tucci (1998) e Kostic *et al.* (2016), podem ser dependentes ou independentes e lineares ou não lineares.

Uma das primeiras aplicações da modelagem hidrológica, por volta de 1930, foi a estimação da geração de escoamento direto nas bacias hidrográficas, devido, principalmente, à necessidade de obtenção de séries hidrológicas de vazão mais longas ou a estimativa da resposta das bacias hidrográficas às precipitações. (KRYSAANOVA; BRONSTERT; MÜLLER-WOHLFEIL, 1999; SYME; PINNELL; WICKS, 2004; VAZE *et al.*, 2017).

Devido à facilidade de implantação e operação, bem com os custos associados, as estações pluviométricas sempre foram, e ainda são, mais abundantes que as estações fluviométricas. Atualmente, apesar de já existir mais disponibilidade de postos e dados de medição de vazão, os modelos chuva-vazão ainda são muito utilizados em estudos, como ferramentas no prognóstico de cenários futuros, em várias áreas da engenharia (ALMEIDA; SERRA, 2017).

Conforme Singh *et al.* (2021), o desenvolvimento da informática e, consequentemente, da análise de dados tem possibilitado a criação de modelos cada vez mais detalhados, incorporando observações e parâmetros físicos dinâmicos da bacia hidrográfica, bem como o comportamento hidráulico relacionado ao escoamento natural (MISHRA; TYAGI; SINGH, 2003; NKWUNONWO; WHITWORTH e BAILY, 2020; GÜLBAZ; BOYRAZ; KAZEZYILMAZ-ALHAN, 2020; ZHANG; CHEN; KONG, 2020).

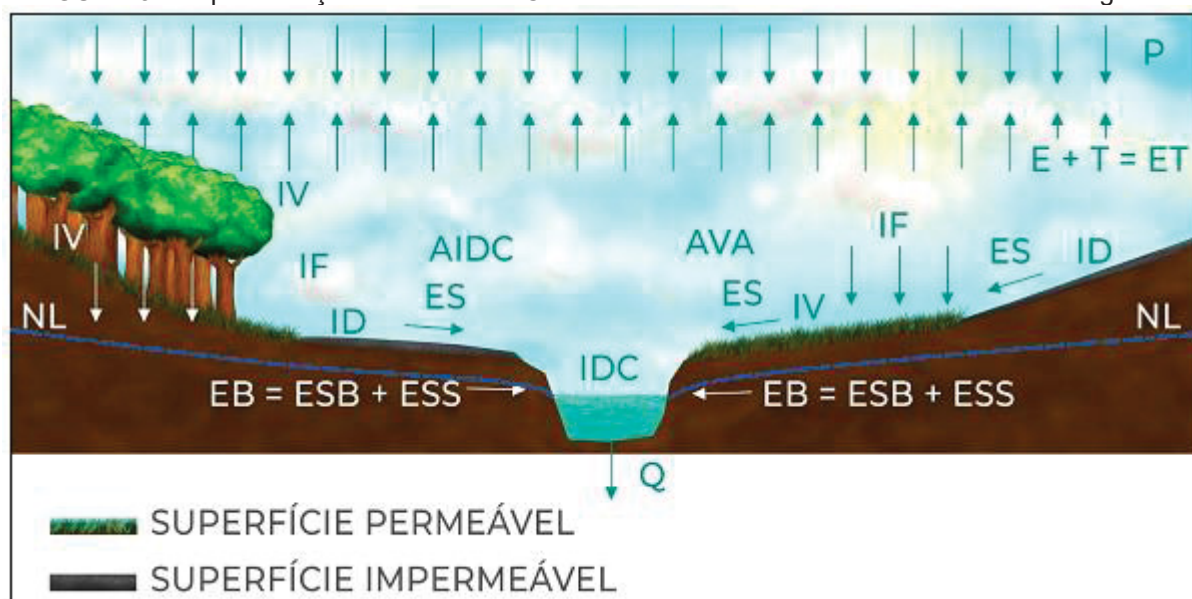
Portanto, não resta dúvida que a engenharia, voltada à modelagem hidrológica, tem apresentado ótimos resultados frente às necessidades da sociedade. Como exemplo, podem ser citados os trabalhos recentes de: Liu *et al.*, 2011, 2015, 2018; Yaduvanshi *et al.*, 2018; Hu e Song, 2018; Deslauriers e Mahdi, 2018; Teng, Huang e Ginis, 2018.

Nesta vasta gama de métodos, merecem especial importância os modelos determinísticos conceituais, que, segundo Kostic *et al.* (2016), são baseados na tentativa de reproduzir os processos hidrológicos (componentes primários do ciclo

hidrológico, como interceptação, derretimento de neve, evapotranspiração, escoamento subterrâneo, escoamento superficial e outros) por meio de equações de conservação de massa, quantidade de movimento e energia e das características físicas da bacia.

A vantagem desse tipo de abordagem reside em facilitar o entendimento dos fenômenos envolvidos, bem como os impactos de suas alterações no comportamento da bacia, incluindo a extrapolação dos resultados. Kachroo (1992) destaca como principal vantagem dos modelos com embasamento físico a possibilidade de realizar prognósticos comportamentais das bacias, de acordo com as possíveis alterações de suas características e das precipitações intensas de projeto. A FIGURA 3 ilustra esquematicamente algumas variáveis que podem ser incorporadas nos modelos chuva-vazão.

FIGURA 3 - Representação dos Modelos Chuva-Vazão no Sistema Hídrico da Bacia Hidrográfica



Fonte: O Autor (2023).

P – Precipitação total (mm); E – Evaporação direta e indireta (mm); T – Transpiração (mm); ET - Soma da evaporação com a transpiração (mm); IV – Interceptação vegetal (arbórea e rasteira) (mm); ID – Interceptação em depressões (mm); IF – Infiltração (mm); ES – Escoamento superficial (mm); IDC – Interceptação superficial diretamente na calha do rio; ESB – Escoamento Subterrâneo; ESS – Escoamento Subsuperficial (mm); EB – Escoamento básico (mm); NL – Nível do Lençol Freático (m); AIDC – Área impermeável Diretamente Conectada (m²); AVA – Área Variável de Afluência (m²).

Os modelos determinísticos variam significativamente em relação ao grau de simplificações, desde o Método Racional (Molvany, 1851) até modelos altamente detalhados, que procuram descrever todos os processos do ciclo hidrológico, merecendo destaque os métodos concentrados e distribuídos.

Já os modelos concentrados representaram as primeiras ferramentas hidrológicas analíticas estudadas, sendo historicamente utilizados para pequenas bacias até os dias atuais. Em tais modelos, a área da bacia é representada como um elemento homogêneo, sendo considerados os valores médios de suas características físicas relacionadas ao tipo e uso do solo, existência e tipo de vegetação e à chuva (ALMEIDA; SERRA, 2017).

Os modelos distribuídos, por sua vez, tiveram seu surgimento nos anos 70 e 80 e têm por princípio a discretização espacialmente das características físicas e hidrológicas da bacia hidrográfica na modelagem (ALMEIDA; SERRA, 2017). Conforme Peng *et al.* (2019), alguns modelos hidrológicos distribuídos são o modelo TOPMODEL (BEVEN; KIRKBY, 1979), o modelo SWAT (ARNOLD *et al.*, 1998) dos EUA, o modelo SHE da Europa (ABBOTT *et al.*, 1986a e 1986b), os modelos Xinanjiang, Shanbei e Liuxihe da China (ZHAO, 1984; CHEN; REN e HUANG, 2011). Para bacias maiores, os modelos distribuídos têm apresentado melhores resultados, dado o seu comportamento não linear (GAMA, 2019).

Normalmente, os modelos distribuídos exigem muitos dados e parâmetros de entrada e, portanto, muitas vezes são difíceis de aplicar na prática (KOSTIC *et al.*, 2016). Peng *et al.* (2019) destacam que sua aplicação ainda apresenta algumas limitações, principalmente devido à integração dos dados de sensoriamento e disponibilidade de observações.

Logo, como se percebe, há um claro ponto de ruptura entre as vantagens e desvantagens, relacionado ao grau de detalhamento dos modelos hidrológicos. Embora os modelos distribuídos possam ser úteis para representação de bacias hidrográficas de maior extensão, possibilitando maior representatividade do comportamento da resposta da bacia hidrográfica, a complexidade e o detalhamento relacionada aos dados de entrada pode levar a erros tão consideráveis quanto às simplificações metodológicas dos modelos concentrados, desde que sejam adotados critérios e métodos adequados para o ajuste dos parâmetros ou correção das variáveis de estado do modelo (CHEN *et al.*, 2017). Esta afirmação é mais assertiva quanto menor for a bacia hidrográfica.

Diante disso, o que se propõe é a simplificação dos modelos hidrológicos reduzindo a demanda por dados observados, que nem sempre estão disponíveis. Quanto mais detalhados são os modelos, mais informações de entrada fazem-se necessárias, bem como mais árduo é o processamento desses dados.

Estudos recentes levam a crer que o detalhamento matemático e de processamento dos modelos, frequentemente, inviabiliza as aplicações práticas usuais da engenharia. Conforme Mohammadi *et al.* (2019), em muitos casos práticos, a incerteza nos resultados apresentados está mais associada a erros de estimação nas variáveis de entrada do modelo. Para tanto, conforme Ogden (2021), a discretização, seja temporal ou espacial dos modelos, deve observar os níveis adequados, a depender da escala da bacia. Ainda, segundo Kaiser (2006, p. 63), a escolha do melhor modelo tem relação direta com o “objetivo do estudo, a disponibilidade de dados e as dimensões da bacia”.

Portanto, convém analisar, antes da definição do método a ser aplicado pelo modelo, qual o ganho efetivo em precisão, pois, em muitos casos, as simplificações afetam, de forma insignificante, o resultado da estimativa apresentada pelo modelo, possibilitando a aplicação de modelos simples. A complexidade dos modelos não deve inviabilizar a sua aplicabilidade, valendo aqui o princípio de “Ockhams Razor” (Séc. XIV), sobre o conceito da parcimônia, o qual estabelece que, entre duas formulações com resultados equivalentes, deve-se preferir a mais simples. Neste sentido, para que um método seja adotado na prática, o ideal é que seja fácil de usar, computacionalmente eficiente, de baixo custo operacional e incorpore detalhes suficientes para resultados confiáveis (SINGH *et al.*, 2021).

Logo, deve-se considerar, nas soluções, as abordagens mistas entre modelos concentrados e distribuídos, com a finalidade de buscar uma representação mais simples dos fenômenos, com discretização espacial e temporal suficiente para sustentar uma relação de custo-benefício aceitável (KAISER, 2006). É neste cenário que surgem os métodos baseados no Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG), pois sua abordagem conceitual permite facilmente a inclusão em suas rotinas algum grau de variabilidade espacial e até temporal, para a simulação do escoamento direto, podendo classificá-lo como semidistribuído.

Outra discussão importante diz respeito às abordagens empíricas frente às conceituais, sendo tema de controvérsias científicas. Os modelos empíricos utilizam funções de transferência com pouco ou nenhum apoio conceitual, na representação

dos processos físicos envolvidos. Por outro lado, os modelos conceituais aplicam métodos racionais, associando baixo grau de empirismo (MARINHO FILHO *et al.*, 2012). No entanto, pode-se afirmar que nenhum modelo é puramente conceitual, pois, dentro de suas rotinas, com o intuito de representar o comportamento real da bacia, sempre haverá um maior ou menor grau de representação empírica no processo de ajuste dos parâmetros.

Por fim, pode-se ainda diferenciar os modelos hidrológicos chuva-vazão quanto à resposta que apresentam como: modelos de escoamento fluvial, cuja resposta procura representar o escoamento fluvial completo (escoamento básico mais escoamento direto); os modelos de escoamento direto, cuja resposta representa somente esta parcela do escoamento fluvial da bacia hidrográfica, como é o caso, por exemplo, do Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG).

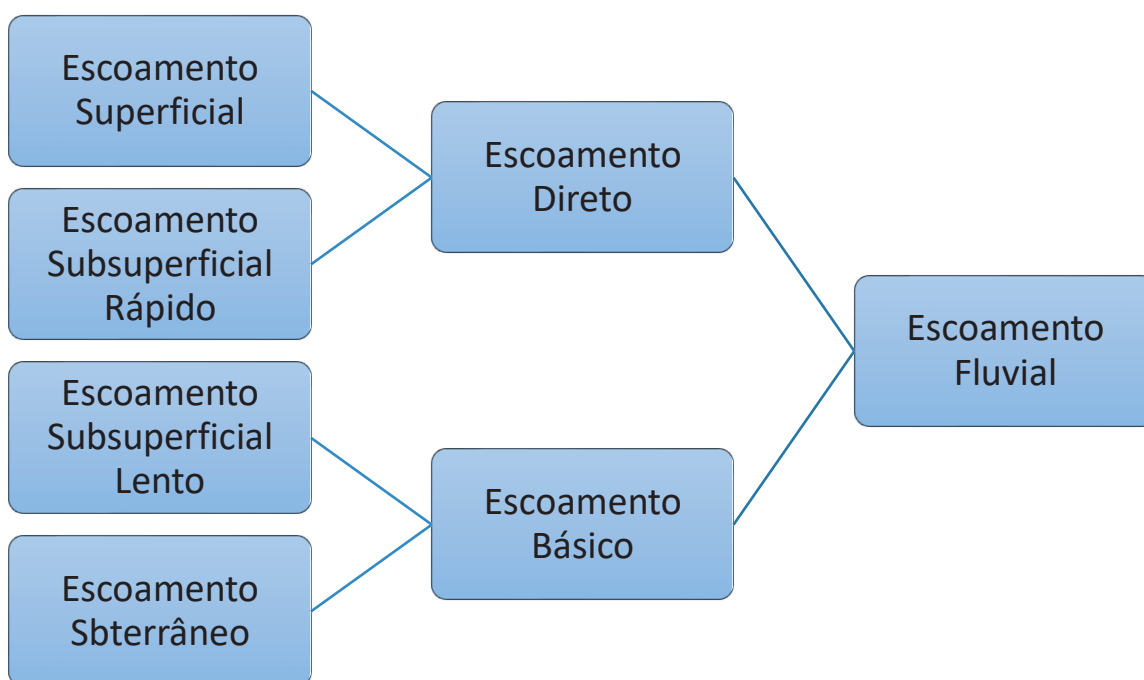
O escoamento fluvial observado pode originar-se de três fontes contribuintes:

- O escoamento subterrâneo, que é proveniente do lençol freático saturado, tendo resposta lenta em relação à precipitação (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988);
- O escoamento subsuperficial ou de transição, que é caracterizado pela água precipitada que, após infiltrar no solo, encontra condições para desenvolver seu escoamento através de caminhos preferenciais, dentro da zona não saturada do solo, apresentando assim uma resposta intermediária (SANTOS, 2009);
- O escoamento superficial nas vertentes que engloba as águas que, pela incapacidade de infiltrar, escoam livremente sobre a superfície do terreno, apresentando assim, uma resposta rápida à precipitação (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

Também é usual, em função da resposta na bacia hidrográfica, dividir o escoamento fluvial em apenas duas parcelas: o escoamento básico, que é representado pela soma do escoamento subterrâneo, e a parte escoamento subsuperficial, que, devido à característica lenta de resposta, persiste por longo tempo na bacia hidrográfica, mesmo depois de cessada a precipitação, diminuindo geralmente de forma exponencial. O escoamento básico é o responsável pela maior parte do deflúvio fluvial, tornando perenes os cursos d'água.

Complementarmente, a soma do escoamento superficial e do escoamento subsuperficial rápido dá origem ao escoamento direto, com tempo de resposta na bacia hidrográfica relativamente rápido, sendo este o foco deste trabalho. Por sua vez, o escoamento fluvial representa a soma dos escoamentos básico e direto, quando este último existe. A FIGURA 04 ilustra esses conceitos relativos à calha do rio.

FIGURA 4 – Classificação do Escoamento Originários na Calha do Rio

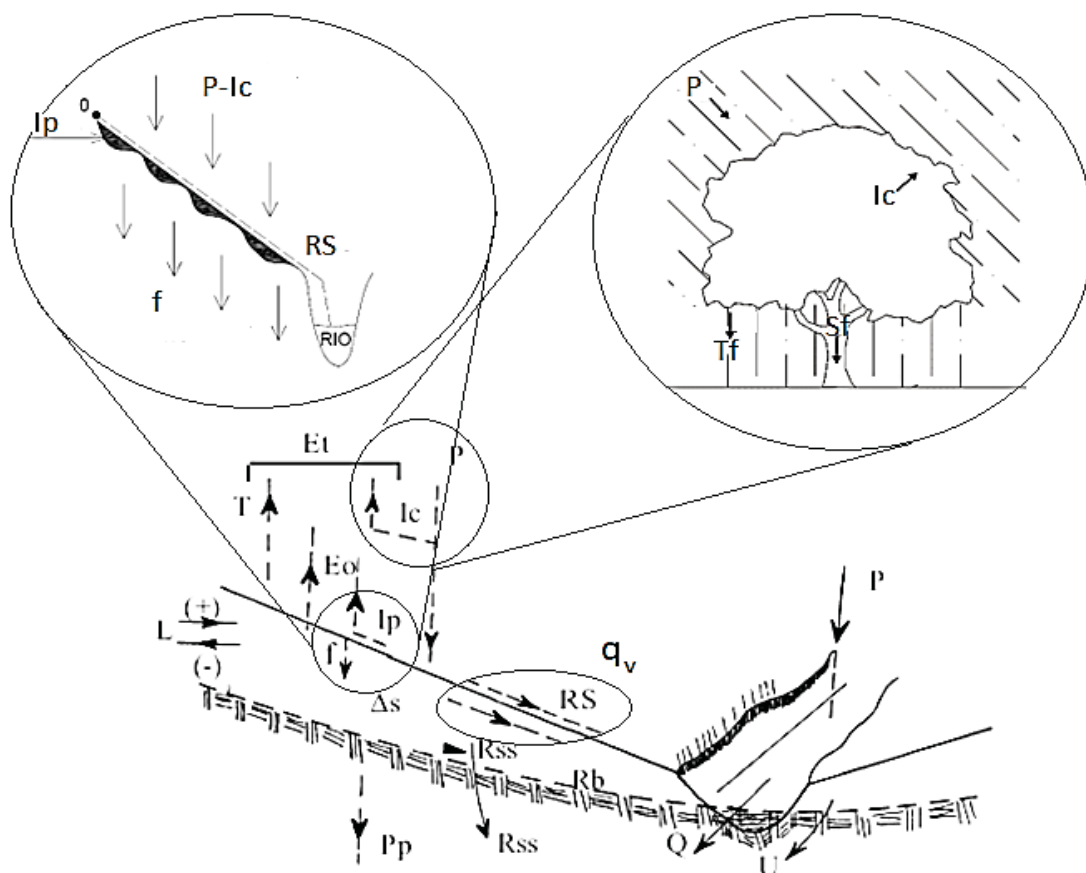


Fonte: O Autor (2023).

Neste sentido, pode-se observar que a precipitação representa o estímulo inicial e imediato do sistema à geração do escoamento direto. A precipitação é o resultado da mudança do estado físico da água armazenada na forma de vapor na atmosfera, precipitada pela ação da gravidade. No Brasil, a chuva é a forma mais relevante.

No entanto, nem todo o volume precipitado é transformado em escoamento na bacia, uma vez que existem perdas associadas tanto ao escoamento básico, quanto ao escoamento direto. O diagrama apresentado na FIGURA 5 auxilia no entendimento da dinâmica das perdas em relação à precipitação entrante na bacia hidrográfica.

FIGURA 5 – Perdas na Geração de Escoamento Fluvial



Fonte: Adaptada de Lima (2008), Sá (2015) e Chow, Maidment e Mays (1988).

P - precipitação total externa a vegetação; T - transpiração; Ic - interceptação pelas copas; Ip - interceptação pelo piso (depressões e cobertura do solo); Eo - evaporação do solo e de superfícies líquidas; Et - evapotranspiração da cobertura vegetal e do solo; Δs - variação do armazenamento da água do solo; Q - deflúvio (Escoamento Fluvial); L - vazamento freático; Pp - percolação profunda; RS - escoamento superficial (em vertentes ou pela superfície); Rss - escoamento subsuperficial; Rb - escoamento subterrâneo; f - infiltração; U - escoamento de água que flui subterraneamente para fora da bacia hidrográfica; Tf - é a chuva interna à vegetação; St - é o escoamento pelo tronco; q_v - Escoamento direto nas vertentes.

Através da adaptação do modelo conceitual apresentado por Lima (2008), pode-se propor a equação (1), para a representação das perdas relativas ao escoamento direto.

$$q_v = RS + \phi.Rss = P - (Ic + Ip + \phi.f) \quad (1)$$

Onde: q_v – é o escoamento direto nas vertentes (mm); RS - é o escoamento superficial nas vertentes (mm); Rss - escoamento subsuperficial nas vertentes (mm); P - é a precipitação (mm); f - é o total infiltrado (mm); I_c - é a perda por interceptação da copa das árvores (mm); I_p - é a perda por interceptação nas depressões e vegetação rasteira (mm). ϕ - coeficiente, que representa a fração do escoamento subsuperficial que contribui para o escoamento direto (adimensional).

No caso do escoamento direto, estas perdas costumam ser classificadas como abstrações iniciais (retenção - I_p e interceptação - I_c) e abstrações contínuas (infiltração - $\phi.f$).

Conforme Klassen, Lankreijer e Veen (1996), a interceptação da água da chuva precipitada ocorre devido aos obstáculos impostos à chuva, sem que esta possa escoar, sendo as copas das árvores as responsáveis principais pela perda por interceptação, que pode variar de 10 a 50% da precipitação (KLASSEN; BOSVELD; WATER, 1998). Conforme Horton (1919 apud SÁ, 2015), os fatores intervenientes são intensidade e duração da chuva e incidência de ventos.

Além, da interceptação da copa das árvores, merece destaque a interceptação de piso, que ocorre até mesmo nas bacias desprovidas de vegetação e está relacionada à detenção inicial da água da chuva nas depressões, bem como a adsorção pela vegetação rasteira.

Por fim, a parte da chuva que atinge o solo acaba escoando na superfície ou infiltrando. A quantidade de água que infiltra no solo é influenciada por diversos fatores que passam pelas condições físicas do mesmo (composição granulométrica, porosidade, índice de vazios e umidade), grau de saturação do solo e pelas características da precipitação como intensidade e a duração da precipitação (LEAL *et al.*, 2017).

Quanto maior a intensidade, mais rápido o solo atinge a sua capacidade de infiltração provocando um excesso de precipitação que escoa superficialmente. A duração também é diretamente proporcional ao escoamento, pois para chuvas de intensidade constante, haverá maior oportunidade de escoamento quanto maior for a duração. Outro fator climático importante é o da precipitação antecedente, pois uma precipitação que ocorre quando o solo está úmido devido a uma chuva anterior, terá maior facilidade de escoamento (LEAL *et al.*, 2017, p. 1).

Convém ressaltar que a definição do coeficiente ϕ representa grande desafio. Estudos como o de Santos (2009) demonstram a existência e relevância das contribuições subsuperficiais na geração do escoamento direto, principalmente em bacias rurais.

O escoamento direto gerado, conforme descrito pela equação (1), que considerada a confluência de contribuição de toda a bacia, é denominado como escoamento Hortoniano. Quanto apenas parte da bacia construí para a geração do escoamento direto, denomina-se este como escoamento Dunniano.

Por tanto, toda a dinâmica que envolve a geração do escoamento está diretamente relacionada às características da superfície e subsolo da bacia hidrográfica, sendo de difícil representação e necessitando para tanto a aplicação de simplificações que, naturalmente, incorporam erros de estimação. A bem da verdade, o mais importante é que o erro de estimação fique dentro de níveis aceitáveis para as aplicações desejadas.

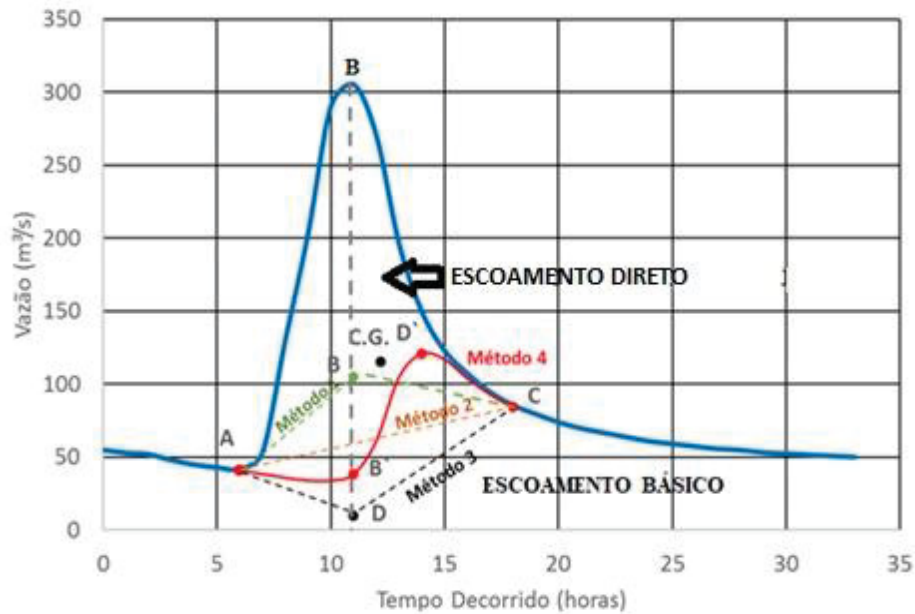
2.2 HIDROGRAMA DE ESCOAMENTO DIRETO

Conforme Tucci (2001), o hidrograma é a representação gráfica da relação entre a vazão e o tempo, observada em uma dada seção da bacia hidrográfica (Exutória). Também Pinto *et al.* (1976) o classifica como uma linha contínua que caracteriza a variação da vazão instantânea no tempo ou das vazões médias em intervalos de tempo definidos.

O hidrograma fluvial é obtido pela medição da vazão de escoamento na calha do rio em função do tempo. Como a vazão medida neste caso representa a soma das vazões de escoamento direto e básico em muitas aplicações, há necessidade de separar os dois tipos de escoamentos, no hidrograma observado.

Tucci (2001) explicita que a separação do escoamento direto do escoamento básico no hidrograma fluvial pode ser realizada por meio de quatro métodos tradicionais, conforme ilustrado na FIGURA 6. O volume de escoamento direto (V_{ed}), isto é, a soma dos escoamentos superficial e subsuperficial rápido, pode ser estimada pela área acima da linha de separação definida pelos pontos A, B e C.

FIGURA 6 – Métodos de Separação do Escoamento de um Rio



Fonte: Adaptada de Tucci (2001) e Pinto *et al.* (1976).

Matematicamente, o volume escoado direto (V_{ed}) representa o somatório das vazões instantâneas de escoamento direto (Q_{ed}) multiplicado pelos intervalos de discretização do tempo (Δt), conforme equação (2).

$$V_{ed} = \sum Q_{ed} \cdot \Delta t \quad (2)$$

O volume total precipitado na bacia pode ser obtido (V_p), multiplicando-se a precipitação total do evento (P) pela área de drenagem da seção estudada (A_b) (equação 3).

$$V_p = 1000 \cdot P \cdot A_b \quad (3)$$

A altura pluviométrica, uniformemente distribuída sobre a área da bacia, equivalente ao volume de escoamento direto gerado, recebe o nome de “*Precipitação Excedente ou Efetiva*” (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

Já a estimativa da precipitação efetiva, associada a um evento de precipitação suficientemente grande para dar origem a escoamento direto na bacia hidrográfica, pode ser realizada através da medição do volume de escoamento direto gerado, conforme apresentado na FIGURA 6.

Considerando que a precipitação, a interceptação e infiltração tenham ocorrido uniformemente sobre toda a área de drenagem da bacia, tem-se para a precipitação efetiva a relação (4):

$$P_e = \frac{V_{ed}}{1000.A_b} \quad (4)$$

Onde: P_e - é a precipitação efetiva (mm); A_b - é a área da bacia (km²); V_{ed} - é o volume de escoamento direto (m³).

Para Tucci (2001), a precipitação efetiva representa uma “parcela do total precipitado, que gera escoamento direto”, sendo o coeficiente de escoamento a relação entre a precipitação efetiva e a precipitação total do evento (COLLISCHONN; TASSI, 2008) (equação 5):

$$C = \frac{P_e}{P} = \frac{V_{ed}}{V_p} \quad (5)$$

Onde: C - Coeficiente de escoamento superficial (adimensional); P_e é a precipitação efetiva (mm); P - Total precipitado; V_{ed} é o volume escoado direto (m³) e V_p é o volume total precipitado na bacia (m³).

2.3 CONCEITO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO

Um dos modelos conceituais mais empregados para a transformação chuva-escoamento direto é o do hidrograma unitário (HU), que representa a resposta da bacia (somente escoamento direto) a partir do hietograma de chuva efetiva (HCE), conforme descrito por Goñi, López e Gimena (2019) e por Kim e Jung (2017). Steiner (2019) destaca que sua aplicação vai desde suporte à quantificação de poluição difusa (CHEN *et al.*, 2017; TODESCHINI; PAPIRI; CIAPONI, 2014), transporte de sedimentos (SINGH; CUI; BYRD, 2014), regionalização de vazões (GONZALO; ROBREDO; MINTEGUI, 2012; SEO; PARK; SCHMIDT, 2016; YAO *et al.*, 2014), previsões em tempo real (SIQUEIRA *et al.*, 2016) e modelagem de vazões de enchente (HEC, 2016; BINGNER; THEURER; YUAN, 2015).

O método do HU foi inicialmente proposto por Sherman (1932) como a resposta da bacia hidrográfica a um evento de precipitação efetiva unitária (TODINI, 1988; KIM; JUNG, 2017). O HU é o “Hidrograma com um volume unitário de deflúvio direto resultante de uma chuva de duração unitária uniformemente distribuída sobre uma dada bacia contribuinte e de intensidade constante” (TUCCI, 2001).

Na formulação original, Sherman (1932) considerou a bacia como um sistema linear, invariante no tempo e baseou-se no princípio de superposição de efeitos. Andrade (2007), por sua vez, descreve os três princípios conceituais do hidrograma unitário de Sherman como:

- a) Constância do Tempo de Base: Chuvas efetivas de igual duração, dão origem a hidrogramas de escoamento direto de mesmo tempo de base.
- b) Proporcionalidade das descargas: Chuvas efetivas que possuem a mesma duração, porém volumes de precipitação diferentes, produzem hidrogramas com ordenadas proporcionais à magnitude da chuva efetiva.
- c) Aditividade: O escoamento resultante de uma dada chuva efetiva não sofre influência de precipitações anteriores.

Vários modelos posteriores foram propostos (principalmente nos anos 50) como: Zoch (1934), Snyder (1938), Clark (1945), Nash (1957) e (SCS, 1972), dentre outros, sendo que cada um apresenta ferramentas metodológicas complementares, empíricas e conceituais.

De modo geral, qualquer aplicação do conceito do HU é baseada na resposta hidrológica da bacia hidrográfica (escoamento direto) a um pulso unitário de precipitação efetiva que, posteriormente, por convolução, permite estimar a resposta a qualquer conjunto sequencial de chuvas efetivas de diferentes magnitudes. Conforme Goñi, López e Gimena (2019), as premissas básicas deste método são:

I - o pulso unitário de precipitação efetiva é uniforme no tempo, dentro do intervalo de discretização considerado, sendo a variabilidade temporal da chuva considerada pela sequência dos diferentes pulsos de precipitação efetiva do hietograma;

II – por ser um modelo concentrado, não é considerada a variação espacial da precipitação dentro da bacia hidrográfica, sendo esta considerada uniforme em toda a bacia, isso pode limitar a aplicabilidade do método para grandes bacias.

O impacto da variabilidade espacial da precipitação efetiva, na resposta à modelagem do hidrograma unitário, tem sido uma preocupação de vários hidrólogos, na tentativa de reduzir as fontes de incerteza (LOBLIGE OIS *et al.*, 2014; EMMANUEL *et al.*, 2015; EMMANUEL *et al.* 2017; CRISTIANO *et al.*, 2017; GOÑI; LÓPEZ; GIMENA, 2019).

Segundo Goñ, López e Gimena (2019), os resultados encontrados são contraditórios quanto ao benefício deste processo de discretização, o que leva a crer que ele depende de uma combinação de fatores, desde a distribuição espacial da precipitação, característica da bacia e dos processos de geração de escoamento. Em se tratando de estudos de previsão de cheias, a variabilidade espacial da precipitação pode ser encarada como uma alternativa de cenário de simulação, associada ao risco assumido para o projeto.

Toda a aplicação do HU está associada às três propriedades a, b e c anteriormente descritas, que viabilizam a adoção da operação matemática de convolução e sua inversão. Isto é, uma vez conhecido o HU para uma dada exutória, é possível estimar o hidrograma de escoamento direto (HED) pela adição defasada das respostas proporcionais da bacia a cada incremento de precipitação efetiva:

Neste processo o hidrograma unitário em cada incremento de tempo é multiplicado pela chuva excedente no tempo especificado. O hidrograma final é obtido somando-se os hidrogramas associados a cada bloco de precipitação (DRUMOND, 2012, p. 82).

Matematicamente, dadas as ordenadas de um hidrograma unitário U_k ($k = 1, 2, \dots, N-M+1$) e uma sequência de precipitações efetivas P_j ($j=1,2,\dots,M$) designada por Hietograma de Chuva Excedente (HCE) resulta uma sequência de Vazões Escoamentos Diretos (VED), Q_n ($n=1,2,\dots,N$), dada por CHOW; MAIDMENT; MAYS (1988) conforme a equação (6):

$$Q_n = \sum_{j=1}^{n \leq M} P_j U_{n-j-1} \quad n = 1, 2, \dots, N \quad (6)$$

Collischonn (2008) comenta que o processo de convolução torna-se mais claro quando apresentado de forma matricial, podendo ser representado pela equação (7), que se encontra matricialmente desenvolvida na equação (8).

$$[P]_{N \times K} [U]_{K \times 1} = [Q]_{N \times 1} \quad (7)$$

$$\begin{bmatrix} P_1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ P_2 & P_1 & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ P_3 & P_2 & P_1 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ P_M & P_{M-1} & P_{M-2} & \dots & P_1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & P_M & P_{M-1} & \dots & P_2 & P_1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & P_M & P_{M-1} \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & P_M \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ \vdots \\ U_{N-M+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ Q_3 \\ \vdots \\ Q_M \\ Q_{M+1} \\ \vdots \\ Q_{N-1} \\ Q_N \end{bmatrix} \quad (8)$$

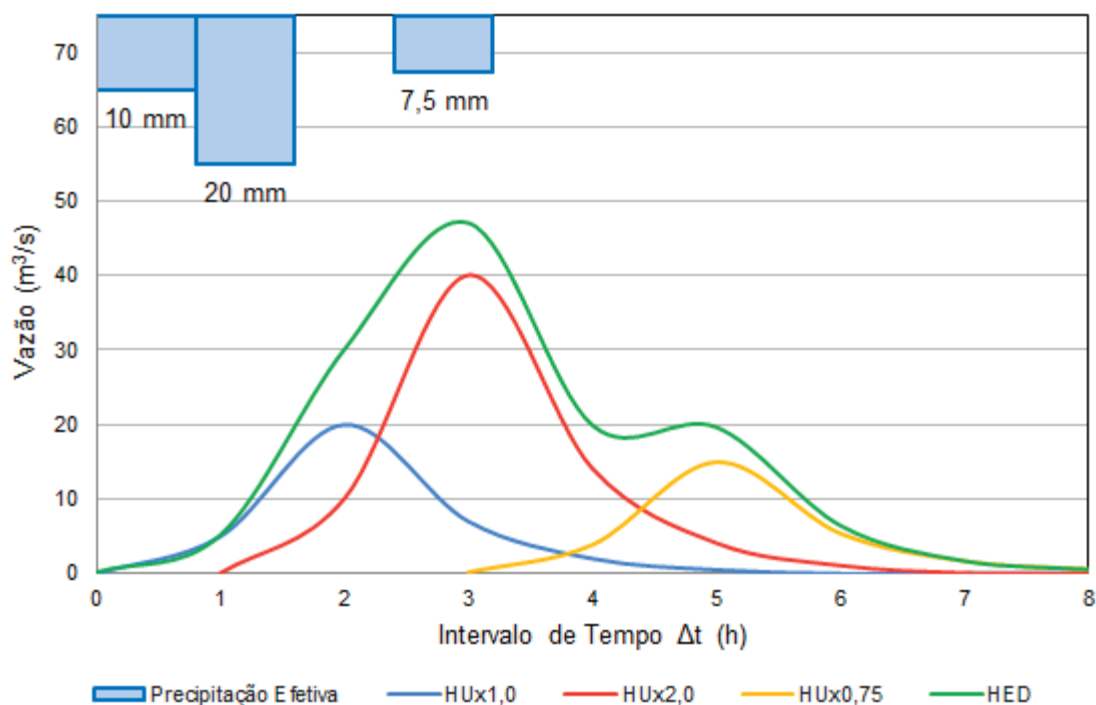
Onde: $[P]_{N \times K}$ - As precipitações efetivas de duração unitária do hietograma estudado ou de projeto; $[U]_{K \times 1}$ - Representa o vetor das ordenadas do hidrograma unitário; $[Q]_{N \times 1}$ - É o vetor resposta da operação de convolução, que representa as vazões de escoamento direto resultantes; M - representa o número de intervalos de chuva (HCE), K a dimensão do hidrograma unitário; N - o número de intervalos equivalentes ao hidrograma de escoamento direto (HED), sendo válida a relação $K = N - M + 1$.

Na FIGURA 7, é possível visualizar graficamente a aplicação dos princípios da proporcionalidade e da aditividade, com o objetivo de modelar o HED para um conjunto hipotético de chuvas efetivas (PORTO; ZAHED FILHO; MARCELLINI, 1999).

Como é notória, a modelagem do HED depende do prévio conhecimento do HU, sendo que *a priori* este pode ser estimada a partir de dados conhecidos de precipitação e vazão para intervalos de tempo definidos (Δt) (COLLISCHONN, 2008).

Este processo consiste na operação inversa à convolução, denominado de "deconvolução". A "deconvolução" ou derivação do HU, baseada no conjunto de precipitações efetivas que deram origem ao escoamento direto observado, permite obter o Hidrograma Unitário Empírico para uma Precipitação Efetiva Unitária (geralmente 1 cm) e de duração também unitária Δt . (PINTO *et al.* 1976).

FIGURA 7 - Representação Gráfica do Processo de Convolução do Hidrograma Unitário



Fonte: O Autor (2023).

Conforme destaca Collischonn (2008), essa decomposição também considera as propriedades conceituais do HU, principalmente o Princípio da Proporcionalidade e da Aditividade, sendo esta última necessária para situações em que o período de análise é desprovido de precipitações isoladas de fácil manuseio (PINTO *et al.*, 1976). Como o HU é definido para uma chuva unitária de duração definida Δt , para eventos de escoamento direto, resultantes de chuvas com duração maior que Δt (eventos complexos), há necessidade de se decompor o efeito da chuva em intervalos menores e iguais a Δt . É importante observar os resultados apresentados por Gottschalk e Wingartner (1998) os quais demonstram que o aumento do tempo de duração do evento de chuva efetiva definida (Δt) tende a diminuir a vazão de pico do hidrograma.

Para a determinação de U_K pode-se operar com inversão da equação (8), porém esta ação resulta em mais equações (N) que incógnitas ($K = N - M + 1$), sendo M o número de parcelas de precipitação efetiva e N igual a duração do escoamento direto.

Esse problema pode ser resolvido com o auxílio de alguns métodos como, por exemplo: resolução condicionada com a hipossuficiência de linhas da matriz, mínimos quadrados, mínimos quadrados condicionada, programação linear, transformadas de

Fourier, transformadas de Laguerre, análise de séries temporais, ARMAX ou programação quadrática (MAIA; AMARAL; VERSIANI, 2006).

O método mais comumente utilizada consiste em desprezar as últimas linhas no vetor Q e, desta forma tornar a equação (8) invertível.

No entanto, segundo Sempere Torres, Rodriguez-Hernandez e Obled (1992), a técnica a ser escolhida não afeta significativamente os resultados, porque a solução dos sistemas é altamente condicionada às condições iniciais de resolução e a qualidade dos dados de entrada (erros sistemáticos).

2.4 APLICAÇÕES DO HIDROGRAMA UNITÁRIO

Em muitos casos práticos da engenharia, não se dispõem de dados observados, principalmente de vazão. Segundo Innocente e Chaffe (2017), nesses casos, costuma-se relacionar a geometria do hidrograma (geralmente triangular) às características físicas da bacia ou estimar a sua forma, por meio de uma função matemática genérica, que são calibradas aos dados de vazão observados. Nesses casos, o HU é denominado Hidrograma Unitário Sintético (HUS) (E.g: Snyder, SCS, Nash, etc). Verifica-se que mesmo os HUS apresentam em seus métodos uma maior ou menor necessidade de dados observados.

Para Bhunya *et al.* (2011), o HUS pode ser modelado, de modo geral, por três métodos classificados como:

- a) Empíricos (HUE): definido partir de relações empíricas com as características físicas da bacia, há pouco aporte conceitual no processo de modelagem (SHERMAN, 1932; BERNARD, 1935; SNYDER, 1938; CLARK, 1945; MOCKUS, 1949; TAYLOR; SCHWARTZ, 1952; GRAY, 1961; SCS, 1964);
- b) Conceituais (HUI): a forma do HU é determinada por funções matemáticas ajustadas aos dados de vazão observados (ZOCH, 1934; O'KELLY, 1955; NASH, 1957; 1960; DOOGE, 1959, 1973 e 1977; SINGH, 1962; DISKIN, 1964 e 1984; CHUTHA; DOOGE, 1990; WANG; CHEN, 1996; BHUNYA *et al.*, 2008);
- c) Geomorfológicos (HUIG): são uma mescla entre os modelos empíricos e conceituais, se utilizando de equações matemáticas para modelar o HU, que são parametrizadas em função das características físicas da bacia e do

escoamento direto (RODRIGUEZ-ITURBE *et al.*, 1979 e 1982; GUPTA *et al.*, 1980; KIRSHEN; BRAS, 1983; ROSSO, 1984; RINALDO *et al.*, 1995; LEE; YEN, 1997; KULL; FELDMAN, 1998; OLIVERA; MAIDMENT, 1999; BEROD; SINGH; MUSY, 1999; SACO; KUMAR, 2002; 2004; LEE; CHANG, 2005; LÓPEZ *et al.*, 2005; NOURANI *et al.*, 2008; HOSSEINI; MAHJOURI; 2016).

Os métodos baseados no HUE buscaram viabilizar a aplicação da teoria do HU em bacias hidrográficas desprovidas de dados observados de vazão, relacionando a forma do HU aos parâmetros fisiográficos da bacia hidrográfica, a partir de fórmulas puramente empíricas e com pouca complexidade matemática (JENA; TIWARI, 2006). Devido às limitações computacionais da época, o HU era representado por uma função discreta. Outra questão relevante é que os métodos empíricos, geralmente, estão associados a limites de aplicação, condicionados aos dados observados durante a sua concepção.

Já os métodos ditos conceituais procuram associar bases conceituais e matemáticas, geralmente resultando no Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI), onde o HU representa uma função matemática contínua que expressa a resposta da bacia hidrográfica a uma chuva, na forma de um impulso instantâneo unitário e uniformemente distribuída na bacia (CARVALHO; CHAUDRHY, 2001). A relação chuva vazão também é considerada linear, como nos demais métodos baseados no HU (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

Conceitualmente, essa chuva tem duração infinitesimal e intensidade infinita I (τ), podendo ser representada pela função Delta de Dirac, conforme a equação (9):

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t - \tau) d\tau = 1 \quad (9)$$

Onde: δ – função impulso unitário (adimensional); t – variável que representa o tempo (h); e, τ – instante de ocorrência do pulso unitário da função delta de Dirac (h).

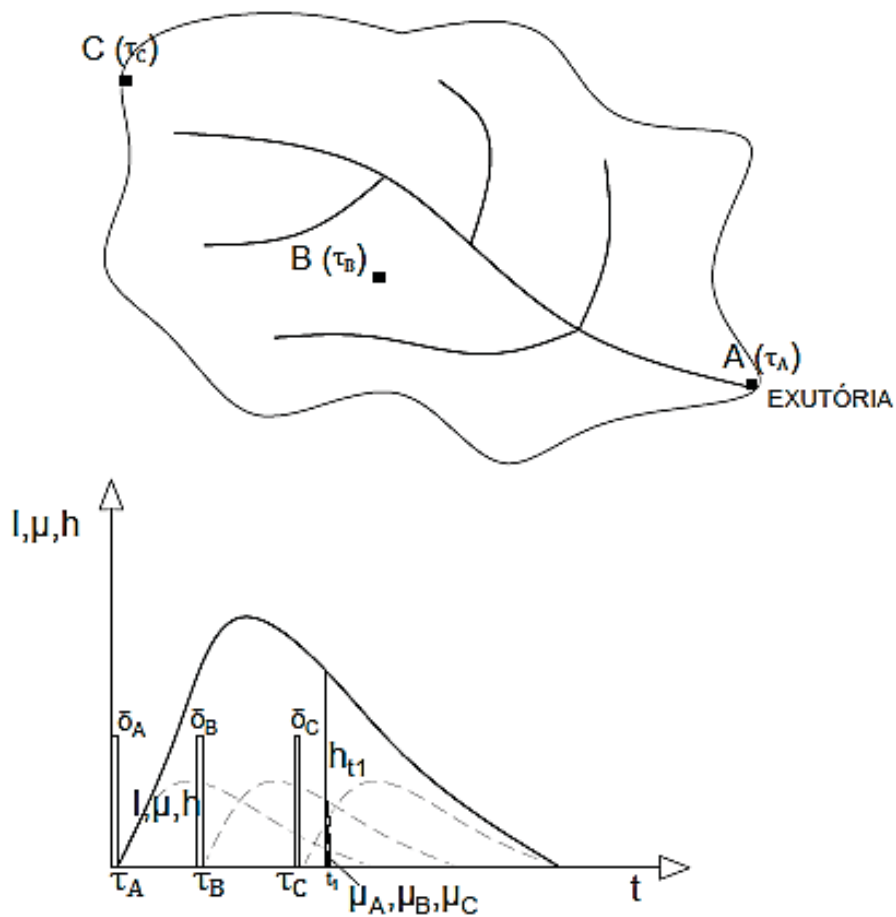
Para cada impulso unitário instantâneo, aplicado em um ponto da bacia, esta apresenta uma resposta denominada função núcleo $\mu(t - \tau)$. Considerando válida a propriedade da aditividade, pode-se determinar as ordenadas do HU, em função de t ,

aplicando-se a técnica de convolução para cada impulso infinitesimal de precipitação, com intensidade $I(\tau)$, como ilustra a equação (10).

$$h(t) = \int_0^t I(\tau)\mu(t-\tau)d\tau \quad (10)$$

Onde: I – intensidade da precipitação (mm/h); μ – função núcleo do HUI (h^{-1}); t – variável que representa o tempo (h); e, τ – instante de ocorrência do pulso unitário da função delta de Dirac (h); h – Ordenada do HU proporcional a 1 mm de chuva efetiva unitária (h^{-1}).

FIGURA 8 – Interpretação do Processo de Convolução do HUI



Fonte: O Autor (2023).

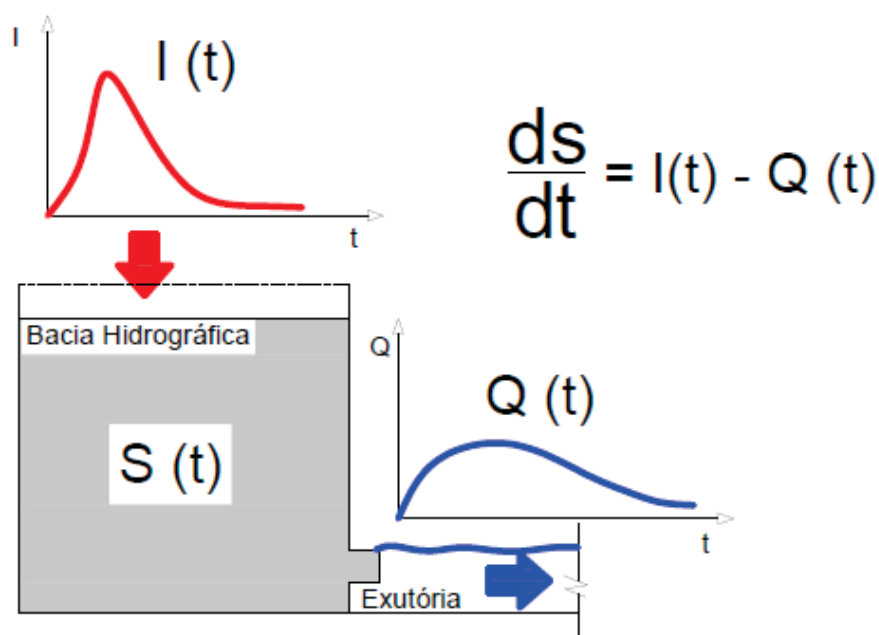
A FIGURA 8 ilustra a operação de convolução da função núcleo para obtenção do HU. Observa-se que cada impulso discreto $I(\tau)$, nos pontos A, B e C da bacia, apresenta um HUI ou funções núcleo μ_A , μ_B e μ_C . A adição, em seus respectivos

instantâneos t , das ordenadas de todas as funções núcleo, que representam a resposta da bacia aos possíveis impulsos infinitesimais, consiste na convolução das funções núcleo contínuas (Operação de Integração).

Conforme Chow, Maidment e Mays (1988) e Tucci (1998), vários modelos de HUI conceituais foram propostos na literatura. Um exemplo é o método de Zoch (1934), que considera a bacia como um Reservatório Linear Simples (RLS), conforme ilustrado na FIGURA 9. O modelo RLS, considera que o volume armazenado (S) e a vazão efluente (Q) na exutória da bacia são proporcionais a constante k , sendo: $S = k.Q$.

Dessa forma, a vazão afluente à bacia (I) e a vazão efluente na exutória (Q), condicionada a constante (k), apresentam diferentes valores em um instante (t), induzindo variações no volume armazenado na bacia $\left(\Delta S = \frac{dS}{dt}\right)$.

FIGURA 9 – Representação Esquemática do Modelo de Zoch



Fonte: O Autor (2023).

A equação diferencial (11), resultante da equação da continuidade, representa a vazão efluente ($Q(t)$) em função da variação do volume armazenado na bacia.

$$I(t) - Q(t) = k \frac{dQ}{dt} \quad (11)$$

A equação (11) pode ser integrada conforme representado na equação (12), resultando, para $Q_0 = 0$, na função resposta ao impulso unitário instantâneo $I(\tau)$, expressa pela equação (13).

$$Q(t) = Q_0 e^{-\frac{t}{k}} + \int_0^t \frac{1}{k} e^{-\frac{(t-\tau)}{k}} I(\tau) d\tau \quad (12)$$

$$\mu_Z(t) = \frac{1}{k} e^{-\frac{t}{k}} \quad (13)$$

As ordenadas do HU podem ser convenientemente representadas pela equação (14).

$$h_Z(t) = I(\tau) \cdot \int_0^t \frac{1}{k} e^{-\frac{(t-\tau)}{k}} d\tau \quad (14)$$

Onde: $\mu_Z(t)$ – função núcleo do HUI de Zoch (h^{-1}); k – constante de ajuste do modelo (h); I – intensidade da precipitação (mm/h); t – variável que representa matematicamente o tempo (h); e, τ – instante de ocorrência do pulso unitário da função delta de Dirac (h); $h_Z(t)$ – Ordenada do HU de Zoch, para precipitação efetiva unitária de $1 \text{ mm } (h^{-1})$.

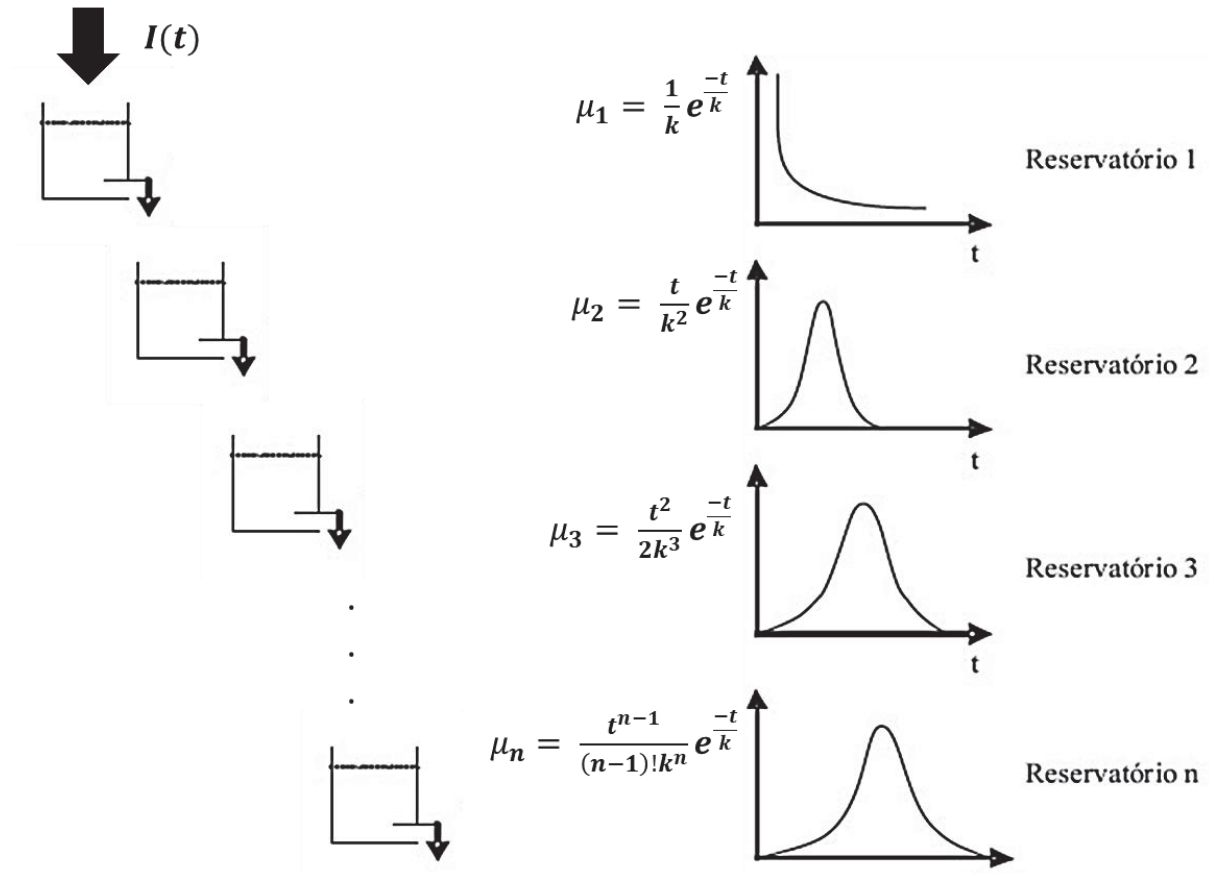
A constante de proporcionalidade, denominada coeficiente de armazenamento (k), representa o tempo médio de esvaziamento do reservatório, bem como a diferença entre o centro de gravidade do hietograma de precipitação e o centro de gravidade do hidrograma de escoamento direto, possuindo assim unidade de tempo. Na prática, o aumento de seu valor reflete no amortecimento da vazão de pico do hidrograma direto.

O modelo de Zoch serviu de base para vários outros modelos, sendo relevante o modelo de Nash (1957) cujo objetivo é melhor representar as bacias com tempos de pico maiores. Esse modelo considerou o escalonamento do escoamento direto, através de uma sequência de “n” reservatórios lineares, mantendo o parâmetro de

ajuste (k) constante para todos os reservatórios, conforme ilustrado na FIGURA 10 (CHOI; LEE; KIM 2011; HOSSEINI *et al.*, 2016; LI *et al.*, 2008).

Por tanto, o modelo proposto por Nash apresenta dois parâmetros de ajuste, a constante de proporcionalidade (k) e o número de reservatório (n).

FIGURA 10 – Representação Esquemática do Modelo de Nash



Fonte: O Autor (2023).

Segundo Chow, Maidment e Mays (1988), a equação núcleo do HUI, para um impulso unitário instantâneo com entrada no primeiro reservatório, pode ser modelado pela equação (15). Essa expressão representa matematicamente a Função Densidade de Probabilidade da Distribuição Gama com parâmetros n (número de reservatórios) e k (coeficiente de armazenamento).

$$\mu_N(t) = \frac{1}{(n-1)!} \frac{t^{(n-1)}}{k^n} e^{-\frac{t}{k}} \quad (15)$$

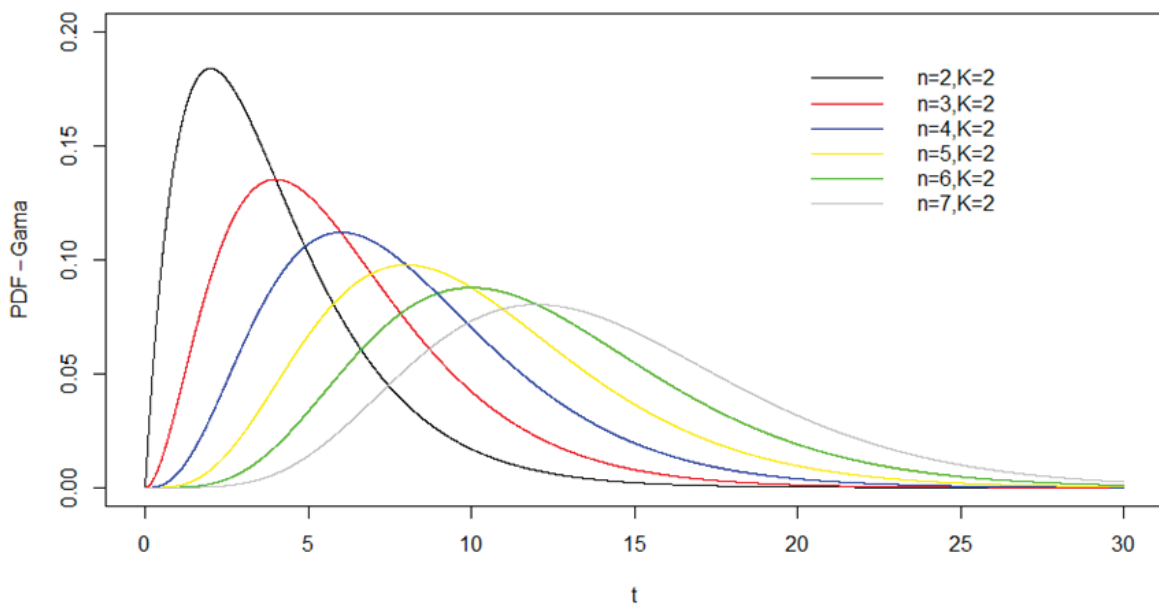
Por sua vez, as ordenadas do HU também são expressas pela solução da integral de convolução, equação (16).

$$h_N(t) = \int_0^t \frac{1}{k(n-1)!} \frac{(t-\tau)^{(n-1)}}{k} e^{-\frac{(t-\tau)}{k}} I(\tau) d\tau \quad (16)$$

Onde: $\mu_z(t)$ – função núcleo do HUI de Nash (h^{-1}); k – constante de ajuste do modelo (h); n – número de reservatórios em série (adimensional); I – intensidade da precipitação (mm/h); t – variável que representa o tempo (h); e , τ – instante de ocorrência do pulso unitário da função delta de Dirac (h); $(n-1)!$ – representa a função Gama $\Gamma(n)$ (adimensional); $h_N(t)$ – Ordenada do HU de Nash, para precipitação efetiva unitária de $1 \text{ mm } (h^{-1})$.

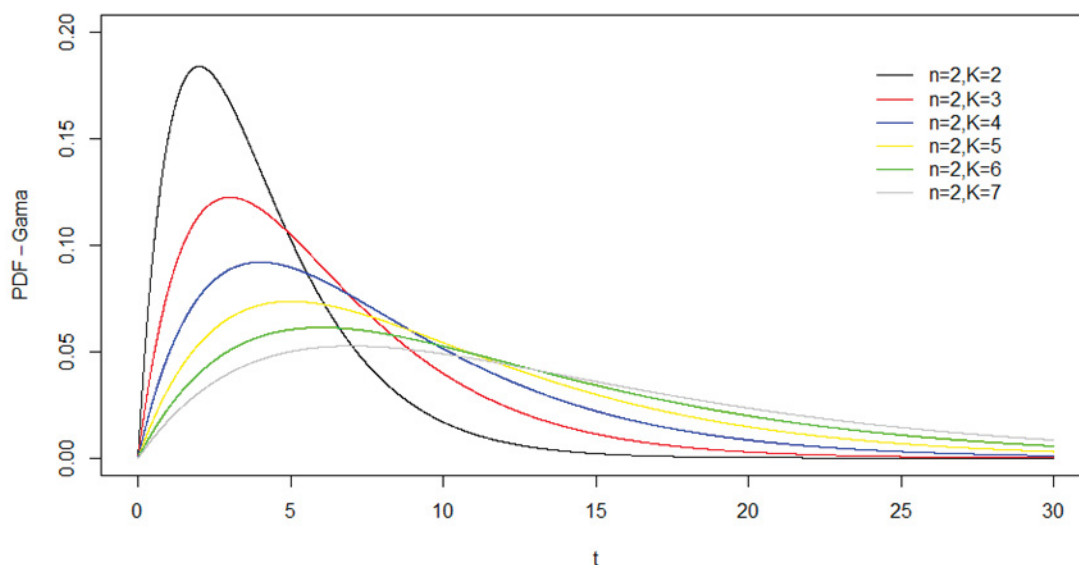
Conforme pode ser visto nas FIGURAS 11 e 12, um aumento no valor de constante de amortecimento (k) tende a reduzir o pico do HU, aumentando o tempo de base, enquanto um aumento do valor do número de reservatório (n) tende a deslocar o pico do HU para a direita na escala de tempo, aumentando o tempo de pico.

FIGURA 11 – Função Densidade de Probabilidade da Distribuição Gama em Função Para $k = 2$ e $n =$ Variável.



Fonte: O Autor (2023).

FIGURA 12 – Função Densidade de Probabilidade da Distribuição Gama em Função Para $n = 2$ e $k =$ Variável.



Fonte: O Autor (2023).

Cabe ressaltar que, os parâmetros k e n podem ser calibrados com base em eventos de chuva e vazão observados, através do primeiro e segundo momentos do HUI. No entanto, sua aplicação depende de dados de chuva e vazão observados (KUMAR *et al.*, 2004).

Para tanto, podem ser realizadas medições de campo para a calibração do modelo à uma bacia específica, mas tais campanhas acabam onerando a aplicação e, em muitos casos práticos, são inviáveis dentro dos orçamentos disponíveis para as soluções práticas de engenharia de menor escala (KIM; JUNG, 2017). Por tanto, apesar do HUI apresentar a vantagem da independência do modelo em relação ao intervalo de discretização da chuva ou duração unitária da chuva efetiva (MOURA *et al.*, 2021), apresenta como desvantagem a necessidade de dados medidos precipitação e vazão para a estimação do HU (NASH, 1957; DOOGE, 1959).

Naturalmente, também é possível regionalizar os parâmetros do HUI de Nash em função das características fisiográficas das bacias.

Neste contexto, surgem as Abordagens Geomorfológicas (AG). Tais métodos resgatam os estudos da década de 40 e 50, de Horton (1945), Schumm (1956) e Strahler (1957), procurando associá-los aos modelos do HUI, com o intuito de diminuir a dependência de dados hidrométricos observados.

Neste sentido, deve-se destacar o Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG) que tem se mostrado muito relevante para a estimação do escoamento direto, em níveis de confiança aceitáveis, mantendo a linha conceitual do HUI (MOURA *et al.*, 2021).

2.5 HIDROGRAMA UNITÁRIO INSTANTÂNEO GEOMORFOLÓGICO

Conforme Carvalho e Chaudrhy (2001), os métodos baseados no HUIG representam uma solução intermediária entre o Hidrograma Unitário Empírico (HUE) e do Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI). De modo geral, o HUIG busca representar o processo de transformação da chuva em escoamento direto, através das características geomorfológicas da bacia (principalmente a interconectividade dos canais e à geometria das sub-bacias).

O primeiro método para a representação geomorfológica do HUI foi apresentado por Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) os quais foram seguidos por Rodriguez-Iturbe, González-Sanabria e Bras (1982). A proposta dos autores incorpora os conceitos de probabilidade de ocorrência espacial e de transição da chuva efetiva, nas sub-bacias formadas pelos cursos d'água ordenados de acordo o método classificatório de Strahler (1964). O tempo de viagem da gota de chuva é representado por uma Função Densidade de Probabilidade (FDP) de forma análoga ao HUI conceitual.

Com efeito, a importância dessa função reside na possibilidade de ajustar o comportamento da resposta hidrológica da bacia, principalmente do escoamento direto, a sua geomorfologia, através das leis de Horton (1945), Schumm (1956) e Strahler (1957). Tal modelo conceitual foi aplicado e estudado por diversos hidrólogos como: Gupta, Waymire e Wang (1980); Chutha e Dooge (1990); Lee e Yen (1997); Nash e Sutcliffe (1970); Berod, Singh e Musy (1999); Brooks e McDonnell (2000).

Uma das premissas básicas dos modelos baseados na Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG) é que “a precipitação efetiva é considerada como sendo constituída por um número infinito de pequenas gotas, de tamanho uniforme e sem interação, que caem instantaneamente e homogeneamente sobre toda a bacia” (PEREIRA *et al.*, 2016, p. 82). Com base nisso, uma gota de precipitação efetiva pode estar em qualquer sub-bacia em um dado instante qualquer, sendo sua localização

um fenômeno aleatório (segundo uma distribuição de probabilidade) estruturado, isto é, com probabilidade de transição definidas pela interconectividade das sub-bacias.

Considerando que a precipitação efetiva cai de forma instantânea e uniforme em toda a bacia, a probabilidade de iniciar o escoamento nas sub-bacias de ordem ω é diretamente proporcional à relação entre a soma das áreas das sub-bacias de ordem ω e a área total da bacia hidrográfica.

Na notação matemática proposta por Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979), cada sub-bacia de ordem ω da rede de canais que compõe a bacia hidrográfica é considerada um possível estado de transição do escoamento direto. Portanto, o primeiro estado no qual se inicia o processo de transição é denominado como estado inicial, e a probabilidade da precipitação efetiva encontrar-se nele (probabilidade de estado inicial) ($\theta_i(0)$), pode ser representada pela equação (17).

$$\theta_i(0) = \frac{A_i}{A_t} \quad \text{para } i < \Omega + 1 \quad (17)$$

Onde: $\theta_i(0)$ – probabilidade de estado inicial da precipitação efetiva (adimensional); A_i – somatório das áreas das sub-bacias de estado i (km^2), isto é, de mesma ordem ω ; A_t – área de drenagem total da bacia hidrográfica (km^2); i – estados de transição inicial, representados pela ordem de classificação de cada sub-bacia ω (adimensional); Ω – último estado inicial da bacia hidrográfica, que equivale a ordem de classificação final da bacia hidrográfica (adimensional).

O estado inicial representa a primeira provável localização da precipitação efetiva na bacia hidrográfica, antes de iniciar o processo de escoamento ou transição entre os demais estados ou sub-bacias de ordem superior.

Logo, iniciando o seu processo de escoamento direto na bacia hidrográfica, a precipitação efetiva desloca-se através das interconectividades (bifurcações) da rede de canais que a compõem, seguindo as regras direcionais por ela impostas. Esse deslocamento é representado no modelo pela transição do estado i para o estado j , cuja probabilidade (p_{ij}) pode ser expressa pela relação entre a quantidade de trechos da rede de canais de ordem i que se conectam nos trechos de ordem j , de acordo com a equação (18).

$$p_{ij} = \frac{N_{ij}}{N_{ti}} \quad \text{com } i < j \quad (18)$$

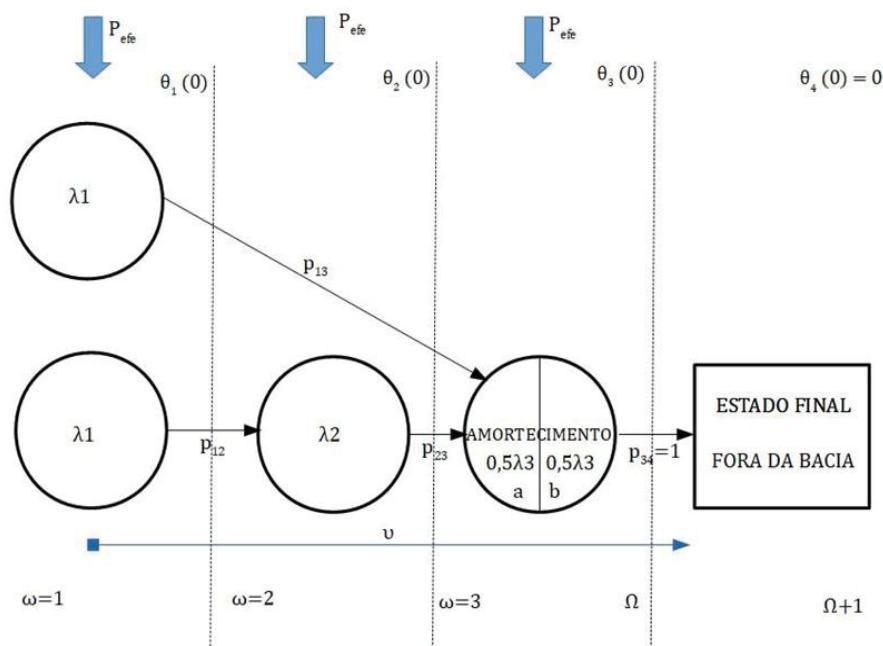
Onde: p_{ij} - a probabilidade de transição da gota de precipitação efetiva, do estado i para o estado j (adimensional); N_{ij} - número de trechos de rios do estado i que se conectam em rios de estado j (adimensional); N_{ti} - número total de trechos de estado i da bacia (adimensional).

As probabilidades de transição podem ser convenientemente representadas por uma matriz de probabilidades de transição (P), equação (19).

$$P = \begin{bmatrix} 0 & p_{12} & p_{13} & \cdots & p_{1\Omega} & 0 \\ 0 & 0 & p_{23} & \cdots & p_{2\Omega} & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \end{bmatrix} \quad (19)$$

Portanto, o modelo do Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG) é função das probabilidades θ_i e p_{ij} , que proporcionam a possível localização inicial da chuva efetiva e suas possíveis transições, na bacia hidrográfica, conforme na FIGURA 13, que representa uma bacia de ordem 3.

FIGURA 13 – Esquema de Transição da Gota de Chuva Efetiva no Modelo Markoviano Estruturado



Fonte: O Autor (2023).

A estrutura imposta pelo “*Modelo Markoviano Estruturado*” permite definir as possíveis trajetórias pelas quais o escoamento direto pode deslocar-se na bacia hidrográfica, a partir do estado inicial no qual precipita a chuva efetiva. Isto é ilustrado, também, para a Bacia de Ordem $\Omega = 3$, no QUADRO 1.

QUADRO 1 – Possíveis Trajetórias do Escoamento para Bacia de Ordem 3

Trajetória (s)	Estrutura de Transição	P(s)	Probabilidade da Trajetória
1	1->2->3->4	P(1)	$\theta_1.p_{12}.p_{23}.p_{34}$
2	1->3->4	P(2)	$\theta_1.p_{13}.p_{34}$
3	2->3->4	P(3)	$\theta_2.p_{23}.p_{34}$
4	3->4	P(4)	$\theta_3.p_{34}$

Fonte: O Autor (2023).

Conforme Andrade (2007), o número de trajetórias (c) possíveis para cada bacia depende de sua ordem e pode ser obtido pela equação (20).

$$c = 2^{\Omega-1} \quad (20)$$

Tanto $\theta_i(0)$ como p_{ij} podem ser convenientemente relacionados às razões de bifurcação (R_B), de comprimentos (R_L) e de áreas (R_A), tendo sido utilizadas por Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) em sua formulação, bem como podem ser estimados diretamente dos dados fisiográficos.

Além das probabilidades geomorfológicas, que descrevem o processo aleatório de localização e possível direcionamento espacial da precipitação efetiva na bacia hidrográfica, o modelo também considera aleatório o tempo de permanência do escoamento em cada estado i . Portanto, cada gota de precipitação efetiva está associada a um tempo de permanência (τ_i).

Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979), assim como Gupta, Waymire e Wang (1980), sugerem a adoção da função densidade de probabilidade exponencial, expressa na equação (21), para representação do tempo de permanência da chuva efetiva em cada estado i .

$$f_{\tau_i}(t) = \lambda_i e^{-\lambda_i t} \quad (21)$$

Onde: $f_{\tau_i}(t)$ - é função densidade de probabilidade que descreve o tempo de permanência da precipitação efetiva no estado i , quando não é definido o estado j (h^{-1}); t - é tempos de translação até a saída da sub-bacia ou transição para o próximo estado j (h). λ_i - é o parâmetro de ajuste da distribuição de probabilidade exponencial (h^{-1}).

Observando a FIGURA 13, percebe-se que o tempo total necessário para que a precipitação efetiva escoe até a exutória da bacia hidrográfica é variável, a depender da trajetória que esta descreve, sendo representada pelo somatório dos tempos de permanência em cada estado, conforme a equação (22).

$$\tau_S(1) = \tau_{12} + \tau_{23} + \tau_{34} = \sum_{s \in S} \tau_{ij} \quad (22)$$

Onde: $\tau_S(1)$ - do tempo de escoamento de uma partícula de precipitação efetiva pela trajetória $s = 1$, até chegar na exutória da bacia (h); τ_{ij} - Tempo de permanência da precipitação efetiva no estado i até transladar para o estado j , desde que i e j esteja no conjunto de estados estruturados para a trajetória $s = 1$ (h).

O tempo de permanência da precipitação efetiva em cada estado i depende somente do estado em que ela se encontra. O valor esperado da função de distribuição de probabilidade dos tempos de permanência da precipitação efetiva no estado i (λ_i^{-1}), tem relação com a velocidade do escoamento e com a distância média a ser percorrida até a exutória das sub-bacias de ordem ω , que pode ser estimado pela equação (23).

$$\lambda_i^{-1} = \frac{\int_0^{A_i} \tau_i \cdot dA_i}{\int_0^{A_i} dA_i} \quad (23)$$

Para a estimação deste parâmetro, Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) recomendam a equação (24).

$$\lambda_i^{-1} = \frac{L_i}{v} = \frac{\lambda_1}{R_L^{i-1}} \quad (24)$$

Onde: L_i - é o comprimento médio dos canais de ordem i (km); v - é a velocidade média do escoamento superficial na bacia hidrográfica como um todo (km/h); R_L - é a razão de comprimento representativa da bacia hidrográfica (adimensional); λ_i - é o parâmetro de ajuste da distribuição de probabilidade exponencial (h^{-1}); τ_i - é o tempo de escoamento da precipitação efetiva até a exutória da sub-bacia de estado i (h); A_i - área total das sub-bacias de estado i (km^2).

Como não é possível determinar para qual estado j a precipitação efetiva irá transladar, a função densidade de probabilidade dos tempos de permanência em cada estado i , deve ser combinada com as probabilidades de cada trajetória (s). Logo, a função Núcleo do HUIG pode ser explicitamente representada pela equação (25), de Gupta, Waymire e Wang (1980).

$$\mu_G(t) = \sum_{s \in S} f_i(t) * \dots * f_k(t) \cdot P(s) = \frac{d}{dt} P(T < t) \quad (25)$$

Onde: $f_i(t)$ - é a função densidade de probabilidade dos estados i até k , estruturados na trajetória s (h^{-1}); $*$ - representa a operação matemática convolução; $p(s)$ - é a probabilidade da trajetória s (adimensional); S - o conjunto de todos os caminhos possíveis (adimensional); $P(T < t)$ - função de probabilidade acumulada dos tempos de viagem até a exutória da bacia hidrográfica (adimensional).

A operação de convolução da função densidade de probabilidade exponencial, que descreve a taxa de variação do tempo de permanência da gota de chuva efetiva em cada estado i , pode ser representada pela equação (26), que permite a integração numérica do HUIG.

$$f_i(t) * \dots * f_k(t) = \sum_{i=1}^k C_{i,k} e^{-\lambda_i t} \quad (26)$$

Portanto, a equação geral para o modelo de Gupta, Waymire e Wang (1980) é dada pela equação (27).

$$h_G(t) = \sum_{s=1}^c \sum_{i=1}^k C_{i,k} e^{-\lambda_i t} \cdot p(s) \quad (27)$$

Onde: $p(s)$ – é a probabilidade da trajetória s (adimensional); S - o conjunto de todos os caminhos possíveis, variando de 1 até c (adimensional); $C_{i,k}$ - corresponde as combinações dos parâmetros λ_j de cada estado para o qual a gota de precipitação efetiva transita, iniciando no estado i passando por k transições de estado, conforme cada trajetória (h^{-1}).

Os parâmetros $C_{i,k}$ são dados por Feller (1978) apud Carvalho e Chaudrhy (2001) pela equação (28).

$$C_{i,k} = \frac{\lambda_i \dots \lambda_k}{(\lambda_{i+1} - \lambda_i) \dots (\lambda_k - \lambda_{k-1})} \quad (28)$$

O parâmetro λ_i (h^{-1}) denota o inverso do tempo de percurso da gota num canal ou estado de ordem i , sendo, portanto, o único parâmetro de ajuste do modelo, além das probabilidades de estado inicial e transição.

É importante observar também, na FIGURA 13, que Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) recomendam que o estado de maior ordem da bacia seja representado por dois reservatórios lineares em série, o que esses autores chamam de amortecimento. Dessa forma, o somatório das duas respostas exponenciais na mesma trajetória evita que a ordenada do HUIG, para $t = 0$, resultante em valor não nulo. O tempo de permanência para cada subtrajetória neste último trecho de canal de transição é $0,5\lambda_\Omega$.

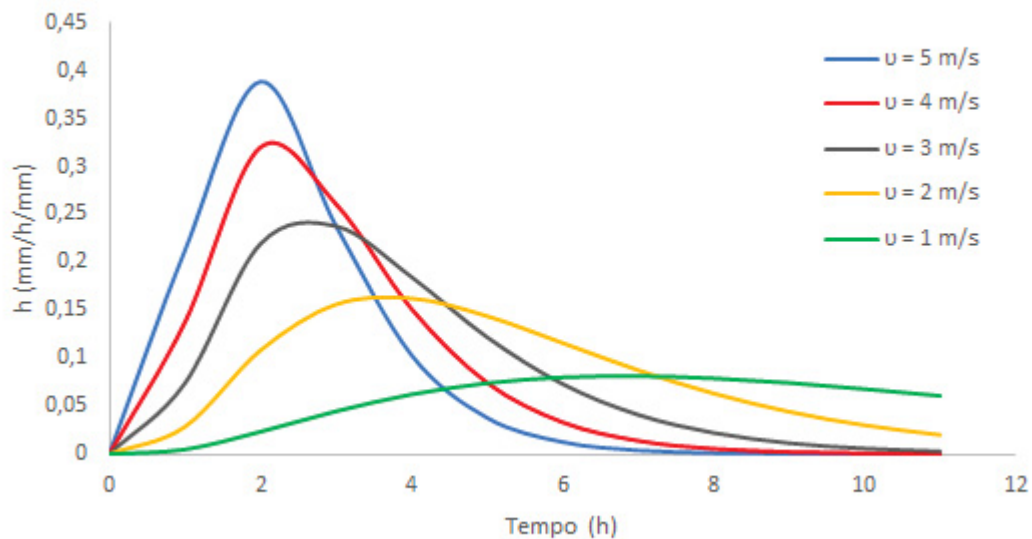
O Hidrograma Unitário Geomorfológico HUG , para uma chuva de duração (d), pode então ser obtido pela integração da curva S construída com as ordenadas no HUIG obtidas, considerando a integração numérica apresentada na equação (29), para d não muito grande.

$$HU_G(t) = \frac{1}{2} [h_G(t) + h_G(t - d)] \quad (29)$$

Onde: $HUG(t)$ – Ordenada do HUG no tempo t , para intervalo unitário d , para 1 mm de precipitação efetiva (h^{-1}); $h_g(t)$ – Ordenada HUIG no tempo t ; $h_g(t - d)$ – Ordenada HUIG no tempo $(t - d)$.

Na FIGURA 14, demonstra-se a sensibilidade do HUIG ao parâmetro da velocidade média de percurso na bacia.

FIGURA 14 – Variação da Forma do HUIG em Função da Velocidade de Percurso Média



Parâmetros Utilizados: $R_A = 4,0$; $R_B = 3,0$; $R_L = 3,5$ e $L_\Omega = 27,5$ km

Fonte: O autor (2023).

A hipótese de velocidade média constante no tempo e espaço, assumida por Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979), simplifica significativamente sua aplicação, do ponto de vista matemático. No entanto, sua adequada estimação a partir das características morfométricas não representa tarefa simples, porém é de fundamental importância para a aplicabilidade do método e a correta modelação do HU_G , conforme pode ser verificado na FIGURA 14.

Devido à complexidade matemática da aplicação do método, Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) apresentam relações simplificadas para a vazão e tempo de pico, assumindo um hidrograma de formato triangular, com valores obtidos pelas equações (30) e (31):

$$q_p = \frac{1,31}{L_\Omega R_L^{1-\Omega}} R_L^{-1,53} \frac{1}{R_L^{\Omega-3}} v \quad (30)$$

$$T_p = \frac{0,44}{v} L_\Omega R_L^{1-\Omega} \left(\frac{R_B}{R_A} \right)^{0,55} R_L^{1,62} R_L^{\Omega-3} \quad (31)$$

Onde: L_Ω - o comprimento do rio de maior ordem (km); v - a velocidade média do escoamento da bacia hidrográfica (m/s); q_p - vazão de pico do HUIG por unidade de área e de precipitação (h^{-1}); T_p - o tempo de pico (h); R_A , R_B e R_L – Razões geomorfológicas de Horton (Adimensional).

As equações (30) e (31) mostram claramente a dependência do modelo à velocidade média do escoamento.

Segundo Kumar (2015), as prioridades de pesquisa de muitos hidrólogos para bacias hidrográficas sem dados observados foram renovadas com a introdução do HUIG por Rodriguez-Iturbe e Valdes (1979) e as contribuições de Gupta, Waymire e Wang (1980). Os estudos subsequentes concentraram esforços no aprimoramento dos processos matemáticos e no sentido de corroborar com métodos para a estimativa da velocidade média do escoamento. Neste sentido, merecem destaque os trabalhos de Lee e Yen (1997), seguido por Berod, Singh e Musy (1999), que propõem a derivação dos tempos de viagem para as diferentes ordens de sub-bacias, usando a teoria da onda cinemática e propondo um modelo denominado hidrograma unitário instantâneo geomorfológico da onda cinemática.

Outros estudos dedicaram-se a incorporar algum grau de distribuição espacial nas formulações, como foi o caso de López *et al.* (2005) e Nourani *et al.* (2008) que propuseram um modelo para o HUIG baseado em uma cascata de reservatórios lineares (HUIG-CRL) com quantidade e sentido de fluxo estruturado a partir da rede da bacia hidrográfica, mesclando e modificando os modelos de Nash e da teoria da onda cinemática. Recentemente, Hosseini e Mahjouri (2016) deram início a estudos aplicando o modelo de regressão vetorial de suporte (RVS), combinado com um modelo de redes neurais artificiais (RNA).

Percebe-se que as abordagens geomorfológicas se tornaram um dos temas centrais no campo da hidrologia determinística. Isso se justifica principalmente, devido aos avanços das ferramentas de sensoriamento remoto e dos sistemas de informação geográfica (SIG) (GHUMMAN *et al.*, 2019).

De forma resumida, estudos recentes apresentam diferentes abordagens matemáticas, mas com a mesma base conceitual, centradas nos modelos clássicos do HUI, associados à abordagem geomorfológica.

A suposição de distribuição de probabilidade exponencial para a resposta temporal da bacia frente à precipitação efetiva, equivale a considerar cada conjunto de sub-bacia de ordem ω igual a um reservatório linear simples, semelhante ao modelo de Zoch (1934). Como a água percorre vários caminhos até atingir a exutória da bacia, a passagem de um estado para outro dentro de um mesmo caminho, resulta numa soma destas respostas individuais (exponencial), o que é similar ao modelo de Nash (1957). A principal contribuição do HUIG, na modelagem do escoamento direto, reside na incorporação da distribuição espacialmente da precipitação efetiva na bacia hidrográfica, de forma proporcional às suas características geomorfológicas, permitindo contribuições de precipitação efetiva em toda a cascata de reservatórios, tornado, dessa forma, o modelo de Nash mais realista.

Pesquisa recentes como a de Goñi, López e Gimena (2019) têm apresentado abordagens voltadas à distribuição temporal das chuvas dentro da estrutura geomorfológica da bacia, abrindo espaço para modelagens com cenários diversos nas bacias estudadas.

Com base na similaridade e na aplicabilidade mais parcimoniosa do modelo de Nash (1957), Rosso (1984) apresenta uma contribuição para a aplicação do HUIG, denominado Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico de Nash (HUIGN). A proposta desse autor consistiu em relacionar a função densidade de probabilidade da distribuição Gama de dois parâmetros às características geomorfológicas da bacia, permitindo a estimativa dos parâmetros de escala e forma, conforme as equações (32) e (33).

$$n = 3,29 \cdot \left(\frac{R_B}{R_A} \right)^{0,78} R_L^{0,07} \quad (32)$$

$$k = 0,70 \cdot \left(\frac{R_A}{R_B R_L} \right)^{0,48} \frac{L_\Omega}{v} \quad (33)$$

Seguindo a mesma linha Bhaskar, Parida e Nayak (1997) propõem as equações (34) e (35) para os parâmetros n e k do modelo de Nash.

$$\frac{1}{r(n)} (n-1)^n e^{-(n-1)} = 0,5764 \cdot \left(\frac{R_B}{R_A}\right)^{0,55} R_L^{0,05} \quad (34)$$

$$k = \frac{0,44}{(n-1)} \cdot \left(\frac{R_A}{R_B}\right)^{0,55} R_L^{-0,38} \frac{L_\Omega}{v} \quad (35)$$

Onde: k e n – parâmetros de ajuste do HUING (h); L_Ω - o comprimento do canal de maior ordem (km); v - a velocidade média do escoamento na bacia (m/s); R_A , R_B e R_L – Razões geomorfológicas de área, bifurcações e comprimento, respectivamente (adimensional).

A aplicabilidade prática do HUIG passa pelo conhecimento das características físicas das bacias hidrográficas, especialmente da estrutura geomorfológica do seu sistema de drenagem, pelo conhecimento do tempo médio do escoamento direto, que é considerado por Rodrigues-iturbe e Valdez como função da velocidade média de escoamento de todas as gotas de chuva até atingirem o último estágio.

Logo, o aprimoramento do método passa pelo desenvolvimento dos métodos de estimação das razões geomorfológicas das bacias hidrográficas, bem como na evolução dos métodos de estimação do comportamento cinemático do escoamento direto, reduzindo as incertezas.

Os subcapítulos 2.6 e 2.7, são dedicados ao estudo da arte relativo aos aspectos físicos das bacias hidrográficas, bem como ao entendimento dos aspectos cinemáticos do escoamento direto, voltados para aplicabilidade do HUIG.

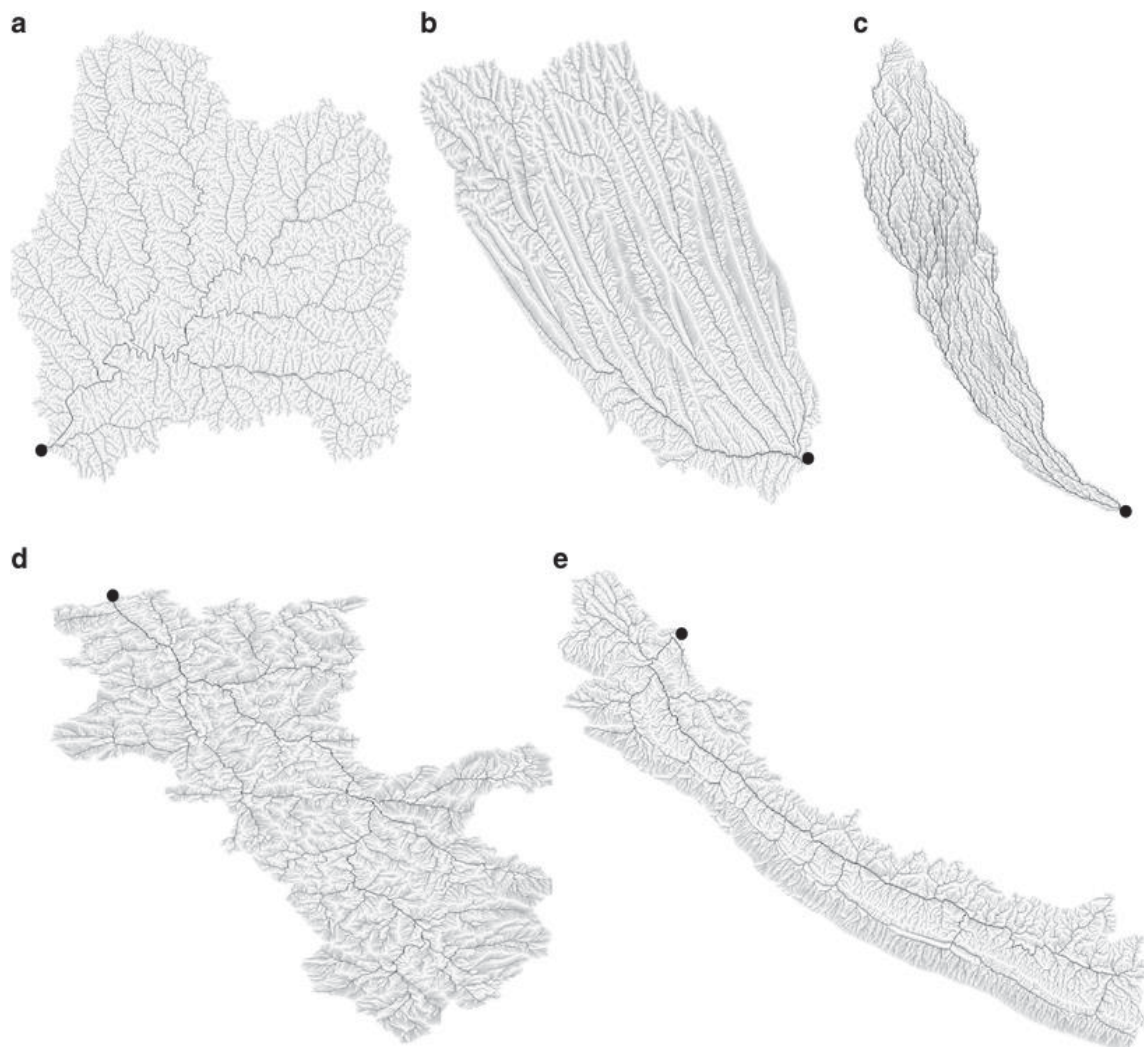
2.6 ASPECTOS FÍSICOS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS

Conforme Moura *et al.* (2021), os métodos do HUIGN apresentaram bons resultados em seu estudo para uma bacia hidrográfica com área de 615 km². Considerando as aplicabilidades conhecidas para os métodos baseados no HU, pode-se admitir aplicabilidade satisfatória do HUIG para bacias de pequeno e médio porte.

As características do escoamento de uma bacia hidrográfica são controladas por sua estrutura geomorfológica (EZE; JOEL, 2010), que pode ser representada por um conjunto de fatores morfométricos. Logo, a resposta hidrológica da bacia, em termos da vazão de pico do hidrograma de escoamento direto e tempo de

concentração, também está relacionada aos parâmetros geomorfológicos (RAWAT; MISHRA, 2016).

FIGURA 15 – Formas Morfológicas de Bacias Hidrográficas



a) uma rede dendrítica - Tygarts Creek, SC; b) rede paralela - Black Sulphur Creek, CO; c) rede pinada - Paisan Wash, AZ; d) rede retangular - Boreas River, NY; e) rede de treliça - Lick Branch, TN.

Fonte: Jung, Marpu e Quarda (2017).

Os estudos de Jung, Niemann e Huang (2011), Sivakumar *et al.* (2013), Jung e Quarda (2015) e Gaucherel *et al.* (2017) demonstram claramente a dependência do tempo de concentração com as características da rede de drenagem. Isso também pode ser intuitivamente entendido através da FIGURA 15, onde se percebe a diversidade geométrica da estrutura de drenagem das bacias hidrográficas.

Naturalmente, é de se esperar que a dinâmica espaço-tempo da precipitação efetiva, captada e conduzida pelas redes de drenagem da bacia hidrográfica, tenha relação direta com sua complexidade, interconectividade dos cursos d'água e abrangência individual das sub-bacias de drenagem (HAJAM *et al.*, 2013).

Dentre as principais características físicas das bacias, podem-se destacar como mais influentes no seu comportamento hidrológico a forma, o relevo, a área, a geologia, a rede de drenagem, o solo e o tipo de cobertura vegetal (SANTOS; HERNANDEZ, 2013; SANTOS *et al.*, 2018). Segundo Shen *et al.* (2020), nos modelos determinísticos os processos hidrológicos são simulados através de métodos baseados nos processos físicos relacionados ao fenômeno, sendo necessário, para tanto, o conhecimento dos parâmetros morfométricos como: o uso e cobertura da terra, topografia, umidade e propriedades do solo, bem como, dos fatores climáticos regionais.

Logo, o conhecimento das características físicas das bacias hidrográficas auxilia no entendimento do seu comportamento hidrológico, bem como dos processos de formação e desenvolvimento da bacia hidrográfica (SONI, 2017; BISHT *et al.*, 2018; PARETA; PARETA, 2012; ROMSHOO; BHAT; RASHID; 2012; DAR; CHANDRA; ROMSHOO, 2013; VANDANA, 2013). Seu conhecimento também contribui para a priorização e a gestão da bacia hidrográfica (RAWAT; MISHRA, 2016).

No QUADRO 2, são apresentados alguns dos principais parâmetros morfométricos propostos por Horton (1933 e 1945), Strahler (1952, 1964 e 1968), Miller (1953) e Schumm (1956) e utilizados por Kaliraj, Chandrasekar e Magesh (2015).

QUADRO 2 – Resumo dos Parâmetros Morfométricos

Nome / Equação	Descrição
Densidade de Drenagem $D_D = \frac{\sum L_C}{A}$	É a razão entre o comprimento total dos canais ($\sum L_C$) e a área da bacia hidrográfica (A). Villela e Mattos (1975) afirmam que os valores esperados variam de 0,5 km/km ² para bacias de drenagem pobre, a 3,5 km/km ² ou mais para bacias excepcionalmente bem drenadas. Este parâmetro está diretamente ligado à topografia e reflete a relação entre a forma da bacia, os processos de infiltração e do tempo de resposta à precipitação (KALIRAJ; CHANDRASEKAR; MAGESH, 2015). Quanto menor a densidade de drenagem da bacia, mais alta é a taxa de infiltração, o que, por sua vez, aumenta a recarga das águas subterrâneas (KRISHNAMURTHY et al., 2000). O inverso é válido com relação a resposta de escoamento direto.
Densidade Hidrográfica $D_H = \frac{N}{A}$	Representa a razão entre o número de canais (N) por unidade de área da bacia hidrográfica (A), segundo Christofolletti (1974), tem relação a capacidade de gerar novos cursos de água.
Densidade de Confluência $D_C = \frac{N_C}{A}$	É a razão entre o número de confluências ou bifurcações (N_C) e a área da bacia hidrográfica (A). Baixas densidades de confluência indicam bacias aluviais, enquanto, valores altos de densidade significam estrutura de colinas (HORTON, 1933). Também existe uma relação direta entre a densidade de drenagem e densidade de confluência. (KALIRAJ; CHANDRASEKAR; MAGESH, 2015).
Coeficiente de Compacidade $K_C = \frac{P_B}{P_C}$	Consiste na relação entre o perímetro da bacia (P_B) e o perímetro de um círculo ($P_C = 2\sqrt{\pi A}$) da mesma área que a bacia hidrográfica. Conforme Carvalho e da Silva (2006), seu valor é sempre maior que 1e, quanto menor seu valor, menor é o tempo de concentração.
Fator de Forma $K_F = \frac{L}{\bar{L}}$	É a razão entre a largura média da bacia ($\bar{L} = \frac{A}{L}$) e o comprimento do eixo da bacia ou comprimento axial (L) (da foz ao ponto mais longínquo da área). Carvalho e da Silva (2006) destacam que quanto menor for seu valor menos suscetível a enchentes será a bacia.
Comprimento de escoamento superficial $L_G = \frac{1}{2D_D}$	É definido como a distância de escoamento superficial da água até atingir um determinado canal. (HORTON, 1945) Pode ser estimado como a metade do inverso da densidade de drenagem (D_D). Quanto menor for o comprimento de escoamento superficial, menor o tempo de concentração da bacia hidrográfica (IFABIYI, 2004).

QUADRO 2 – Resumo dos Parâmetros Morfométricos – Cont.

Nome / Equação	Descrição
Declividade da Bacia $D_B = \frac{\sum D_P}{n}$	É a média aritmética das declividades entre cada pixel ($D_P = \frac{\Delta z_i}{L_P}$) do MDE, sendo estimada pela razão entre o desnível dos pixels adjacentes (Δz_i) e a sua resolução espacial (L_P). Esta característica representa a média da inclinação da superfície de drenagem da bacia até sua exutória. A declividade da bacia é um dos aspectos eficazes para avaliar as enchentes, sendo que a velocidade do escoamento aumenta à medida que a inclinação aumenta (KALIRAJ; CHANDRASEKAR; MAGESH, 2015).
Declividade Axial $D_A = \frac{\Delta z}{L}$	Consiste na relação entre a diferença máxima de altitude da bacia (Δz) e o comprimento do eixo da bacia ou comprimento axial (L) (da foz ao ponto mais longínquo da área).
Coefficiente de Sinuosidade dos Cursos de Água $K_S = \frac{L_R}{L_T}$	É a relação entre o comprimento do rio principal (L_R) e o comprimento do talvegue do rio principal (L_T) medido em linha reta da nascente até a exutória. Tem relação com o controle de velocidade da bacia e com o tempo de concentração. Leopold e Wolman (1957) recomendam que bacias com valor K_S menor que 1,5 sejam consideradas de baixa sinuosidade e acima deste valor de alta sinuosidade.
Coefficiente de Rugosidade da Bacia Hidrográfica $K_R = D_D \cdot \Delta z$	É o produto da diferença máxima de altitude da bacia (Δz) pela sua densidade de drenagem (D_D), tendo relação com a declividade média dos cursos d'água. Os valores de rugosidade elevados indicam bacias de declive mais íngremes, enquanto, os valores de rugosidade baixos, indicam bacias menos íngreme e menos influenciada pelas estruturas geológicas. (KALIRAJ; CHANDRASEKAR; MAGESH, 2015).

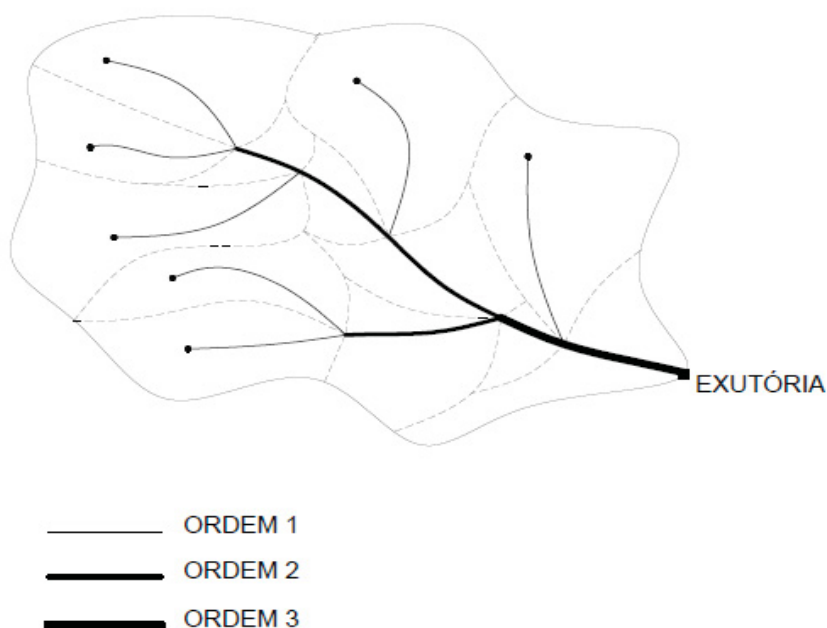
Fonte: O Autor (2023).

Além dos parâmetros morfométricos apresentados, merecem destaque para a caracterização física das bacias as técnicas de descrição geomorfologia, Denominadas como Leis de Horton (1933). Em seu estudo, Horton demonstrou a existência de constância geométrica entre as razões dos comprimentos médios dos segmentos dos rios de ordens sucessivas nas bacias hidrográficas (MAJUMDAR, 1982). Adicionalmente, verificou o mesmo comportamento entre as razões de bifurcações e das áreas médias de drenagens das sub-bacias (HORTON, 1945). Strahler (1952, 1957 e 1964) propôs modificações ao método inicialmente

apresentado por Horton (1945), em especial quanto ao método de classificação do grau de ramificação das bacias hidrográficas.

O método de classificação de Strahler (1964) consiste na atribuição de um número inteiro, de ordem, para cada trecho de curso de água delimitado entre uma nascente e uma bifurcação ou entre duas bifurcações consecutivas. Os canais representados pelos segmentos, que iniciam sua trajetória de escoamento a partir de uma nascente, são definidos como de 1ª ordem. Os demais segmentos formados pela junção de dois trechos de curso d'água a montante com a mesma ordem (ω), passam a ser classificados pelo primeiro número inteiro imediatamente superior ao dos trechos confluentes ($\omega+1$). Quando segmentos de curso d'água de ordens diferentes se unem, o segmento formado a jusante corresponde ao de maior ordem entre eles. Por fim, a ordem da bacia (Ω) é dada pelo rio de maior ordem contido nela, conforme ilustra a FIGURA 16.

FIGURA 16 – Representação da Classificação da Bacia Hidrográfica



Fonte: O Autor (2023).

É importante ressaltar que a complexidade da rede de canais de drenagem da bacia pode então ser caracterizada pelos índices propostos por Horton (1945) e Strahler (1964), denominados, respectivamente, por razão de bifurcação (R_B) e razão dos comprimentos (R_L); razão das áreas (R_A) e razão das declividades (R_S),

apresentada por Schumm (1956), expressas matematicamente pelas equações (36), (37), (38) e (39):

$$R_B = \frac{N_\omega}{N_{\omega+1}} \quad (36)$$

$$R_L = \frac{\bar{L}_\omega}{\bar{L}_{\omega-1}} \quad (37)$$

$$R_A = \frac{\bar{A}_\omega}{\bar{A}_{\omega-1}} \quad (38)$$

$$R_S = \frac{\bar{S}_\omega}{\bar{S}_{\omega-1}} \quad (39)$$

Onde: ω - a ordem do canal ($\omega = 1, 2, 3, \dots, \Omega$); Ω - a ordem da bacia; $\bar{A}_\omega$ - a área média de todas as sub-bacias de ordem ω ; N_ω - o número de canais de ordem ω ; $\bar{L}_\omega$ - o comprimento médio de todos os canais de ordem ω ; $\bar{S}_\omega$ - declividade média das sub-bacias de ordem ω .

De modo geral, as razões geomorfológicas demonstram haver uma progressão geométrica decrescente no caso do número de bifurcações e crescente para os demais parâmetros (VESTENA; CHECCHIA; KOBIYAMA, 2016). Considerando a possível existência de variabilidade entre as características de cada sub-bacia de ordem ω , espera-se que a proporcionalidade varie de acordo com o método de estimação utilizado, apresentando dessa forma graus de incerteza diferentes em sua estimação.

Pode-se identificar dois métodos usualmente empregados na estimação das razões geomorfológicas, representativas das bacias hidrográficas:

- **Método 1 - Da Média das Razões Geomorfológicas:** Consiste na estimativa das razões geomorfológicas representativa da bacia, através da média aritmética simples das razões obtidas entre cada ordem ω consecutivas, conforme as equações (36), (37), (38) e (39).
- **Método 2 - Da Regressão Simples:** A razão de progressão geométrica representativa da bacia é obtida pelo ajuste do logaritmo da média dos parâmetros morfométricos de cada sub-bacia de ordem ω , em um modelo de regressão simples ($N_\omega, \bar{L}_\omega, \bar{A}_\omega$ e $\bar{S}_\omega$) (ANDRADE, 2007).

A obtenção dos parâmetros morfométricos, geralmente, baseia-se no levantamento de dados fisiográficos, que, por definição, são as características físicas mensuráveis das bacias hidrográficas (SANTOS *et al.*, 2018). Estes, por sua vez, podem ser divididos em três categorias dimensionais, sendo: lineares (1 dimensão), superficiais (2 dimensões) e espaciais (3 dimensões) (KALIRAJ; CHANDRASEKAR; MAGESH, 2015). Por tanto, a análise morfométrica envolve a execução de medições lineares, planas e de gradientes, com o objetivo de obter-se uma descrição quantitativa do sistema de drenagem e adjacências (STRAHLER, 1964; NAUTIYAI, 1994; SONI; TRIPATHI; MAURYA, 2013; TRIPATHI; SONI; MAURYA, 2013; SONI, 2017; BISHT *et al.* 2018).

Os esforços conceituais dos estudos iniciais relacionados datam da década de 40 e apresentavam como limitação a disponibilidade de dados, sendo associados, geralmente, a cartas com baixa resolução e longos períodos sem atualização das informações.

Atualmente, as informações geoespaciais das bacias hidrográficas, geralmente, são extraídas de imagens de satélite ou mapas topográficos. Põe-se a afirmar que os métodos de aquisição de dados atuais, impulsionados pela evolução tecnológica, envolvem técnicas topográficas sofisticadas, aquisição de dados aéreos e via satélite, o que, juntamente com o desenvolvimento da tecnologia de informação, vem abrindo caminho para o desenvolvimento de ferramentas de refinamento dos dados, aumento da produtividade e sua resolução espacial (MESA, 2006). Deste modo, os estudos fisiográficos têm se tornado cada vez mais rápidos e assertivos.

A evolução das tecnologias como o Sensoriamento Remoto (SR), Sistema de Informações Geográficas (SIG) e Sistema de Posicionamento Global (GPS) têm auxiliado significativamente a ciência hidrológica, possibilitando maior disponibilidade e velocidade no processamento das informações geográficas (HAMDAN; KHOZYEM, 2018). Tais dados e ferramentas têm sido usados na análise, manipulação e extração de informações geoespaciais das bacias hidrográficas, favorecendo o desenvolvimento do conhecimento, pelos pesquisadores: Chavan e Gadge (2013), Soni, Tripathi e Maurya (2013), Soni (2017) e Bisht *et al.* (2018). Segundo Hamdan e Khozyem (2018). O SR e o SIG são métodos adequados e eficientes para a descrição quantitativa das características morfométricas das bacias hidrográficas, além de possibilitarem um baixo custo operacional (RAWAT; MISHRA, 2016; GROHMANN; RICCOMINI; ALVES, 2007; RAWAT; MISHRA; TRIPATHI, 2012).

Nesse contexto, o modelo digital de elevação (MDE) é a base central dos estudos de caracterização física das bacias, possibilitando o armazenamento das informações geoespaciais em formato de grade, garantindo a automação do processo de análise das informações geográficas (SAHOO; JAIN, 2018).

O MDE tem sua matriz espacial baseada em uma resolução pré-estabelecida do relevo, que é função, dentre outros fatores, da tecnologia de aquisição de dados. Os estudos morfométricos realizados nos últimos dez anos foram baseados em dados geoespaciais com resoluções da ordem de 30 m. (KALIRAJ; MUTHU; MALAR, 2012); (KALIRAJ; CHANDRASEKAR; MAGESH, 2015). Atualmente, a nova geração de fotossensores pode proporcionar a aquisição de dados com resoluções espaciais menores que 2,0 m (BAJRACHARYA; JAIN, 2020). Tal evolução tem o potencial de transformar a análise e modelagem dos processos hidrológicos, principalmente no delineamento de redes de canais (SAHOO; JAIN, 2018) e zonas úmidas (WU; LANE, 2017), auxiliando na compreensão dos processos de geração de escoamento (DEGETTO; GREGORETTI; BERNARD, 2015) e na sua modelagem analítica conforme mencionam Liu e Zhang (2011), Biron *et al.* (2013), Yang *et al.* (2014) e Rigon *et al.* (2016).

Vale ressaltar que imagens de satélite e fotografias aéreas também são fontes de informação importantes para os estudos hidrológicos, possibilitando a obtenção de informações auxiliares como às características e geometria dos canais, rugosidades e uso da bacia. Sua aplicação pode ser através da simples análise visual, gráfica ou fotométrica (MESA, 2006; KALIRAJ; MUTHU; MALAR, 2012; KALIRAJ; CHANDRASEKHAR; MAGESH, 2015).

Aparentemente, as fontes de incerteza dos dados fisiográficos das bacias podem estar relacionadas aos métodos e equipamentos utilizados na obtenção das informações para a base do MDE, bem como nos métodos de estimação dos parâmetros morfométricos e geomorfológicos, os quais, por sua vez, também podem estar relacionados à resolução espacial do MDE.

Favorável a isso, segundo Sahoo e Jain (2018) e Bajracharya e Jain (2020), os modelos hidrológicos têm pouca sensibilidade à resolução do MDE, sendo que resoluções diferentes fornecem resultados sem diferença estatisticamente significativa, quando aplicados em análises morfométricas. Outro aspecto relevante a ser considerado é que o aumento da resolução da base de dados geoespaciais acarreta num aumento significativo da necessidade de armazenamento e

processamento. Frente aos resultados, a relação custo-benefício do aumento da resolução do MDE ainda é discutível (BAJRACHARYA; JAIN, 2020).

Por outro lado, estudos atuais relacionados ao refinamento dos métodos de estimação dos parâmetros geomorfológicos, explorando as possibilidades que as novas tecnologias de geoprocessamento trouxeram, ainda são escassos, sendo os últimos da década de 60. Naturalmente, as abordagens hidrológicas baseadas no HUIG de Rodriguez-Iturbe e Valdes (1979) têm particular interesse no refinamento das informações geomorfológicas e na quantificação das incertezas relacionadas a sua aplicação (RIGON *et al.*, 2016).

É possível citar alguns autores que estudaram tanto o desempenho dos vários modelos HUIG, como as incertezas relacionadas a sua aplicação em bacias não calibradas, sendo identificadas como maior fonte de erros na estimação dos dados geométricos as mudanças nas características da bacia e os erros na estrutura do modelo (KUMAR *et al.*, 2004; CHUENCHOOKLI; TAWEEPONG; PANGNA-KORN, 2015; JAISWAL *et al.*, 2014; BHIMJIANI, 2015; CORDUNEANU *et al.*, 2016).

Dessa forma, percebe-se que estudos que possibilitem o aprimoramento dos métodos de estimação, bem como das incertezas inerentes a estes, são considerados de relevância científica atual (KALIRAJ; CHANDRASEKAR; MAGESH, 2015; KALIRAJ; MUTHU; MALAR, 2012; SANTOS; HERNANDEZ, 2013; SANTOS *et al.*, 2018). Também merecem igual destaque os esforços científicos e técnicos dispendidos na definição dos parâmetros característicos das bacias hidrográficas com notável interesse da engenharia e da sociedade.

Além das características físicas das bacias, também exercem papel importante na definição do HUIG a cinemática do escoamento direto, tema que será abordado na próxima seção.

2.7 ASPECTOS CINEMÁTICOS DO ESCOAMENTO DIRETO

Os principais parâmetros temporais para classificação do tempo de resposta de uma bacia hidrográfica são o tempo de pico (t_p), tempo de concentração (t_c) e tempo de retardo ou latência (t_r). Estes parâmetros são utilizados, direta ou indiretamente, no projeto e operação de estruturas hidráulicas (PEGRAM; PARAK, 2004; BONAKDARI *et al.*, 2019), possibilitando a previsão e a compreensão do comportamento de tais estruturas (GERICKE; SMITHERS, 2014; ATIEH *et al.*, 2017).

Dentre estes parâmetros, o tempo de concentração é considerado o indicador temporal mais importante para a análise hidrológica de bacias hidrográficas, particularmente no estudo de cheias. Ele é utilizado em vários métodos para a estimação das vazões máximas (ALMEIDA *et al.*, 2015). Segundo Ghazi, Tajrishy e Jalilvand (2020), Vaze *et al.* (2011) e Salimi, Nohegar e Malekian (2017) muitas das análises hidrológicas, que antecedem o projeto dos sistemas de coleta e transporte do escoamento direto, requerem o conhecimento, mesmo que aproximado, do tempo de concentração. Dentre essas análises, merece destaque o planejamento dos sistemas de drenagem urbana, onde pelo método racional de Mulvany (1851), aplicável para bacias pequenas, é possível determinar a magnitude da vazão de projeto, considerando a ocorrência de precipitação com duração igual à do tempo de concentração (YULIANUR; SUGAINTO; PUSPITA, 2020).

É importante ressaltar que o tempo de concentração também é necessário para a aplicação de vários modelos de previsão de vazão que visam representar com mais detalhes o escoamento direto, como, por exemplo, métodos baseados no HU (YOO; LEE; CHO, 2019). Azizian (2019) cita que o tempo de concentração também pode ser utilizado para parametrizar o hidrograma unitário instantâneo geomorfológico (HUIG), considerando a teoria da onda cinemática.

O conceito de tempo de concentração foi inicialmente proposto por Mulvany, em 1851, no entanto, não existe uma definição universalmente aceita para este parâmetro (GRIMALDI *et al.*, 2012). Llamas (1993) define-o como o tempo necessário para atingir o estado estacionário da bacia hidrográfica, durante uma chuva uniforme prolongadas, ou seja, o intervalo necessário para que toda a área de drenagem esteja contribuindo superficialmente ao escoamento na exutória. Tucci (2001, p. 394), por sua vez, define-o como “[...] o tempo necessário para que a água precipitada no ponto mais distante na bacia, desloca-se até a seção principal”. Agunwamba e Mmonwuba (2021) complementam a definição como sendo o tempo necessário para que o escoamento superficial atinja um estado de equilíbrio, considerando uma precipitação uniforme e de intensidade constante, sendo praticamente o mesmo conceito apresentado por Eagleson (1970). Tal equilíbrio é atingido quando toda a área de drenagem da bacia hidrográfica está contribuindo para a geração de escoamento direto, na exutória da bacia, sendo equivalente ao maior intervalo de tempo necessário para que, uma gota de precipitação interceptada pela bacia chegue à sua saída (VIESSMAN; LEWIS, 2002).

Mccuen, Wong e Rawls (1984) e Chow, Maidment e Mays (1988) apresentaram uma definição que remete claramente ao processo físico relacionado, ou seja, o tempo de concentração é o tempo necessário para que uma gota de precipitação, que se move sobre a superfície da bacia, percorra o caminho hidráulico mais longo da bacia hidrográfica até a exutória. Naturalmente, pode haver uma série de caminhos a serem considerados para determinar o tempo de viagem mais longo (SALIMI; NOHEGAR; MALEKIAN, 2017). Há de considerar também que, nestes caminhos percorridos pelo escoamento direto, algumas características podem ser consideradas constantes (declividade das vertentes e talvegue, distâncias etc.) e outras variáveis (e. g. condição de umidade da bacia, rugosidade do escoamento etc.). Upegui e Gutiérrez (2010) destacam que o tempo de concentração da bacia não é constante, sendo função também das características da chuva, pois depende da velocidade do escoamento direto.

Com base nos conceitos anteriores, pode-se perceber que o tempo de concentração é função da distância a ser percorrida e da velocidade média com que o escoamento superficial se processa. Logo, assim como a resposta da bacia (vazão de pico associada ao evento de precipitação) está relacionada às condições da bacia e do evento, é razoável supor que o tempo de concentração seja igualmente variável (RAWAT; MISHRA, 2016).

Conforme McCuen (2009), o tempo de concentração de um evento hidrológico na bacia hidrográfica pode ser determinado através da análise do hietograma da precipitação efetiva e do hidrograma de escoamento. No entanto, segundo o mesmo autor, pode-se citar pelo menos quatro métodos diferentes para a estimação deste intervalo de tempo, cada um estabelecendo referenciais distintos. Já Grimaldi *et al.* (2012) menciona que existem oito definições diferentes para o tempo de concentração, com métodos diferentes para sua estimativa. A dificuldade na convergência dos estudos tem complicado a acurácia e a comparação dos resultados.

Assim, com o objetivo de ilustrar os métodos propostos, apresenta-se, na FIGURA 17, um evento típico de cheia, que representa a resposta da bacia hidrográfica a uma precipitação efetiva, sendo a duração do escoamento direto representada pelo intervalo de tempo entre os pontos A (início do Escoamento Direto) e C (Final do Escoamento Direto).

Conforme a FIGURA 17, cada um dos quatro métodos propostos por Taylor e Schwarz (1952) (40) e Smith e Vélez (1997) (41, 42 e 43), apresentariam, para um mesmo evento estudado, valores distintos de tempo de contração:

$$t_{c-1} = T_b - d \quad (40)$$

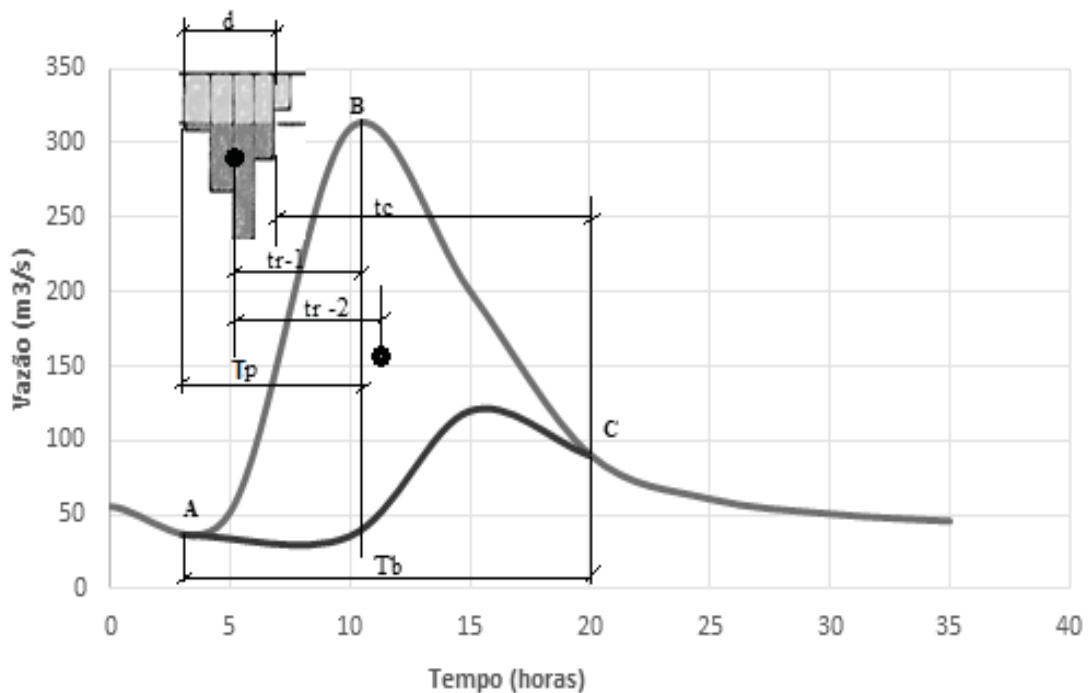
$$t_{c-2} = T_b - t_{r-1} \quad (41)$$

$$t_{c-3} = T_b - T_{r-2} \quad (42)$$

$$t_{c-4} = T_p \quad (43)$$

Onde: t_{c-1} , t_{c-2} , t_{c-3} e t_{c-4} - Tempo de Concentração; T_b - Tempo de Base do Hidrograma de Escoamento Direto; t_{r-1} e t_{r-2} - Tempo de Retardo do Hidrograma de Escoamento Direto; $t_{r-2} = t_p$ = Tempo de Pico, com base o Centro Geométrico do Hidrograma; T_p = Tempo de Pico do Hidrograma desde o Início do Escoamento Direto; d - Duração da Precipitação Efetiva.

FIGURA 17 – Parâmetros Temporais Característicos da Hidrógrafa de Escoamento Direto



Fonte: Adaptada de Tucci (2001).

No entanto, o que parece ser o método mais objetivo para determinação do tempo de concentração segundo Taylor e Schwarz (1952), na FIGURA 17 e dado pela Equação (40), que foi inicialmente concebido por Clark (1945). Esse método assume que o tempo de concentração é a duração do escoamento direto a partir do fim da chuva efetiva, representando, assim, o tempo de percurso entre o ponto mais desfavorável da bacia hidrográfica até sua exutória. Segundo Grimaldi *et al.* (2012), esse método tem apresentado os resultados mais assertivos para representar o tempo real de viagem do escoamento direto na bacia hidrográfica e será citado na presente tese.

Na prática, foram propostos diversos métodos para a estimação indireta do tempo de concentração, geralmente através de equações empíricas, baseadas, muitas vezes, em métodos de medição diferentes do tempo observado nos hidrogramas. Cada equação resultou de estudos realizados em diferentes bacias hidrográficas, com características físicas distintas, o que dificulta sua generalização. (FANG *et al.*, 2005; GHAZI; TAJRISHY; JALILVAND, 2020). Essas equações empíricas geralmente relacionam o tempo de concentração às características fisiográficas da bacia hidrográfica como: área, comprimento e declividade média do rio principal, e, em alguns casos, a intensidade da chuva e às características hidráulicas da bacia.

Vale destacar que os métodos utilizados para a obtenção das equações para estimar o tempo de concentração foram variados, como: experimentos de campo e laboratório, simulações numéricas, bem como considerando níveis de bases conceituais e empíricas diferentes (LIANG; MELCHING, 2012; GRIMALDI *et al.*, 2012).

Como tema central do presente trabalho, cabe destacar a não constância do tempo de concentração. Em muitos métodos o tempo de concentração, foi considerado uma característica intrínseca da bacia hidrográfica, porém, estudos recentes entendem que esse tempo pode ser influenciado pela intensidade e duração da chuva, bem como, pelas condições hidrológicas antecedentes ao evento de precipitação.

Os métodos para estimação do tempo de concentração procuram representar o mecanismo hidráulico do escoamento superficial, que se processa desde sua fonte até a exutória, sendo afetado por fatores como a rugosidade e a declividade das vertentes e dos canais da bacia hidrográfica (ABDULKAREEM *et al.*, 2019). Também

podem ser fatores intervenientes, no tempo de concentração da bacia hidrográfica, as condições do solo como, a umidade, a porosidade, a densidade e a impermeabilização superficial, além de caminhos preferenciais da água subterrânea (MAMÉDIO; CASTRO; CORSEIUL, 2018).

A determinação do tempo de concentração está associada ao caminho percorrido pelo escoamento direto que representa o maior tempo de percurso, o que depende da heterogeneidade e variabilidade das condições da bacia. Outro fator que pode influenciar, conforme Michailidi *et al.* (2018), é que geralmente, na estimativa do tempo de concentração, considera-se apenas o escoamento superficial, embora não seja o único componente do hidrograma de enchente. O autor também destaca que o ponto *hidraulicamente mais distante* (grifo nosso) não coincide necessariamente com a maior distância percorrida pelo escoamento direto.

Compilando os estudos realizados por Silveira (2005), Almeida *et al.* (2015), Michailidi *et al.* (2018) e Ghazi, Tajrishy e Jalilvand (2020), pôde-se organizar, no QUADRO 3, as principais equações para estimação do tempo de concentração em bacias hidrográficas. Também se apresenta uma breve classificação das equações segundo sua base teórica originária.

QUADRO 3 – Equações para Estimação do Tempo de Concentração

Nome	Equação	Ano	Autores
Williams	$t_c = 0,272L A^{0,40} D^{-1,0} S^{-0,20}$	1922	Williams. (1922) e Fang et al. (2008)
Kirpich	$t_c = 0,0663L^{0,77} S^{-0,385}$	1940	Porto (1995) e Kibler (1982)
Giandotti	$t_c = 0,0559(4,0A^{0,50} + 1,5L)L^{-0,50}S^{-0,50}$	1940	Correia (1983) e MOPU (1987)
Izzard	$t_c = 85,5\left(\frac{i}{35715} + C_r\right)i^{-0,67}L^{0,33}S^{-0,33}$	1946	Pinto et al. (1976) e Kibler (1982)
Corps of Engineers ⁽¹⁾	$t_c = 0,191L^{0,76}S^{-0,19}$	1946	Linsley (1967) e MOPU (1987)
Johnstone	$t_c = 0,462L^{0,50}S^{-0,25}$	1949	Tucci (1998) e SCS (1972)
Corps of Engineers II	$t_c = 0,0167(10,57 + 0,12S^{-1})i^{-0,43}$ $(0,0328L)^{-(0,55-0,001S^{-1})}$	1954	Corps of Engineers (1954)
DNOS	$t_c = 0,419k^{-1}A^{0,3}L^{0,2}S^{-0,4}$	1955	Mello (1973) e Ribeiro (1955)
Dooge	$t_c = 0,365A^{0,41}S^{-0,17}$	1956	Porto (1995) e SCS (1972)

QUADRO 3 – Equações para Estimação do Tempo de Concentração – Cont.

Nome	Equação	Ano	Autores
Kerby-Hathaway	$t_c = 0,619N^{0,47}L^{0,47}S^{-0,235}$	1959	McCuen (1984) e Wanielista (1997)
George Ribeiro	$t_c = 0,222(1,05 - 0,20p)^{-1}LS^{-0,04}$	1961	Garcez (1967) e Ribeiro (1961)
Carter	$t_c = 0,0977L^{0,6}S^{-0,3}$	1961	McCuen et al. (1984)
Ven te Chow ⁽²⁾	$t_c = 0,160L^{0,64}S^{-0,32}$	1962	DAEE (1978) e MOPU (1987)
Eagleson	$t_c = 0,274nR^{-0,67}LS^{-0,50}$	1962	McCuen et al. (1984)
Onda Cinemática	$t_c = 0,1225n^{0,6}i^{-0,4}L^{0,6}S^{-0,3}$	1963	Porto (1995) e Kibler (1982)
ASCE	$t_c = 0,1216L^{0,60}n^{0,60}i^{-0,40}S^{-0,30}$	1965	Morgali e Linsley. (1965) e Kang et al. (2008)
Espey-Winslow	$t_c = 0,343\phi L^{0,29}S^{-0,145}A_{IMP}^{-0,60}$	1966	McCuen et al. (1984)
Schaake et al.	$t_c = 0,0828L^{0,24}S^{-0,16}A_{IMP}^{-0,26}$	1967	Schaake et al. (1967)
Woolhiser e Liggett's	$t_c = 0,1217L^{0,60}n^{0,60}i^{-0,40}S^{-0,30}$	1967	Woolhiser e Liggett's (1967) e Wong (2005)
FAA	$t_c = 0,37(1,1 - C)L^{0,5}S^{-0,33}$	1970	Porto (1995) e Kibler (1982)
Askew	$t_c = 0,877L^{0,80}S^{-0,33}q_{wm}^{-0,23}$	1970	Askew (1970)
Desbordes ⁽¹⁾	$t_c = 0,0869A^{0,3039}S^{-0,3832}A_{IMP}^{-0,4523}$	1974	Desbordes (1974)
SCS Lag	$t_c = 0,057\left(\frac{1000}{CN - 9}\right)^{0,7}L^{0,8}S^{-0,5}$	1975	Porto (1995) e Kibler (1982)
Kadoya e Fukushima	$t_c = 0,0167C_T A^{0,22}i_e^{-0,36}$	1977	Kadoya e Fukushima (1977)
Temez	$t_c = 0,30L^{0,76}S^{-0,19}$	1978	Temez. (1978) e Mata-Lima et al. (2007)
McCuen et al.	$t_c = 2,25i^{-0,7164}L^{0,5552}S^{-0,2070}$	1984	McCuen et al. (1984)
NAASRA	$t_c = 0,343\phi L^{0,29}S^{-0,145}A_{IMP}^{-0,60}$	1986	National Association of Australian State Road Authorities (1986)
Papadakis e Kazan	$t_c = 2,1539n^{0,52}L^{0,50}i_e^{-0,38}S^{-0,31}$	1987	Loukas e Quick (1996) e USDA (2010)
Califonia Curves Practice	$t_c = 0,95L^{1,155}H^{-0,385}$	1988	CHOW; MAIDMENT; MAYS (1988) e Sharifi e Hosseini (2011)
Yen e Chow	$t_c = 1,262 \cdot L^{0,60}n^{0,60}S^{-0,30}$	1988	Yen e Chow (1983) e Wong (2005)
Arizona DOT	$t_c = 0,0097956A^{0,10}(1000L)^{0,25}L_{CA}^{0,25}S^{-0,20}$	1993	ADOT (1993) e Sharifi e Hosseini (2011)
Chen e Wong	$t_c = 0,01(3,15)^{0,33k_C}C_C^{0,33}L^{0,33(2-k_C)}S^{-0,33}i^{(1+k_C)}$	1993	Chen e Wong (1993)
Epsey	$t_c = 6,89L^{0,36}S^{-0,18}$	1995	Hotchkiss e McCallum (1995) e Mata-Lima et al. (2007)

QUADRO 3 – Equações para Estimação do Tempo de Concentração – Cont.

Nome	Equação	Ano	Autores
Haktanir e Sezen	$t_c = 0,7473L^{0,841}$	1995	Haktanir e Sezen (1990) e Fang et al. (2008)
Simas-Hawkins ⁽¹⁾	$t_c = 0,322A^{0,594}L^{-0,594}S^{-0,150}S_{SCS}^{0,313}$	1996	Simas e Hawkins (1996)
Bransby Williams	$t_c = 0,605L(100S)^{-0,20}A^{-0,10}$	1998	MOTH (1998) e ASDOT (1995)
Pasini	$t_c = 0,107A^{0,33}L^{0,33}S^{-0,50}$	-	Pfaffstetter (1976)
Ventura	$t_c = 0,127A^{0,5}S^{-0,33}$	-	Pfaffstetter (1976)
Picking	$t_c = 0,0883L^{0,67}S^{-0,33}$	-	Pfaffstetter (1976)
Pickering	$t_c = 0,9478L^{1,155}H^{-0,385}$	-	Mata-Lima <i>et al.</i> (2007)

⁽¹⁾ Tempo de retardo multiplicar por 1,417; ⁽²⁾ Tempo de pico multiplicar por 1,67

Quantidade	Teoria ou Método Principal
10	Empírica baseada na Permeabilidade ou Rugosidade do Solo
5	Empírica incluindo a Intensidade da Chuva
18	Empírica baseada nos parâmetros Geomorfométricos
7	Teórica Baseada na Onda Cinemática

t_c é tempo de concentração da bacia (h); A é a área da bacia (km^2); L é o comprimento do rio principal (km); S é a declividade do rio principal (m/m); AIMP é a fração impermeabilizada da bacia (0 a 1); p é a fração de área com mata (0 a 1); i é a intensidade da chuva (mm/h); i_e é a intensidade da chuva efetiva (mm/h); C é o coeficiente de escoamento superficial do método racional (adimensional); CN é o “Curve Number” do método SCS (adimensional); n é o Coeficiente de Rugosidade de Manning ($\text{s/m}^{1/3}$); k é o fator do DNOS; ϕ é o conhecido fator de condutância adimensional (adimensional); S_{SCS} é o armazenamento do método SCS, dado por $(25400/CN)-254$ (mm); C_r é o coeficiente de Izzard; R é o raio hidráulico (m); N é o fator da equação de Kerby-Hathaway; L_{CA} é o comprimento desde a exutória sobre o rio principal até o ponto onde este forma uma perpendicular com o baricentro da bacia (m); D é o diâmetro equivalente da bacia (km); q_{wm} é a vazão média ponderada (m^3/s); C_T é o coeficiente de armazenamento (tipo entre 190 e 290 mm); C_c e k_c é constante do fator de atrito (adimensional).

Fonte: O Autor (2023).

Verificou-se que das 40 equações listadas 82,5% são de base empírica e somente 30% são associados às características hidrológicas dos eventos e da bacia na estimativa. Há predominância de equações empíricas, o que pode ser justificado pela maior facilidade em suas formulações, exigindo para sua aplicação somente parâmetros fisiográficos, o que, sem dúvida, facilitou sua difusão e aplicação no meio técnico-científico.

Um exemplo disso é a equação de Kirpich (1940), que é a relação empírica mais utilizada no Brasil, recomendada, porém, apenas para bacias rurais, que apresentam pequena área de drenagem, onde o escoamento pelos canais é mais

relevante. Já Agunwamba e Mmonwuba (2021) relatam que o Método de Kirpich apresenta resultados muito conservadores, especialmente quando associado ao método racional. Também apontam para o cuidado quanto à aplicação de equações empíricas, em locais diferentes de onde essas equações foram derivadas.

Efstratiadis *et al.* (2014), corroborados por Michailidi *et al.* (2018), apresentam críticas contundentes às equações empíricas tradicionais, como: Giandotti, Kirpich e SCS, por ignorarem a dependência da velocidade do escoamento do comportamento hidráulico na vertente e canais, considerando-o um parâmetro constante. Segundo os autores, há evidências, tanto empíricas quanto teóricas, que apontam para a necessidade rever o conceito de constância do tempo de concentração, sendo que sua negligência pode levar à obtenção de tempos de viagem muito reduzidos em relação à realidade do evento.

Ao analisar os fatores que influenciam o tempo de concentração, Chen e Li (2011), Zhang (2016), Charters, Cochrane e O'Sullivan (2016), Shen *et al.* (2016) e Bao *et al.* (2018) mostraram que a intensidade da chuva é um importante indicador, sendo que o efeito dela pode ser evidenciado com a aplicação da equação da onda cinemática (JALIL; SOBRI; TARMIZI, 2018).

Logo, conforme estudos de Mota (2012) e Mamédio, Castro e Corseiul (2018), a bacia hidrográfica não possui um tempo de concentração único e constante para todos os eventos. Fang *et al.* (2007) também concluíram que não há um único valor para o tempo de concentração da bacia hidrográfica. Este mesmo raciocínio pode ser aplicado ao HU, onde se espera que eventos de chuva-escoamento direto distintos, deem origem a distintos comportamentos temporais. (YOO; LEE; CHO, 2019). Também se observa que, em geral, o comportamento do processo chuva-escoamento em uma bacia não é linear (SINHA; SINGH; JAKHANWAL, 2015).

Yoo, Lee e Cho (2019) verificaram que o tempo de concentração pode ser representado como uma função das características hidráulicas dos fluxos laminar ou turbulento, associados aos escoamentos gerados nas vertentes e ou canais, a depender das condições hidrológico e hidráulicas do evento. O fato de o tempo de concentração depender do tipo de escoamento é uma hipótese significativa para explicar a não linearidade dentro da transformação chuva-vazão do escoamento direto (MICHAILIDI *et al.*, 2018). Langridge *et al.* (2020) apresentaram uma equação embasada em um algoritmo genético evolutivo, que permite a previsão dinâmica do

tempo de pico, considerando a variabilidade entre tempestades e possibilitando a determinação de múltiplos valores para o tempo de concentração.

Segundo Peng, Liu e Huang (2019), o método mais amplamente usados atualmente para estimação do tempo de concentração nos modelos hidrológicos distribuídos é derivado da teoria da onda cinemática. Conforme Ghazi, Tajrishy e Jalilvand (2020), esse método relaciona o tempo de concentração com o comprimento percorrido pelo escoamento superficial no canal, bem como pela sua rugosidade e declividade e pela intensidade da chuva efetiva, com a estrutura básica demonstrada na equação (44), apresentada por de Henderson e Wooding (1964).

$$t = C \cdot L^{0,6} n^{0,6} i^{-0,4} S^{-0,3} \quad (44)$$

Onde: L - é o comprimento percorrido pelo escoamento (km); S - é a declividade média da encosta (m/m); i - é a intensidade da chuva (mm/h); n - é o coeficiente de rugosidade de Manning ($s/m^{1/3}$); C - é um coeficiente de compatibilização dimensional (adimensional).

Segundo Sandoval-Erazo *et al.* (2018), vários outros estudos aplicaram a teoria da onda cinemática, conforme equação (44), como base conceitual para a modelagem do tempo de concentração, dos quais podem ser citadas quatro fórmulas clássicas: Morgali e Linsley (1965); Woolhiser e Liggett (1967); Yen e Chow (1983); Chen e Wong (1993).

Outros estudos realizaram análise do desempenho das equações de estimação do tempo de concentração, podendo citar: Silveira (2005), Wong (2005), Fang *et al.* (2007 e 2008); Mccuen (2009), Grimaldi *et al.* (2012), Gericke e Smithers (2014), Nagy, Bógi e Oláh (2016), Salimi, Nohegar e Malekian (2017) e Chen *et al.* (2019). No entanto, Bao *et al.* (2018) verificaram que os resultados obtidos ainda não são satisfatórios e, ao mesmo tempo, não foram encontrados trabalhos relevantes para melhorar as fórmulas empíricas. Jung, Marpu e Ouarda (2017) ressaltam a importância de se retomar os estudos visando ao entendimento do comportamento do tempo de concentração com os diferentes tipos de redes fluviais (JUNG; NIEMANN; HUANG, 2011; SIVAKUMAR *et al.*, 2013; JUNG; OUARDA, 2015; GAUCHEREL *et al.* 2017).

O mecanismo de geração do escoamento direto também pode ser causa da variabilidade do tempo de concentração. Neste sentido, bacias predominantemente rurais podem apresentar resultados distintos a depender da área parcial de contribuição (APC) ou da área variável de afluencia (AVA), à luz do mecanismo Dunniano de geração do escoamento direto.

2.7.1 Mecanismo de Geração de Escoamento Direto Dunniano

Conforme Santos (2009) e Semenova e Beven (2015), a geração do escoamento direto em uma bacia hidrográfica pode ser representada por duas teorias:

- a) escoamento hortoniano, que ocorre durante um evento de precipitação em que a sua intensidade excede a capacidade de infiltração do solo em toda bacia hidrográfica (ROSS *et al.*, 2019);
- b) escoamento dunniano, quando o escoamento superficial se origina pela saturação do solo, em parte da bacia, onde a infiltração fica impedida (LI; SIVAPALAN, 2014).

A primeira teoria mostra-se mais adequada para bacias com baixa capacidade de infiltração, pouca cobertura vegetal (bacias urbanas), regiões semiáridas e em locais onde o perfil do solo ou a superfície do terreno foram radicalmente alterados, como é o caso de bacias urbanas. (DUNNE; BLACK, 1970a e 1970b). Adicionalmente, em se tratando de bacias urbanas, estudos observaram a necessidade de integrar aos modelos hidrológicos aspectos relativos às infraestruturas urbanas, com relevante importância para a correta estimativa do escoamento fluvial e direto (HAILEGEORGIS; ALFREDSEN, 2018).

Já o segundo modelo tem se mostrado mais eficiente para representar bacias com predominância rural ou maior permeabilidade, vegetadas, úmidas e com perfil transversal côncavo, onde a teoria proposta por Horton (1933), não representa satisfatoriamente a geração do escoamento direto. Isto é, a intensidade da chuva normalmente é inferior a capacidade de infiltração em toda a bacia, e assim não justifica o escoamento direto pela teoria hortoniana. Em geral, nestas bacias, a permeabilidade do solo é alta e sua capacidade de infiltração supera normalmente a intensidade da precipitação, mesmo em eventos em que há evidências da ocorrência

de escoamento direto, identificada através da observação da forma do hidrograma fluvial.

Neste caso, estudos realizados (MUSGRAVE; HOLTON, 1964; HEWLETT; HIBBERT, 1967; BERNIER, 1985; HIBBERT; TROENDLE, 1988) indicaram que o escoamento superficial em tais bacias ocorre apenas em parte da bacia hidrográfica. Segundo Singh, Dawson e Trigg (2021), durante os eventos de precipitação, em bacias com alta capacidade de infiltração, o escoamento superficial gerado não provém de toda a área de drenagem da bacia, mas, sim, da porção desta onde a saturação do solo é atingida. Em outras palavras, o processo de geração de escoamento direto está relacionado ao escoamento superficial gerado em uma “área parcial de contribuição” (APC). Essa área de contribuição está associada aos locais da bacia, onde o nível do lençol freático atinge a superfície, devido à saturação do solo, depende da topografia, da umidade antecedente da bacia, da sequência e intensidade da precipitação e do tipo do solo (SANTOS, 2009). Este mesmo comportamento pode ser esperado em bacias parcialmente urbanizadas.

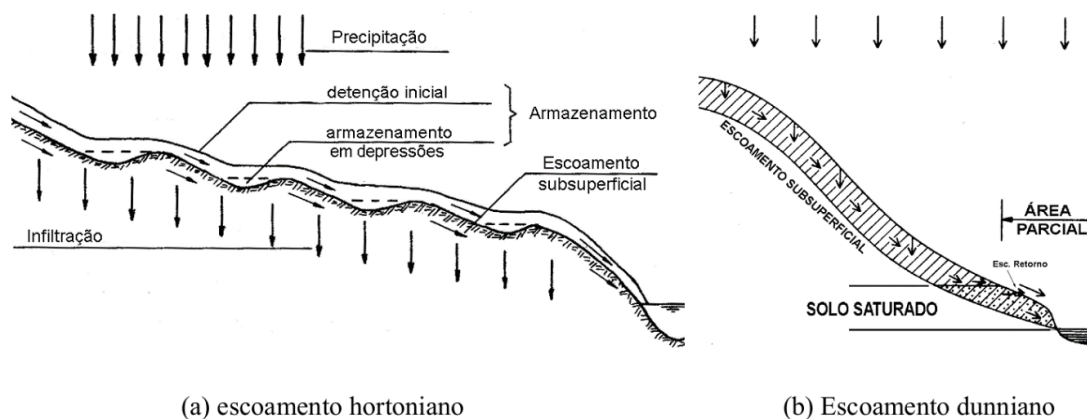
Além da contribuição superficial das áreas saturadas, também compõe o escoamento direto o escoamento subsuperficial nas vertentes próximas ao canal (BETSON, 1964; DUNNE e BLACK, 1970; VAN DE GRIEND e ENGMAN, 1985).

O escoamento direto por saturação é então produzido pela precipitação direta sobre as áreas saturadas, independentemente da intensidade da precipitação, e pela contribuição subterrânea do escoamento em caminhos preferenciais e pelo “efeito pistão”, resultante do afloramento da superfície freática (SANTOS, 2009; GEVAERT *et al.*, 2014; PANJABI *et al.*, 2021). Esses mecanismos são característicos de regiões úmidas com muita vegetação e em condições topográficas favoráveis (declives côncavos com fundos de vale planos) (BETSON, 1964; RAGAN, 1968; EAGLESON, 1970; QUINN; BEVEN, 1993; PANJABI *et al.*, 2021). A FIGURA 18 mostra esquematicamente os dois tipos de escoamentos diretos.

Considerando que as condições de saturação do solo podem alterar-se durante o evento de precipitação, a área parcial de contribuição (APC) do escoamento direto da bacia hidrográfica também será variável, sendo, devido a isso, denominada de área variável de afluência (AVA) (SANTOS, 2009) ou como área de fonte variável (CHAPI *et al.*, 2015; PANJABI *et al.*, 2021). Este comportamento, entre outros mecanismos, explica a não linearidade da resposta da bacia hidrográfica, pois a porção da bacia hidrográfica suscetível à geração de escoamento direto varia tanto

sazonalmente, como dentro do evento de tempestade (DUNNE; BLACK, 1970; CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988; LATRON; GALLART, 2007; AHMED *et al.*, 2012).

FIGURA 18 – Representação Modelo Hortoniano e Dunniano



Fonte: Adaptada de: (a) Raudkivi (1979) e (b) Chorley (1978) apud Santos (2009).

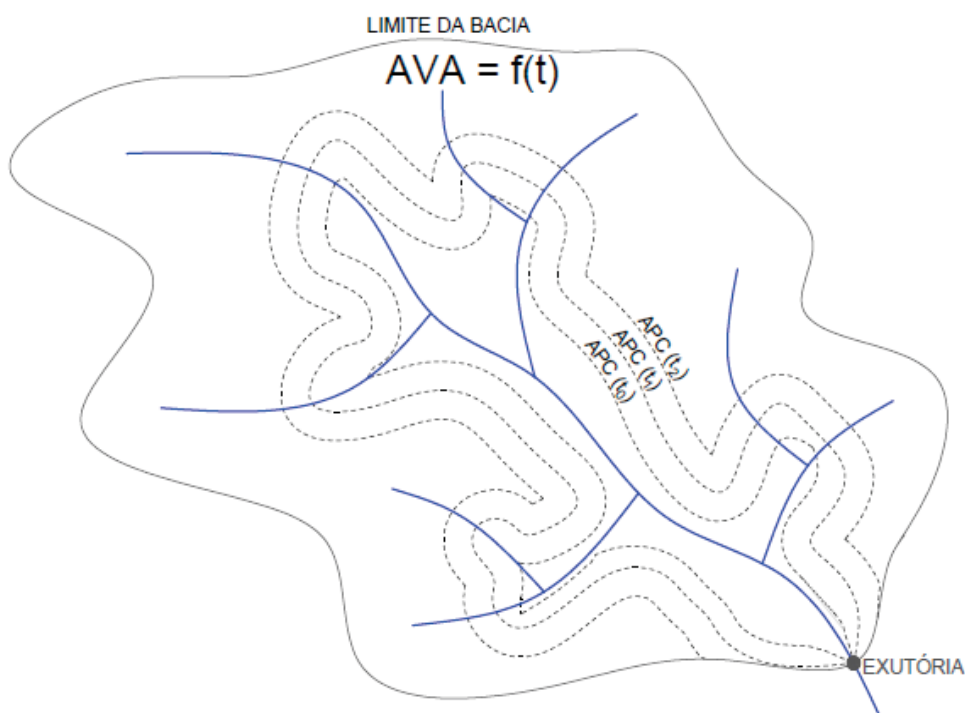
O comportamento sazonal da AVA tem relação com as variações das condições hidrológicas da bacia ao longo das estações do ano (LIM, 2016). Também deve ser considerada a sua variabilidade ao longo dos eventos de precipitação, dependendo de sua intensidade e duração, além da precipitação antecedente ao evento de cheia. A área variável de afluência (AVA) normalmente é pequena, mas ao longo de eventos pluviais intensos pode aumentar consideravelmente, sempre nas vizinhanças da rede de drenagem (DUNNE; BLACK, 1970). Normalmente, a AVA concentra-se em regiões de solos rasos e bem drenados, apoiados sobre camadas impermeáveis, bem como em locais onde a inclinação topográfica diminui, na proximidade dos cursos d'água (COLLICK *et al.* 2014; SINHA; RODE; BORCHARDT, 2016).

A abrangência da AVA em um dado instante, bem como a velocidade de sua expansão ou contração espacial também é função da quantidade de umidade inicialmente presente no solo, além da duração e intensidade da precipitação (DAHLKE *et al.*, 2009; HUANG *et al.*, 2016); da variação espacial das propriedades do solo superficial (BETSON, 1964; RAGAN, 1968; EAGLESON, 1970; QUINN; BEVEN, 1993); e do gradiente topográfico da bacia (CHENG *et al.*, 2014; ASSEFA; WOSSENU, 2015). Uma representação desta dinâmica é mostrada na FIGURA 19.

O conceito da AVA confere ao escoamento direto uma característica dinâmica, confirmando que as áreas de contribuição da bacia, ou seja, a parcela de chuva efetiva

depende das características do evento e da bacia (SINGH; DAWSON; TRIGG, 2021). Logo, parece coerente, relacionar parte da não linearidade da resposta da bacia ao mecanismo de geração de escoamento direto predominante.

FIGURA 19 - Dinâmica da Área Saturada no Entorno da Rede de Drenagem



Fonte: O Autor (2023).

A abordagem Dunniana, associada ao HUIG, é relativamente recente. Nesse sentido, pode-se citar a metodologia proposta por Lee e Chang (2005), seguindo os estudos realizados por Rodrigues-Iturbe e Valdes (1979) e Gupta, Waymire e Wang (1980), os quais apresentam um modelo semi-distribuído, baseado na onda cinemática (HUIG-OC) e apresentado por Lee e Yen (1997), que incorpora o mecanismo de geração de escoamento dunniano ao modelo.

De modo geral, os autores propuseram modelar separadamente a contribuição superficial do fluxo subterrâneo rápido, para obtenção do escoamento direto. O tempo de percurso foi estimado, respectivamente, pelas equações adaptada de Lee e Yen (1997) e Berod, Singh e Musy (1999), sendo as vertentes consideradas inclinadas em “V” na direção ao canal. A principal variação apresentada por Lee e Chang (2005) reside em considerar a AVA no modelo.

O modelo Dunniano, de modo geral, considera que o escoamento direto se origina somente em parte da bacia hidrográfica, a área parcial de contribuição (APC). Esta área é variável entre eventos e dentro do mesmo evento, sendo determinada como área variável de afluência (AVA) (PANJABI *et al.*, 2020).

Cabe ressaltar, ainda, que a distribuição espacial da APC na bacia hidrográfica também pode ser convenientemente estimada por índice topográficos (CHANG; LEE, 2008). No entanto, a variação temporal APC, sazonal e durante a tempestade ainda vem sendo estudada. Como exemplo, pode-se citar os trabalhos de Lee e Huang (2013), que propõem a utilização de uma metodologia baseada no índices de precipitação corrente (IPC) de (SMAKHTIN; MASSE, 2000), bem como os métodos baseados no SCS CN - AVA, com uma aplicabilidade prática muito interessante (STEENHUIS *et al.*, 1995; LYON *et al.*, 2004; HAWKINS *et al.*, 2008; SZYMCZAK; KRĘŻAŁEK, 2018).

Na sequência, apresenta-se o estado da arte referente aos métodos propostos para a estimação da velocidade média do escoamento direto nas bacias hidrográficas.

2.7.2 Estimação da Velocidade Média do Escoamento Direto

Para a adequada modelagem do HUIG, faz-se necessária a estimação da velocidade média do escoamento direto representativa para o evento hidrológico a ser estudado. No modelo, este parâmetro tem relação com o tempo médio de permanência das partículas de precipitação efetiva na bacia hidrográfica, ou, de forma mais direta, a média do tempo gasto por todas as partículas de precipitação efetiva para escoarem até a exutória da bacia, considerando seus caminhos de percurso.

A resposta da bacia com as características da precipitação vem sendo estudado por vários autores, a exemplo Minshall (1960) que identificou variações significativas do hidrograma unitário em função da magnitude da tempestade.

Inicialmente, Rodríguez-Iturbe, González-Sanabria e Bras (1982) propuseram a equação (45), que associa características geomorfológicas da bacia a intensidade da chuva excedente, para a estimação da velocidade média do escoamento direto e, conseqüentemente, na definição do HUIG. Este método foi utilizado por Ghumman *et al.* (2019) em um estudo aplicado em 10 eventos na bacia hidrográfica do Shahpur Dam no Paquistão, com resultados satisfatórios.

$$v = 0,665. (a_{\Omega})^{0,6} (i_r A)^{0,4} \quad (45)$$

Onde: A - Área da bacia (km²); i_r – Intensidade da precipitação efetiva (mm/h); a_{Ω} – parâmetro de ajuste cinemático para o canal de maior ordem da bacia (adimensional); v - Velocidade média de escoamento da bacia (m/s).

Posteriormente foi apresentada por Nowicka e Soczynska (1989) a equação (46) para estimação da velocidade média do escoamento na bacia, que incorpora mais detalhes geomorfológicos, além da intensidade da precipitação efetiva.

$$v = 1,17. \left(\frac{A_{\Omega} I_r t_r}{L} \right)^{2/3} \frac{S_{\Omega}^{1/2}}{n_{\Omega} b_{\Omega}^{2/3}} \quad (46)$$

Onde: A_{Ω} - Área da bacia (km²); I_r – Intensidade da precipitação efetiva (cm/h); t_r – Duração da precipitação (h); L – Comprimento do rio principal (km); S_{Ω} - Declividade do trecho de maior ordem (m/m); n_{Ω} - Coeficiente de Manning (s/m^{1/3}); b_{Ω} - largura do rio (m); v - Velocidade Média de Escoamento da Bacia (m/s).

Seguindo a linha de desenvolvimento conceitual, vários autores desenvolveram métodos baseados na teoria da onda cinemática, cabendo destaque a contribuição de Lee e Yen (1997), que apresentaram um método para estimar o tempo de viagem no canal, baseado na equação de Manning, representado pela equação (47).

$$T_{xi} = \frac{B_i}{2q_L \bar{L}_{oi}} \left[\left(h_{coi}^m + \frac{2q_L n_c \bar{L}_{oi} \bar{L}_{ci}}{B_i \bar{S}_{ci}^{1/2}} \right)^{1/m} - h_{coi} \right] \quad (47)$$

Onde: T_{xi} – tempo de viagem nos canais de ordem i (s); q_L – contribuição específica de precipitação efetiva (m³/s); $\bar{L}_{oi}$ - Comprimento médio do escoamento sobre as sub-bacias de ordem i ; $\bar{L}_{ci}$ - comprimento médio dos canais de ordem i (m); B_i – a largura dos canais de ordem i (m); $\bar{S}_{ci}$ - Declividade média dos canais de ordem i (m/m); n_c – Coeficiente de Manning dos canais (s/m^{1/3}); h_{coi} - Altura da água na exutória de cada sub-bacia de ordem i (m); m – coeficiente da equação de Manning (adimensional).

Verifica-se que, em que pese a consistência conceitual que se pôde atingir, a aplicabilidade da equação (47) é restrita, principalmente, devido ao elevado número de parâmetros necessários. Logo, os estudos que se seguiram procuraram soluções robustas para a estimativa da velocidade média do escoamento, voltando-se novamente para as soluções empíricas, como as equações propostas por Bhaskar, Parida e Nayak (1997), equações (48), (49) e (50), também baseadas na intensidade da chuva efetiva e no tempo de concentração estimado pela equação de Kirpich (1940).

$$v = 0,72i_e^{0,304} \text{ para } i_e \leq 1,0 \text{ mm/h} \quad (48)$$

$$v = 0,98i_e^{0,1841} \text{ para } 1,0 < i_e \leq 3,0 \text{ mm/h} \quad (49)$$

$$v = 0,51i_e^{0,3654} \text{ para } i_e > 3,0 \text{ mm/h} \quad (50)$$

Onde: i_e - Intensidade da precipitação efetiva (mm/h);

Seguindo a mesma linha das equações empíricas, Nongthombam *et al.* (2011) apresenta a equação (51) baseada no tempo de concentração de Kirpich (1940), no entanto, a equação despreza a influência da chuva na velocidade do escoamento, o que, segundo Sulistyowati, Jayadi e Rahardjo (2018) prejudica a estimação da velocidade média do escoamento direto.

$$v = 0,8562 \cdot L^{0,23} S^{0,385} \quad (51)$$

Onde: L – Comprimento do Rio Principal (m); S – Declividade do Rio Principal (m/m); v - Velocidade Média de Escoamento da Bacia (m/s).

Outros estudos propuseram soluções baseadas em processos de regionalização, como Choi, Lee e Kim (2011), propõem uma metodologia de regionalização para a determinação da velocidade média do escoamento, tanto nos canais como nas vertentes, baseada na equação de Manning. Também pode-se citar Pereira *et al.* (2016), que apresentam uma proposta também empírica baseada em

regionalização da velocidade média do escoamento direto, sendo o resultado expresso pelas equações (52) e (53), sendo a primeira linear e segunda potencial. Os resultados obtidos foram satisfatórios para as bacias estudadas, sendo mais representativa a equação potencial.

$$v = -25,263 + 8,006Df + 0,006P - 1,684b + 0,541f \quad (52)$$

$$v = e^{-102,119} Df^{17,813} P^{12,043} b^{-0,274} f^{-0,205} \quad (53)$$

Onde: Df – Dimensão fractal da bacia hidrográfica (adimensional); P – Precipitação média anual (mm); b – largura do escoamento (m); f – profundidade média do escoamento (m).

Estudos mais recentes como o Kim e Jung (2017) desenvolveram uma pesquisa referente à função da largura geomorfológica, que “é definida como a proporção relativa da área de drenagem em relação ao comprimento do caminho de drenagem da saída da bacia” (RINALDO *et al.*, 1995). Tal função representa a dispersão hidrodinâmica e geomorfológica, com a finalidade de explicar a contribuição relativa de cada componente no tempo de viagem do escoamento, bem como a dispersão cinemática, que representa a diferença de escala entre as velocidades do escoamento nos canais e encostas. Nesse estudo, os pesquisadores concluíram que o caminho do fluxo desempenha um papel dominante nas propriedades estatísticas da “função largura”, no entanto, o fluxo nas encostas apresenta maior assimetria. Destacam também a importância da heterogeneidade cinemática na forma da função de resposta hidrológica, que combinada com a heterogeneidade geomorfológica pode ser a principal causa da assimetria da função de resposta hidrológica da bacia.

Finalmente, pode-se citar Chen *et al.* (2019), que realizaram em 120 bacias hidrográficas e construíram um modelo de regressão para a velocidade média do escoamento considerando 16 fatores geomorfológicos. Em sua análise de sensibilidade, os autores identificaram que a velocidade do escoamento é afetada pela área da bacia e o comprimento do rio de maior ordem e propuseram conforme a equação (54). O método proposto apresentou bons resultados, mas tratando-se de uma regionalização, sua aplicação pode não é coerente para outras regiões e bacias de características diferentes. Também o fato de a velocidade não ter relação com a

declividade dos canais e intensidade do evento hidrológico restringe sua aplicabilidade.

$$v = e^{\left[0,755\left(\frac{A}{L_{\Omega}^2}\right)^{-0,139}\right]} \quad (54)$$

Onde: A – Área da bacia hidrográfica (km²); L_Ω- Comprimento do Rio de Maior Ordem (km).

Com respaldo no estado da arte apresentado, pode-se verificar uma concentração dos esforços na definição de um método adequado para a estimação do tempo de concentração e da velocidade média do escoamento, com o objetivo, entre outros, de viabilizar a aplicabilidade do HUIG. No entanto, esta grandeza relaciona-se a uma série de fatores, o que levou os pesquisadores a apresentarem alternativas baseadas em abordagens diversas desde soluções empíricas, conceituais e regionalizações, fazendo uso de maior ou menor robustez matemática.

Percebe-se, também, que para bacias pequenas e médias, os métodos precisam ser mais parcimoniosos, porém “suficientemente” precisos para as soluções de engenharia, possibilitando a obtenção de resultados satisfatórios com informações indiretas da bacia. Fica claro também que o comportamento da resposta da bacia não é estático, sendo influenciada por seu estado hidrológico, bem como, pela magnitude do evento, ambos associados à cinética do escoamento direto.

3 MÉTODOS DE ANÁLISE

No presente capítulo, são apresentados os dados e os métodos aplicados na presente tese.

3.1 BACIAS HIDROGRÁFICAS E FONTES DE DADOS

Foram selecionadas quatorze bacias hidrográficas, com áreas predominantemente de uso rural, localizadas predominantemente ao sul do Brasil. No processo de seleção, foram considerados os seguintes requisitos:

- Existência de dados de monitoramento de precipitação e vazão;
- Existência de dados “raster” para tratamento morfométrico da bacia hidrográfica;
- Variabilidade de características morfométricas;
- Uso do solo predominantemente rural.

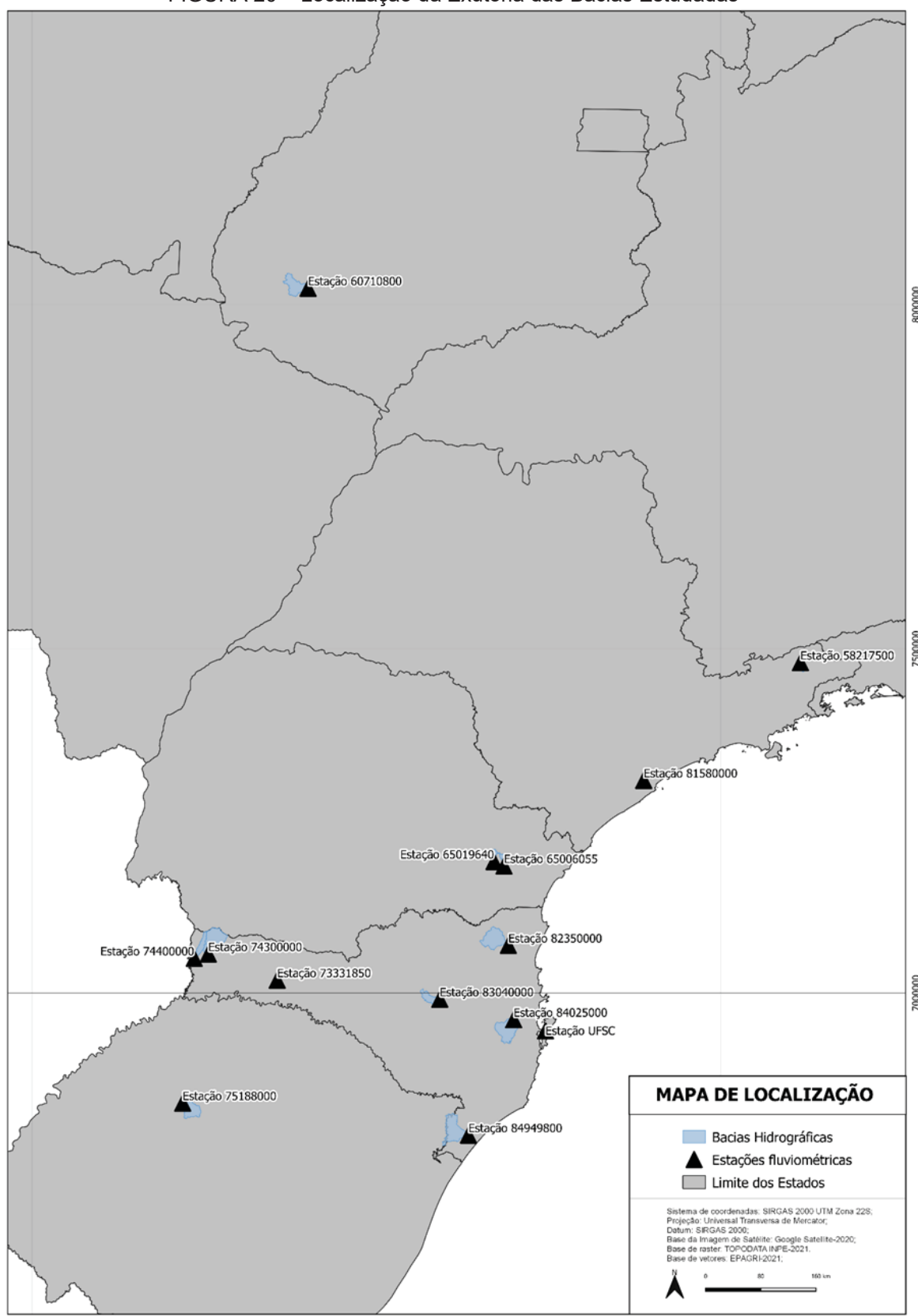
A localização das bacias selecionadas é apresentada na FIGURA 20, sendo o referencial geográfico a estação fluviométrica existente em sua exutória.

No QUADRO 4, é apresentado o detalhamento com nome e área das bacias, nome do rio, sua localização, o código da estação fluviométrica e pluviométrica existente e os eventos estudados.

O MDE utilizado foi disponibilizado pelo projeto TOPODATA do INPE (2008), que realizou sucessivos refinamentos e correção de falhas dos dados Shuttle Radar Topography Mission - SRTM, fornecidos pelo US Geological Survey. A resolução da matriz de dados geoespaciais utilizada foi de 30,0 metros.

Algumas informações complementares como, por exemplo, comprimento axial da bacia, desnível do rio de maior ordem e desnível máximo da bacia, foram obtidas do MDE através do SIG Google Earth.

FIGURA 20 – Localização da Exutória das Bacias Estudadas



Fonte: O Autor (2023).

QUADRO 4 – Bacias, Estações e Eventos Estudados

Bacia Analisada	Localização	Código da Estação - Fluviométrica/Pluviométrica	Características da Estação	Área	Eventos Analisados	
				(Km²)		
UFSC ¹	Campus da UFSC - Florianópolis - SC	Sem Código - Desativada	Estação telemétrica de chuva e vazão, com resolução de 5 minutos.	4	1	25/01/2006
					2	02/03/2006
					3	04/03/2006
					4	07/04/2006
Piteu	Ribeirão Palmital - Cachoeira Paulista - SP	58217500/02245008	Estação convencional de chuva e vazão, resolução 24 h.	39	5	03/12/1993
					6	26/11/1993
					7	15/07/1993
					8	07/09/1992
Itariri	Rio do Azeite - Itariri -SP	81580000/02447045	Estação convencional de chuva e vazão, resolução 24 h.	73	9	05/12/2007
					10	15/07/2007
					11	11/11/2006
Vargem Grande	Rio Palmital - Pinhais - PR	65006055/02549119	Estação convencional de chuva e vazão, resolução 24 h.	89	12	23/09/2010
					13	13/04/2008
					14	13/03/2008
Parque Tingui	Rio Barigui - Curitiba -PR	65019640/2549131/2549077	Estação convencional de chuva e vazão, resolução 24 h.	107	15	08/12/2001
					16	19/12/2001
					17	11/01/2002
					18	07/02/2002
CGH Caju	Rio Xanxerê - Xanxerê - SC	73331850	Estação telemétrica de chuva e vazão, com resolução de 1 hora.	113	19	29/06/2018
					20	20/07/2018
					21	08/08/2018
Salto das Flores	Rio das Flores - Paraíso - SC	74400000	Estação telemétrica de chuva e vazão, com resolução de 1 hora.	256	22	08/06/2017
					23	12/08/2017
					24	19/08/2017
Mirim Doce	Rio Taio - Mirim Doce - SC	83040000	Estação telemétrica de chuva e vazão, com resolução de 15 minutos.	281	25	02/08/2017
					26	13/08/2017
					27	29/09/2017
PCH José Barasuol	Rio Conceição	75188000	Estação telemétrica de chuva e vazão, com resolução de 1 hora.	505	28	06/05/2019
					29	10/05/2019
					30	21/05/2019
PCH Fazenda Velha	Rio Ariranha - Jataí - GO	60710800	Estação telemétrica de chuva e vazão, com resolução de 1 hora.	561	31	19/10/2018
					32	09/11/2018
					33	25/11/2018
Itapocu	Rio Itapocú - Jaraguá do Sul - SC	82350000/2649037	Estação convencional de chuva e vazão, com resolução de 1 hora.	762	34	16/03/2015
					35	05/02/2016
					36	19/03/2016
					37	23/02/2016
					38	22/05/2016
PCH Angelina	Rio Tijucas - Angelina - SC	84022000/2748003	Estação convencional de chuva e vazão, resolução 24 h	791	39	03/06/2010
					40	05/09/2011
					41	13/10/2011
Guataparã Baixo	Rio das Antas - Anchieta - SC	74300000	Estação telemétrica de chuva e vazão, com resolução de 15 minutos.	813	42	29/06/2018
					43	21/08/2018
					44	26/09/2018
Ermo	Rio Itoupava - Ermo - SC	84949800	Estação telemétrica de chuva e vazão, com resolução de 1 hora.	856	45	02/08/2017
					46	07/06/2017
					47	24/07/2018

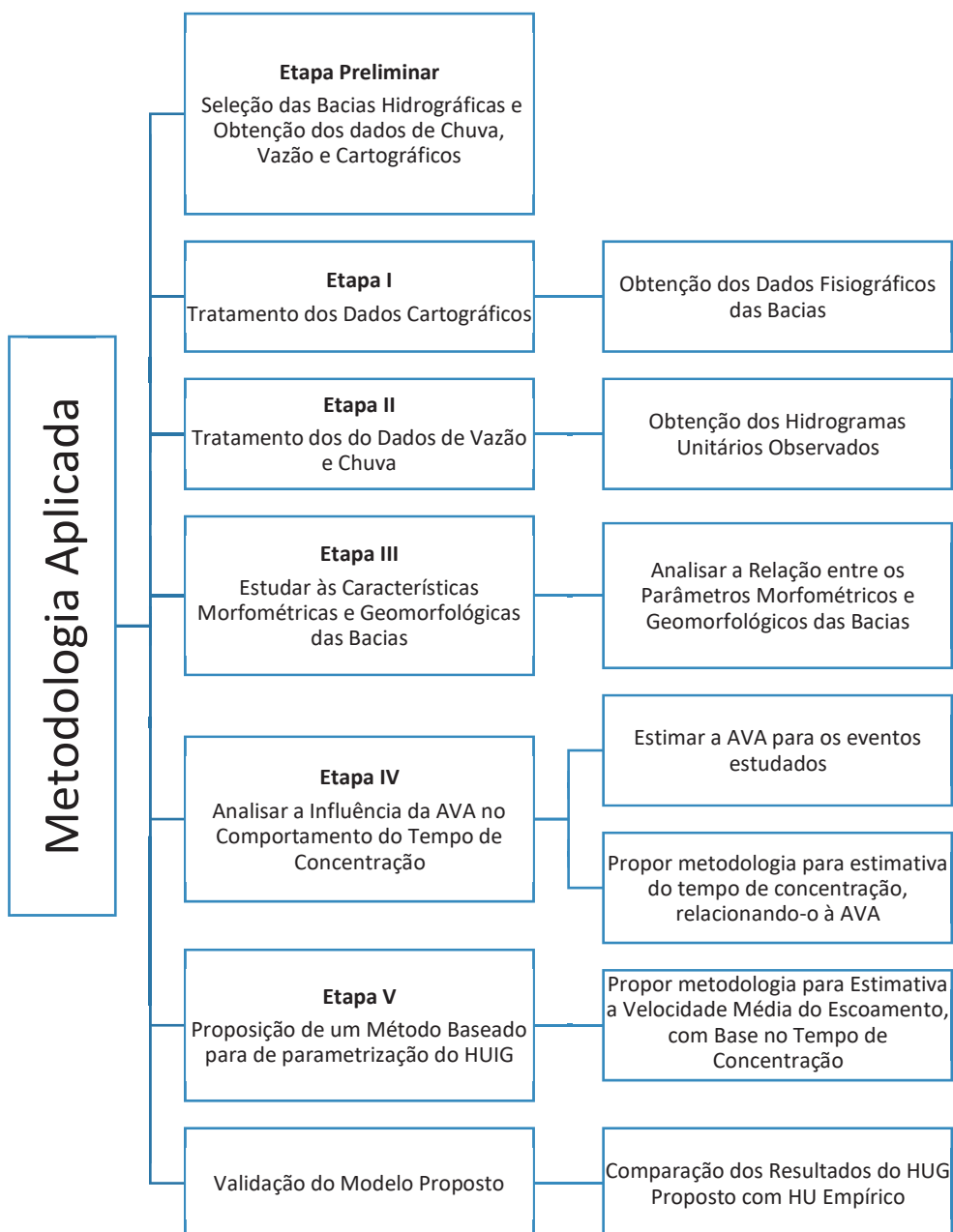
¹ KOBIYAMA *et al.* (2006).

Fonte: O Autor (2023).

3.2 PROCEDIMENTO METODOLÓGICO

A metodologia foi organizada segundo as etapas apresentadas no fluxograma da FIGURA 21.

FIGURA 21 – Sequência Metodológica Aplicada



Fonte: O Autor (2023).

3.2.1 Estudo Morfométrico e Geomorfológico

A primeira etapa metodológica consistiu no tratamento dos dados tipo “raster” em software de geoprocessamento, utilizando para a delimitação das sub-bacias a rotina “Archydro” e, para a obtenção das declividades, a ferramenta “Slope” do próprio software. Algumas informações complementares como: comprimento axial da bacia, desnível do rio de maior ordem e desnível máximo da bacia, foram obtidas do MDE do SIG Google Earth.

Com base nos dados cartográficos, realizou-se o delineamento e ordenamento dos rios e a delimitação das suas respectivas sub-bacias contribuintes, bem como a estimativa do comprimento dos rios, áreas de drenagem, uso do solo e declividades das sub-bacias, classificando as informações em cada sua ordem ω . O ordenamento dos rios seguiu o método proposto por Horton (1945), modificado por Strahler (1952, 1957 e 1964). Os resultados gráficos completos encontram-se no Apêndice A.

A massa de dados alfanuméricos obtida foi processada em softwares diversos, com o objetivo de estimar os parâmetros morfométricos listados, seguindo o referencial teórico apresentado no QUADRO 2.

- Densidade de Drenagem
- Densidade Hidrográfica
- Densidade de Confluência
- Coeficiente de Compacidade
- Fator de Forma
- Comprimento de escoamento superficial
- Declividade da Bacia
- Declividade Axial
- Coeficiente de Sinuosidade dos Cursos de Água
- Coeficiente de Rugosidade da Bacia Hidrográfica

Dessa forma, foram caracterizadas as 14 bacias hidrográficas, de acordo com os critérios propostos por Horton (1933 e 1945), Strahler (1952, 1964 e 1968), Miller (1953) e Schumm (1956) e utilizados por Kaliraj, Chandrasekar e Magesh (2015).

Na sequência, realizou-se uma análise de correlação entre os fatores morfométricos, com o intuito de identificar seus padrões de relação, com especial atenção ao parâmetro denominado coeficiente de rugosidade da bacia, pois possibilita a representação sintética da geometria espacial tridimensional da bacia hidrográfica.

O método utilizado para tanto foi o do Coeficiente de Spearman que, conforme Bauer (2007), é indicado para amostra onde a hipótese de normalidade bivariada não é confirmada, exigindo somente que as variáveis sejam medidas em escala ordinal. Para classificar os resultados utilizou-se os intervalos: $0 \leq \rho \leq 0,30$ – Correlação Fraca, $0,30 < \rho \leq 0,50$ – Correlação Moderada e $0,50 < \rho \leq 1,00$ – Correlação Forte.

A normalidade dos dados foi verificada pelo teste de Shapiro-Wilk, adotando $\alpha = 5\%$. O teste de Shapiro-Wilk é, aparentemente, o melhor teste de aderência à Normalidade, segundo Mesquita, Castelo Branco e Soares (2013). Shapiro-Wilk (1965) o desenvolveram e mostra que esse teste é eficiente para diferentes distribuições e tamanhos de amostras, quando comparado aos resultados de outros testes.

Com o intuito de contribuir na classificação da potencialidade de ocorrência de eventos extremos de vazões máximas em bacias hidrográficas, foram propostos dois novos parâmetros morfométricos denominados de indicador da declividade média da bacia e coeficiente de susceptibilidade de cheias nas bacias. Os dois métodos foram elaborados por meio da adaptação conceitual dos parâmetros bibliográficos e os resultados obtidos na análise de correlação.

Também se procedeu a estimação das razões geomorfológicas, Leis de Horton (1945), Strahler (1964) e Schumm (1956) denominados, respectivamente, por razão de bifurcação (R_B) e razão dos comprimentos (R_L); razão das áreas (R_A) e razão das declividades (R_S), representativas de cada bacia hidrográfica.

Para tanto, fez-se uso de dois métodos clássicos (**Método 1** e **Método 2**), descritos no subcapítulo 2.6, além de um terceiro método proposto neste estudo (**Método 3**) denominado Método das Razões Geomorfológicas Ajustadas (MRGA), para o qual foram utilizadas as mesmas ferramentas e métodos matemáticos aplicados no **Método 2**, no entanto, considerando no modelo de regressão a dispersão de todos os parâmetros fisiográficos de comprimento dos rios, área e declividade média de cada sub-bacia de ordem ω , possibilitando a incorporação da dispersão dos dados na estimativa dos fatores de progressão geométrica. Em ambos

os **Métodos 2 e 3**, o ajuste das razões de progressão geométrica foi realizada por regressão não linear potencial.

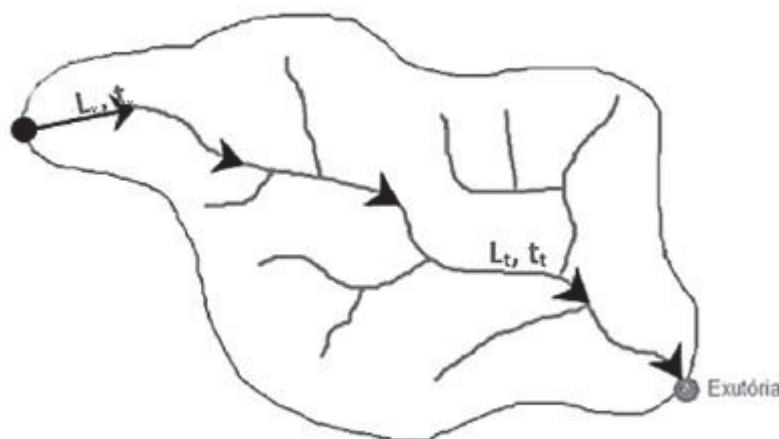
A análise de incerteza pautou-se na amplitude do intervalo de confiança de 95% em relação à média e desvio padrão do estimador.

3.2.2 Método Proposto para Estimar o Tempo de Concentração

Na sequência, apresentam-se os conceitos teóricos e formulações utilizadas no método proposto para estimação do tempo de contração das bacias com predominância rural, bem como os critérios utilizados na validação experimental do método.

À luz do conceito de tempo de contração (t_c), a FIGURA 22 representa a trajetória a ser percorrida por uma gota de chuva que incide sobre o ponto mais desfavorável da área de drenagem da bacia hidrográfica até atingir a sua exutória. E, considerando a possibilidade de representar este escoamento pela teoria da Onda Cinemática de Henderson e Wooding (1964) (equação 44), o fenômeno foi convenientemente dividido em dois percursos, de acordo com seus diferentes comportamentos hidráulicos (escoamento distribuído nas vertentes e escoamento concentrado nos canais).

FIGURA 22 – Trajetórias do Escoamento Consideradas



Fonte: O Autor (2023).

Portanto, o tempo de viagem da gota de chuva efetiva pode ser separado também em dois intervalos distintos. (RAVAZZANI *et al.*, 2019).

A estimativa do tempo de concentração pode então ser representada pela soma dos tempos de percurso sobre as vertentes (L_v) e dentro da calha dos canais (L_t), conforme a Equação (55).

$$t_c = t_v + t_t \quad (55)$$

Onde: t_c = tempo de concentração (h); t_v = tempo de percurso nas vertentes (h); t_t = tempo de percurso nos canais (h).

Conforme estabelece o mecanismo de geração de escoamento dunniano, somente uma porção parcial da bacia hidrográfica contribui para o escoamento direto, estando a área de contribuição geralmente localizada nas proximidades dos canais e nas porções topograficamente mais baixas da bacia hidrográfica. Considerando também o conceito de largura geomorfológica (RINALDO *ET AL.*, 1995), aplicado à bacia, pode-se propor o modelo físico conceitual apresentado na FIGURA 23, para representar o fenômeno. A estrutura geométrica proposta para estimação das distâncias médias dos percursos do escoamento direto, é baseada nas seguintes hipóteses:

I - Área parcial de drenagem (APD) - representa a soma da área parcial de contribuição (APC) com área impermeável de contribuição (AIC) da bacia;

II - Para um dado evento de precipitação efetiva e condições hidrológicas antecedentes, a APD é considerada constante e representa a área de drenagem parcial média do evento hidrológico;

III - Sobre a APD a precipitação efetiva é igual a precipitação total;

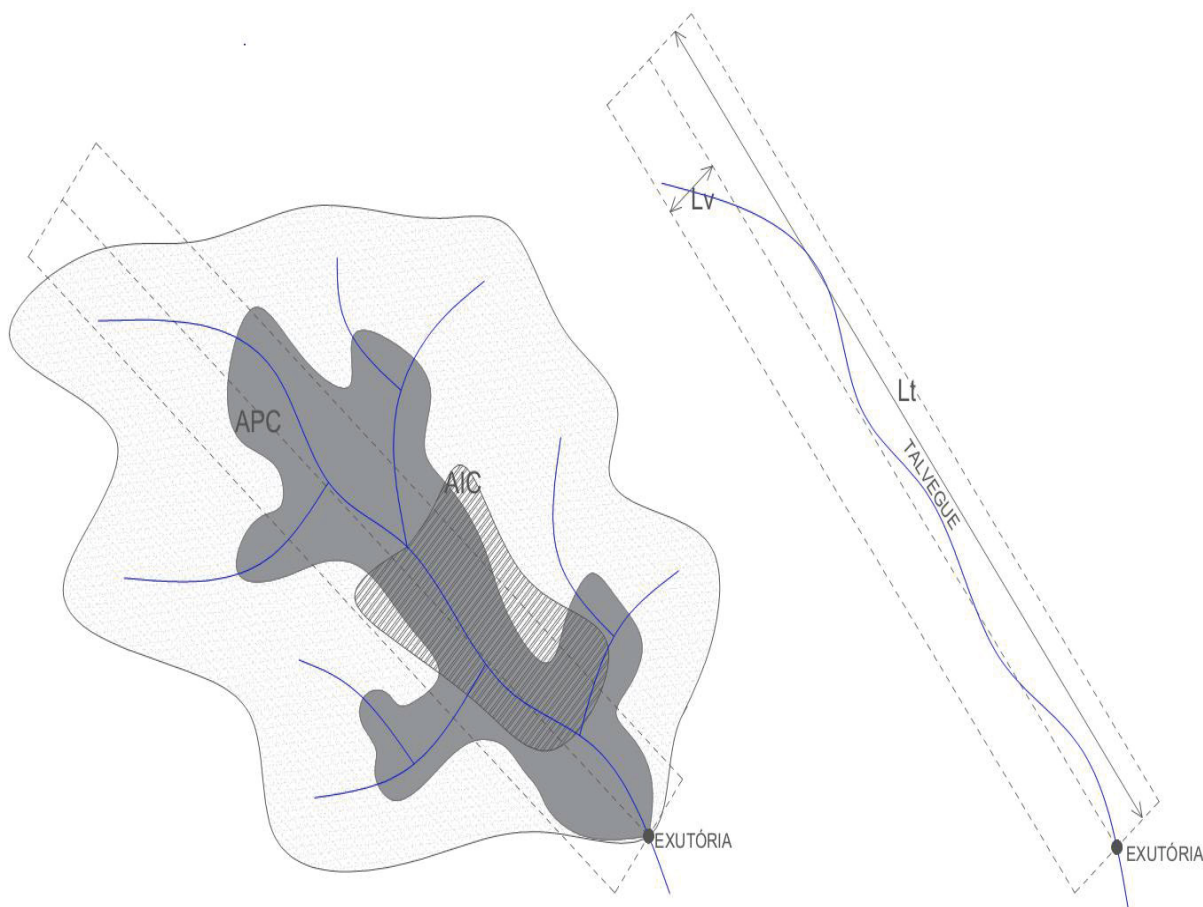
IV - Fora da APD a precipitação efetiva é igual a zero, isto é, toda a precipitação infiltra sem dar origem a escoamento superficial direto.

Dessa forma, a região geradora de escoamento direto (APD) pode ser estimada conforme proposto originalmente por Dickinson e Whiteley (1970) e representada pela equação (7):

$$APD = C.A = \frac{1000.A^2P}{V_{ESD}} \quad (56)$$

Onde: APD – é a área de drenagem parcial média para as condições hidrológicas anteriores da bacia hidrográfica e para o evento de precipitação ocorrido (km²); A - é a área da bacia hidrográfica (km²); V_{ESD} - é o volume do escoamento direto do evento (m³); e P - é a precipitação total do evento (mm).

FIGURA 23 – Esquema Geral da Trajetória do Escoamento Direto na Superfície e Talvegue Principal da Bacia Hidrográfica



Fonte: O Autor (2023).

Já a distância média de percurso nas vertentes em função da APD e L_t , pode ser estimada pela equação (57):

$$L_v = \frac{1}{2} \frac{APD}{L_t} = \frac{A.C}{2L_t} \quad (57)$$

De modo geral, o tempo de deslocamento da precipitação efetiva na bacia hidrográfica, através de suas vertentes e canais, é função da distância percorrida e da

velocidade de seu escoamento superficial. A velocidade, por sua vez, está relacionada à vazão do escoamento superficial, à geometria da vertente e do canal e à resistência imposta ao escoamento.

Considerando o escoamento superficial nas vertentes em regime de escoamento uniforme com ($R_h = y_v$) e laminar, essa hipótese é válida para as porções mais altas das bacias hidrográficas (cabeceiras), onde se dá o início do escoamento superficial, bem como em vertentes vegetadas (gramas), nos casos em que lâmina d'água é suficientemente pequena e praticamente igual a camada limite do escoamento. A altura da lâmina d'água nas vertentes, para o caso de escoamento laminar, pode ser representada pela equação de Darcy-Weisbach, associada à equação da continuidade, conforme proposto por Chow, Maidment e Mays (1988) na Equação (58).

$$y_v = \left(\frac{f \cdot q_v^2}{8g \cdot S_b} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (58)$$

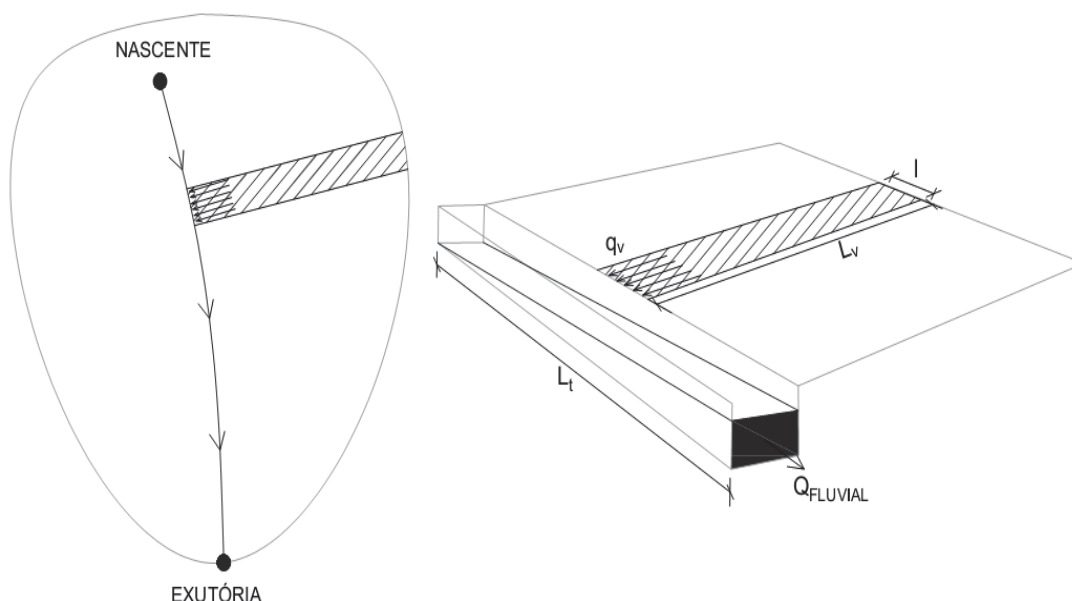
Onde: y_v – altura da lâmina d'água na vertente, (m); S_b - declividade da vertente, suporta igual a declividade média da bacia (m/m); q_v - vazão específica de escoamento na vertente ($m^3/s/m$); g - aceleração gravitacional, considerada 9,81 (m/s^2) f - fator de resistência do escoamento (adimensional).

O coeficiente de resistência do escoamento para regime laminar proposto por Chow e Yen (1976) apud CHOW et al (1988) é representado pela equação (59), estando relacionado com a intensidade do evento de precipitação, bem como com a própria vazão específica do escoamento direto nas vertentes.

$$f = \frac{C_L}{Re} = \frac{96 + 29,6 \cdot i^{0,40}}{\frac{4 \cdot q_v}{v}} \quad (59)$$

A FIGURA 24 ilustra o modelo de escoamento superficial utilizado para representar o fenômeno do escoamento nas vertentes impermeáveis e saturadas.

FIGURA 24 – Representação Geométrica do Escoamento Direto nas Vertentes



q_v – vazão específica escoamento direto ($m^3/s/m$); l – largura da faixa de contribuição (m); L_v – comprimento da vertente de contribuição da bacia hidrográfica (m); L_t – comprimento do rio (m); $Q_{FLUVIAL}$ – deflúvio total (Escoamento Fluvial).

Fonte: Adaptada de Chow; Maidment; Mays (1988).

Para a estimação da vazão específica do escoamento pelas vertentes saturadas ou impermeáveis da ADP por metro de largura de escoamento, propõe-se a utilização do método racional, apresentado na equação (60), onde o coeficiente de escoamento superficial igual a 1,0. Cabe resgatar que esta consideração é válida para a ADP, pois esta representa a área da bacia onde o escoamento dá-se pela saturação ou impermeabilidade do solo.

$$q_v = \frac{i \cdot L_v}{3600} \quad (60)$$

Onde: q_v - vazão específica de escoamento nas vertentes saturadas e impermeáveis ($m^3/s/m$); i - intensidade do evento de precipitação (mm/h); L_s - comprimento da vertente até atingir o curso d'água (km).

Analisando as variáveis envolvidas, percebe-se que há um acréscimo da velocidade com o aumento da vazão específica nas vertentes. Baseado nisso e, com o intuito de representar o comportamento médio para o escoamento ao longo das vertentes, propõe-se que a velocidade média do escoamento superficial nas vertentes seja estimada através da equação (61).

$$V_{ms} = \frac{\int \frac{q_v}{y_v} dA}{\int dA} \quad (61)$$

Onde: dA - derivada da área parcial de drenagem (km^2); y_v = altura da lâmina d'água (m); q_v = vazão específica de escoamento superficial ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$).

Considerou-se regime permanente e intensidade a média da chuva do evento. Supondo a aplicação do método na solução de problemas práticos de engenharia, a intensidade média poderia ser substituída pela intensidade da chuva de projeto.

Sendo assim, a velocidade média em uma faixa da vertente da APD com largura igual a 1 m, ($dA = dL$), é representada pela equação (62), considerando a declividade igual a declividade média da bacia e a viscosidade cinemática da água igual a $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.

$$V_{mv} = 6,25 \cdot \frac{i^{0,67} S_b^{0,33} L_v^{0,67}}{(96 + 29,6 \cdot i^{0,40})^{0,33}} \quad (62)$$

E, o tempo médio de viagem da precipitação efetiva nas vertentes da APD pode ser estimada pela Equação (63):

$$t_v = \frac{L_v}{V_{mv}} = 0,16 \cdot \frac{L_v^{0,33} (96 + 29,6 \cdot i^{0,40})^{0,33}}{i^{0,67} S_b^{0,33}} \quad (63)$$

Onde: V_{mv} - velocidade média ao longo da vertente (km/h); t_v - tempo médio de percurso do escoamento superficial direto nas vertentes saturadas e impermeáveis da bacia (h). i - intensidade do evento de precipitação (mm/h); L_v - comprimento médio da vertente até atingir o curso d'água (km); S_b - declividade média da bacia (m/m).

De modo similar, ao atingir o canal, o escoamento direto inicia uma trajetória rumo a exutória. Por tanto, a segunda parcela do tempo de percurso da precipitação efetiva se dá no canal principal da bacia hidrográfica, onde o regime hidráulico pode ser considerado turbulento. Isso, é uma hipótese plausível, tendo em vista que neste momento a vazão fluvial é composta pelo escoamento básico adicionada do escoamento direto, isto é, a velocidade do escoamento geralmente é elevada.

Chow, Maidment e Mays (1988) recomendam a equação (64) para estimar a altura da lâmina d'água no canal, sendo a resistência ao escoamento função do coeficiente de rugosidade de Manning.

$$y_t = \left(\frac{n \cdot q_t}{S_t^{\frac{1}{2}}} \right)^{\frac{3}{5}} \quad (64)$$

Onde: y_t - altura da lâmina d'água, (m); S_t - declividade média do talvegue principal ou mais desfavorável (m/m); q_t - vazão específica de escoamento superficial ($m^3/s/m$); n - coeficiente de rugosidade de Manning equivalente ($s/m^{1/3}$).

O coeficiente de rugosidade de Manning, pode ser ajustado através de calibragem com dados medidos ou estimado indiretamente com base nas características físicas do canal. Este coeficiente deve representar o valor de todo o perfil do talvegue.

A variação da altura da lâmina d'água está relacionada à geometria da seção transversal do escoamento e à vazão fluvial.

Outros aspectos importantes serem considerados com relação ao comportamento da variação temporal e espacial da velocidade média do escoamento superficial no talvegue, como:

I - Em uma seção qualquer e fixa do canal, a velocidade média aumenta com a ascensão da onda de cheia e decresce durante a recessão;

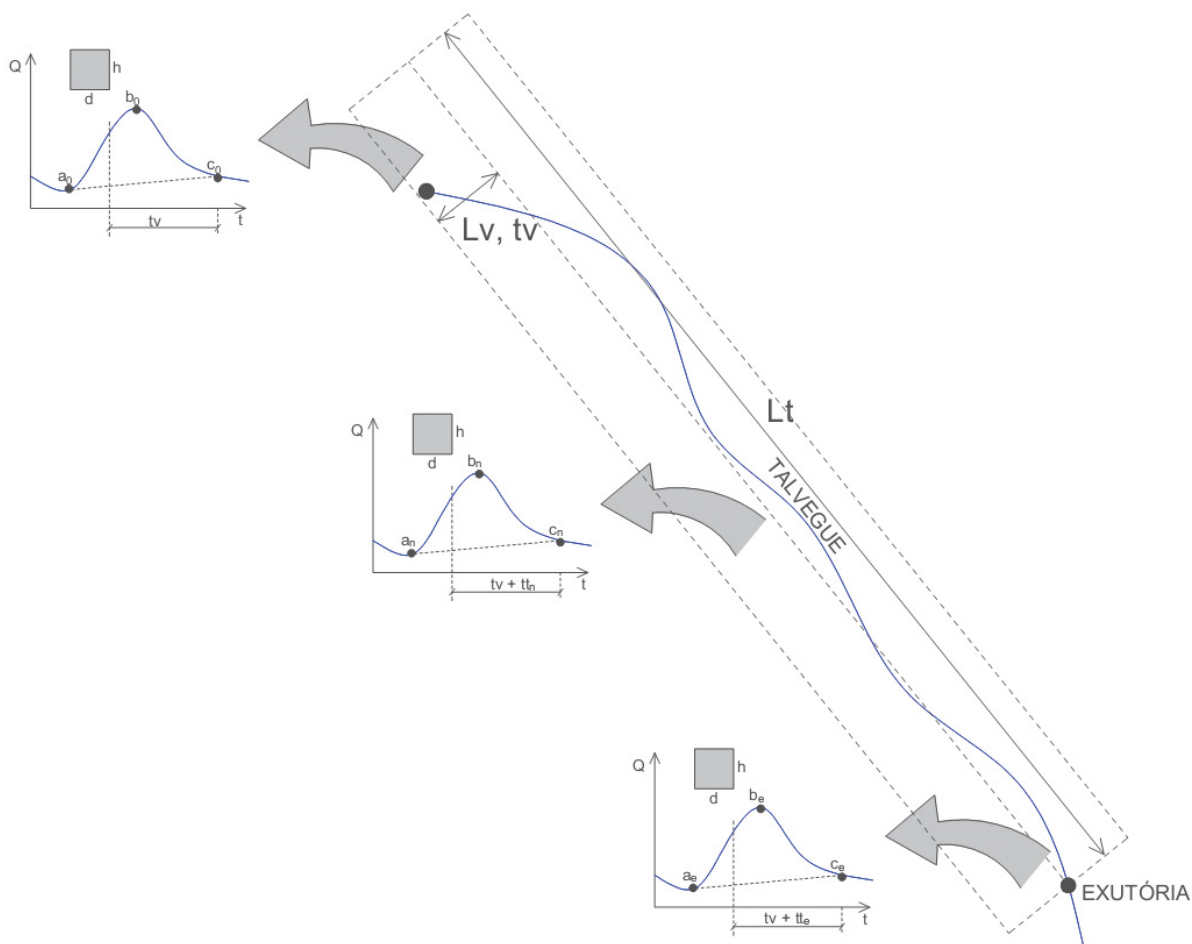
II – A variação temporal descrita em I também é observada nas seções ao longo da trajetória percorrida pelo escoamento fluvial no canal;

III – O término da precipitação representa o início do registro do tempo de concentração, bem como o fim da geração de escoamento superficial nas cabeceiras da ADP;

IV - Baseado em III, pode-se afirmar que, quando a contribuição do final do escoamento superficial das vertentes atinge à seção mais a montante do canal principal da bacia, o hidrograma de escoamento fluvial encontra-se no instante, que marca o início do escoamento básico no canal (Ponto C da FIGURA 6).

Dessa forma, percebe-se que a vazão característica para a adequada estimativa do escoamento, em cada seção do canal principal, é a vazão do final do hidrograma de escoamento direto (Q_c), conforme ilustrado na FIGURA 25, sendo válida novamente a premissa de escoamento permanente.

FIGURA 25 – Conceito Relacionado a Estimativa da Vazão do Final do Hidrograma de Escoamento Direto da Seção



Fonte: O Autor (2023).

Constata-se que, de forma indireta, a vazão no canal (Q_c) está relacionada às condições de armazenamento da bacia, bem como às próprias características do evento. Do ponto de vista prático, este valor pode ser estimado, seja pela análise das séries históricas da vazão, seja por meio de técnicas de regionalização. Por fim, isso permite concluir que a disponibilidade hídrica da bacia também é um dos fatores intervenientes no tempo de concentração das bacias hidrográficas.

Portanto, a vazão específica de escoamento fluvial pode ser obtida normalizando a vazão Q_c da seção em relação à área de drenagem e à largura do canal (B), que varia com a área de drenagem, apresentado na equação (65):

$$q_t = \frac{Q_c}{A \cdot B} = \frac{q_e}{B} \quad (65)$$

Onde: q_t - vazão específica de escoamento básico por unidade de área de drenagem ($m^3/s/m/km^2$); Q_c - vazão de escoamento fluvial de início da curva de recessão (m^3/s); q_e - vazão de escoamento fluvial, no início da recessão, por unidade de drenagem da bacia ($m^3/s/km^2$); A - Área de Drenagem da Bacia Hidrográfica (km^2); B - Largura do canal em condições de escoamento básico (m).

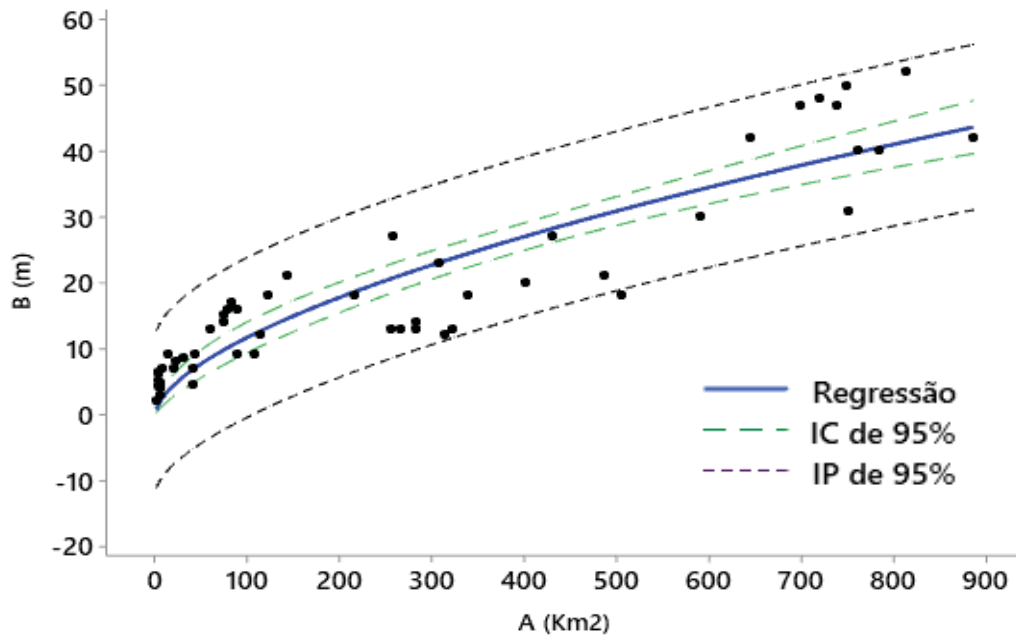
A largura média do canal é convenientemente estimada através da regressão não linear explicada por uma equação potencial com a área de drenagem da seção, conforme a FIGURA 26: $B = 0,728 \cdot A^{0,60}$ ($R^2=87\%$) (equação 66), com A em km^2 . A relação de largura e a área da bacia foram obtidas por meio da análise das imagens de satélite e sensoriamento remoto das bacias estudadas.

Para definição da área molhada da seção, considerou-se uma inclinação das margens de 1:2.

Analogamente ao procedimento proposto para a velocidade média do escoamento direto nas vertentes, propõe-se a equação (66) para a estimativa da velocidade média ao longo do canal principal, considerando o escoamento turbulento.

$$V_{mt} = \frac{\int \frac{q_t}{y_t} dA}{\int dA} \quad (66)$$

FIGURA 26 – Correlação da Área de Drenagem e a Largura Média do Leito do Canal



Fonte: O Autor (2023).

Dessa forma, a velocidade média e o tempo de percurso do escoamento superficial no canal principal, acompanhando o deslocamento de translação do fim do escoamento direto no ramo de recessão do hidrograma fluvial, podem ser representadas pelas equações (67) e (68).

$$V_{mt} = 3,0 \cdot \frac{q_e^{0,40} S_t^{0,30} A^{0,204}}{n^{0,60} \left(0,728 + 4,84 \frac{n^{0,60}}{S_t^{0,30}} q_e^{0,60} \right)} \quad (67)$$

$$t_t = \frac{L_t}{V_{mt}} = 0,33 \cdot \frac{L_t n^{0,60} \left(0,728 + 4,84 \frac{n^{0,60}}{S_t^{0,30}} q_e^{0,60} \right)}{q_e^{0,40} S_t^{0,30} A^{0,204}} \quad (68)$$

Onde: V_{mv} - velocidade média ao longo da vertente (km/h); t_t - tempo médio de percurso do escoamento fluvial de início de recesso no talvegue (h); q_e - vazão de escoamento fluvial, no início da recessão, por unidade de drenagem da bacia ($m^3/s/km^2$); n - coeficiente de rugosidade médio para o percurso ($s/m^{1/3}$); A - área da bacia (km^2); L_t - comprimento total do talvegue principal ou mais desfavorável (km); S_t - declividade média do canal principal (m/m).

Por fim, o tempo de concentração, considerando as condições hidráulicas e hidrológicas da bacia e do próprio evento, pode ser estimado segundo a equação (69). Nesta equação, no caso de bacias sem observações, S_b , S_t , L_t que podem ser obtidos de dados cartográficos ou de sensoriamento remoto. Já Q_t e i podem ser obtidos por relações empíricas e regionalizações. O parâmetro mais difícil definir é o valor de n , sendo este a maior fonte de incerteza do método proposto.

$$t_c = 0,16 \cdot \frac{1}{i^{0,67}} \cdot \left(\frac{(96 + 29,6 \cdot i^{0,40})}{S_b} \right)^{0,33} \cdot \left(\frac{A \cdot C}{2L_t} \right)^{0,33} + 0,33 \cdot \frac{1}{q_e^{0,40}} \cdot \frac{n^{0,60} \left(0,728 + 4,84 \frac{n^{0,60}}{S_t^{0,30}} q_e^{0,60} \right)}{S_t^{0,30}} \cdot \frac{L_t}{A^{0,204}} \quad (69)$$

Onde: t_c - tempo de concentração da Bacia hidrográfica (h); e, demais parâmetros já apresentados.

Como se pode observar, as razões $E_v = \frac{1}{i}$ e $E_t = \frac{1}{q_e}$ representam o comportamento do escoamento superficial na bacia nos trechos na vertente e no talvegue, sendo o tempo de concentração inversamente proporcional a este. Já as razões $R_v = \frac{(96+29,6 \cdot i^{0,40})}{S_b}$ e $R_t = \frac{n^{0,60} \left(0,728 + 4,84 \frac{n^{0,60}}{S_t^{0,30}} q_e^{0,60} \right)}{S_t^{0,30}}$ representam, respectivamente, a relação de condição de drenagem hidráulica do escoamento pela superfície da bacia e pelo canal principal da bacia hidrográfica e, por fim, $K_v = \frac{A \cdot C}{2L_t}$ e $K_t = \frac{L_t}{A^{0,204}}$ que representam a geometria da bacia.

3.2.2.1 Análise do Método Proposto para o Tempo de Concentração

O método proposto para a estimação do tempo de concentração (equação 69) foi comparado com 47 eventos observados nas bacias hidrográficas, que contemplaram chuvas de intensidade média de até 26 mm/h e coeficientes de escoamento superficial de até 0,95, listados e caracterizados no QUADRO 5.

QUADRO 5 – Bacias e os Eventos Hidrológicos Observados

Bacia Analisada	A (Km ²)	L _t (km)	S _b (m/m)	S _t (m/m)	n (-)	Eventos Analisados	Vazões Hidrograma			C (-)	APD km ²	L _v (km)	i (mm/h)
							Q _a	Q _b	Q _c				
							m ³ /s	m ³ /s	m ³ /s				
UFSC ¹	4,3	3,1	0,236	0,121	0,102	1	1,5	4,5	2,4	0,21	0,9	0,08	11,2
						2	1,4	6,9	2,2	0,13	0,6	0,09	16,6
						3	2,0	10,1	3,2	0,14	0,6	0,10	59,2
						4	1,4	8,1	2,3	0,12	0,5	0,08	34,6
Piteu	39	13,9	0,180	0,027	0,055	5	0,2	0,7	0,2	0,05	1,9	0,07	1,2
						6	0,2	2,9	0,2	0,13	5,2	0,19	1,1
						7	0,3	0,7	0,3	0,10	4,1	0,15	0,6
						8	0,2	0,5	0,2	0,09	3,4	0,12	1,8
Itariri	73	9,2	0,329	0,091	0,174	9	1,0	5,8	2,0	0,12	8,8	0,48	0,9
						10	0,4	8,7	1,5	0,25	18,4	1,00	0,5
						11	1,6	14,0	2,5	0,42	30,3	1,65	1,0
Vargem Grande	89	20,1	0,080	0,008	0,055	12	0,9	2,3	1,2	0,16	14,0	0,35	0,4
						13	0,9	4,6	1,1	0,10	9,2	0,23	0,4
						14	2,7	2,4	1,8	0,19	17,0	0,42	0,6
Parque Tingui	107	18,4	0,128	0,004	0,017	15	1,5	42,3	2,5	0,13	13,7	0,37	2,5
						16	2,1	20,5	5,7	0,44	47,4	1,29	3,0
						17	1,6	70,7	2,7	0,74	79,3	2,15	1,2
						18	1,8	78,6	4,3	0,58	62,3	1,69	3,2
CGH Caju	113	13,4	0,135	0,021	0,026	19	2,0	7,9	2,7	0,07	7,4	0,30	3,8
						20	1,0	6,5	1,5	0,06	6,9	0,26	3,8
						21	0,7	9,9	2,0	0,20	23,1	0,86	1,2
Salto das Flores	256	40,7	0,132	0,004	0,230	22	29,3	63,0	32,3	0,48	121,6	1,49	3,0
						23	11,7	26,1	51,6	0,20	50,2	0,62	4,9
						24	12,1	51,8	31,4	0,27	70,2	0,86	3,4
Mirim Doce	281	31,3	0,247	0,015	0,068	25	0,7	17,4	6,0	0,07	20,8	0,33	4,0
						26	1,8	23,7	7,1	0,22	60,5	0,99	6,8
						27	1,0	33,8	7,6	0,25	70,3	1,12	1,9
PCH José Barasuol	505	31,2	0,070	0,002	0,095	28	9,1	155,8	15,1	0,45	226,5	3,64	4,0
						29	14,3	142,2	25,6	0,25	127,5	2,05	5,8
						30	14,5	51,4	20,1	0,13	63,7	1,02	6,5
PCH Fazenda Velha	561	37,0	0,038	0,002	0,048	31	4,0	14,9	7,3	0,15	85,6	1,16	4,0
						32	12,8	48,1	12,3	0,67	374,7	5,06	1,2
						33	10,9	13,5	7,4	0,22	123,4	1,67	0,7
Itapocu	762	40,6	0,240	0,012	0,016	34	17,5	101,2	47,7	0,06	42,4	0,52	13,0
						35	22,6	200,0	59,6	0,02	18,6	0,23	26,0
						36	15,9	118,3	50,7	0,04	32,8	0,40	15,5
						37	20,8	155,7	93,2	0,05	40,0	0,49	13,5
						38	30,2	386,2	182,8	0,11	46,7	0,99	29,0
PCH Angelina	791	37,8	0,247	0,014	0,334	39	24,7	184,9	31,3	0,26	207,1	2,74	1,4
						40	32,9	499,3	52,0	0,45	351,8	4,65	3,2
						41	19,4	53,2	21,8	0,18	139,6	1,85	0,7
Guatapar Baixo	813	40,9	0,211	0,002	0,031	42	47,8	218,9	102,4	0,59	483,2	9,53	3,3
						43	9,8	97,3	13,8	0,90	730,7	1,07	2,5
						44	12,4	213,3	15,3	0,96	777,4	3,75	4,5
Ermo	856	43,4	0,329	0,015	0,090	45	1,0	130,0	10,5	0,47	404,6	4,67	3,8
						46	70,5	362,5	52,8	0,38	322,6	3,72	5,7
						47	5,4	388,8	27,3	0,47	403,1	4,65	2,0

¹Kobiyama et al. (2006)

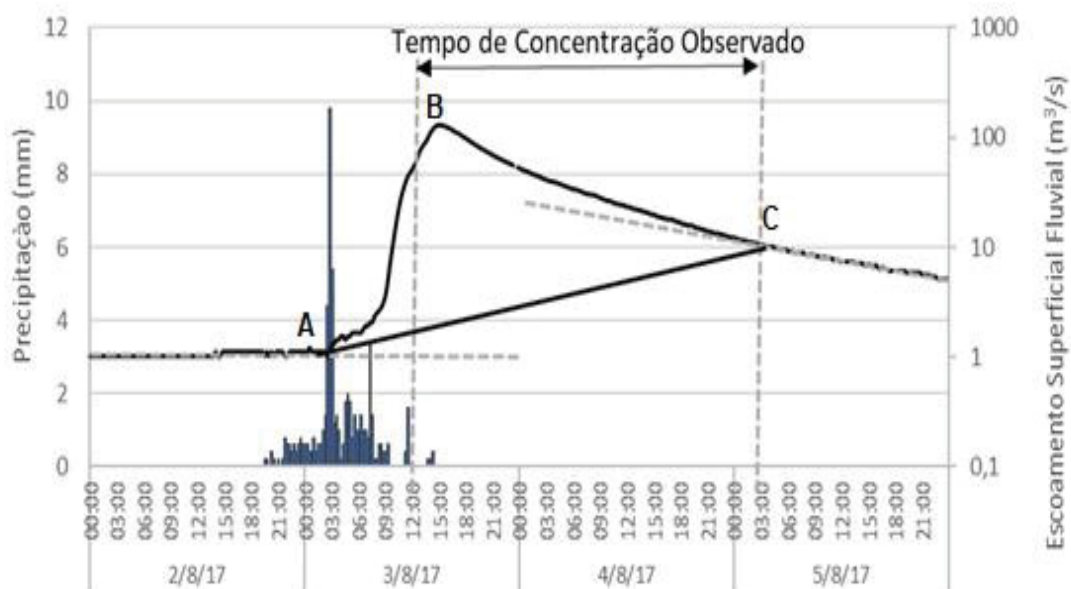
Fonte: O Autor (2023).

Onde: C – Coeficiente de escoamento superficial (adimensional); i – intensidade do evento de precipitação (mm/h); L_v – comprimento médio da vertente até atingir o curso d'água (km); S_b – declividade média da bacia (m/m); n – coeficiente de rugosidade médio para o percurso ($m^{1/3}/s$); A – área da bacia (km^2); L_t – comprimento total do talvegue principal ou mais desfavorável (km); S_t – declividade média do canal principal (m/m).

A separação do hidrograma de escoamento direto e a estimação do tempo de concentração observado seguiram método apresentado na FIGURA 27, considerando:

- Ponto (A) - o início do escoamento direto, definido como o primeiro ponto do hidrograma fluvial observado, que antecede a elevação da vazão fluvial na exutória, associado a um evento de precipitação;
- Ponto (C) - o fim do escoamento direto, marcado pelo início do comportamento linear da curva do hidrograma de escoamento fluvial, consecutivamente ao evento estudado, analisando as vazões em escala logarítmica;
- Ponto (B) - pico de escoamento direto, caracterizado pelo ponto de maior vazão entre (A) e (C).

FIGURA 27 – Definição do Tempo de Concentração Observado



Fonte: O Autor (2023).

O presente método de separação foi executado analiticamente, através de um algoritmo de filtragem matemática, baseado no coeficiente de depleção da curva de recessão do escoamento básico, conforme o descrito pela equação (70).

$$k = \frac{\ln Q_t - \ln Q_{t-1}}{\Delta t} \quad (70)$$

Onde: k – Coeficiente de depleção da curva de recessão do intervalo (adimensional); Q_t – Vazão observada no instante t (m^3/s); Q_{t-1} – Vazão observada no instante $t-1$ (m^3/s); Δt – Valor do intervalo de tempo entre as medições (t).

A calibração do coeficiente de depleção da bacia baseou-se no período de estiagem mais longo, sendo definido por meio das médias e desvio padrão dos resultados no intervalo. O método consistiu na identificação de perturbações significativas, sendo considerado inicialmente a lógica apresentada na equação (71):

$$\text{Se, } k_{med} - \alpha\sigma \leq k \leq k_{med} + \alpha\sigma, \text{ Escoamento Básico} \quad (71)$$

Caso Contrário, Escoamento Direto

Onde: k_{med} – Média do coeficiente de depleção de longo tempo de recessão (Adimensional); σ – Desvio Padrão do coeficiente de depleção de longo tempo de recessão (Adimensional); α – Nível de dispersão considerado no filtro (Adimensional), sendo correspondente ao nível de confiança de 95%.

Mesmo com a aplicação do filtro, devido à qualidade dos dados, identificou-se a necessidade de ajustes durante a análise gráfica dos resultados, através do método de linearização do logaritmo das vazões, conforme ilustrado na FIGURA 27.

O tempo de concentração observado nos eventos foi estimado, considerando-se o tempo decorrido desde o final da precipitação efetiva até o final do escoamento superficial direto registrado no hidrograma de escoamento fluvial (Ponto C).

Para as estações cuja resolução dos dados é de 1 dia, considerou-se para determinação do tempo de concentração a metodologia apresentada na equação (72).

$$t_c = (n - 1).24 + 12 \quad (72)$$

Onde: t_c – tempo de concentração em (h); n - número de intervalo de dias entre o fim da precipitação efetiva e o fim do escoamento superficial direto ($s/m^{1/3}$).

Para cada evento estudado, realizou-se a determinação da altura e intensidade pluviométrica total, volume de escoamento superficial direto, volume precipitado e coeficiente de escoamento superficial.

Os valores dos coeficientes de rugosidade de Manning médios foram calibrados para cada bacia estudada, de modo que o erro médio relativo do tempo de concentração, estimado pela equação (73), fosse igual a zero, utilizando-se o coeficiente de rugosidade de Manning médio para todos os eventos estudados na bacia. Os valores encontrados na calibração foram comparados aos coeficientes de rugosidade publicados em referências bibliográficas disponíveis (e.g. Porto, 2006).

Os resultados observados para o tempo de concentração foram comparados com as estimativas realizadas pela equação (69), bem como pelas equações de Kirpich (1940) (Empírico I), Yen e Chow (1983) (Empírico II), McCuen, Wong e Rawls (1984) (Empírico III) e Simas-Hawkins (1996) (Empírico IV), conforme QUADRO 3, sendo estimado o erro individual (EI), calculado pela equação (73).

$$EI (\%) = 100. \left(\frac{t_{cc} - t_{co}}{t_{co}} \right) \quad (73)$$

Onde: t_{cc} = tempo de concentração calculado (h); t_{co} = o tempo de concentração observado (h);

Dessa forma, o EM (%) é a média dos erros individuais, obtidos em cada método de comparação estudado.

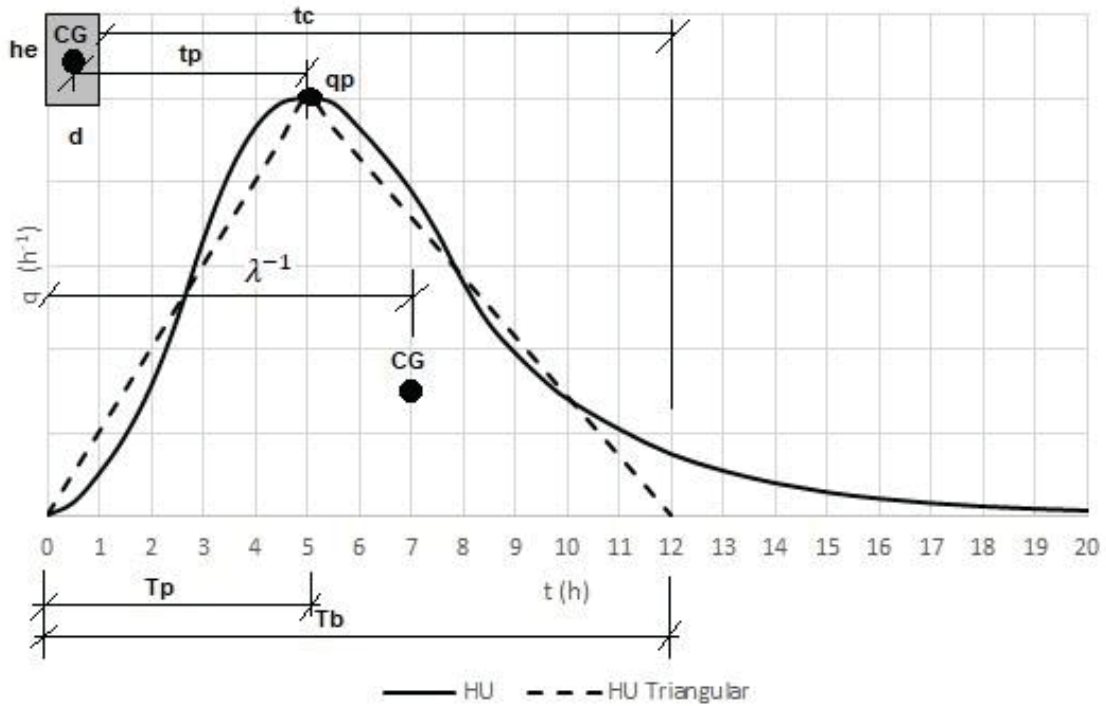
3.2.3 Método Proposto Para Estimar a Velocidade Média do HUIG

O método proposto para estimação da velocidade média do escoamento direto considerou o conceito do HUIG e do tempo de concentração da bacia hidrográfica.

Conforme apresentado na FIGURA 27, é possível estabelecer relações entre os elementos temporais do HU de forma triangular, com especial destaque ao tempo

de concentração (t_c) da bacia hidrográfica, adequado às características hidrológicas da bacia e do evento hidrológico.

FIGURA 28 – Parâmetros do HU Triangular



Fonte: O Autor (2023).

Os parâmetros temporais do HU triangular podem ser representados conforme as equações (74) e (75).

$$T_p = t_p + \frac{d}{2} \quad (74)$$

$$T_b = t_c + d \quad (75)$$

Considerando que o HUIG também pode ser representado por um HUI triangular e que para ambos os casos $d \rightarrow 0$, o tempo médio de permanência do escoamento direto (λ^{-1}) é igual ao centroide do HUIG triangular, que resulta na equação (76).

$$\lambda^{-1} = \frac{\bar{L}}{3,6v} = \frac{1}{3}(t_p + t_c) \quad (76)$$

Onde: $\lambda - 1$ - representa o tempo médio de permanência do escoamento direto na bacia (h); T_p - tempo desde o início do escoamento direto até o pico do hidrograma unitário (h); T_b - tempo de base do hidrograma unitário (h); t_p - tempo do centroide da precipitação efetiva até o pico do hidrograma unitário (h). t_c - tempo de concentração da bacia para o evento hidrológico (h); v - velocidade média do escoamento superficial direto (m/s); $\bar{L}$ - a distância média percorrida pelo escoamento direto considerando todos os canais da bacia hidrográfica (km).

Logo, a equação (31) proposta por Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) e adaptada para compatibilizar as unidades de medida é apresentada na equação (77). Ela representa a menor distância percorrida pelo escoamento direto na bacia, partindo do centro geomorfológico da bacia hidrográfica até sua exutória.

$$F = t_p v = 1,584 L_\Omega \left(\frac{R_B}{R_A} \right)^{0,55} R_L^{1,62} R_L^{-0,38} \quad (77)$$

Onde: L_Ω - é o comprimento do canal de maior ordem da bacia (km); R_B - é razão de bifurcação dos canais (adimensional); R_L - é a razão de comprimento dos canais (adimensional); R_A - é a razão de área dos canais (adimensional); F - distância do centro geomorfológico da bacia (km).

Logo, substituindo na equação (77) na equação (76), pode-se propor para estimação da velocidade média do escoamento direto do HUIG a equação (79).

$$\frac{3\bar{L}}{3,6v} = \left(\frac{F}{3,6v} + t_c \right) \quad (78)$$

$$v = 0,28 \frac{(3\bar{L} - F)}{t_c} \quad (79)$$

Onde: v - velocidade média do escoamento superficial direto (m/s); t_c - tempo de concentração da bacia para o evento hidrológico (h); $\bar{L}$ - a distância média percorrida pelo escoamento direto considerando todos os canais da bacia hidrográfica (km). F - abscissa do centro geomorfológico da bacia (km).

A distância média percorrida pelo escoamento direto, considerando todos os canais da bacia hidrográfica pode ser estimada pela equação (80).

$$\bar{L} = \frac{L_{\Omega}}{R_L^{(\Omega-1)}} \frac{(1-R_L^{\Omega})}{(1-R_L)} \quad (80)$$

Onde: L_{Ω} - é o comprimento do canal de maior ordem da bacia (km); R_L - é a razão de comprimento dos canais (adimensional); Ω - Ordem de classificação da bacia hidrográfica (adimensional).

Quando $F \cong \bar{L}$, o tempo de médio de permanência no escoamento direto na bacia hidrográfica é aproximadamente igual à metade do tempo de base da bacia hidrográfica ($\lambda^{-1} = \frac{t_c}{2}$) e o hidrograma seria bem representado por um triângulo isósceles, isto é, sem assimetria na função densidade de probabilidade do HUIG.

Portanto, pode-se afirmar que o tempo médio de permanência do escoamento direto na bacia hidrográfica tem seu valor esperado dentro do intervalo apresentado na equação (81).

$$\left(\frac{t_c}{3} \leq \lambda^{-1} \leq t_c \right) \quad (81)$$

Analisando a equação (79) do método proposto, pode-se verificar que a velocidade média do escoamento direto e, conseqüentemente, o HUIG, são funções da assimetria geomorfológica da bacia hidrográfica e do tempo de concentração.

A assimetria geomorfológica pode ser estimada através das Leis de Horton, sendo intrínseca às características físicas estruturais da bacia, podendo ser representada pelo coeficiente de assimetria geomorfológica da bacia, proposto na equação (82).

$$C_a = \left(\frac{\bar{L}-F}{\bar{L}} \right) \quad (82)$$

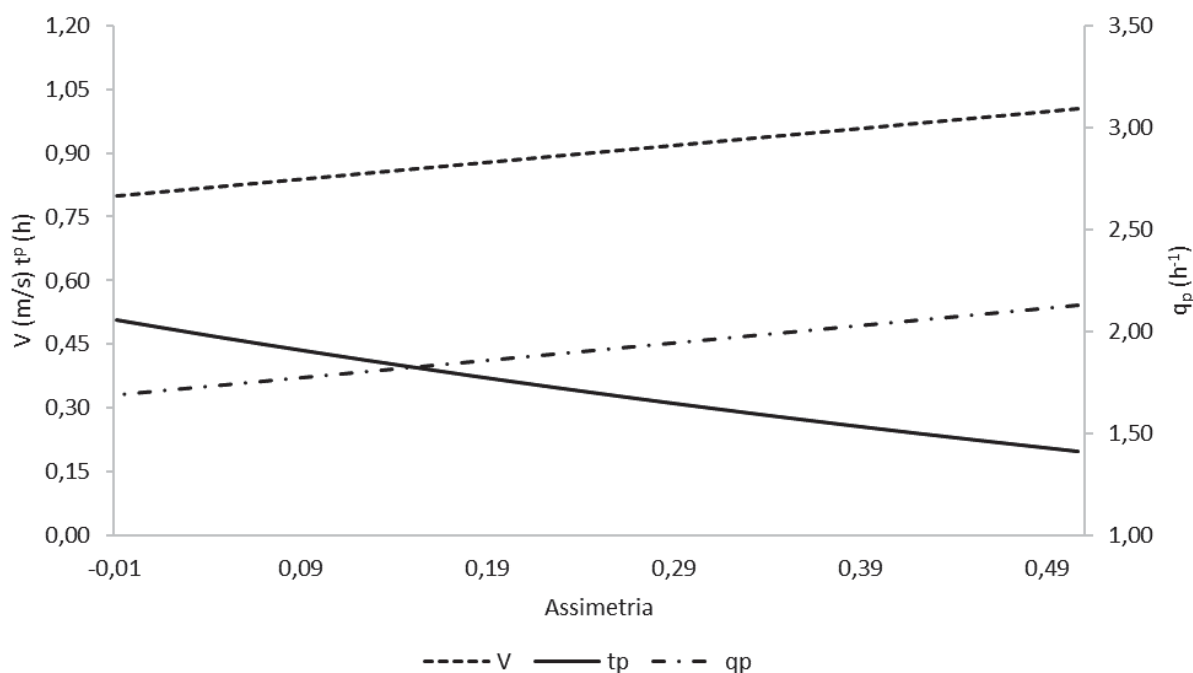
Portanto, a velocidade do escoamento direto pode ser convenientemente representada pela equação (83).

$$v = 0,28 \frac{\bar{L}(C_a+2)}{t_c} \quad (83)$$

Onde: v - velocidade média do escoamento direto (m/s); t_c - tempo de concentração da bacia para o evento hidrológico (h); $\bar{L}$ - a distância média percorrida pelo escoamento direto, considerando todos os canais da bacia hidrográfica (km); C_a – é o coeficiente de assimetria geomorfológica conforme definido pela equação (82).

Verifica-se que, em caso de simetria geomorfológica da bacia hidrográfica ($F \cong \bar{L}$), o coeficiente (C_a) apresenta valor igual a zero. Por outro lado, valores do coeficiente de assimetria maior que zero indicam eficiência geomorfológica na condução do escoamento direto, com redução do tempo de pico, aumento da velocidade média de escoamento direto e, conseqüentemente, apresentando pico mais acentuado do HU. Isso pode ser observado na FIGURA 29, considerando um tempo de concentração $t_c = 1,0$.

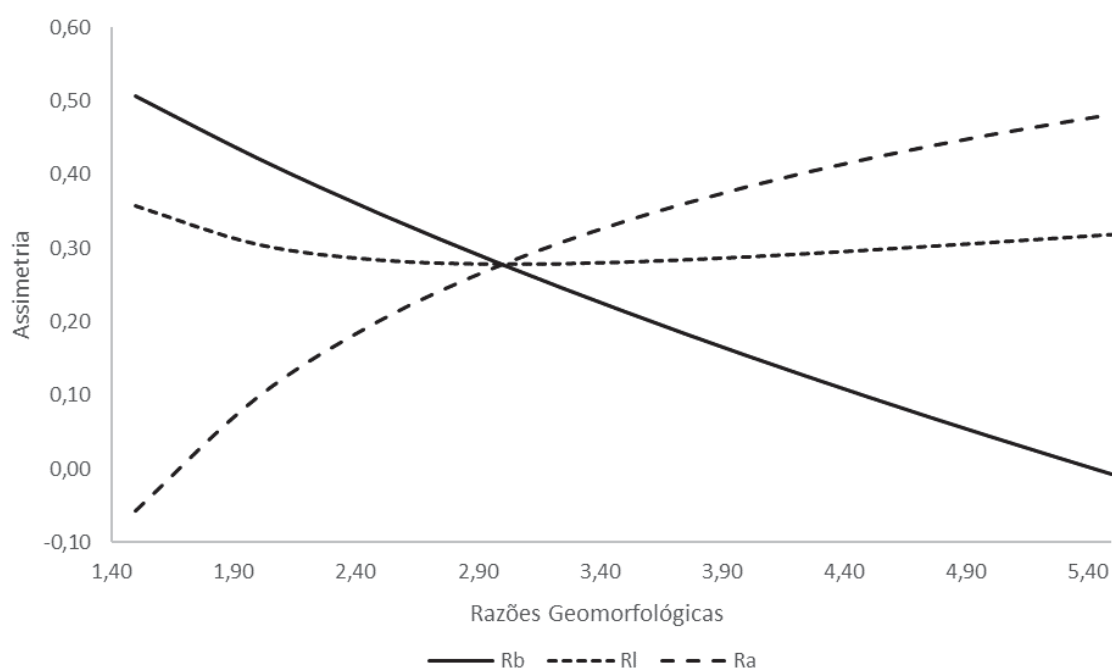
FIGURA 29 – Características do HUG em Função da Assimetria Geomorfológica da Bacia Hidrográfica



Fonte: O Autor (2023).

Na FIGURA 30, apresenta-se, para exemplificar, a simulação dos valores esperados para a assimetria geomorfológica da bacia, considerando a variação individual de cada razão geomorfológica e mantendo as demais razões constantes e iguais a 3,0 em todas as simulações. Pode-se perceber que quanto maior for a razão de bifurcação (R_b) menor será a assimetria geométrica da bacia hidrográfica. Comportamento contrário é observado para a razão de área (R_a). Já a razão de comprimento (R_l) tem pouca representatividade na assimetria geométrica da bacia hidrográfica.

FIGURA 30 – Variação da Assimetria Geométrica em Função das Razões Geomorfológicas da Bacia Hidrográfica

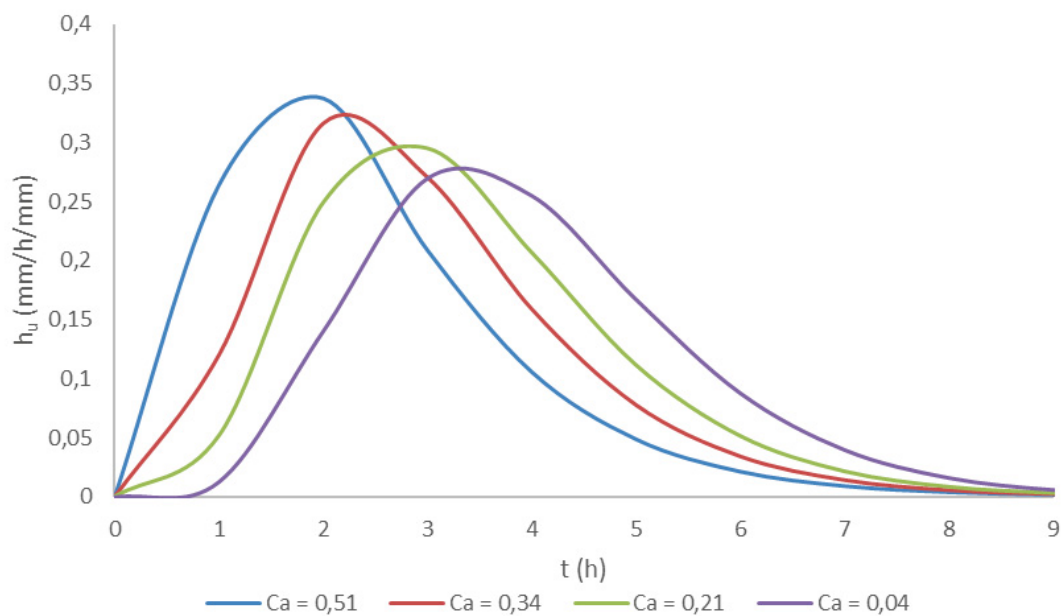


Fonte: O Autor (2023).

O efeito da assimetria geomorfológica da bacia sobre a forma do hidrograma unitário pode ser observado na FIGURA 31, simulada através do método do HUIG, considerando um tempo de concentração $t_c = 6,0$ h.

Além da assimetria geomorfológica da bacia, o tempo médio de permanência do escoamento direto na bacia hidrográfica também é influenciado pelo tempo de concentração, que depende principalmente das condições hidrológicas da bacia e do evento, bem como de suas características hidráulicas da bacia.

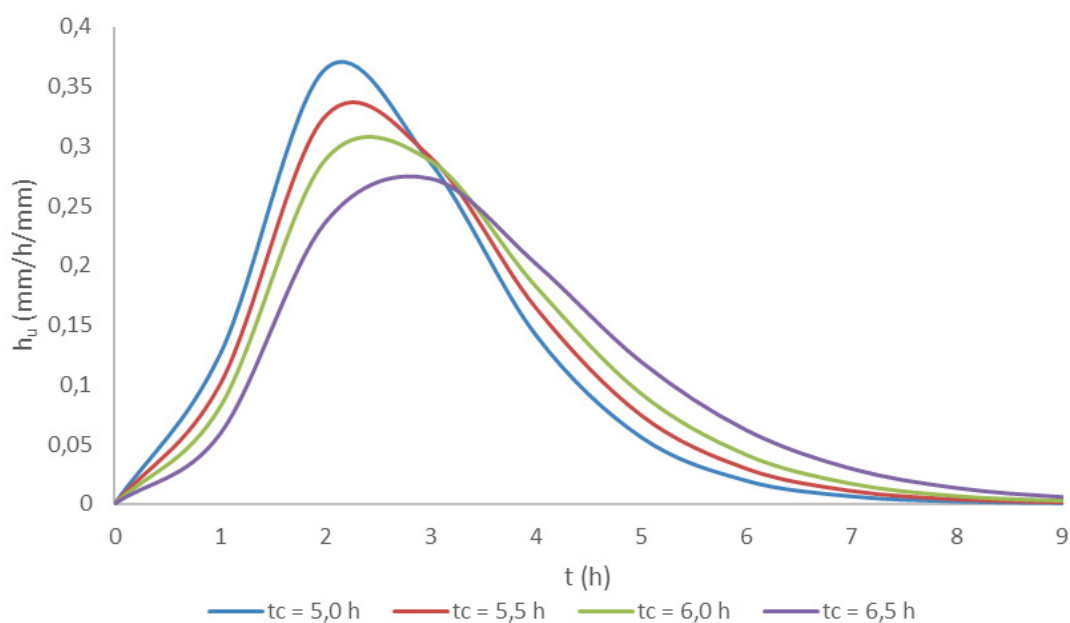
FIGURA 31 – Simulação do HUIG em Função do Coeficiente de Assimetria Geométrica da Bacia Hidrográfica



Fonte: O Autor (2023).

A FIGURA 32 ilustra a simulação do HUIG, em função do tempo de concentração, mantendo a assimetria da bacia constante ($Ca = 0,28$).

FIGURA 32 – Simulação do HUIG em Função do Tempo de Concentração



Fonte: O Autor (2023).

A vazão de pico pode ser estimada através do princípio da unidade do HUIG ($V_u = 1,0$), representada pela equação (84).

$$q_p = \frac{2}{t_c} \quad (84)$$

Onde: t_c – tempo de concentração (h); q_p – volume unitário (h^{-1}).

3.2.3.1 Análise do Método Proposto para a Velocidade de Escoamento

De forma análoga ao tempo de concentração, o método proposto foi aplicado nas 14 bacias urbanas com predominância rural no sul do Brasil, através da comparação com os 47 eventos observados, apresentados e caracterizados no QUADRO 6.

Seguindo os procedimentos já descritos no subcapítulo 4.2.2.1 para a definição do início e fim do escoamento direto, o hidrograma foi separado conforme apresenta a FIGURA 33, considerando os três pontos notáveis: início do escoamento direto (A), pico de escoamento direto (B) e fim do escoamento direto (C).

O hidrograma de escoamento direto foi obtido pela subtração das vazões instantâneas fluviais pelas vazões instantâneas do escoamento básico (equação 85).

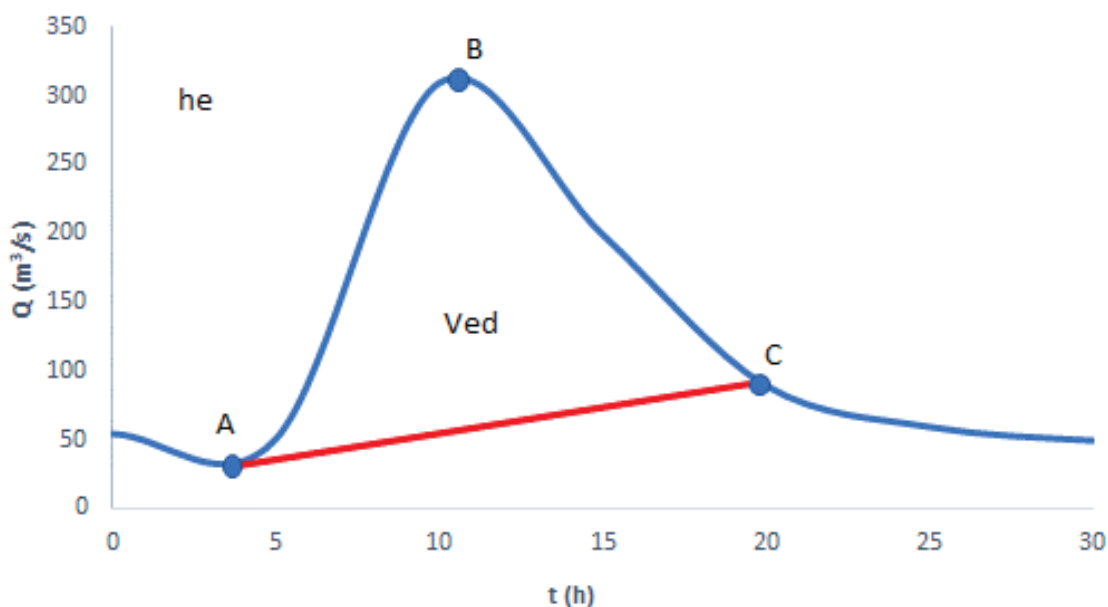
$$Q_{ed} = Q_f - Q_b \quad (85)$$

Onde: Q_{ed} - Vazão de escoamento direto (m^3/s); Q_f - Vazão fluvial observada (m^3/s); Q_b - Vazão de escoamento básico (m^3/s).

O volume de escoamento direto (V_{ed}), isto é, a soma dos escoamentos superficial e subsuperficial rápidos, foi estimado pela área acima da linha de separação da FIGURA 33, dado pelo somatório das vazões instantâneas superficiais diretas (Q_{ed}) multiplicado pelos intervalos de discretização do tempo (Δt), conforme equação (86).

$$V_{ed} = \sum Q_{ed} \Delta t \quad (86)$$

FIGURA 33 – Representação do Método de Separação do Hidrograma de Escoamento Direto



Fonte: O Autor (2023).

O volume total precipitado na bacia pode ser obtido (V_{pre}), multiplicando-se a precipitação total do evento pela área de drenagem da seção estudada (equação 87).

$$V_{pre} = 1000 \cdot h \cdot A_b \quad (87)$$

A precipitação efetiva, associada a um evento de precipitação, foi estimada, considerando que a precipitação, a interceptação e a infiltração tenham ocorrido uniformemente sobre toda a área de drenagem da bacia, conforme equação (88):

$$h_e = \frac{V_{ed}}{1000A_b} \quad (88)$$

Onde: h_e - é a precipitação efetiva (mm); A_b - é a área da bacia (km²); V_{ed} - é o volume de escoamento direto (m³); h - precipitação total (mm).

A duração unitária da chuva efetiva foi estimada como 20% do tempo de pico do hidrograma observado.

QUADRO 6 – Bacias e dos Eventos Hidrológicos Observados

Bacia Analisada	A (Km ²)	Eventos Analisados	Vazões Hidrograma			h (mm)	t _c Obs h	T _b Obs h
			Q _a m ³ /s	Q _b m ³ /s	Q _c m ³ /s			
UFSC ¹	4,3	1	1,5	4,5	2,4	11,6	0,6	1,6
		2	1,4	6,9	2,2	13,0	0,6	1,4
		3	2,0	10,1	3,2	14,8	0,6	0,8
		4	1,4	8,1	2,3	9,8	0,5	0,8
Piteu	39	5	0,2	0,7	0,2	28,3	36,0	60,0
		6	0,2	2,9	0,2	51,7	36,0	84,0
		7	0,3	0,7	0,3	14,0	36,0	60,0
		8	0,2	0,5	0,2	42,0	36,0	60,0
Itariri	73	9	1,0	5,8	2,0	62,4	12,0	60,0
		10	0,4	8,7	1,5	65,3	12,0	132,0
		11	1,6	14,0	2,5	94,3	12,0	105,0
Vargem Grande	89	12	0,9	2,3	1,2	34,8	36,0	132,0
		13	0,9	4,6	1,1	36,6	36,0	132,0
		14	2,7	2,4	1,8	57,4	36,0	132,0
Parque Tingui	107	15	1,5	42,3	2,5	122,3	12,0	60,0
		16	2,1	20,5	5,7	72,9	12,0	36,0
		17	1,6	70,7	2,7	112,0	12,0	108,0
		18	1,8	78,6	4,3	76,9	12,0	36,0
CGH Caju	113	19	2,0	7,9	2,7	15,0	10,0	14,0
		20	1,0	6,5	1,5	18,8	10,0	14,0
		21	0,7	9,9	2,0	6,0	10,0	15,0
Salto das Flores	256	22	29,3	63,0	32,3	29,8	38,0	48,0
		23	11,7	26,1	51,6	77,8	37,0	53,0
		24	12,1	51,8	31,4	47,6	36,0	50,0
Mirim Doce	281	25	0,7	17,4	6,0	43,6	30,0	39,0
		26	1,8	23,7	7,1	20,4	32,0	34,0
		27	1,0	33,8	7,6	45,8	34,0	58,0
PCH José Barasuol	505	28	9,1	155,8	15,1	60,0	49,0	64,0
		29	14,3	142,2	25,6	99,2	38,0	55,0
		30	14,5	51,4	20,1	58,8	45,0	54,0
PCH Fazenda Velha	561	31	4,0	14,9	7,3	28,0	69,0	76,0
		32	12,8	48,1	12,3	22,0	76,0	95,0
		33	10,9	13,5	7,4	3,5	76,0	81,0
Itapocu	762	34	17,5	101,2	47,7	13,0	8,0	9,0
		35	22,6	200,0	59,6	52,0	8,0	10,0
		36	15,9	118,3	50,7	31,0	7,0	9,0
		37	20,8	155,7	93,2	27,0	7,0	9,0
		38	30,2	386,2	182,8	37,0	6,0	8,0
PCH Angelina	791	39	24,7	184,9	31,3	97,9	60,0	132,0
		40	32,9	499,3	52,0	229,4	60,0	132,0
		41	19,4	53,2	21,8	49,5	60,0	132,0
Guatapar Baixo	813	42	47,8	218,9	102,4	14,2	38,0	42,3
		43	9,8	97,3	13,8	53,4	34,0	55,3
		44	12,4	213,3	15,3	53,8	38,0	50,0
Ermo	856	45	1,0	130,0	10,5	61,2	39,8	56,0
		46	70,5	362,5	52,8	33,0	39,0	49,0
		47	5,4	388,8	27,3	96,2	41,0	77,0

¹ – Fonte: Kobiyama *et al.* (2006).

Fonte: O Autor (2023).

Para a determinação das ordenadas U_k do hidrograma unitário, operou-se a inversão da equação de convolução conforme apresentado na seção 2.3. O problema do excesso de equações (N), frente à quantidade de incógnitas ($K = N - M + 1$), sendo M o número de parcelas de precipitação efetiva e N igual à duração do escoamento direto) foi resolvido pela utilização das K primeiras linhas da matriz $[P]$ obtendo a matriz quadrada $[P^*]$ e o vetor $[Q^*]$, conforme apresentado na equação (89), escolhendo as $N = K$ últimas linhas. Durante a resolução, houve a preocupação de realizar o ajuste numérico do volume unitário (V_u obs) do HU com o volume unitário teórico (V_u teó). Maia, Amaral e Versiani (2006) destacam que este método, de aplicação simples, oferece resultados práticos satisfatórios.

$$[U]_{K \times 1} = [P^*]^{-1}_{K \times K} [Q^*]_{K \times 1} \quad (89)$$

Os valores do tempo de pico e vazão de pico do HU puderam ser obtidos diretamente do HU, observado e ajustado para cada bacia e evento.

Para a estimação do tempo de concentração observado, seguiram-se os procedimentos já descritos no subcapítulo 2.2. Já para o tempo de concentração calculado utilizou-se o método proposto baseado na equação (69), que traz em sua abordagem o conceito de mecanismo de geração de escoamento superficial dunniano.

Os resultados obtidos foram comparados com os dados observados, sendo o erro individual (EI) calculado pela equação (90).

$$EI (\%) = 100 \left(\frac{t_{puc} - t_{puo}}{t_{puo}} \right) \text{ e } 100 \left(\frac{q_{puc} - q_{puo}}{q_{puo}} \right) \quad (90)$$

Onde: t_{puc} = tempo de pico calculado (pela fórmula em análise); t_{puo} = o tempo de pico de observado; q_{puc} = tempo de pico calculado (pela fórmula em análise); q_{puo} = o tempo de pico de observado.

Da mesma forma, o EM (%) é a média dos erros individuais, obtidos em cada método de comparação estudado.

3.2.4 Análise de Aplicabilidade dos Métodos Propostos

Com o objetivo de verificar a aplicabilidade dos métodos propostos para a estimação das razões geomorfológicas, bem como os métodos propostos para estimação do tempo de concentração e velocidade médio do escoamento direto, realizou-se uma análise comparativa de cinco HUG modelados indiretamente através dos métodos propostos, com os seus respectivos hidrogramas unitários observados para a bacia do Itapocu em Santa Catarina.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

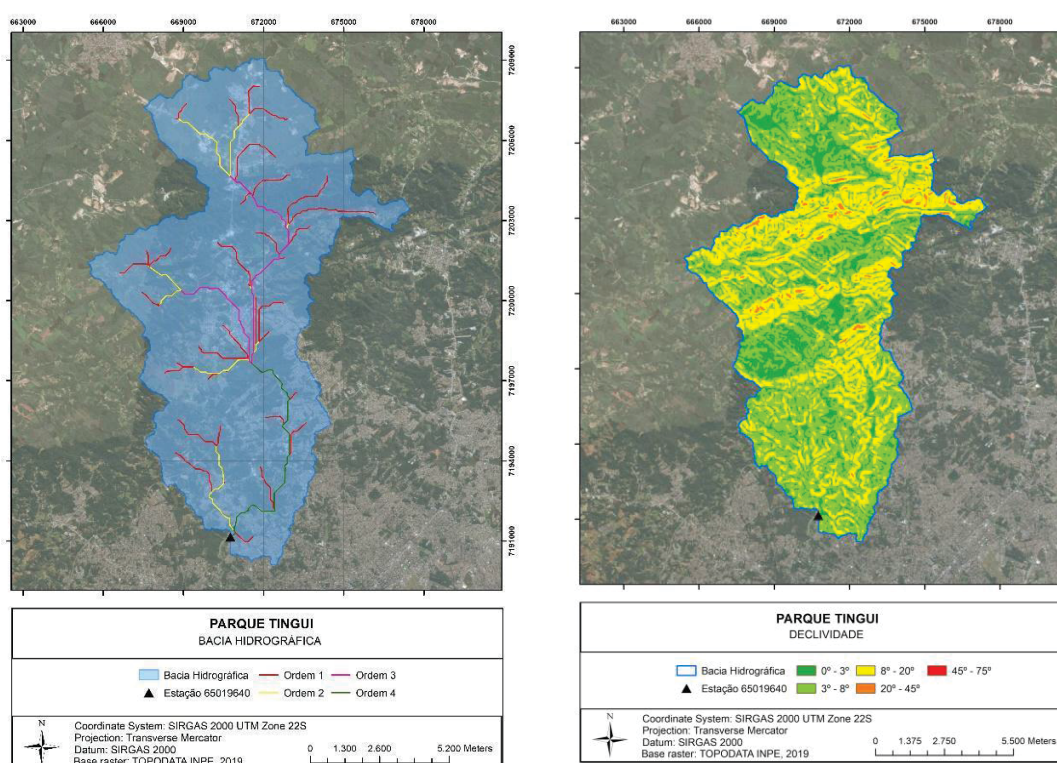
Neste capítulo, apresentam-se a análise e a discussão dos resultados obtidos, aplicando dos métodos propostos nesta tese, podendo ser estruturados da seguinte forma:

- **Análise da Morfometria** - Através do tratamento dos dados cartográficos das 14 (quatorze) bacias hidrográficas, foi possível obter as suas características fisiográficas, bem como os parâmetros morfométricos que as representam, contribuindo tecnicamente para futuros estudos que possam se valer de tais informações. No que tange à imediatividade científica, apresenta-se a proposição de dois novos parâmetros morfométricos para a classificação do risco de susceptibilidades físicas das bacias hidrográficas a eventos severos de cheias.
- **Análise das Razões Morfológicas** – Apresentou-se também uma contribuição relativa ao grau de incerteza na estimação das razões morfométricas conhecidas como as Leis de Horton, comparando dois métodos usualmente utilizados para a sua estimação, além de propor um terceiro método, com o intuito de uma melhor representação das características das bacias estudadas.
- **Tempo de Concentração** - Apresenta-se uma contribuição também inédita aos métodos de estimação do tempo de concentração das bacias hidrográficas, associando seu resultado às características físicas das bacias e do evento de precipitação, bem como aos mecanismos de geração de escoamento superficial dunniano. O método é recomendado às bacias com predominância rural, sendo baseado na teoria da onda cinemática e largura geomorfológica.
- **Velocidade Média de Escoamento Direto e Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico** – Por fim, propõe-se um método para estimação da velocidade média do escoamento direto do HUIG, considerando o tempo de concentração e as características geomorfológicas da bacia. Procura ainda incorporar a variação da resposta da bacia hidrográfica, sendo possível determinar o HUIG para cada condição.

4.1 CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS ANÁLISADAS

A FIGURA 34 ilustra os resultados gráficos obtidos pelo tratamento das informações geoespaciais da bacia do Parque Tingui, com destaque ao delineamento e ordenamento dos rios e de suas sub-bacias. Os resultados cartográficos das quatorze bacias estudadas são apresentados no Apêndice A.

FIGURA 34 – Processamento das Informações Geoespaciais das Bacias

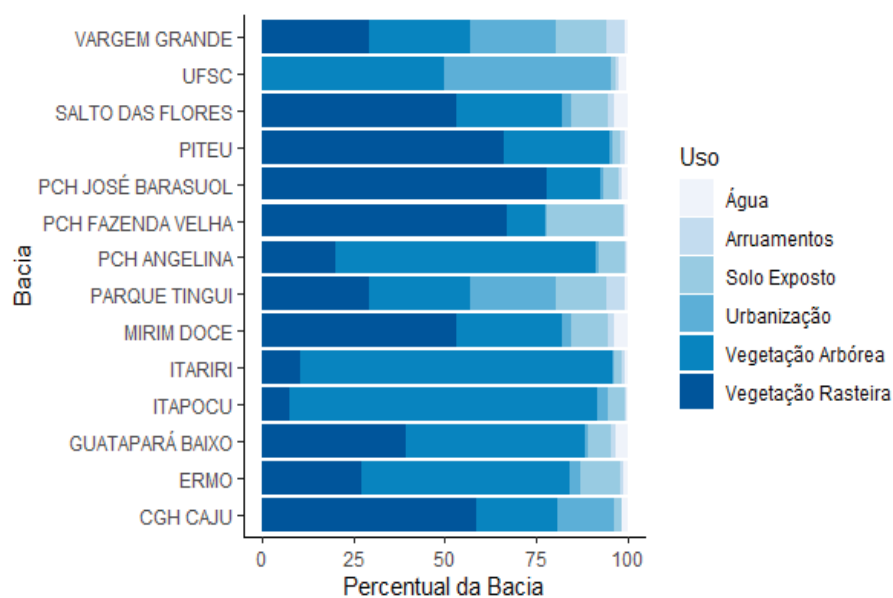


Fonte: O Autor (2023).

De modo geral, as bacias estudadas têm área de drenagem entre 4 e 850 km² e ordens segundo a classificação de Strahler (1964) de 3 a 6, sendo consideradas bacias de pequeno a médio porte.

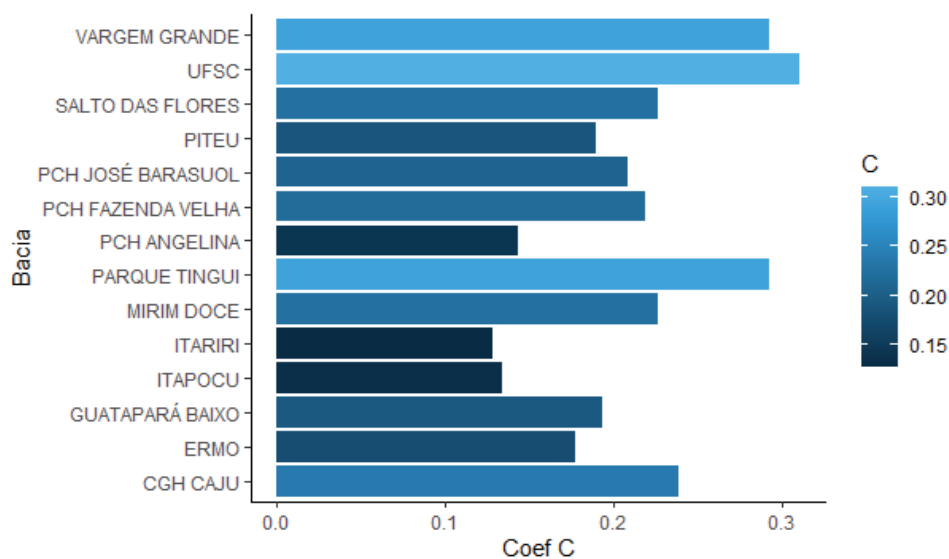
Do ponto de vista do uso e ocupação do solo, há predominância de cobertura vegetal rasteira e arbórea, características do uso rural, conforme a FIGURA 35. No que tange ao uso, pode-se estimar os coeficientes de escoamento superficial médios para cada bacia, conforme a FIGURA 36.

FIGURA 35 – Uso do Solo das Bacias



Fonte: O Autor (2023).

FIGURA 36 – Coeficiente de Escoamento Superficial Médio



Fonte: O Autor (2023).

No QUADRO 7, é apresentado o resumo dos parâmetros fisiográficos levantados, bem como a estimativa dos parâmetros morfométricos característicos de cada bacia.

QUADRO 7 – Dados Fisiográficos e Morfométricos das Bacias Estudadas

		UFSC	PITEU	ITARIRI	VARGEM GRANDE	PARQUE TINGUI	CGH CAJU	SALTO DAS FLORES	MIRIM DOCE	PCH JOSÉ BARASUOL	PCH FAZENDA VELHA	ITAPOCU	PCH ANGELINA	GUATAPARÁ BAIXO	ERMO
CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS															
Área de bacia	A	km²	39,11	72,89	88,05	107,15	112,73	255,51	280,87	505,30	560,92	762,20	784,30	813,17	855,78
Perímetro	P _B	Km	50,58	66,29	80,04	86,1	73,26	152,94	141,12	156,84	209,52	201,96	411,87	195,48	256,56
Compr. Total dos Rios	L _R	Km	34,59	52,14	73,38	87,84	77,49	189,00	206,84	373,83	371,87	415,49	556,88	600,18	679,66
Compr. Axial da Bacia	L	Km	13,90	9,15	20,14	18,39	16,46	43,70	31,29	31,30	36,99	40,57	37,83	40,87	43,35
Número de Confluências	N _C	Um	40	16	29	37	33	79	78	158	55	112	215	238	225
Números de Canais	N	Um	56	26	33	51	41	100	105	209	210	153	279	304	300
Desnível Máximo	Δz	M	381	943	215	101	393	352	580	125	65	831	862	188	1210
Talv. do Rio de Ordem Ω	L _T	Km	0,30	9,84	11,91	6,80	7,67	15,90	24,30	7,98	7,75	15,75	3,52	14,76	4,88
Comp. Rio de Ordem Ω	L _M	Km	0,30	10,74	15,54	9,49	8,57	28,71	30,35	14,23	9,04	27,34	5,78	36,69	8,98
Maior Ordem	Ω	-	4	3	3	4	4	4	4	5	5	5	5	5	6
PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS															
Densidade de Drenagem	D _b	km/km²	3,65	0,88	0,72	0,83	0,82	0,69	0,74	0,74	0,66	0,55	0,71	0,74	0,79
Densidade Hidrográfica	D _H	N/km²	12,99	0,36	0,36	0,37	0,48	0,36	0,37	0,41	0,37	0,20	0,36	0,37	0,35
Densidade Confluência	D _C	Nc/km²	9,28	0,23	0,22	0,33	0,35	0,29	0,31	0,28	0,31	0,15	0,27	0,29	0,26
Coef. de Compacidade	K _C	-	2,16	2,26	2,17	2,39	2,33	1,93	2,68	2,36	1,95	2,05	4,12	1,92	2,46
Fator de Forma	K _F	-	0,46	0,20	0,86	0,22	0,32	0,42	0,13	0,29	0,52	0,46	0,55	0,49	0,46
Comp. de Escoam. Sup.	L _G	Km	0,14	0,57	0,69	0,60	0,61	0,72	0,68	0,68	0,76	0,91	0,70	0,68	0,63
Declividade da Bacia	D _B	%	23,6	18,0	32,9	8,0	12,8	13,5	24,7	7,0	3,8	24,0	24,7	21,1	32,9
Declividade Axial	D _A	%	12,5	2,9	10,3	1,1	0,5	2,4	1,9	0,4	0,2	2,0	2,3	0,5	2,8
Coef de Sinuosidade	K _S	-	1,03	1,09	1,13	1,30	1,40	1,12	1,25	1,78	1,17	1,74	1,64	2,49	1,84
Coef. de Rugosidade da Bacia	K _R	m.km/km²	1392	363	674	179	83	270	427	92	43	453	612	139	961

Fonte: O Autor (2023).

A densidade de drenagem variou entre 0,50 e 0,90 km/km², sendo as bacias consideradas de drenagem regular, segundo Beltrame (1994). Excetua-se a bacia da UFSC, que apresentou densidade de drenagem muito alta, o que pode potencializar a chance de ocorrência de picos de cheia grandes e a redução do tempo de concentração.

Comportamento semelhante foi observado para a densidade hidrográfica, de modo que, segundo o critério proposta por Lollo (1995), todas as bacias são enquadradas como de baixa densidade hidrográfica, com exceção da Bacia da UFSC, classificada como de alta densidade de hidrográfica. Naturalmente, isso confirma a expectativa de ocorrência de eventos de enchente extremos nesta bacia. Verificou-se também uma significativa diferença entre os resultados da densidade de confluência para a bacia da UFSC em relação às demais. Observou-se que o número de confluência por área de drenagem é maior quanto mais bem drenada for a bacia hidrográfica, o que é justificado pela maior fragmentação da área de drenagem nos diversos cursos d'água, auxiliando, dessa forma, no processo de escoamento das águas superficiais na bacia.

Pode-se verificar, na FIGURA 39, uma forte correlação positiva entre os parâmetros densidade de drenagem (D_D), densidade hidrográfica (D_H) e densidade de confluência (D_C), haja vista que representam as mesmas características fisiográficas da bacia. Com base nisso, e não existindo uma escala referencial de classificação para a densidade de confluência, adotou-se uma escala de classificação proporcional aos intervalos utilizados para a densidade hidrográfica, proposto por Lollo (1995). Também se pode identificar uma interferência da escala relativa da bacia no processo de delineamento dos cursos d'água, levando a crer que bacias muito pequenas tendem a apresentar mais cursos d'água, simples devido ao efeito da escala gráfica.

Analisando a forma das bacias hidrográficas, pode-se encontrar homogeneidade nos resultados do fator de compacidade (K_C), excetuando-se a PCH ANGELINA, que apresentou coeficiente de compacidade duas vezes maior que as demais. Segundo os critérios de "Gravélius", nenhuma bacia apresenta risco de ocorrências de enxurradas repentinas, pois as distribuições espaciais de suas áreas de drenagem são pouco concentradas. Para Singh, Cui e Byrd (2014), bacias com geometria irregular permitem maior distribuição do deflúvio, resultando no aumento do tempo de concentração, o que sugere menor concentração das vazões de escoamento superficial direto. Portanto, esse índice auxilia na descrição da relação

espaço-tempo do escoamento superficial direto da bacia, sendo relevante na descrição do processo hidráulico do escoamento superficial da bacia hidrográfica.

O fator de forma tem relação direta com a ocorrência de chuvas intensas em toda a extensão da bacia, sendo este fenômeno menos provável quanto mais alongadas forem as bacias hidrográficas (LORENZON; DIAS; TONELLO, 2015a). Os resultados do fator de forma (K_F) indicam que todas as bacias estudadas possuem predominância de formato alongado, sendo bacias com maior susceptibilidade de enchentes, segundo este critério, ITARIRI, PCH JOSÉ BARASUOL e PCH ANGELINA. O coeficiente de forma, apesar de também apresentar correlação moderada com os demais parâmetros, mostrou-se mais significativo que o coeficiente de compacidade, para descrição física da bacia.

Convém ressaltar que o comprimento de escoamento superficial (L_G) segue linha semelhante à do fator de forma. Este fator tem relação direta com o tempo de concentração da bacia hidrográfica, podendo, quando associado à velocidade média do escoamento superficial, auxiliar em sua estimativa. O comprimento de escoamento superficial apresentou correlação indireta significativa com a densidade de drenagem, densidade hidrográfica, densidade de confluência, declividade axial, declividade média dos rios e coeficiente de suscetibilidade de enchentes e correção direta com o fator de forma. Portanto, tem um bom potencial para representar sinteticamente várias características geométricas e de capacidade de drenagem da bacia hidrográfica. Devido à inexistência de uma escala classificatória para o comprimento de escoamento superficial, propõe-se a adoção da escala apresentada no QUADRO 8, elaborada com base na compacidade da bacia.

QUADRO 8 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo o Comprimento de Escoamento Superficial

Mal Drenada	$L_G \geq 1 \text{ km}$
Medianamente Drenada	$0,33 \text{ km} \leq L_G < 1,00 \text{ km}$
Bem Drenada	$0,15 \text{ km} \leq L_G < 0,33 \text{ km}$
Muito bem drenada	$L_G \leq 0,15 \text{ km}$

Fonte: O Autor (2023).

Partindo do princípio de que o escoamento superficial se processa de duas formas bem distintas (nas superfícies ou vertentes da bacia e nos cursos d'água), há

necessidade de se conhecer o comportamento médio da declividade para ambas as trajetórias hidráulicas.

A declividade da bacia pode ser facilmente estimada pelos processos de tratamento dos dados geoespaciais, através de rotinas já difundidas na maioria dos softwares de GIS. Dessa forma, conforme o critério da Embrapa (1979), as bacias foram classificadas desde suavemente a fortemente onduladas, havendo a predominância de bacias com relevo ondulado a fortemente ondulado. A declividade da bacia (D_B) apresentou correlação positiva forte e moderada com declividade axial, coeficiente rugosidade da bacia e fator de forma, e correlação inversa também forte e moderada com a densidade hidrográfica e densidade de confluência.

Já a declividade axial da bacia pode ser enunciada como a relação entre a diferença de altitude da bacia e o comprimento do seu eixo predominante, sendo fortemente correlacionada com os parâmetros geométricos da bacia e com a declividade média da bacia. Também se identificou que a declividade axial apresenta valores da ordem de 20% da declividade média das bacias estudadas ($R^2 = 60\%$). Baseado nesta proporção e nos intervalos da Embrapa (1979), pode-se propor uma escala para a classificação da declividade axial, conforme apresentado no QUADRO 9.

QUADRO 9 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo a Declividade Axial

Plano	$D_A < 0,4\%$
Suavemente Inclinado	$0,4\% \leq D_A < 1\%$
Inclinado	$1\% \leq D_A < 2\%$
Moderadamente Inclinado	$2\% \leq D_A < 3\%$
Fortemente Inclinado	$3\% \leq D_A < 9\%$
Montanhoso	$D_A \geq 9\%$

Fonte: O Autor (2023).

O índice de sinuosidade variou entre 1,0 e 2,0. Resultados próximos a 1,0 indicam canais retilíneos, ao passo que valores próximos a 2,0, indicam sinuosidade elevadas dos canais. As bacias hidrográficas UFSC e PITÉU são as que apresentaram maior retilineidade nos canais, enquanto às bacias com cursos d'água mais sinuosos foram SALTO DAS FLORES, PCH JOSÉ BARASUOL, ITAPOCU, PCH

ANGELINA E ERMO. A bacia hidrográfica GUATAPARÁ BAIXO é a de maior sinuosidade. No entanto, de modo geral, os cursos d'água das bacias estudadas podem ser caracterizados como de média sinuosidade.

A sinuosidade dos cursos d'água da bacia hidrográfica está relacionada à declividade da bacia e, principalmente, à declividade média dos seus cursos. Também se verifica que a declividade axial tem correlação com o coeficiente sinuosidade dos cursos d'água, sendo naturalmente inversamente proporcional a este. A declividade axial também apresentou correlação com o coeficiente sinuosidade dos cursos d'água, sendo inversamente proporcional a este.

O coeficiente de rugosidade da bacia representa um parâmetro morfométrico tridimensional da bacia, que permite associar várias informações que regem o comportamento do escoamento direto. De modo geral, quanto maior é o coeficiente de rugosidade da bacia, maior sua declividade, melhor sua condição de drenagem e mais suscetível a eventos extremos de vazão máxima. Nesta lógica, cruzando os critérios de classificação dos parâmetros que o compõem, pode-se propor, como intervalos de classificação, os apresentados no QUADRO 10.

QUADRO 10 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo o Coeficiente de Rugosidade da Bacia

Pouco Suscetível	$K_R < 300 \text{ m.km/km}^2$
Regular	$300 \leq K_R < 750 \text{ m.km/km}^2$
Suscetível	$750 \leq K_R < 1000 \text{ m.km/km}^2$
Muito Suscetível	$K_R \geq 1000 \text{ m.km/km}^2$

Fonte: O Autor (2023).

Aplicando o método de classificação proposto aos resultados encontrados para o coeficiente de rugosidade das bacias, verifica-se que a bacia da UFSC, pelas suas características, é considerada muito suscetível a eventos de enchentes e a bacia do ERMO é considerada suscetível. As demais são consideradas regulares ou pouco suscetíveis a este tipo de eventos.

No QUADRO 11, é apresentado o resumo da classificação de todas as bacias, segundo os critérios bibliográficos e escalas propostas neste estudo.

QUADRO 11 – Classificação Morfométricas das Bacias Estudadas

	Parâmetros e Critério	UFSC	PITEU	ITARIRI	VARGEM GRANDE	PARQUE TINGUI	CGH CAJU	SALTO DAS FLORES	MIRIM DOCE	PCH JOSÉ BARASUOL	PCH FAZENDA VELHA	ITAPOCU	PCH ANGELINA	GUATAPARÁ BAIXO	ERMO
D ₀	Baixa - D ₀ < 0,50 km/km ² Regular - 0,50 ≤ D ₀ < 2,0 km/km ² Alta - 2,0 ≤ D ₀ < 3,50 km/km ² Muito Alta - D ₀ ≥ 3,50 km/km ²	muito alta	regular	regular	regular	regular	regular	regular	regular	regular	regular	regular	regular	regular	regular
D _H	Baixa - D _H < 3,0 N/km ² Média - 3,0 ≤ D _H < 7,0 N/km ² Alta - 7,0 ≤ D _H < 15,0 N/km ² Muito Alta - D _H ≥ 15,0 N/km ²	alta	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa
D _C	Baixa - D _C < 3,0 Nc/km ² Média - 3,0 ≤ D _C < 7,0 Nc/km ² Alta - 7,0 ≤ D _C < 15,0 Nc/km ² Muito Alta - D _C ≥ 15,0 Nc/km ²	alta	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa
K _C	Alta - K _C ≤ 1,25 Média - 1,25 < K _C < 1,50 Baixa K _C ≥ 1,50	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa	baixa
K _F	Alta - K _F ≥ 0,75 Média - 0,75 < K _F < 0,50 Baixa - K _F ≤ 0,50	baixo	baixo	alta	baixo	baixo	baixa	baixo	baixo	médio	baixo	baixo	médio	baixo	baixo
L _G	Mai Drenada - L _G ≥ 1,00 km Mediamente Drenada - 0,33 km ≤ L _G < 1,00 km Bem Drenada - 0,15 km ≤ L _G < 0,33 km Muito bem drenada - L _G < 0,15 km	muito bem drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada	mediam. drenada
D _B	Plano - D _B < 3% Suavemente ondulado - 3 ≤ D _B < 8% Ondulado - 8 ≤ D _B < 20% Fortemente ondulado - 20 ≤ D _B < 45% Montanhoso - 45 ≤ D _B < 75% Escarpado Maior - D _B ≥ 75%	fortem. ondulado	ondulado	fortem. ondulado	ondulado	ondulado	ondulado	ondulado	fortem. ondulado	suavement e ondulado	suavement e ondulado	fortem. ondulado	fortem. ondulado	fortem. ondulado	fortem. ondulado
D _A	Plano - D _A < 0,4% Suavemente Inclinado - 0,4% ≤ D _A < 1% Inclinado - 1% ≤ D _A < 2% Moderadam. Inclinado - 2% ≤ D _A < 3% Fortemente Inclinado - 3% ≤ D _A < 9% Montanhoso - D _A ≥ 9%	montanhoso	moderad. inclinado	montanhoso	inclinado	suavem. inclinado	moderad. inclinado	suavem. inclinado	inclinado	plano	plano	moderad. inclinado	moderad. inclinado	suavem. inclinado	moderad. inclinado
K _S	Retilíneo - K _S ≤ 1,20 Sinuosidade Média - 1,20 < K _S < 2,00 Sinuosidade Elevada - K _S ≥ 2,00	retilíneo	retilíneo	retilíneo	sinuosidad e média	sinuosidad média	retilíneo	sinuosidad média	sinuosidad média	sinuosidad média	retilíneo	sinuosidad média	sinuosidad média	Sinuosidad e Elevada	Sinuosidad e Média
K _R	Pouco Suscetível - K _R < 300 m.km/km ² Regular - 300 ≤ K _R < 750 m.km/km ² Suscetível - 750 ≤ K _R < 1000 m.km/km ² Muito Suscetível - K _R ≥ 1000 m.km/km ²	muito suscetível	regular	regular	pouco suscetível	pouco suscetível	pouco suscetível	pouco suscetível	regular	pouco suscetível	pouco suscetível	regular	regular	pouco suscetível	suscetível

Fonte: O Autor (2023).

4.1.1 Proposição de Dois Novos Parâmetros Morfométricos

A estimação da declividade média dos rios, através do MDE nos softwares GIS, ainda apresenta certas dificuldades operacionais, sendo necessárias várias rotinas, que resultam em estimativas com alto grau de incerteza. Logo, sua estimativa geralmente é baseada em métodos de medição gráfica manual que, além de demandar um esforço operacional elevado, também representa fontes de erros e incertezas, principalmente relacionados à reprodutibilidade do processo.

Com o intuito de corroborar neste sentido, propõe-se um indicador indireto para caracterização da declividade média global dos cursos d'água da bacia, denominado como **Declividade Média dos Rios** (D_R). O parâmetro proposto combina a declividade axial (D_A) e o coeficiente de sinuosidade (K_S), conforme a equação (91).

$$D_R = \frac{D_A}{K_S} \quad (91)$$

Onde: D_R - Declividade Média dos Rios (%); D_A - Declividade Axial (%); K_S - Coeficiente de Sinuosidade (adimensional).

Para a classificação da declividade média dos rios, também se apresentam como proposta os seguintes intervalos e classes apresentados no QUADRO 12.

QUADRO 12 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo a Declividade Média dos Rios

Pouco Inclinado	$D_R < 0,5\%$
Suavemente Inclinado	$0,5\% \leq D_R < 1,0\%$
Inclinado	$1,0\% \leq D_R < 2,5\%$
Moderadamente Inclinado	$2,5\% \leq D_R < 5\%$
Fortemente Inclinado	$D_R \geq 5\%$

Fonte: O Autor (2023).

O coeficiente de correlação entre a declividade axial (D_A) e o indicador da declividade dos rios (D_R) foi de $\rho = 0,96$, corroborando com a hipótese de que a declividade axial, associada ao coeficiente de sinuosidade através do Indicador

proposto, podem representar satisfatoriamente a declividade média global dos rios da bacia hidrográfica.

Dessa forma, pode-se classificar as bacias da UFSC e ITARIRI como fortemente inclinadas, sendo estas bacias de baixa sinuosidade e alta declividade. Por outro lado, as bacias do PARQUE TINGUI, SALTO DAS FLORES, PCH JOSÉ BARASUOL, PCH FAZENDA VELHA e GUATAPARÁ BAIXO possuem cursos d'água bastante sinuosos e declividade axial baixa, sendo classificadas como pouco inclinadas. As demais bacias apresentam declividades médias dos cursos d'água na casa de 2%.

De forma sintética, percebe-se que, independentemente do parâmetro morfométrico, a relação espaço-tempo do escoamento direto na bacia pode ser descrita por quatro características principais apresentadas no QUADRO 13.

QUADRO 13 – Fatores Básicos Característicos

GRANDEZAS	DESCRIÇÃO
Declividade	A declividade tanto dos rios como da própria bacia, influencia o comportamento do escoamento superficial direto.
Resistência ao Escoamento	A rugosidade das vertentes e dos canais (rios) (Coeficiente de Manning), pode ser relacionada ao uso do solo. Naturalmente, essa característica influencia a velocidade e a magnitude do escoamento direto.
Distância a ser percorrida pelo escoamento	A distância percorrida pelo escoamento nas vertentes e nos rios está relacionada à compacidade e forma da bacia.
Forma da Bacia	Indica a probabilidade de ocorrência de eventos de precipitação simultâneos na bacia, mas também influencia a drenagem.

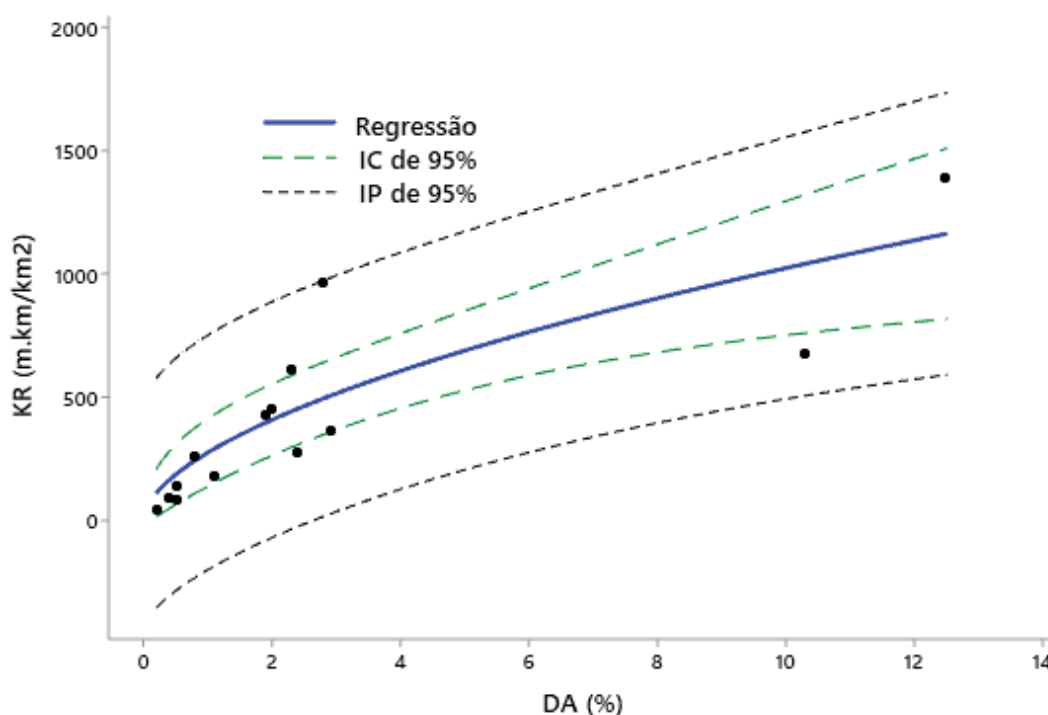
Fonte: O Autor (2023).

Neste sentido, o coeficiente de rugosidade da bacia representa, na essência, as três dimensões da bacia hidrográfica, permitindo associar várias informações que regem o comportamento do escoamento direto. Conforme a FIGURA 39, o coeficiente de rugosidade da bacia apresentou correlação significativa com vários parâmetros, com exceção do coeficiente de compacidade, fator de forma e coeficiente de sinuosidade. Cabe ressaltar que a associação do coeficiente de sinuosidade com a declividade axial, conforme a equação (95), apresenta uma correlação composta forte com o coeficiente de rugosidade da bacia ($\rho = 0,83$).

Logo, avaliando a formulação do coeficiente de rugosidade da bacia, pode-se perceber a possibilidade de refinar sua representação, através da substituição do parâmetro de desnível altimétrico máximo pela declividade axial da bacia.

Na FIGURA 37, verifica-se a existência de uma relação geométrica entre a declividade axial e o coeficiente de rugosidade da bacia, com $R^2 = 0,80$, quando associado a um modelo de regressão não linear.

FIGURA 37 – Relação Entre Declividade Axial e o Coeficiente de Rugosidade



Fonte: O Autor (2023).

Amparado nisso, pode-se propor o **coeficiente de susceptibilidade de enchentes**, estimado pela equação (92) e com a classificação apresentado no QUADRO 14.

$$K_{SE} = D_D \cdot D_A = \frac{\sum L_C}{A} \cdot \frac{\Delta Z}{L} \cdot 100 \quad (92)$$

Onde: K_{SE} - Coeficiente de susceptibilidade de enchentes (%.km/km²); D_D - Densidade de Drenagem (km/km²); D_A - Declividade Axial (%); A - Área de Drenagem (km²); $\sum L_C$ - Comprimento dos Rios da Bacia (km); L - Comprimento Axial (m); Δz - Desnível Altimétrico Máximo (m).

Analisando os resultados da análise de correlação do coeficiente de susceptibilidade de enchentes, apresentados na FIGURA 39, fica claro que o coeficiente de susceptibilidade de enchentes representa satisfatoriamente as características físicas da bacia, pois não apresenta correlação somente com dois parâmetros (coeficiente de forma e densidade de confluência).

QUADRO 14 – Classificação das Bacias Hidrográficas Segundo o Coeficiente de Susceptibilidade de Enchentes

Baixo	$K_{SE} < 1,0 \text{ \%}.km/km^2$
Regular	$1,0 \leq K_{SE} < 2,0 \text{ \%}.km/km^2$
Alta	$2,0 \leq K_{SE} < 10,0 \text{ \%}.km/km^2$
Muito Alta	$K_{SE} \geq 10,0 \text{ \%}.km/km^2$

Fonte: O Autor (2023).

Analisando os resultados obtidos pela aplicação do método proposto, apresentados no QUADRO 16, verifica-se coerência com os demais parâmetros morfométricos, no entanto, com um grau de refinamento na classificação de risco. Verificou-se que a bacia da UFSC ainda é considerada de risco muito alto à ocorrência de enchentes. Por outro lado, uma análise mais refinada da condição de declividade das bacias leva a classificar três bacias com risco alto, especificamente, as bacias PITEU, ITARIRI e ERMO. Verificou, também, a inclusão das bacias VARGEM GRANDE, CGH CAJU, MIRIM DOCE e GUATAPARÁ BAIXO na lista de risco regular.

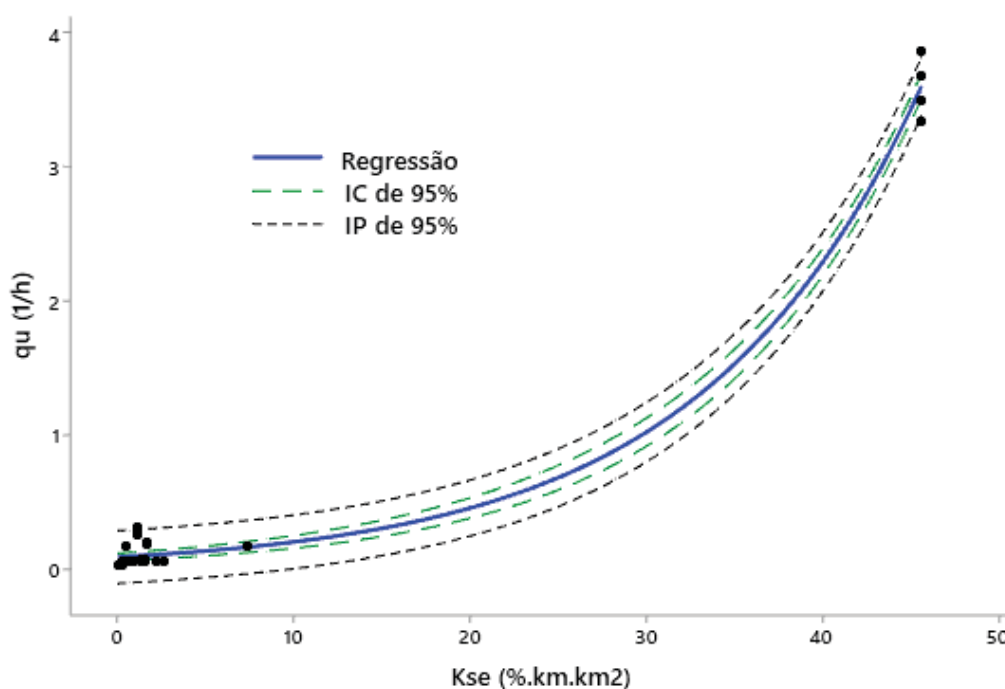
Na prática, os resultados expressam uma previsão do comportamento do hidrograma de cheias (sua forma e escala), sendo que a frequência e magnitude dos eventos extremos é função do comportamento probabilístico dos eventos hidrológicos de precipitação.

O coeficiente proposto tem relação com a forma da bacia (A e L), fornecendo um indicativo da sinuosidade de seus cursos d'água, compacidade e potencial drenante da bacia ($\sum L_C$, L e A), bem como de sua declividade (Δz e L). Convém ressaltar a importância do comprimento axial no método proposto, sendo um parâmetro de escala muito importante. Dessa forma, é possível representar, de forma mais refinada e sintética, a geometria tridimensional da bacia.

Fisicamente, o coeficiente de susceptibilidade de enchentes representa, entre outros fatores, a magnitude do tempo de concentração da bacia. Quanto maior o

coeficiente, menores são os tempos de concentração para bacias com áreas semelhantes. A FIGURA 38 apresenta uma análise da relação entre a vazão de pico do HU observada nas bacias e o seu coeficiente de suscetibilidade de enchentes ($R^2 = 0,98$), onde: IC – representa o intervalo de confiança e IP – representa o índice de predição.

FIGURA 38 – Relação Entre a Vazão de Pico do HU e o Coeficiente de Suscetibilidade de Enchentes



Fonte: O Autor (2023).

Em uma análise mais detalhada, foram percebidas as variações da amplitude da vazão de pico do HU também em função do uso do solo da bacia e da magnitude dos eventos de precipitação. Cabe ressaltar que estes fatores não são explicados pelo método proposto, isto é, os resultados expressam unicamente uma previsão do comportamento do hidrograma de cheias (sua forma e escala). Também há de se considerar a aleatoriedade dos eventos hidrológicos de precipitação, que são função das características climáticas da bacia.

Os resultados da aplicação dos dois parâmetros morfométricos propostos, nas bacias estudadas, são apresentados no QUADRO 15 e 16.

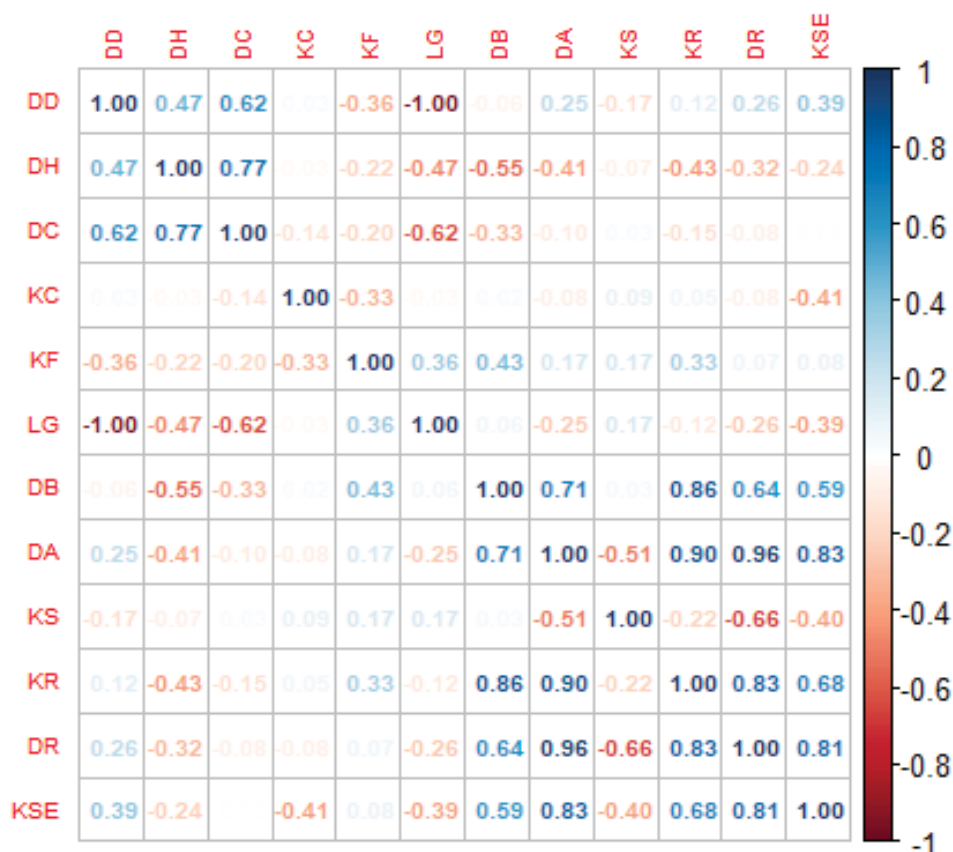
Dessa forma, as bacias da UFSC, PITEU e ITARIRI são classificadas como fortemente inclinadas, principalmente devido à sua baixa sinuosidade e a alta declividade. Por outro lado, as bacias do VARGEM GRANDE, PARQUE TINGUI,

SALTO DAS FLORES, PCH JOSÉ BARASUOL, PCH FAZENDA VELHA e GUATAPARÁ BAIXO possuem cursos d'água bastante sinuosos e declividade axial baixas, sendo classificadas como pouco inclinadas e suavemente inclinadas. As demais bacias apresentam declividades médias dos cursos d'água na casa de 2%, sendo assim classificadas, segundo o critério proposto, como inclinadas.

Os resultados obtidos para o coeficiente de suscetibilidade de enchentes apresentaram coerência com os demais parâmetros morfométricos, mas percebe-se um grau de refinamento maior na classificação do risco. Verificou-se que a bacia da UFSC ainda é considerada de risco muito alto à ocorrência de enchentes. Por outro lado, uma análise mais refinada da condição de declividade das bacias leva a classificar três bacias com risco alto, especificamente, as bacias PITEU, ITARIRI e ERMO. Além disso, verificou-se a inclusão das bacias ITAPOCÚ, CGH CAJU, MIRIM DOCE e GUATAPARÁ BAIXO na lista de risco regular.

Na FIGURA 39, são apresentados os resultados da análise de correlação entre todos os parâmetros morfométricos obtidos para as bacias estudadas.

FIGURA 39 – Análise de Correlação Entre os Parâmetros Morfométricos



Fonte: O Autor (2023).

QUADRO 15 – Aplicação de Método Proposto nas Bacias hidrográficas

Parâmetros e Unidades		UFSC	PITEU	ITARIRI	VARGEM GRANDE	PARQUE TINGUI	CGH CAJU	SALTO DAS FLORES	MIRIM DOCE	PCH JOSÉ BARASUOL	PCH FAZENDA VELHA	ITAPOCU	PCH ANGELINA	GUATAPARÁ BAIXO	ERMO
Indicador da Decliv. Média dos Rios	D_R	%	12,5	9,1	0,8	0,4	2,1	0,4	1,5	0,2	0,2	1,2	1,4	0,2	1,5
Coef. de Susceptibilidade de Enchente	K_{SE}	% km/km²	45,6	7,4	0,9	0,5	1,7	0,6	1,4	0,3	0,1	1,1	0,3	1,6	2,2

Fonte: O Autor (2023).

QUADRO 16 – Proposta de Classificação

Parâmetros e Critério		UFSC	PITEU	ITARIRI	VARGEM GRANDE	PARQUE TINGUI	CGH CAJU	SALTO DAS FLORES	MIRIM DOCE	PCH JOSÉ BARASUOL	PCH FAZENDA VELHA	ITAPOCU	PCH ANGELINA	GUATAPARÁ BAIXO	ERMO
D_R	Pouco Inclinado - $D_R < 0,5\%$ Suavemente Inclinado - $0,5\% \leq D_R < 1,0\%$ Inclinado - $1,0\% \leq D_R < 2,5\%$ Moderadamente Inclinado - $2,5\% \leq D_R < 5\%$ Fortemente Inclinado - $D_R \geq 5\%$	fortemente inclinado	moderada m. inclinado	fortemente inclinado	suavemente e inclinado	pouco inclinado	inclinado	pouco inclinado	inclinado	pouco inclinado	pouco inclinado	inclinado	inclinado	pouco inclinado	inclinado
K_{SE}	Baixo - $K_{SE} < 1,0 \text{ \% km/km}^2$ Regular - $1,0 \leq K_{SE} < 2,0 \text{ \% km/km}^2$ Alta - $2,0 \leq K_{SE} < 10,0 \text{ \% km/km}^2$ Muito Alta - $K_{SE} \geq 10,0 \text{ \% km/km}^2$	muito alto	alta	alta	baixo	baixo	regular	baixo	regular	baixo	baixo	regular	baixo	regular	alto

Fonte: O Autor (2023).

4.1.2 Análise dos Métodos de Caracterização Geomorfológica

Os resultados da etapa de processamento do MDE de cada bacia foram organizados de forma hierárquica em sua respectiva ordem ω , para o comprimento dos rios, a área de contribuição e a declividade média, para cada sub-bacia ordenada segundo o critério de Strahler (1964). Os resultados obtidos são apresentados no FIGURA 40.

Pôde-se observar um crescente aumento do comprimento e área média com o aumento da ordem da sub-bacia, o que corrobora com a lei de Horton (1945), no entanto, foram identificadas exceções com relação à área média das bacias do ITAPOCU, TINGUI e UFSC, cujos níveis de dispersão encontrados quebram essa característica.

Também pôde-se verificar a influência da localização da seção da exutória relativa à sub-bacia de maior ordem (Ω) no comprimento médio dos cursos d'água e nas áreas de contribuição desta sub-bacia. Considerando que a sub-bacia de ordem Ω é composta por um único trecho, este é igual a própria média, interferindo significativamente na determinação das razões geomorfológicas, principalmente para executórias muito próximas das bifurcações (mudança de ordem), apresentando como resultado comprimento, área e até declividade média, não representativos às características reais da bacia. Em outras palavras, nos casos em que a exutória considerada está próxima das extremidades (início e fim) da sub-bacia de maior ordem, o comprimento e área apresentam valores distorcidos em relação à média real destas sub-bacias.

Outro aspecto marcante é o grau de dispersão encontrado, que varia, de forma caótica entre as ordens ω , sendo possível identificar a presença de *outliers* que poderiam, eventualmente, ser eliminados do processo de estimação das razões geomorfológicas.

Analisando os resultados para as declividades médias das sub-bacias, pode-se observar um comportamento similar ao dos parâmetros de comprimento e área, no entanto, cabe acrescentar que foi possível identificar tendências crescentes (TINGUI, CGH CAJU, MIRIM DOCE, PCH FAZENDA VELHA, ITAPOCU, GUATAPARÁ BAIXO, PCH ANGELINA), decrescentes (UFSC, PITEU, ITARIRI, VARGEM GRANDE, SALTO FLORES, ERMO) e uniformes (PCH JOSÉ BARASSUOL), tendo este comportamento relação com a concavidade ou convexidade das bacias estudadas.

FIGURA 40 – Dispersão dos Fatores Fisiográficos

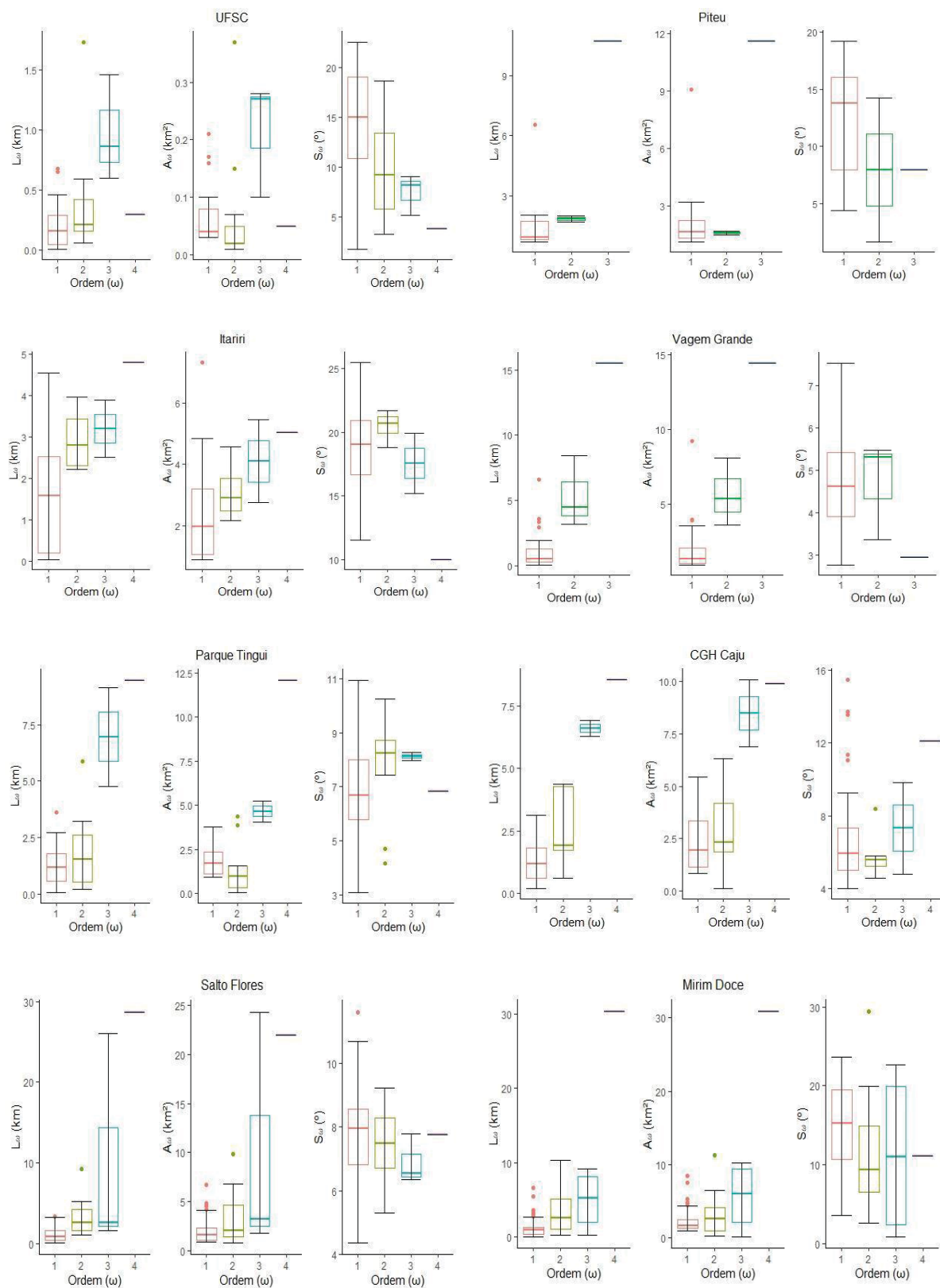
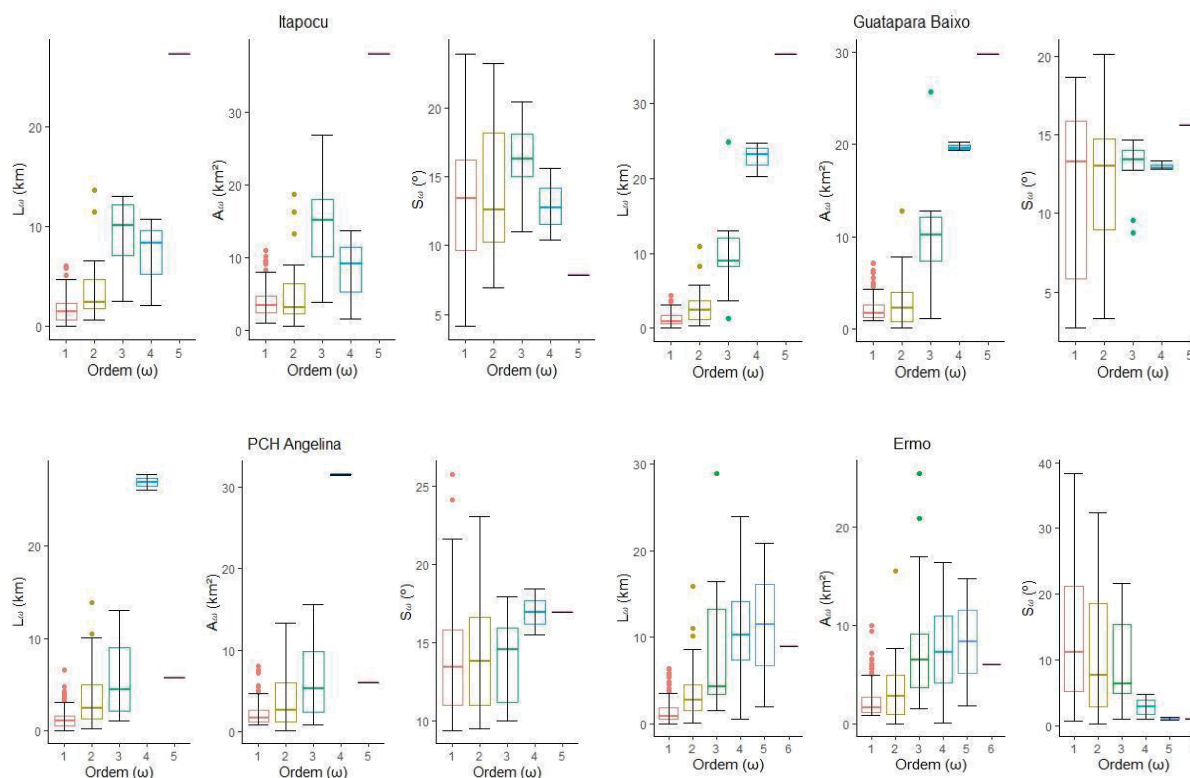


FIGURA 40 – Dispersão dos Fatores Fisiográficos – Cont.



Fonte: O Autor (2023).

Em seguida, realizou-se a estimação das razões geomorfológicas para todas as bacias estudadas, segundo os dois métodos utilizados nos estudos atuais (Método 1 e 2) e o método proposto no presente estudo (Método 3), sendo os resultados apresentados no QUADRO 17. As curvas dos ajustes dos Métodos 2 e 3 para cada bacia são apresentadas nos FIGURA 41 e 42, com os intervalos de confiança de 95% (linha verde tracejada) e de predição (linha preta tracejada). Como os métodos 2 e 3 resultam em estimação idênticas do R_b , seu ajuste foi apresentado somente na FIGURA 41.

FIGURA 41 – Regressões das Razões de Bifurcação

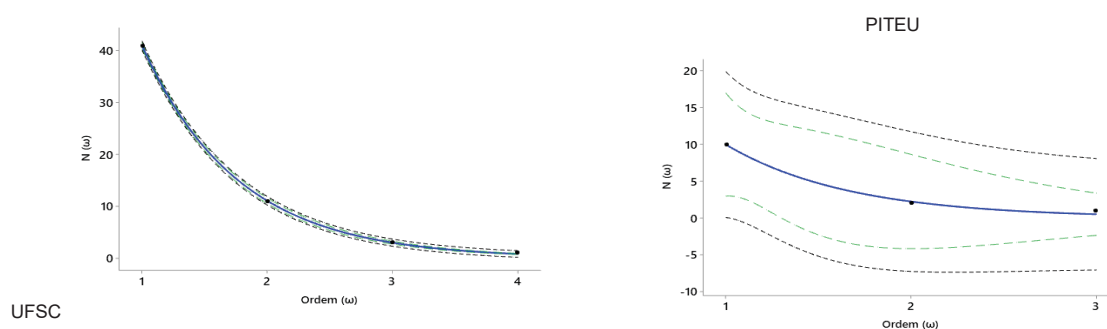


FIGURA 41 – Regressões das Razões de Bifurcação – Cont.

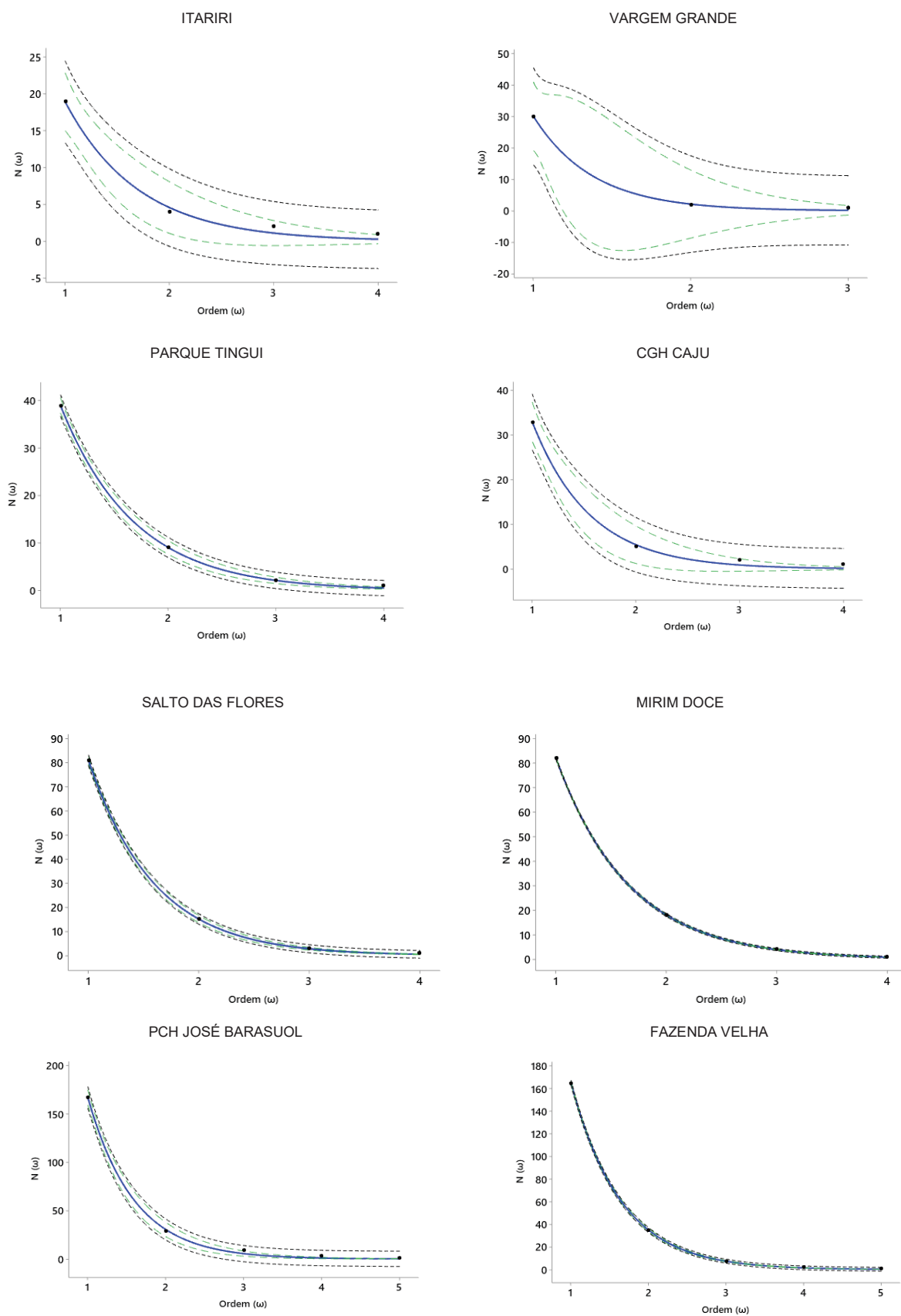
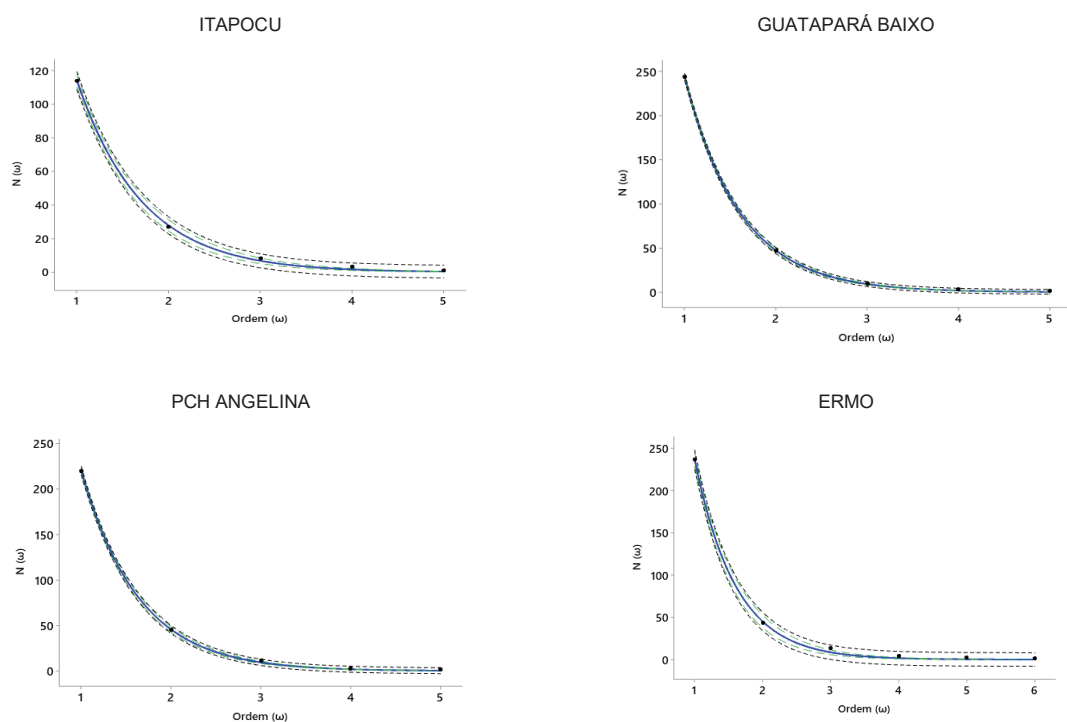


FIGURA 41 – Regressão das Razões de Bifurcação – Cont.



Fonte: O Autor (2023).

FIGURA 42 – Regressões das Razões de Comprimento, Área e Declividades Método 2 (À Esquerda) E Método 3 (À Direita)

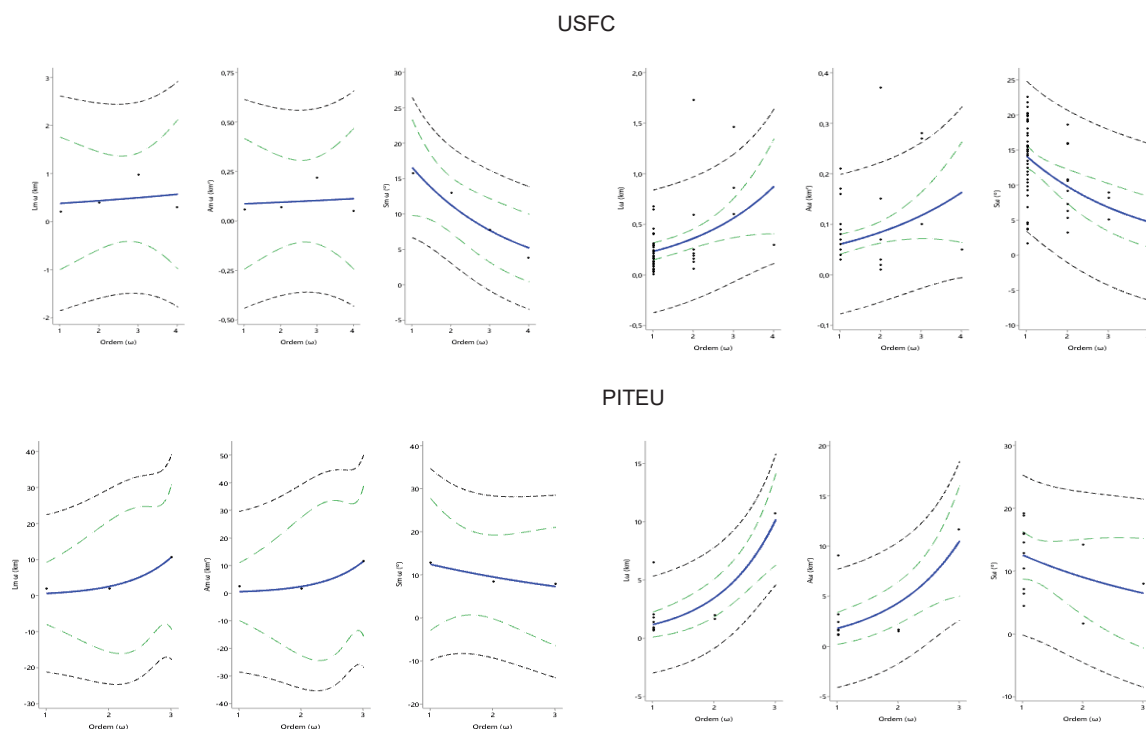
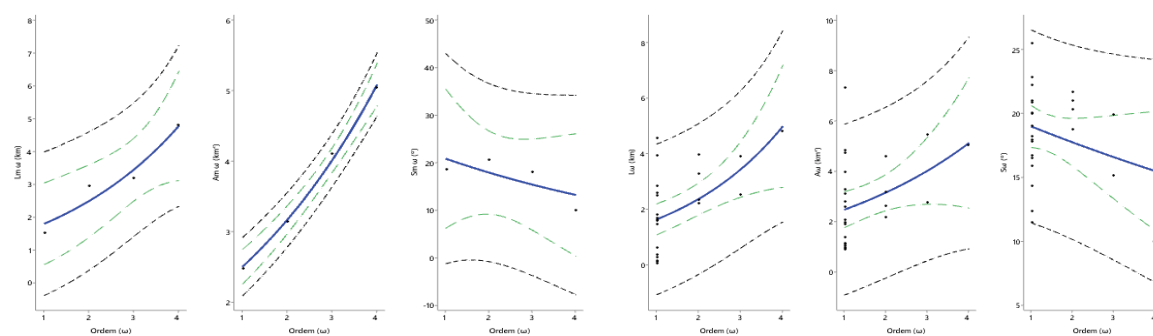
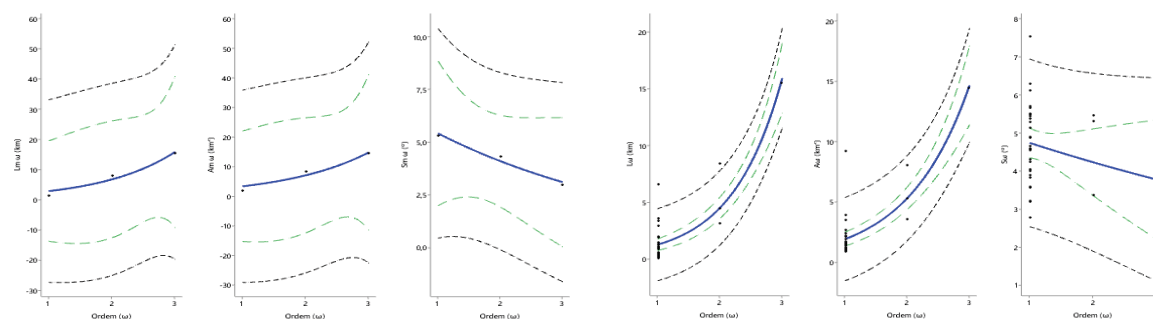


FIGURA 42 – Regressões Das Razões de Comprimento, Área e Declividades Método 2 (À Esquerda) E Método 3 (À Direita) – Cont.

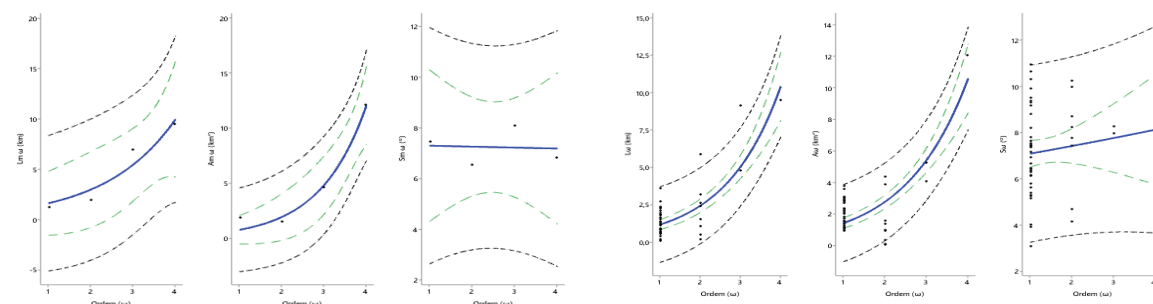
ITARIRI



VARGEM GRANDE



PARQUE TINGUI



CGH CAJU

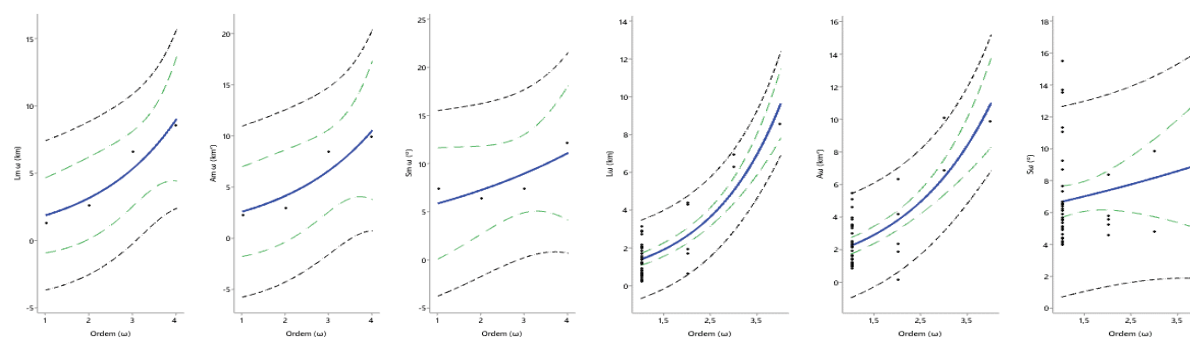
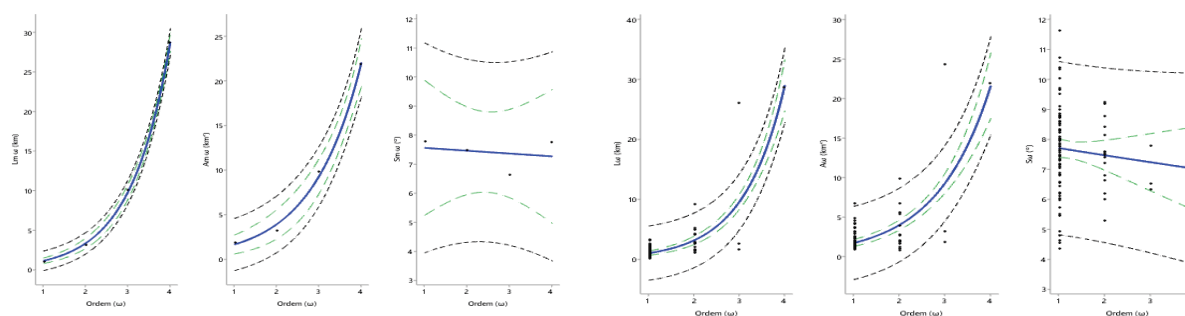
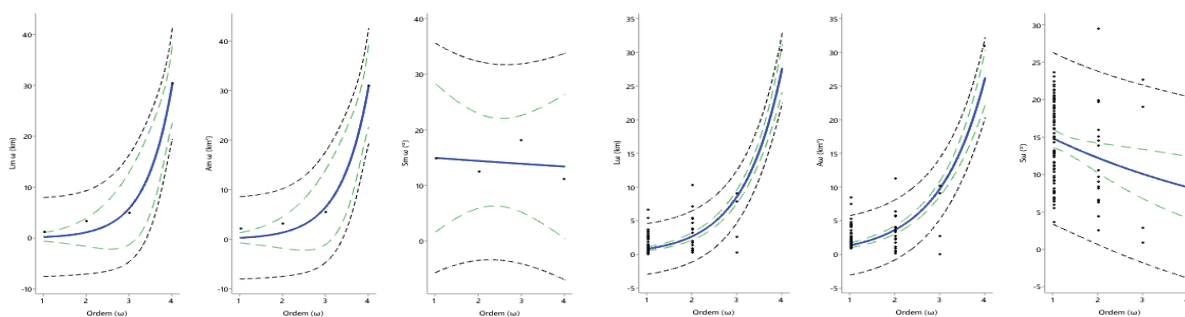


FIGURA 42 – Regressões das Razões de Comprimento, Área e Declividades Método 2 (À Esquerda) e Método 3 (À Direita) – Cont.

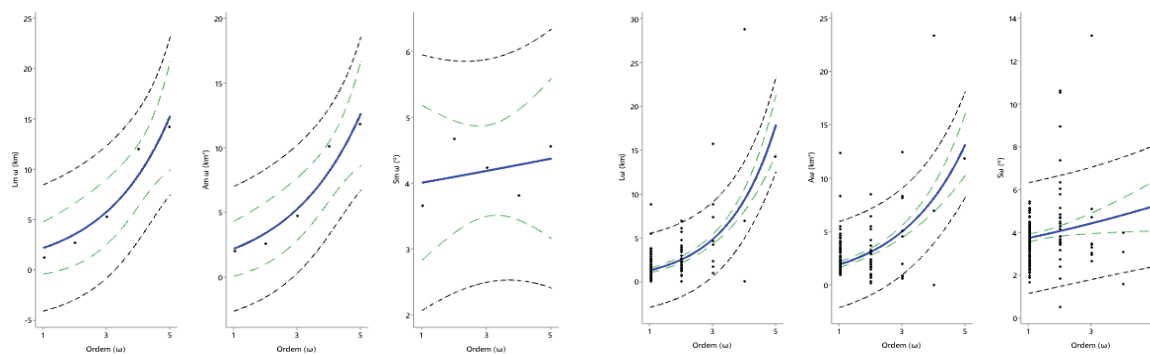
SALTO DAS FLORES



MIRIM DOCE



PCH JOSÉ BARASUOL



FAZENDA VELHA

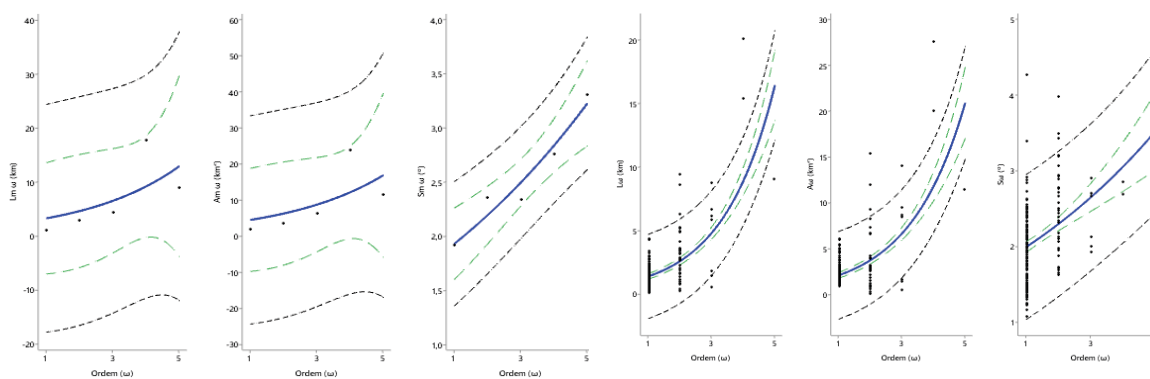
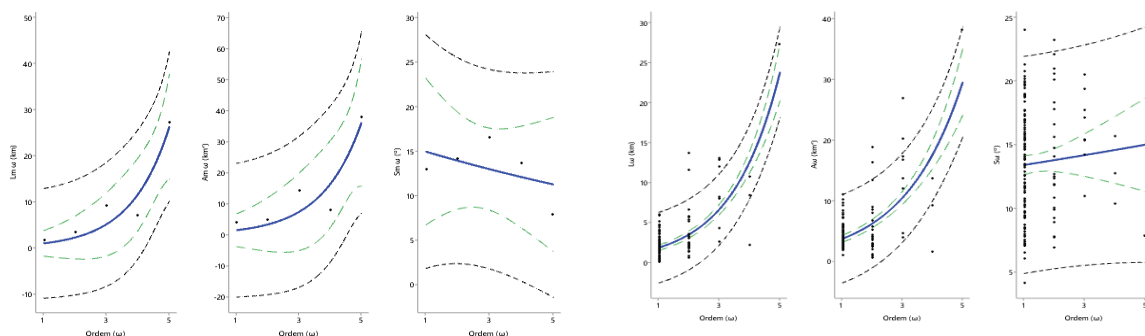
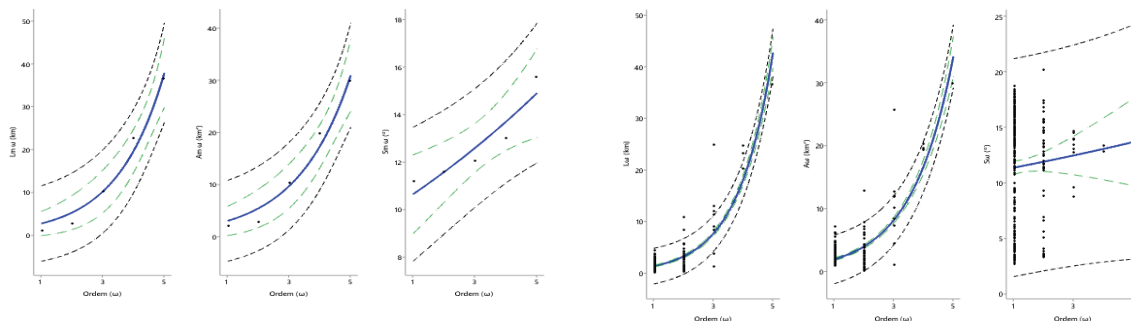


FIGURA 42 – Regressões das Razões De Comprimento, Área e Declividades Método 2 (À Esquerda) E Método 3 (À Direita) – Cont.

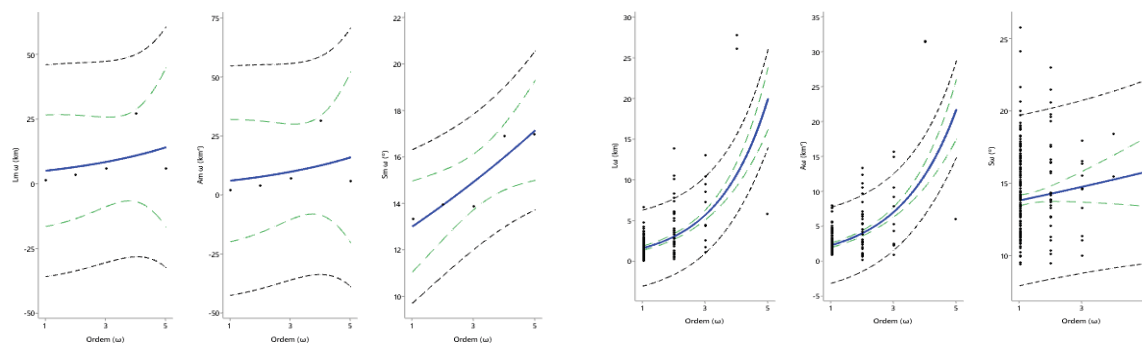
ITAPOCU



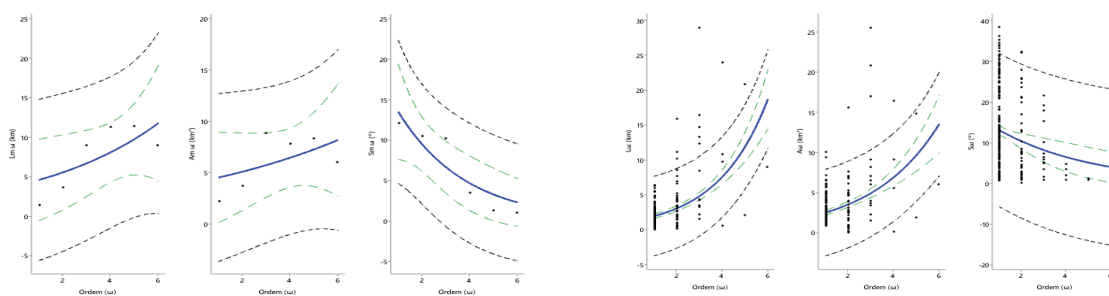
GUATAPARÁ BAIXO



PCH ANGELINA



ERMO



Fonte: O Autor (2023).

QUADRO 17 – Razões Geomorfológicas das Bacias Estudadas Segundo os Três Métodos

		Método 1				Método 2				Método 3			
		μ	CV	Int. Conf. 95% p/ μ		β	CV	Int. Conf. 95% p/ β		β	CV	Int. Conf. 95% p/ β	
UFSC	R _B	3,46	12%	3,07	3,86	3,71	1%	3,91	3,53	3,71	1%	3,91	3,53
	R _L	1,58	72%	0,47	2,69	1,15	293%	*	*	1,55	27%	1,22	1,91
	R _A	1,51	99%	0,05	2,96	1,09	500%	*	*	1,39	38%	1,05	1,73
	R _S	0,64	27%	0,47	0,81	1,47	22%	2,33	1,07	1,44	36%	1,98	1,15
PITEU	R _B	3,50	61%	1,10	5,90	4,48	15%	*	1,01	4,48	15%	*	1,01
	R _L	3,37	103%	-	7,31	4,24	40%	*	*	2,93	22%	1,82	*
	R _A	3,99	119%	-	9,36	4,81	53%	*	*	2,41	28%	1,35	*
	R _S	0,80	24%	0,58	1,02	1,31	36%	*	*	1,39	97%	10,20	1,22
ITARIRI	R _B	2,92	54%	1,36	4,48	4,15	16%	4,68	3,61	4,15	16%	4,68	3,61
	R _L	1,51	28%	1,10	1,92	1,38	20%	1,07	1,95	1,45	27%	1,17	1,77
	R _A	1,27	3%	1,23	1,31	1,27	4%	1,21	1,32	1,27	42%	1,00	1,55
	R _S	0,84	33%	0,57	1,11	1,16	69%	2,04	1,34	1,07	78%	1,20	1,03
VARGEM GRANDE	R _B	6,50	76%	0,90	12,10	5,47	24%	*	2,28	5,47	24%	*	2,28
	R _L	3,85	70%	0,78	6,92	2,34	29%	*	*	3,52	9%	2,87	4,53
	R _A	3,10	64%	0,86	5,34	2,09	32%	*	*	2,75	9%	2,28	3,38
	R _S	0,75	12%	0,65	0,85	1,32	18%	3,40	1,42	1,12	93%	1,43	1,07
PARQUE TINGUI	R _B	3,61	39%	2,24	4,98	4,31	3%	5,17	3,71	4,31	3%	5,17	3,71
	R _L	2,19	55%	1,01	3,37	1,83	28%	1,07	*	2,06	9%	1,82	2,35
	R _A	2,17	55%	0,99	3,35	2,49	15%	1,58	*	1,95	8%	1,72	2,22
	R _S	0,99	21%	0,78	1,20	1,01	992%	1,26	1,25	1,05	117%	1,07	1,15
CGH CAJU	R _B	3,70	68%	1,23	6,17	3,13	16%	3,63	2,63	3,13	16%	3,63	2,63
	R _L	1,95	32%	1,33	2,57	1,69	25%	1,08	*	1,90	8%	1,72	2,12
	R _A	1,78	53%	0,86	2,70	1,59	32%	1,07	*	1,70	11%	1,50	1,91
	R _S	1,22	31%	0,85	1,59	1,24	48%	1,29	2,49	1,11	82%	1,12	1,30
SALTO DAS FLORES	R _B	4,47	29%	3,21	5,73	5,36	1%	5,95	4,87	5,36	1%	5,95	4,87
	R _L	3,04	7%	2,83	3,25	2,92	2%	2,65	3,24	3,01	6%	2,66	3,47
	R _A	2,32	29%	1,66	2,98	2,36	6%	1,94	3,07	2,32	7%	2,07	2,62
	R _S	1,01	15%	0,86	1,16	1,01	295%	1,21	1,17	1,03	114%	1,11	1,04

*Impossível estimar através do método estatístico utilizado.

QUADRO 17 – Razões Geomorfológicas das Bacias Estudadas Segundo os Três Métodos – Cont.

		Método 1				Método 2				Método 3			
		μ	CV	Int. Conf. 95% p/ μ	β	CV	Int. Conf. 95% p/ β	β	CV	Int. Conf. 95% p/ β	β	CV	Int. Conf. 95% p/ β
MIRIM DOCE	R _B	4,35	7%	4,05	4,65	0%	4,65	2,86	0%	4,65	4,54	0%	4,65
	R _L	3,47	69%	1,12	5,82	18%	*	*	18%	*	3,19	5%	2,81
	R _A	2,95	78%	0,71	5,19	18%	*	*	18%	*	2,67	6%	2,35
	R _S	0,97	44%	0,55	1,39	315%	1,97	1,72	45%	1,49	1,21	45%	1,49
PCH JOSÉ BARASUOL	R _B	3,75	36%	2,57	4,93	7%	3,42	2,91	7%	3,42	3,16	7%	3,42
	R _L	1,92	26%	1,48	2,36	22%	1,25	2,46	6%	1,78	1,91	6%	1,78
	R _A	1,61	29%	1,20	2,02	20%	1,23	2,16	8%	1,50	1,62	8%	1,50
	R _S	1,09	17%	0,92	1,26	167%	1,10	1,15	36%	1,02	1,09	36%	1,02
PCH FAZENDA VELHA	R _B	3,80	36%	2,60	5,00	1%	4,94	4,53	1%	4,94	4,73	1%	4,94
	R _L	2,14	70%	0,83	3,45	86%	*	*	5%	1,74	1,85	5%	1,74
	R _A	1,94	70%	0,76	3,12	91%	*	*	6%	1,66	1,77	6%	1,66
	R _S	1,11	10%	1,01	1,21	15%	1,07	1,21	14%	1,11	1,15	14%	1,11
ITAPOCU	R _B	3,32	20%	2,73	3,90	3%	4,69	3,63	3%	4,69	4,09	3%	4,69
	R _L	2,31	55%	1,19	3,43	28%	1,31	*	5%	1,77	1,89	5%	1,77
	R _A	2,36	78%	0,74	3,97	36%	1,13	*	8%	1,56	1,52	8%	1,56
	R _S	1,13	24%	0,89	1,37	111%	1,39	1,18	120%	1,04	1,03	120%	1,04
GUATAPARÁ BAIXO	R _B	4,10	31%	2,99	5,21	1%	5,47	4,90	1%	5,47	5,16	1%	5,47
	R _L	2,50	37%	1,68	3,32	13%	1,54	2,65	2%	2,27	2,36	2%	2,27
	R _A	2,12	50%	1,18	3,06	14%	1,45	2,38	3%	1,97	2,04	3%	1,97
	R _S	1,04	8%	0,97	1,11	21%	1,03	1,15	84%	1,04	1,05	84%	1,04
PCH ANGELINA	R _B	4,12	37%	2,78	5,46	1%	5,17	4,53	1%	5,17	4,81	1%	5,17
	R _L	2,33	80%	0,70	3,96	165%	*	*	6%	1,76	1,87	6%	1,76
	R _A	2,09	87%	0,49	3,69	177%	*	*	6%	1,65	1,75	6%	1,65
	R _S	1,02	10%	0,93	1,11	26%	1,01	1,13	61%	1,01	1,03	61%	1,01
ERMO	R _B	3,21	23%	2,62	3,80	4%	6,36	4,48	4%	6,36	5,26	4%	6,36
	R _L	1,64	45%	1,05	2,23	56%	1,06	1,69	7%	1,49	1,57	7%	1,49
	R _A	1,35	56%	0,75	1,95	83%	1,14	1,52	10%	1,32	1,40	10%	1,32
	R _S	0,66	47%	0,41	0,91	30%	2,05	1,13	41%	1,56	1,26	41%	1,56

*Impossível estimar através do método estatístico utilizado.

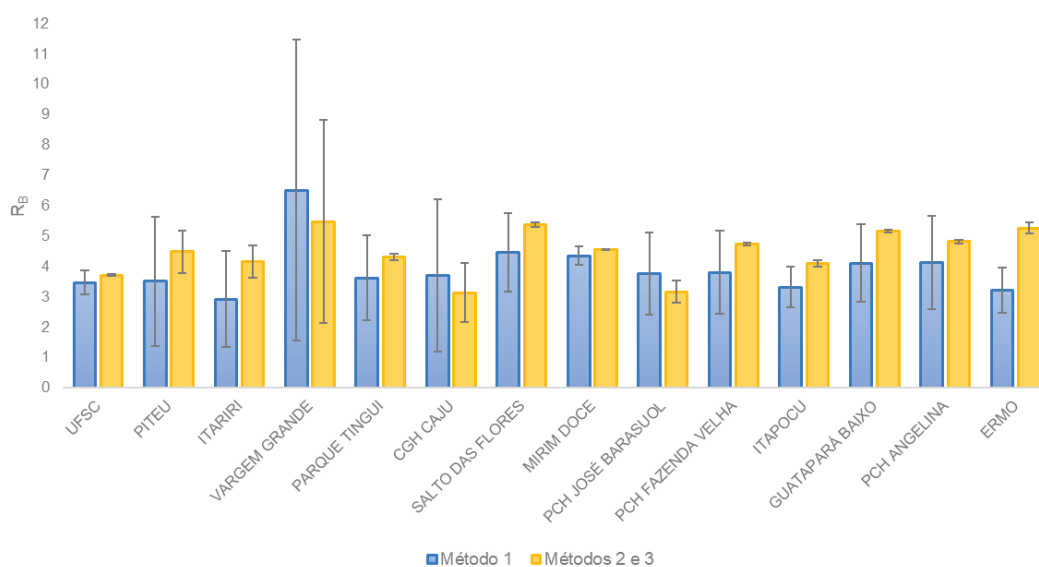
Fonte: O Autor (2023).

Analizando os resultados das Figuras 41 e 42, é possível perceber a tendência de progressão geométrica com a ordem ω para a relação entre número de bifurcações, comprimento dos rios e suas áreas de contribuição. Já no que tange à declividade média de cada sub-bacia, verificou-se que as Leis de Horton (1945) não são suficientes para explicar a variabilidade de seu valor entre as ordens de Strahler (1964).

Vale ressaltar que foram identificados três comportamentos que variaram com a curvatura das bacias, como: bacias côncavas (UFSC e Piteu), convexas (Parque Tingui e Itariri) ou em formato de “S” (CGH Caju). Logo, não há uma razão de proporcionalidade com tendência definida, como ocorre com as outras três razões morfométricas.

O número de bifurcações é muito bem representado pela técnica de regressão simples não-linear, sendo que somente a bacia de Vargem Grande apresentou resultados menos satisfatórios. Na FIGURA 43, é apresentada a comparação dos resultados obtidos para a estimação do R_b em cada bacia, pelo Método 1 e Métodos 2 e 3 (idênticos), onde identifica-se que o Método 1, resultou em razões de bifurcação menores que as encontradas nos métodos 2 e 3 para todas as bacias, bem como maior incerteza na estimação. Os resultados gerais para o R_b variaram entre 3,0 e 7,0.

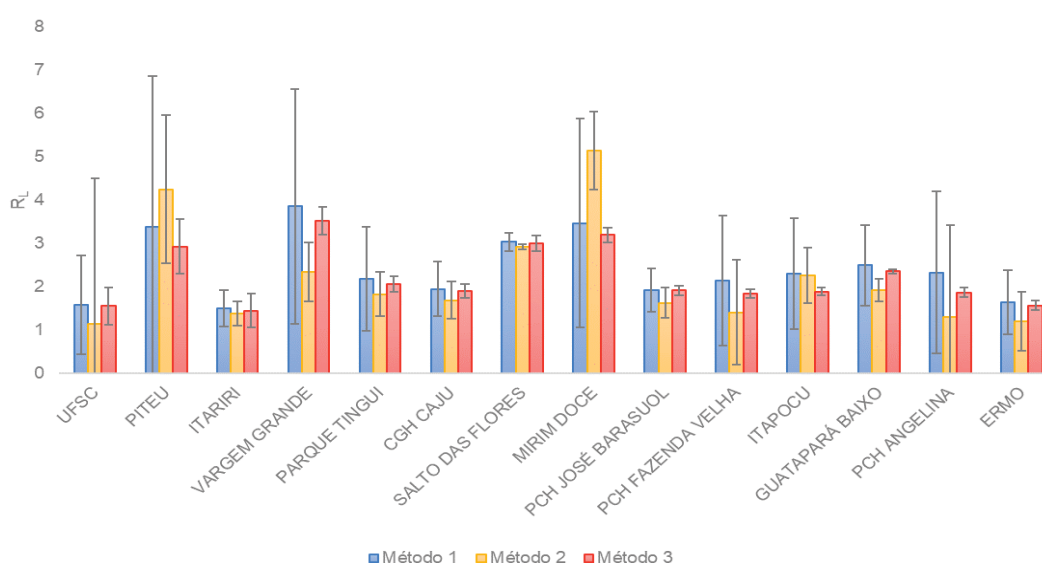
FIGURA 43 – Análise das Razões de Bifurcação das Bacias



Fonte: O Autor (2023).

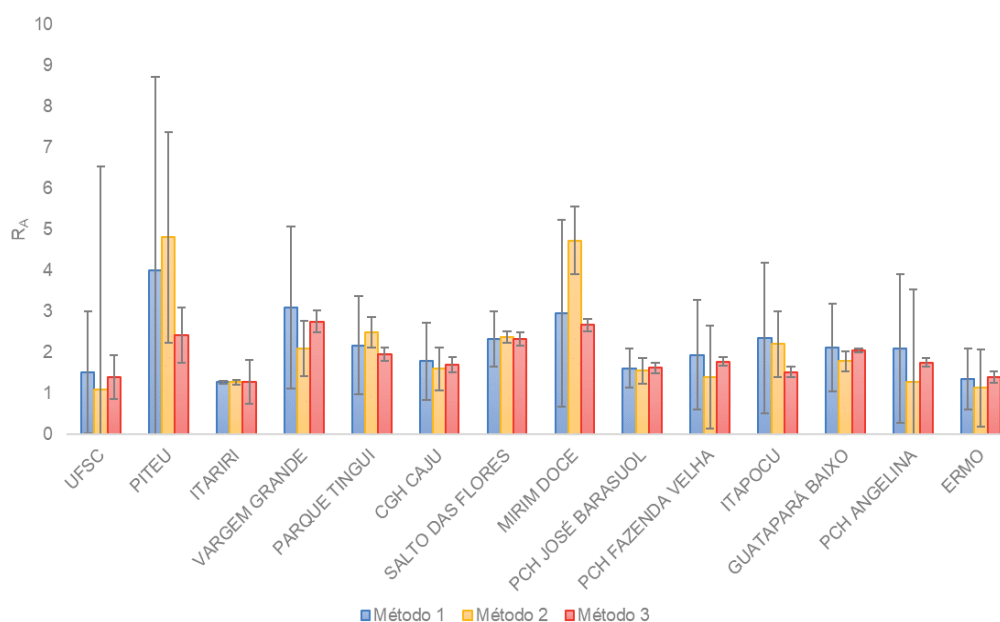
Na FIGURA 44, é apresentada a comparação dos resultados obtidos para a estimação do R_L de cada bacia para os três métodos. Os resultados encontrados variaram entre 1,0 e 5,0. Verificou-se maior proximidade dos valores obtidos entre os Métodos 1 e 3, sendo que o Método 3 apresentou menor amplitude no intervalo de confiança (95%), resultando em menor incerteza na estimação.

FIGURA 44 – Análise das Razões do Comprimento das Bacias



Fonte: O Autor (2023).

FIGURA 45 – Análise das Razões da Área das Bacias



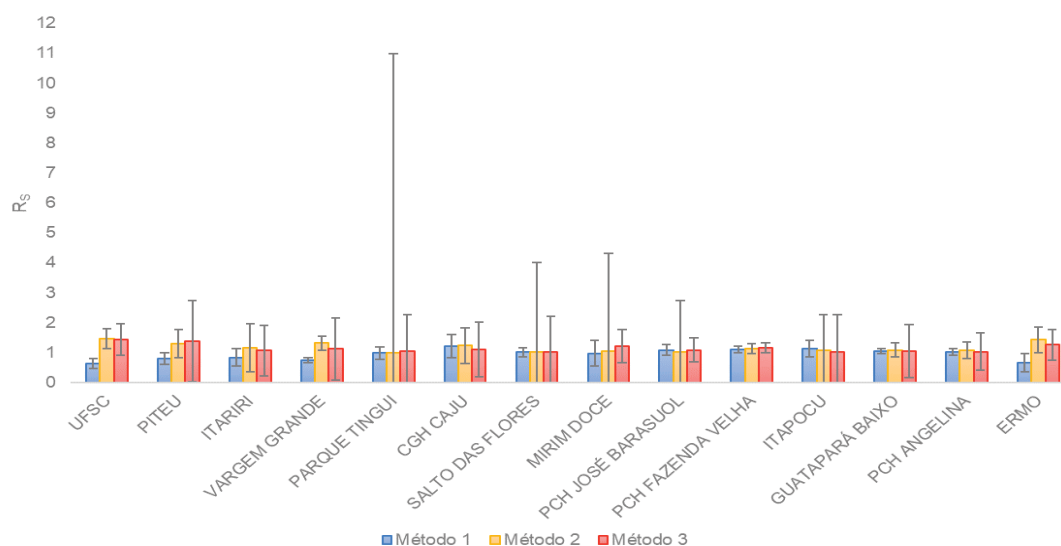
Fonte: O Autor (2023).

As estimativas do R_A de cada bacia são apresentadas na FIGURA 45, sendo o comportamento muito similar ao encontrado para o R_L . O Método 3 também apresentou para esta razão a menor amplitude no intervalo de confiança (95%). Seus resultados ficaram entre 1,0 e 5,0.

Por fim, quando analisado o comportamento das Razões de Horton (1945) para declividade média das sub-bacias, conforme apresentado na FIGURA 46, pôde-se verificar que a estimação do R_S apresentou resultados praticamente homogêneos para todas as bacias, próximos ao valor de 1,0. Isso corrobora com a hipótese de não haver uma progressão geométrica característica entre as declividades médias e as ordens ω das sub-bacias.

Esse resultado também nos leva a crer que o comportamento da variação das declividades médias entre as classes de ordem ω das sub-bacias pode ser bem representado por uma aproximação linear, sendo a declividade média da bacia coerente para representá-la, podendo ser obtida a partir do MDE. De toda maneira, os Métodos 1 e 3 mostraram-se mais eficientes para a estimação da razão da declividade (R_S).

FIGURA 46 – Análise das Razões da Declividade das Bacias



Fonte: O Autor (2023).

A estimativa dos parâmetros médios característicos de cada ordem (ω) pode ser realizada através das razões de bifurcação (R_B), de comprimentos (R_L), áreas (R_A)

e de declividades (R_s), expressas matematicamente pelas equações (93), (94), (95) e (96):

$$N_{\omega} = R_B^{(\Omega - \omega)} \quad (93)$$

$$\bar{L}_{\omega} = \bar{L}_{\Omega} R_L^{(\omega - \Omega)} \quad (94)$$

$$\bar{A}_{\omega} = \bar{A}_{\Omega} R_A^{(\omega - \Omega)} \quad (95)$$

$$\bar{S}_{\omega} = \bar{S}_{\Omega} R_S^{(\omega - \Omega)} \quad (96)$$

Onde: ω = a ordem do canal ($\omega = 1, 2, 3, \dots, \Omega$); Ω = a ordem da bacia; N_{ω} = o número de canais de ordem ω ; $\bar{L}_{\omega}$ = o comprimento médio dos canais de ordem ω ; $\bar{A}_{\omega}$ a área média das sub-bacias de ordem ω ; $\bar{S}_{\omega}$ = declividade média das sub-bacias de ordem ω .

Cabe ressaltar algumas constatações relativas ao método inicialmente proposto por Horton (1945), representado pelas equações (93), (94), (95) e (96). A equação (93) mostrou-se eficiente para a descrição do comportamento progressivo das bifurcações dos cursos d'água, pois uma progressão geométrica é bem aderente ao modelo. As equações (94) e (95) podem apresentar distorções dos resultados a depender da localização da exutória no curso d'água de maior ordem (Ω) da bacia.

Como exemplo disso, analisou-se a bacia da UFSC, FIGURA 47, onde se realizaram duas estimativas para a razão de comprimento: na primeira (Est-1) os comprimentos médios de cada ordem foram estimados através da equação (94) utilizando R_L igual a médias das três razões calculas entre as quatro ordens ($R_L = 1,58$). Percebe-se, no QUADRO 18, que há uma distorção significativa entre os comprimentos estimados, em função da baixa representatividade do R_L calculado, que reflete em elevados valores de erro relativo (ER) na estimação do $\bar{L}_{\omega}$ Est-1. Na segunda estimativa (Est-2), procedeu-se a análise também através da equação (94), no entanto, desconsiderou-se da média a razão de comprimento entre as duas últimas ordens ($R_L = 2,22$). Naturalmente, tal método apresenta resultados mais satisfatórios.

O mesmo comportamento observou-se para a razão de área média das bacias estudadas.

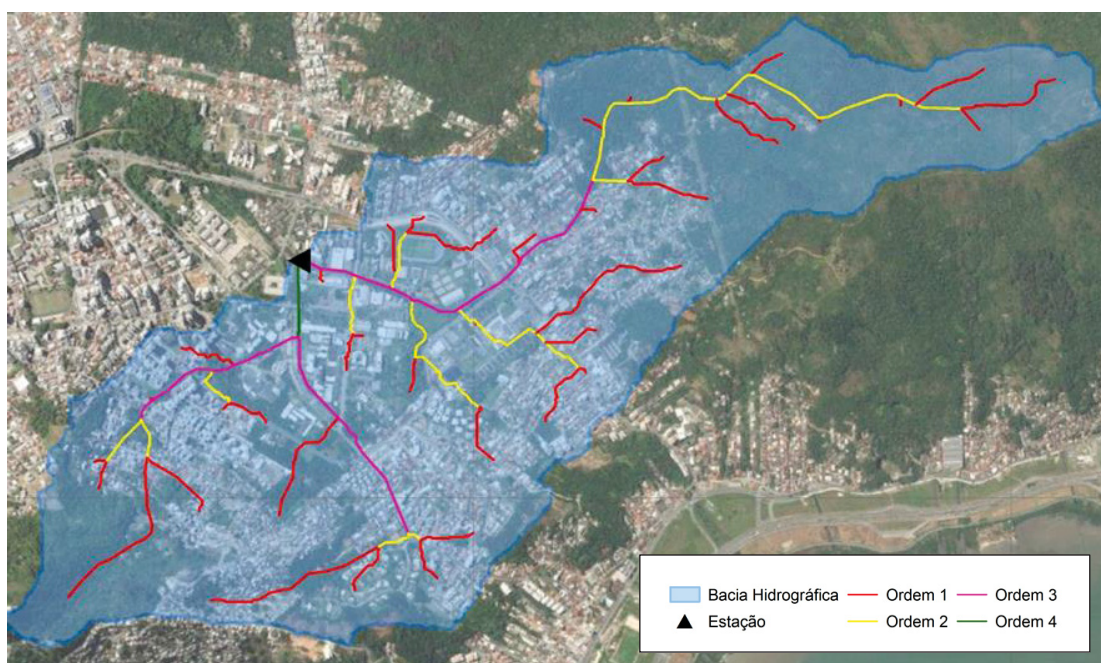
QUADRO 18 – Análise da Eficiência na Estimativa dos Parâmetros de Comprimento Médio das Sub-Bacias Através da Razão Geomorfológica - R_L

ω (-)	$\bar{L}_\omega$ Real (km)	R_L (-)	$\bar{L}_\omega$ Est-1 (km)	ER (%)	$\bar{L}_\omega$ Est-2 (km)	ER (%)
1	0,20		0,09	-56%	0,20	-2%
2	0,39	1,96	0,13	-66%	0,44	11%
3	0,97	2,48	0,20	-80%	0,97	0%
4	0,30	0,31	0,30	3%	0,30	0%

Fonte: O Autor (2023).

Uma alternativa para melhorar a representatividade do resultado seria considerar para o cálculo das razões o comprimento e área total da sub-bacia de maior ordem (Ω), independente localização da exutória.

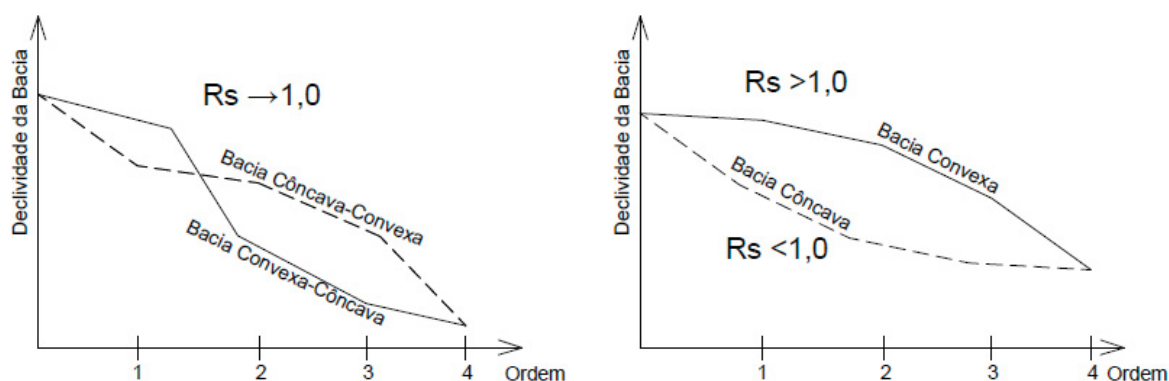
FIGURA 47 – Posição da Exutória da Bacia da UFSC



Fonte: O Autor (2023).

Também é possível identificar uma tendência comportamental para as razões da declividade ($\bar{S}_\omega$), frente à forma de distribuição das declividades médias das sub-bacias ordenadas, conforme ilustrado conceitualmente no FIGURA 48.

FIGURA 48 – Representação Esquemática do Comportamento das Razões de Declividade e a Representação do Perfil Médio da Bacia



Fonte: O Autor (2023).

A razão da declividade, representada na equação (96), pode ser utilizada para representar a tendência da variação das declividades entre as sub-bacias, podendo indicar se a predominância da bacia é côncava, convexa, convexo-côncavo ou côncavo-convexo.

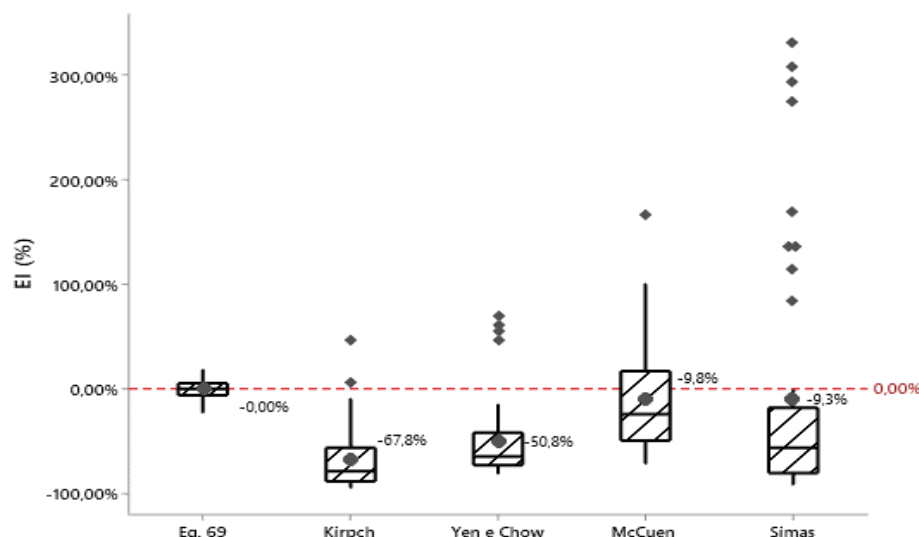
4.2 ANÁLISE DO MÉTODO PARA ESTIMAÇÃO DO TEMPO DE CONCENTRAÇÃO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

Conforme a proposta metodológica, o tempo de concentração foi estimado para as 14 bacias e os 47 eventos hidrológicos, aplicando o método proposto na equação (69) e comparando com quadro equações empíricas selecionadas.

Na FIGURA 49, são apresentados os erros relativos encontrados nos cinco métodos de estimação do tempo de concentração, considerando os parâmetros fisiográficos das bacias e os dados hidrológicos e hidráulicos de cada evento. O método proposto apresentou a menor valor do conjunto dos erros individuais (EI) dos eventos estudados, sendo seguido pela equação de Kirpich (1940), apesar de ter apresentado maior erro médio geral. Todas as quatro equações empíricas estudadas apresentaram erros individuais e médios superiores ao método proposto. Cabe

ressaltar que o erro médio igual a 0%, no método proposto, foi atingido devido ao critério de calibração utilizado.

FIGURA 49 – Análise de Dispersão dos Erros de Estimação do Método Proposto e das Quatro Equações Empíricas



Fonte: O Autor (2023).

Os resultados individuais da aplicação da equação (69), bem como os resultado da estimação do tempo de concentração para os métodos empíricas escolhidas e d equação (69), são apresentados no QUADRO 19.

Como se pode perceber, o método proposto apresentou boa aderência para as bacias com área de até 500 km², com erros individuais em geral menores que 10% (exceto para as bacias do Guataparé Baixo e Ermo), sendo este resultado melhor que o apresentado pelas demais equações empíricas estudadas.

Pode-se constatar que mesmo para as bacias maiores, como Itapocu, PCH Angelina, Guataparé Baixo e Ermo, os erros individuais obtidos pela equação (69) são bem aceitáveis. As equações empíricas mostram um desempenho sofrível, com erros bastante elevados, chegando até a 100% em alguns casos.

Considerando que a estimação do tempo de concentração foi baseada na cinemática do escoamento direto nas vertentes e no canal principal, existe forte correlação entre os valores da velocidade média de percurso total observadas (considerando a distância total do escoamento superficial direto na bacia) e a velocidade média de percurso total estimada pela equação (69).

QUADRO 19 – Resultados Individuais da Estimação do Tempo de Concentração Para Cada Bacia Estudada

Bacia Analisada	Eventos Analisados	Est (Eq. 69)	Kirpch	Yen e Chow	McCuen	Simas	Obs	Est (Eq.69)	Kirpch	Yen e Chow	McCuen	Simas
		(h)	(h)	(h)	(h)	(h)	(h)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
UFSC	1	0,6	0,4	0,9	1,1	2,2	0,6	6%	-38%	55%	101%	294%
	2	0,6	0,4	0,9	0,9	2,2	0,6	-1%	-41%	47%	44%	275%
	3	0,5	0,4	0,9	0,3	2,2	0,6	-10%	-36%	60%	-37%	309%
	4	0,5	0,4	0,9	0,5	2,2	0,5	5%	47%	70%	-2%	332%
Piteu	5	37,1	2,0	9,5	18,2	4,8	36,0	3%	-94%	-74%	-49%	-87%
	6	35,6	2,0	9,5	19,4	3,1	36,0	-1%	-94%	-74%	-46%	-92%
	7	33,7	2,0	9,5	30,1	4,8	36,0	-6%	-94%	-74%	-16%	-87%
	8	37,6	2,0	9,5	13,7	4,8	36,0	4%	-94%	-74%	-62%	-87%
Itariri	9	11,5	0,9	7,0	14,0	7,9	12,0	-4%	-92%	-42%	17%	-34%
	10	13,1	0,9	7,0	19,6	7,9	12,0	9%	-92%	-42%	63%	-34%
	11	11,4	0,9	7,0	12,8	5,2	12,0	-5%	-92%	-42%	7%	-57%
Vargem Grande	12	36,9	4,2	9,5	66,6	3,4	36,0	2%	-88%	-74%	85%	-90%
	13	37,2	4,2	9,5	64,2	6,5	36,0	3%	-88%	-74%	78%	-82%
	14	34,0	4,2	9,5	46,5	6,5	36,0	-6%	-88%	-74%	29%	-82%
Parque Tingui	15	12,3	5,3	4,2	18,3	9,8	12,0	3%	-56%	-65%	52%	-18%
	16	10,9	5,3	4,2	16,1	6,3	12,0	-9%	-56%	-65%	34%	-48%
	17	13,4	5,3	4,2	32,0	6,3	12,0	11%	-56%	-65%	166%	-48%
	18	11,4	5,3	4,2	15,5	6,3	12,0	-5%	-56%	-65%	29%	-48%
CGH Caju	19	9,1	2,2	4,7	8,2	9,9	10,0	-9%	-78%	-53%	-18%	-1%
	20	10,3	2,2	4,7	7,0	9,9	10,0	3%	-78%	-53%	-30%	-1%
	21	10,6	2,2	4,7	18,5	6,5	10,0	6%	-78%	-53%	85%	-35%
Salto das Flores	22	38,1	9,3	12,8	24,7	7,0	38,0	0%	-76%	-66%	-35%	-81%
	23	34,9	9,3	12,8	17,4	10,7	37,0	-6%	-75%	-65%	-53%	-71%
	24	38,0	9,3	12,8	22,5	7,0	36,0	6%	-74%	-64%	-38%	-80%
Mirim Doce	25	32,6	4,8	11,9	13,6	11,7	30,0	9%	-84%	-60%	-55%	-61%
	26	31,5	4,8	11,9	9,2	11,7	32,0	-1%	-85%	-63%	-71%	-64%
	27	31,6	4,8	11,9	23,2	7,9	34,0	-7%	-86%	-65%	-32%	-77%
PCH José Barasuol	28	46,0	9,8	12,3	19,9	13,8	49,0	-6%	-80%	-75%	-59%	-72%
	29	41,8	9,8	12,3	15,2	13,8	38,0	10%	-74%	-68%	-60%	-64%
	30	43,3	9,8	12,3	14,0	20,9	45,0	-4%	-78%	-73%	-69%	-54%
PCH Fazenda Velha	31	74,0	13,1	14,5	23,8	20,8	69,0	7%	-81%	-79%	-66%	-70%
	32	70,3	13,1	14,5	57,8	13,5	76,0	-7%	-83%	-81%	-24%	-82%
	33	76,2	13,1	14,5	82,8	13,5	76,0	0%	-83%	-81%	9%	-82%
Itapocu	34	7,8	6,3	5,1	7,0	18,9	8,0	-2%	-21%	-36%	-12%	136%
	35	7,4	6,3	5,1	4,3	18,9	8,0	-8%	-21%	-36%	-47%	136%
	36	7,7	6,3	5,1	6,2	18,9	7,0	10%	-9%	-27%	-12%	170%
	37	6,9	6,3	5,1	6,8	12,9	7,0	-2%	-9%	-27%	-2%	84%
	38	6,1	6,3	5,1	5,5	12,9	6,0	1%	6%	-15%	-9%	115%
PCH Angelina	39	60,3	5,6	22,9	32,9	17,3	60,0	1%	-91%	-62%	-45%	-71%
	40	54,9	5,6	22,9	17,9	17,3	60,0	-9%	-91%	-62%	-70%	-71%
	41	64,8	5,6	22,9	53,6	11,0	60,0	8%	-91%	-62%	-11%	-82%
Guatapar Baixo	42	29,4	13,0	10,4	27,4	24,8	38,0	-23%	-66%	-73%	-28%	-35%
	43	40,3	13,0	10,4	33,6	24,8	34,0	18%	-62%	-69%	-1%	-27%
	44	39,6	13,0	10,4	22,2	24,8	38,0	4%	-66%	-73%	-42%	-35%
Ermo	45	46,7	6,1	16,2	16,8	18,0	39,8	17%	-85%	-59%	-58%	-55%
	46	34,0	6,1	16,2	12,4	12,1	39,0	-13%	-84%	-58%	-68%	-69%
	47	39,1	6,1	16,2	26,6	18,0	41,0	-5%	-85%	-60%	-35%	-56%

-50%

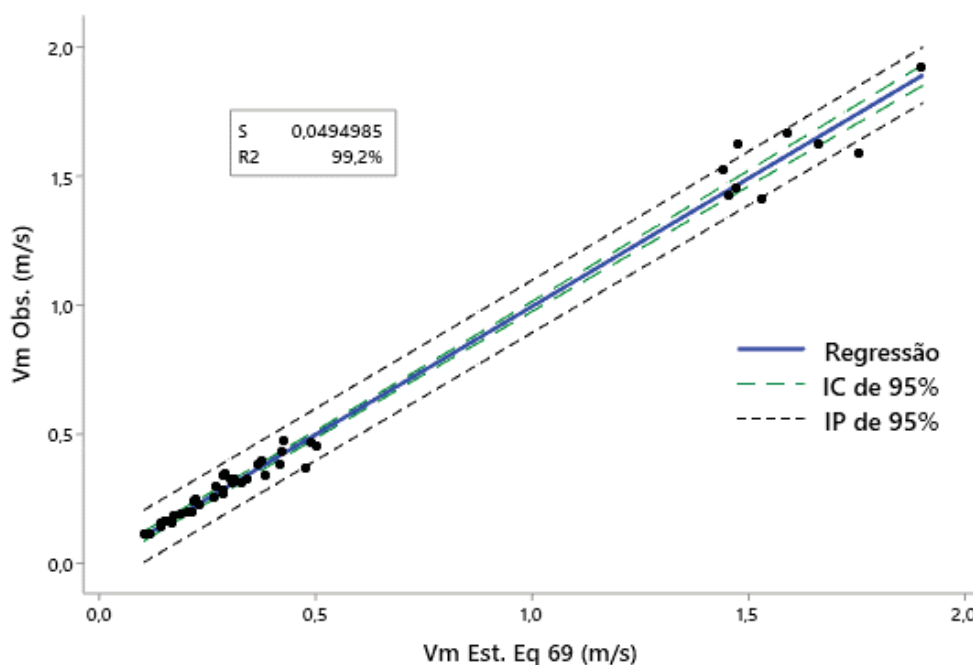
50%



Fonte: O Autor (2023).

Conforme a FIGURA 50, a velocidade média do escoamento, estimada $\left(V_m = \frac{L_v + L_t}{t_c}\right)$ através do tempo de concentração estimado pela equação (69), apresenta relação linear ($R^2 = 99\%$) com a velocidade média do escoamento estimada considerando o tempo de concentração observado. Isso indica que a velocidade de escoamento pode ser bem representada pelo método da onda cinemática, cabendo observar de forma coerente as características físicas e hidráulicas do fenômeno a ser representado.

FIGURA 50 – Comparação da Velocidade Média Observada e Estimada Pelo Método Proposto



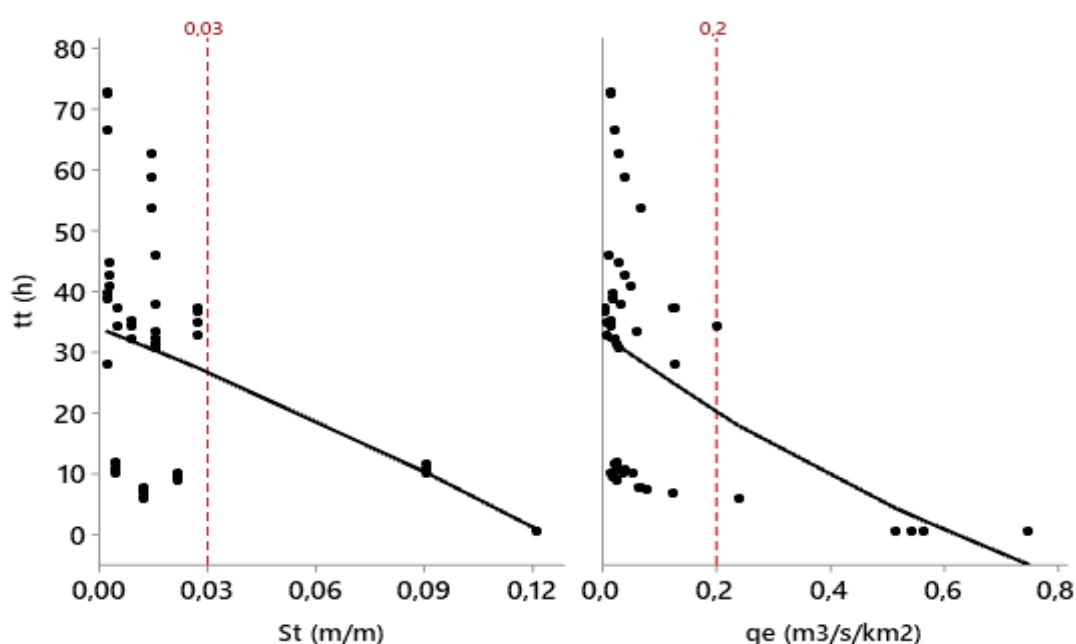
Fonte: O Autor (2023).

Percebe-se também uma maior dispersão dos resultados do modelo no caso de velocidades maiores.

Uma observação importante é que a velocidade média estimada pelo tempo de concentração da Equação (69) representa a velocidade de translação do escoamento direto, considerando o instante em que este se aproxima do fim do hidrograma de escoamento direto (Ponto C) retornando à condição de escoamento básico. O método também considera as variações espaciais ao longo da trajetória nas vertentes e talvegue, no entanto, desconsiderando as suas variações temporais em cada seção, ao longo da passagem da onda de cheia.

Na FIGURA 51, pode-se verificar que há uma relação inversa entre o tempo de percurso no canal com as declividades e vazões específicas, sendo a variação muito mais significativa para valores abaixo de respectivamente, 0,03 m/m e 0,20 m³/skm², influenciada pela mudança da resistência do escoamento no canal. Assim, pequenas alterações de inclinação e rugosidade do talvegue podem ocasionar variações significativas no tempo de percurso no talvegue (t_t).

FIGURA 51 – Comparação do Tempo de Percurso no Canal Com a Sua Declividade Média e a Vazão Específica da Bacia

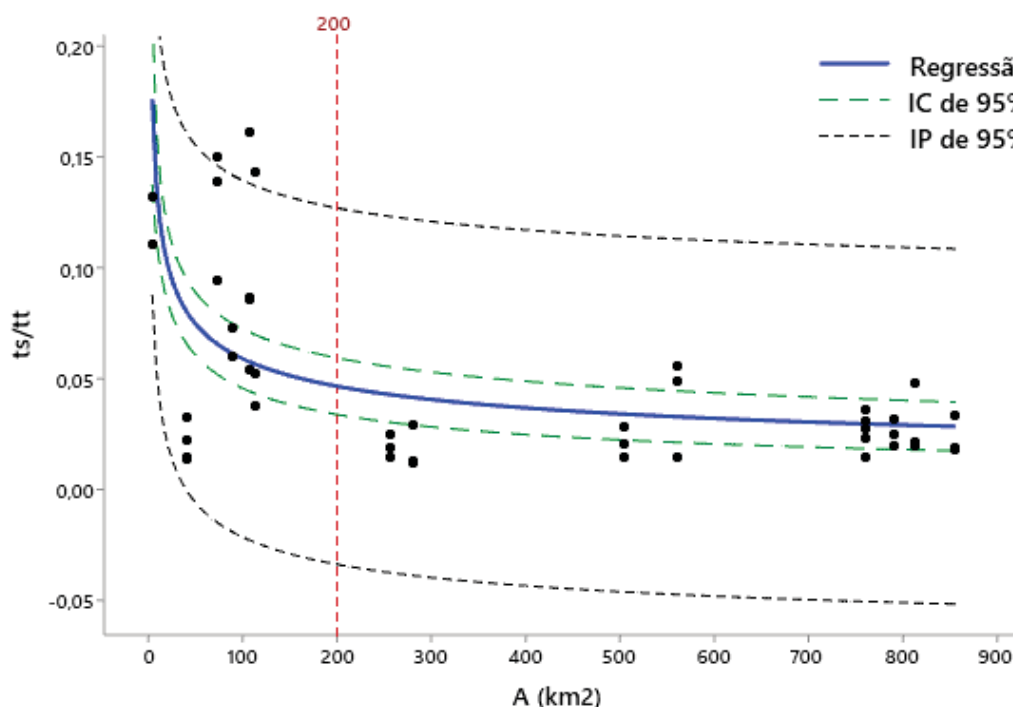


Fonte: O Autor (2023).

Para as bacias com área de drenagem maiores que 500 km², o critério de calibração de um único coeficiente de Manning médio para todos os eventos não é suficiente para representar o fenômeno. Também, nas bacias maiores, o escoamento nas vertentes não é significativo para a estimativa do tempo de concentração. A FIGURA 52 mostra a relação entre o tempo de percurso nas vertentes (t_v) e o tempo de percurso no canal (t_t). Os resultados indicaram que o tempo de percurso do escoamento direto nas vertentes representa menos que 5% do total do tempo de concentração, no caso de bacias com mais de 200 km². Para bacias menores, o tempo de percurso nas vertentes é mais significativo na estimativa do tempo de concentração.

Essa constatação também justifica a maior dispersão dos erros individuais (EI) obtidos para as bacias maiores, quando considerado o coeficiente de rugosidade de Manning igual para todos os eventos hidrológicos, conforme apresentado no QUADRO 19.

FIGURA 52 – Proporção Entre os Tempos de Trajetória e a Área das Bacias



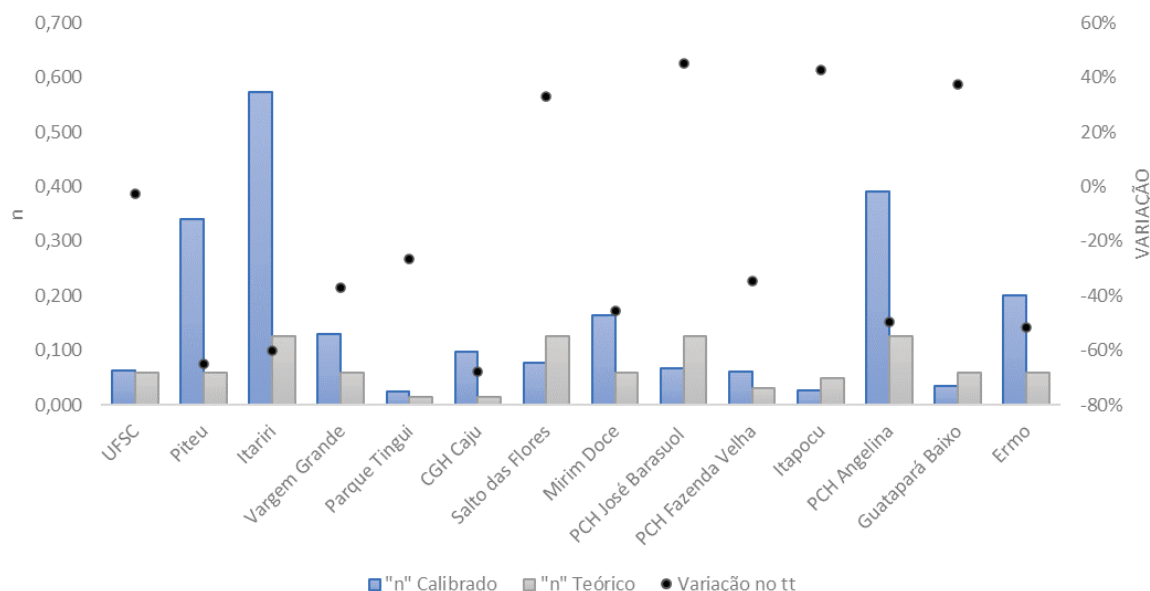
Fonte: O Autor (2023).

Portanto, dada a relevância do coeficiente de rugosidade de Manning (n), na estimativa do tempo de percurso no talvegue, apresenta-se, na FIGURA 53, uma análise comparativa entre os coeficientes de rugosidade de Manning calibrados com os recomendados pela bibliografia, bem como sua sensibilidade (variação) em relação ao resultado da estimativa do tempo de percurso no talvegue. Percebe-se uma coerência entre os coeficientes calibrados e os estimados indiretamente, exceto nas bacias Piteu, Itariri e Angelina.

Foi possível verificar uma variação significativa (acima de 30%) somente nas bacias do Itapocu, Guatapar Baixo, Barasoul e Salto das Flores. O fato é que mesmo pequenas variaes no coeficiente de rugosidade de Manning apresentaram grandes distores na estimativa do tempo de percurso no talvegue. Logo, devido à representatividade do tempo de escoamento no talvegue, na determinação do tempo

de concentração da bacia, fica clara a importância dos parâmetros hidráulicos do escoamento para a estimativa, sendo este a maior fonte de distorções dos resultados.

FIGURA 53 – Comparação Entre o Coeficiente de Rugosidade de Manning Calibrado e Proposto Pela Literatura Com a Variação Percebida no Tempo de Percurso no Talvegue



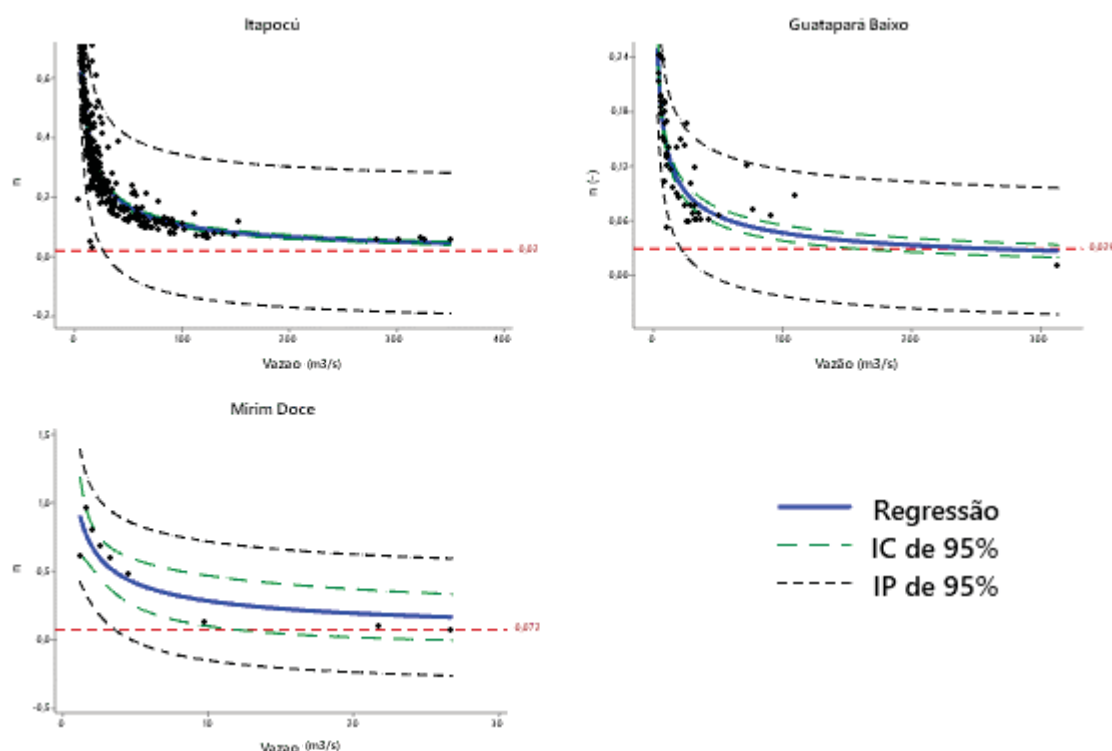
Fonte Teórica: Chow, Maidment, Mays (1988) e Porto (2006).

Portanto, na prática, para bacias sem observação permanece o problema da estimação correta do coeficiente de Manning e da vazão do início do escoamento básico, o que não é tarefa fácil sem observações de campo.

Na FIGURA 54, apresentam-se os coeficientes de Manning, estimados para três seções estudadas nas bacias do Itapocu, Mirim Doce e Guataparã Baixo. Pode-se verificar que nessas três bacias há uma diminuição do coeficiente de Manning do escoamento com o aumento da vazão fluvial. Também se percebe que o coeficiente de rugosidade médio é muito mais representativo para a bacia Mirim Doce do que para as bacias do Itapocu e Guataparã Baixo, que têm uma área menor que 500 km², o que pode indicar que bacias menores apresentam variações menores para o coeficiente de rugosidade de escoamento hidráulico no talvegue.

Isso corrobora com a tese de que a variabilidade das características hidráulicas do escoamento fluvial é um fator importante para bacias maiores. Também sugere que há uma maior relevância do escoamento no canal para a determinação do tempo de concentração dessas bacias.

FIGURA 54 – Variabilidade do Coeficiente de Rugosidade de Manning



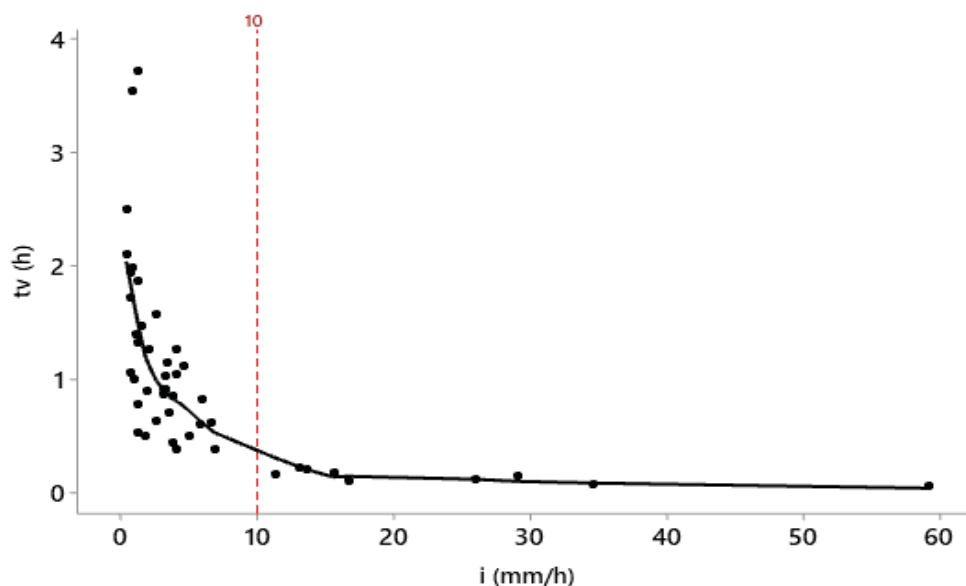
Fonte: O Autor (2023).

Além disso, pode-se verificar coerência entre os valores obtidos através da calibração proposta na equação (69) e os valores observados, no entanto, pela FIGURA 54 fica clara a necessidade de considerar a variação do coeficiente de Manning em relação à vazão considerada na simulação.

Analisando o tempo de percurso nas vertentes, separadamente, verifica-se que a intensidade da chuva efetiva pode influenciar os resultados quando a intensidade da chuva se encontra abaixo de 10 mm/h, conforme mostra a FIGURA 55. Para valores de intensidade efetiva superiores a 10 mm/h, sua influência deixa de ser relevante.

Outro parâmetro relevante na estimação do tempo de percurso nas vertentes é o coeficiente de escoamento superficial. Considerando o conceito da Área Parcial de Drenagem (APD), o tempo de percurso nas vertentes é mais significativo em bacias com baixa permeabilidade, devido ao aumento do comprimento de trajetórias do escoamento direto nas vertentes (L_v).

FIGURA 55 – Relação da Intensidade da Chuva Com o Tempo de Percurso nas Vertentes



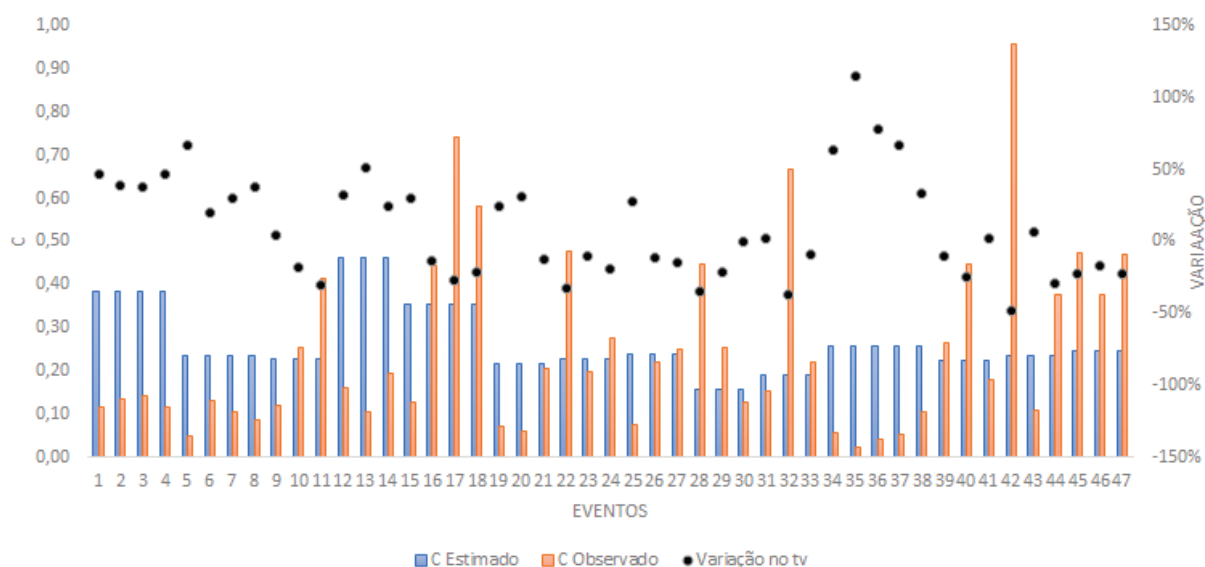
Fonte: O Autor (2023).

No entanto, o coeficiente de escoamento superficial (C), assim como o coeficiente de rugosidade de Manning que para o escoamento no canal, também representa um parâmetro subjetivo para a aplicação do método proposto para estimação do tempo de concentração, uma vez que geralmente é definido em função das características de uso e ocupação da bacia hidrográfica. Desta forma, representa uma fonte de erro significativa na estimativa do tempo de escoamento nas vertentes.

Na FIGURA 56, apresenta-se a análise comparativa entre os coeficientes de escoamento estimados para as bacias, com base nas suas condições de uso e ocupação (constante durante o evento de precipitação) e os coeficientes de escoamento observados em cada evento. Pode-se observar também que a sensibilidade do tempo de percurso nas vertentes a este parâmetro apresentou oscilações de até 125%.

A determinação do coeficiente de escoamento superficial, de forma indireta, deve contar com elevada acurácia, principalmente para bacias de menor área de drenagem, sendo também necessário buscar métodos para representar a sua variação em relação às características hidrológicas antecedentes e representativas dos eventos de precipitação do cenário que se pretende representar.

FIGURA 56 – Comparação dos Resultados do Tempo de Percurso nas Vertentes em Função do Método de Estimativa no Coeficiente de Escoamento Superficial



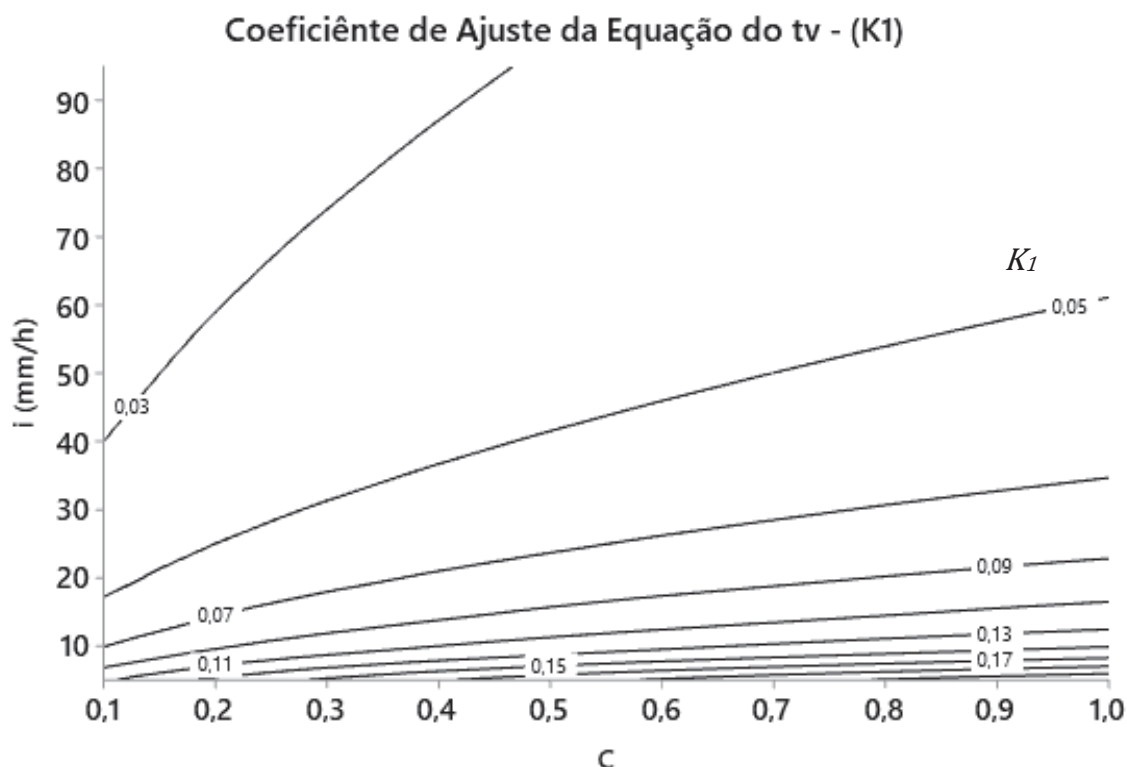
Fonte: O Autor (2023).

Fica claro que, devido às incertezas na estimativa de alguns parâmetros, principalmente, o coeficiente de Manning e de escoamento superficial, seria recomendada a adoção de um intervalo para o tempo de concentração, dentro do nível de confiança desejado, ao invés de um valor pontual para de cada bacia hidrográfica.

Por fim, apresenta-se, na FIGURA 57, uma análise do comportamento do tempo de viagem nas vertentes, em função das características do evento de precipitação e das condições hidrológicas da bacia, demonstrando sua não linearidade e variabilidade, representada pela equação (97).

$$t_v = K_1 \left(\frac{A}{S_b L_t} \right)^{0,33} \quad (97)$$

Onde: A - área da bacia (km²); L_t - comprimento total do talvegue principal ou mais desfavorável (km); t_v - tempo médio de percurso do escoamento direto nas vertentes saturadas ou impermeáveis da bacia (h); S_b - declividade média da bacia (m/m).

FIGURA 57 – Ábaco do Coeficiente K_1 para Estimativa do Tempo de Percurso nas Vertentes

Fonte: O Autor (2023).

4.3 ANÁLISE DO MÉTODO DE ESTIMAÇÃO DA VELOCIDADE MÉDIA DO ESCOAMENTO DIRETO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO INSTANTÂNEO GEOMORFOLÓGICO

Com base no método de separação e estimação dos Hidrogramas Unitários, foi possível obter os resultados apresentados no QUADRO 20, que sintetizam os parâmetros obtidos para os hidrogramas unitários para as bacias e eventos estudados.

Pode-se verificar coerência entre os resultados, principalmente, quando comparados o volume unitário dos hidrogramas unitário observados com o volume unitário teoricamente esperado $\left(V_u = \frac{T_b \cdot q_p}{2}\right)$.

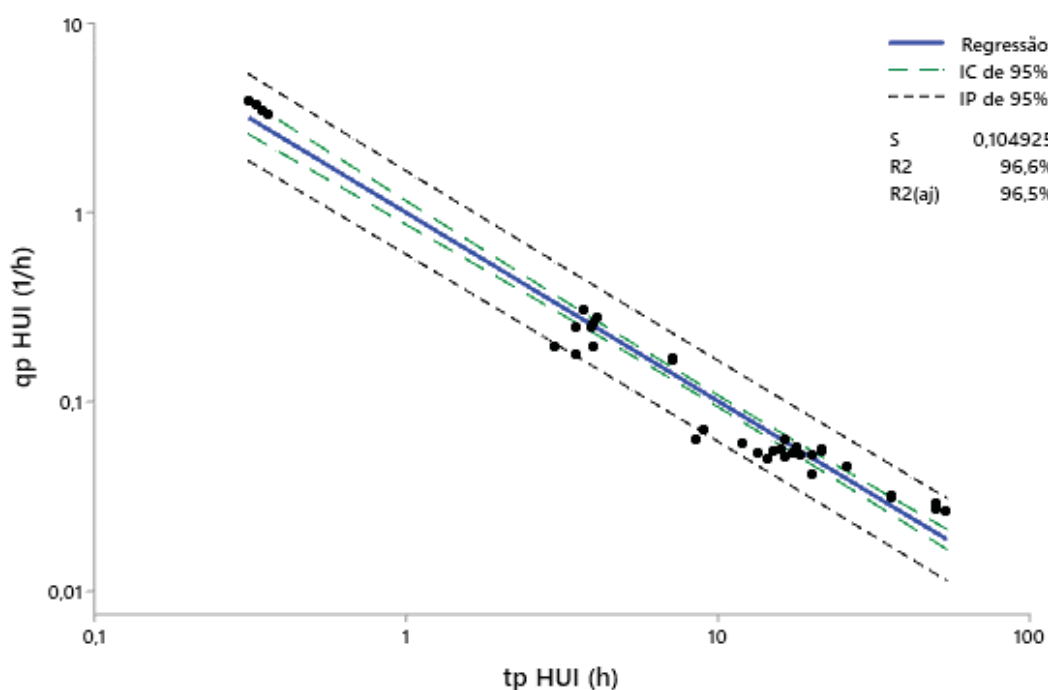
QUADRO 20 – Hidrogramas Unitário Observados

Bacia Analisada	Eventos Analisados	h_e	d	q_{pu}	t_{pu}	T_{bu}	$V_u \text{ obs}$	$V_u \text{ teó}$
		(mm)	(h)	(h^{-1})	(h)	(h)	(m^3)	(m^3)
UFSC	25/01/2006	1,3	0,07	3,499	0,34	0,6	4288	4300
	02/03/2006	1,7	0,07	3,338	0,36	0,6	4306	4300
	04/03/2006	2,1	0,07	3,681	0,33	0,6	4352	4300
	07/04/2006	1,1	0,07	3,871	0,31	0,5	4328	4300
Piteu	03/12/1993	1,4	4,00	0,055	21,6	36,0	39173	39400
	26/11/1993	6,8	4,00	0,055	21,6	36,0	38778	39400
	15/07/1993	1,4	4,00	0,055	21,6	36,0	39298	39400
	07/09/1992	3,6	4,00	0,055	21,6	36,0	39085	39400
Itariri	05/12/2007	7,5	1,00	0,168	7,2	12,0	73675	73000
	15/07/2007	16,5	1,00	0,168	7,2	12,0	73501	73000
	11/11/2006	39,2	1,00	0,167	7,2	12,0	73250	73000
Vargem Grande	23/09/2010	5,5	4,00	0,057	18,0	36,0	89572	88000
	13/04/2008	3,8	4,00	0,055	18,0	36,0	87284	88000
	13/03/2008	11,1	4,00	0,056	18,0	36,0	88692	88000
Parque Tingui	08/12/2001	15,6	1,00	0,168	7,2	12,0	107722	107000
	19/12/2001	32,3	1,00	0,171	7,2	12,0	109550	107000
	11/01/2002	83,0	1,00	0,167	7,2	12,0	107330	107000
	07/02/2002	44,8	1,00	0,166	7,2	12,0	106703	107000
CGH Caju	29/06/2018	1,1	1,00	0,178	3,5	10,0	100350	113000
	20/07/2018	1,1	1,00	0,196	4,0	10,0	110812	113000
	08/08/2018	1,2	1,00	0,195	3,0	10,0	110209	113000
Salto das Flores	08/06/2017	14,2	4,00	0,050	16,5	38,0	245068	255510
	12/08/2017	15,3	4,00	0,051	16,5	37,0	242671	255510
	19/08/2017	13,1	4,00	0,053	17,5	36,0	243675	255510
Mirim Doce	02/08/2017	3,2	4,00	0,071	9,0	28,0	280370	280900
	13/08/2017	4,4	4,00	0,063	8,5	31,0	276384	280900
	29/09/2017	11,5	4,00	0,059	12,0	34,0	284124	280900
PCH José Barasuol	06/05/2019	26,9	6,00	0,041	20,0	49,0	503294	505000
	10/05/2019	25,0	6,00	0,052	20,0	38,0	502159	505000
	21/05/2019	7,4	6,00	0,045	26,0	45,0	514863	505000
PCH Fazenda Velha	19/10/2018	4,3	10,00	0,029	50,0	69,0	559181	560900
	09/11/2018	14,7	12,00	0,027	50,0	76,0	571881	560900
	25/11/2018	0,8	12,00	0,026	54,0	76,0	555291	560900
Itapocu	16/03/2015	0,7	1,00	0,246	3,9	8,0	843136	762200
	05/02/2016	1,3	1,00	0,259	4,0	8,0	887694	762200
	19/03/2016	1,3	1,00	0,303	3,7	7,0	925000	762200
	23/02/2016	1,4	1,00	0,280	4,1	7,0	852644	762200
	22/05/2016	3,6	1,00	0,249	3,5	6,0	663288	762200
PCH Angelina	03/06/2010	25,9	6,00	0,031	36,0	60,0	720354	784000
	05/09/2011	102,9	6,00	0,032	36,0	60,0	753251	784000
	13/10/2011	8,8	6,00	0,031	36,0	60,0	733671	784000
Guatapar Baixo	29/06/2018	13,6	6,00	0,054	15,0	38,0	837045	813000
	21/08/2018	5,7	6,00	0,062	16,5	34,0	863646	813000
	26/09/2018	20,3	6,00	0,056	16,0	38,0	864611	813000
Ermo	02/08/2017	28,9	6,00	0,052	18,5	39,8	883431	855700
	07/06/2017	12,4	6,00	0,053	13,5	39,0	882400	855700
	24/07/2018	45,3	6,00	0,050	14,5	41,0	869048	855700

Fonte: O Autor (2023).

Na FIGURA 58, pode-se verificar que as vazões de pico e o tempo de pico dos hidrogramas unitários observados apresentaram uma boa correlação ($R^2 > 95\%$), o que também leva a crer que suas estimações foram sendo bem-sucedidas. Por fim, é possível verificar a relação inversa entre a vazão de pico e o tempo de pico dos hidrogramas unitários observados.

FIGURA 58 – Relação Entre a Vazão e o tempo de Pico dos Hidrogramas Unitários Observados



Fonte: O Autor (2023).

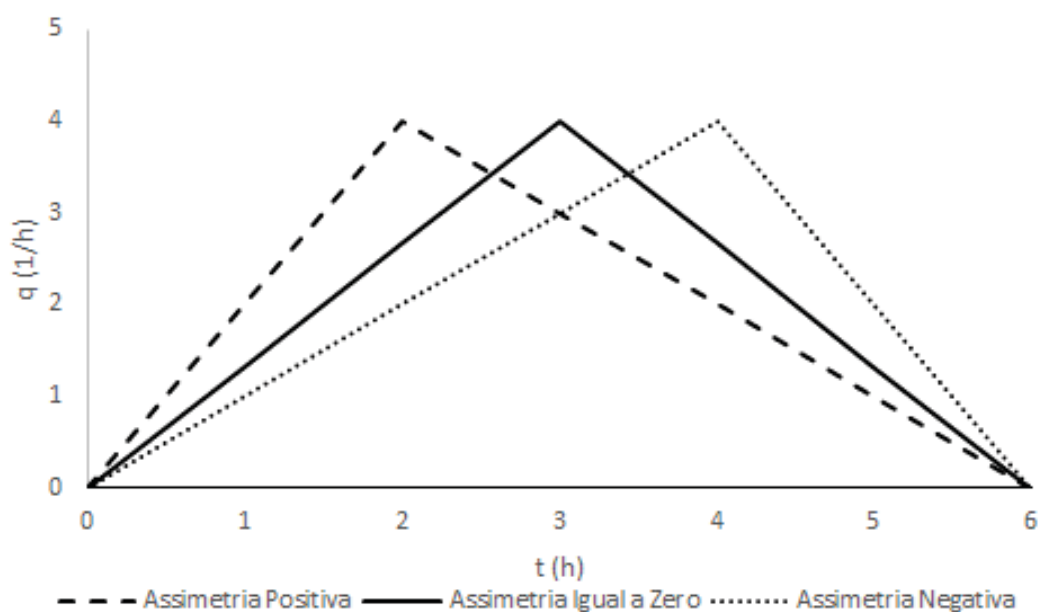
A posição relativa entre o tempo de pico (t_p) e tempo de base (T_b) dos hidrogramas unitários instantâneos é função das restrições impostas ao escoamento direto, pela estrutura geomorfológica da bacia, sendo representada pela assimetria da do HUIG que representa a reposta da bacia hidrográfica.

Conforme apresentado na seção 4.2.3, propõe-se que a assimetria do HUIG seja representada pelo coeficiente de assimetria geomorfológica, estimado conforme expressa a Equação (82). Conforme demonstrado na metodologia proposta, a assimetria do HUIG está relacionada com a distância média percorrida pelo escoamento nos canais, no entanto, o retardo do pico do hidrograma tem relação com a distância ao centro geomorfológico da bacia.

Vale ressaltar que o centro geomorfológico pode ser entendido como a distância a ser percorrida pelo escoamento direto na bacia até que toda a área de drenagem esteja contribuindo na sua exutória, representando, desta forma, a vazão máxima ou de pico no HUIG. O centro geomorfológico proposto nesta tese é um conceito abstrato, que as características físicas e probabilísticas da estrutura geomorfológica da bacia, associada a aleatoriedade da geração do escoamento direto, conforme proposto no modelo HUIG.

Caso a distância ao centro geomorfológico seja menor que a metade da distância média total percorrida pelo escoamento direto nos canais na bacia, a assimetria do HUIG tende a ser positiva. Caso o contrário seja observado e o centro geomorfológico seja maior que a metade da distância média total percorrida, o HUIG tende a ter assimetria negativa, conforme Ilustrado na FIGURA 59.

FIGURA 59 – Relação do Centro Geomorfológico com a Forma do HUIG



Fonte: O Autor (2023).

Dessa forma, o tempo médio de permanência do escoamento direto na bacia hidrográfica e, conseqüentemente, o tempo de pico do HUIG podem ser estimados em função do tempo de concentração e do coeficiente de assimetria geomorfológica, conforme a equação (98) e (99), considerando que para o HUIG o T_b é igual ao t_c .

$$\lambda^{-1} = \frac{t_c}{Ca+2} \quad (98)$$

$$t_p = \frac{t_c(1-Ca)}{Ca+2} \quad (98)$$

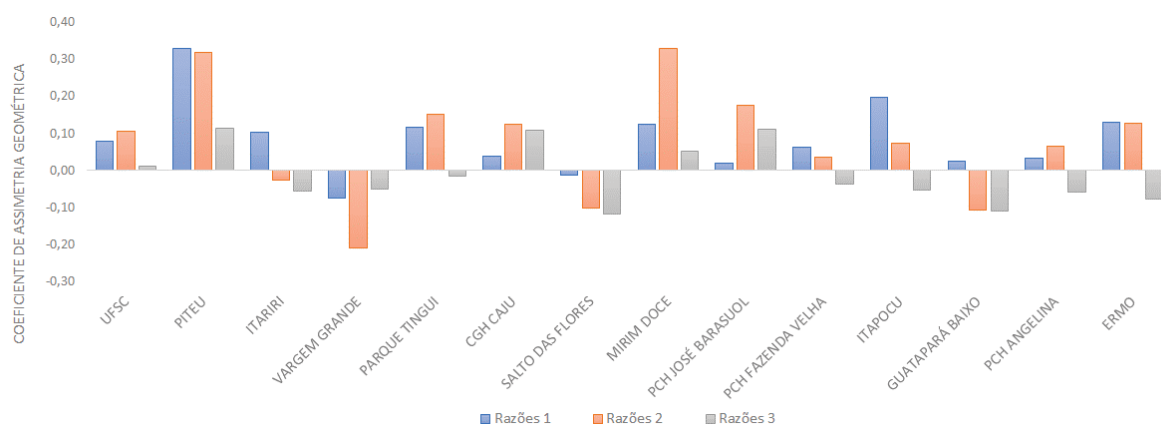
Onde: λ^{-1} – tempo médio de permanência do escoamento direto (h); Ca – coeficiente de assimetria geomorfológica (adimensional); t_c – tempo de concentração para a bacia e para o evento hidrológico (h); t_p - tempo de pico do HUIG (h).

Pode-se perceber também, na FIGURA 59, que o método de estimação das razões geomorfológicas tem grande influência na parametrização do HUIG, portanto, a adequada aplicação do HUIG deve passar, dentro outros aspectos, pela sua adequada estimação. Pode-se verificar também que o coeficiente de assimetria estimado pelos métodos 2 e 3 apresenta variações relacionadas principalmente as razões de área, tendo em vista que as razões de bifurcação são iguais em ambos os métodos.

Posto isso, pode-se concluir que a assimetria do HUIG é mais significativamente influenciada pela quantidade de ramificações da bacia, segmentando o sistema de drenagem dela. Isso, tem relação direta com densidade de drenagem da bacia e número de confluências.

Na FIGURA 60, apresenta-se uma comparação dos coeficientes de assimetria geomorfológica obtidos pelos três métodos de estimação das razões geomorfológicas. Identificou-se que as razões de bifurcação e de comprimento são as principais responsáveis pela variabilidade da assimetria geomorfológica das bacias. Considerando que nos métodos 2 e 3 de estimação das razões de bifurcação utiliza-se o mesmo método de estimação, pode-se concluir que, com exceção das bacias Guataparé Baixo, Salto das Flores e CGH Caju, as demais apresentaram valores bem distintos para a razão de comprimento. Isso se dá juntamente com o tempo de concentração, no tempo de pico do HUIG.

FIGURA 60 – Coeficientes de Assimetria Geomorfológica Calculados Pelos Três Métodos Estimação das Razões Geomorfológicas



Fonte: O Autor (2023).

No QUADRO 21, são apresentados os resultados obtidos para a estimação dos tempos de pico estimados pela equação (98), considerando o coeficiente de assimetria geomorfológica estimado pelos três métodos de estimação das razões geomorfológicas, bem como os tempos de concentração observados e estimados pela equação (69). Também são apresentados os resultados dos erros individuais de estimação para cada método.

Analisando os erros individuais, de modo geral, pode-se identificar grande variabilidade entre os métodos, atingindo valores em módulo de até 52%. Já com relação aos erros médios, pode-se verificar equivalência entre os resultados obtidos pelos tempos de contração observados e estimados pela Equação (69), o que é esperado, tendo em vista a que o erro médio entre métodos de estimação foi calibrado, com valores próximos a zero. No entanto, ficou claro que o método de estimação das razões geomorfológicas e a consequente assimetria geomorfológica apresentaram variabilidade significativa dos resultados obtidos, merecendo destaque positivo o Método 3 proposto neste estudo, que apresentou o menor erro médio, conforme a FIGURA 61. Desta forma, parece plausível afirmar que o grau de incerteza dos modelos é influenciado pelo método de estimação das razões geomorfológicas, sendo mais coerente a adoção de métodos que considerem a dispersão das características físicas das sub bacias durante a estimação.

QUADRO 21– Tempo de Pico do HUIG Estimados

Bacia Analisada	Eventos Analisados	t _p HU (h)							EI					
		OBS	t _c OBS			t _c EST			t _c OBS			t _c EST		
			M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3
UFSC	25/01/2006	0,34	0,25	0,24	0,28	0,27	0,26	0,30	-26%	-29%	-18%	-22%	-25%	-13%
	02/03/2006	0,36	0,27	0,25	0,30	0,26	0,25	0,29	-26%	-29%	-18%	-27%	-30%	-19%
	04/03/2006	0,33	0,24	0,23	0,27	0,22	0,21	0,24	-26%	-29%	-18%	-33%	-36%	-26%
	07/04/2006	0,31	0,23	0,22	0,26	0,24	0,23	0,27	-26%	-29%	-18%	-22%	-26%	-14%
Piteu	03/12/1993	21,6	10,4	10,6	15,1	10,7	10,9	15,57	-52%	-51%	-30%	-51%	-49%	-28%
	26/11/1993	21,6	10,4	10,6	15,1	10,2	10,5	14,92	-52%	-51%	-30%	-53%	-52%	-31%
	15/07/1993	21,6	10,4	10,6	15,1	9,7	9,9	14,12	-52%	-51%	-30%	-55%	-54%	-35%
	07/09/1992	21,6	10,4	10,6	15,1	10,8	11,1	15,76	-52%	-51%	-30%	-50%	-49%	-27%
Itariri	05/12/2007	7,2	5,1	6,2	6,5	4,9	6,0	6,27	-29%	-13%	-9%	-32%	-17%	-13%
	15/07/2007	7,2	5,1	6,2	6,5	5,6	6,8	7,11	-29%	-13%	-9%	-23%	-6%	-1%
	11/11/2006	7,2	5,1	6,2	6,5	4,8	5,9	6,17	-29%	-13%	-9%	-33%	-18%	-14%
Vargem Grande	23/09/2010	18,0	20,1	24,3	19,4	20,6	24,9	19,86	12%	35%	8%	14%	38%	10%
	13/04/2008	18,0	20,1	24,3	19,4	20,7	25,1	20,03	12%	35%	8%	15%	39%	11%
	13/03/2008	18,0	20,1	24,3	19,4	19,0	22,9	18,30	12%	35%	8%	5%	27%	2%
Parque Tingui	08/12/2001	7,2	5,0	4,7	6,1	5,1	4,8	6,29	-30%	-34%	-15%	-29%	-33%	-13%
	19/12/2001	7,2	5,0	4,7	6,1	4,5	4,3	5,55	-30%	-34%	-15%	-37%	-41%	-23%
	11/01/2002	7,2	5,0	4,7	6,1	5,6	5,3	6,83	-30%	-34%	-15%	-22%	-27%	-5%
	07/02/2002	7,2	5,0	4,7	6,1	4,8	4,5	5,85	-30%	-34%	-15%	-34%	-37%	-19%
CGH Caju	29/06/2018	3,5	4,7	4,1	4,2	4,3	3,8	3,85	35%	18%	21%	23%	7%	10%
	20/07/2018	4,0	4,7	4,1	4,2	4,9	4,2	4,36	18%	3%	6%	22%	6%	9%
	08/08/2018	3,0	4,7	4,1	4,2	5,0	4,4	4,48	57%	37%	41%	66%	45%	49%
Salto das Flores	08/06/2017	16,5	19,3	22,1	22,5	19,3	22,1	22,56	17%	34%	37%	17%	34%	37%
	12/08/2017	16,5	18,8	21,5	21,9	17,7	20,3	20,66	14%	30%	33%	7%	23%	25%
	19/08/2017	17,5	18,3	20,9	21,3	19,3	22,1	22,55	5%	20%	22%	10%	26%	29%
Mirim Doce	02/08/2017	9,0	11,6	8,1	12,9	13,4	9,4	15,04	28%	-10%	44%	49%	4%	67%
	13/08/2017	8,5	12,8	8,9	14,3	13,0	9,1	14,55	50%	5%	68%	53%	7%	71%
	29/09/2017	12,0	14,0	9,8	15,7	13,0	9,1	14,57	17%	-18%	31%	9%	-24%	21%
PCH José Barasuol	06/05/2019	20,0	23,8	18,5	20,6	22,3	17,4	19,35	19%	-7%	3%	12%	-13%	-3%
	10/05/2019	20,0	18,5	14,4	16,0	20,3	15,8	17,57	-8%	-28%	-20%	1%	-21%	-12%
	21/05/2019	26,0	21,9	17,0	18,9	21,0	16,4	18,21	-16%	-35%	-27%	-19%	-37%	-30%
PCH Fazenda Velha	19/10/2018	50,0	31,3	32,7	36,4	33,5	35,0	38,99	-37%	-35%	-27%	-33%	-30%	-22%
	09/11/2018	50,0	34,4	36,0	40,1	31,9	33,3	37,08	-31%	-28%	-20%	-36%	-33%	-26%
	25/11/2018	54,0	34,4	36,0	40,1	34,5	36,1	40,16	-36%	-33%	-26%	-36%	-33%	-26%
Itapocu	16/03/2015	3,9	2,9	3,6	4,3	2,9	3,5	4,25	-25%	-9%	11%	-27%	-10%	9%
	05/02/2016	4,0	2,9	3,6	4,3	2,7	3,3	4,00	-27%	-11%	8%	-33%	-18%	0%
	19/03/2016	3,7	2,5	3,1	3,8	2,8	3,4	4,17	-31%	-16%	2%	-24%	-7%	13%
	23/02/2016	4,1	2,5	3,1	3,8	2,5	3,1	3,72	-38%	-24%	-8%	-39%	-25%	-9%
	22/05/2016	3,5	2,2	2,7	3,2	2,2	2,7	3,29	-38%	-24%	-7%	-37%	-23%	-6%
PCH Angelina	03/06/2010	36,0	28,9	35,0	35,3	29,0	35,2	35,45	-20%	-3%	-2%	-19%	-2%	-2%
	05/09/2011	36,0	28,9	35,0	35,3	26,4	32,0	32,24	-20%	-3%	-2%	-27%	-11%	-10%
	13/10/2011	36,0	28,9	35,0	35,3	31,2	37,8	38,09	-20%	-3%	-2%	-13%	5%	6%
Guatapar Baixo	29/06/2018	15,0	18,1	17,2	20,7	14,0	13,3	16,00	20%	15%	38%	-7%	-11%	7%
	21/08/2018	16,5	16,2	15,4	18,5	19,1	18,2	21,92	-2%	-7%	12%	16%	10%	33%
	26/09/2018	16,0	18,1	17,2	20,7	18,8	17,9	21,56	13%	7%	29%	18%	12%	35%
Ermo	02/08/2017	18,5	16,2	16,3	22,2	19,1	19,2	26,10	-12%	-12%	20%	3%	4%	41%
	07/06/2017	13,5	15,9	16,0	21,8	13,9	14,0	19,02	18%	18%	61%	3%	3%	41%
	24/07/2018	14,5	16,7	16,8	22,9	15,9	16,0	21,85	15%	16%	58%	10%	11%	51%

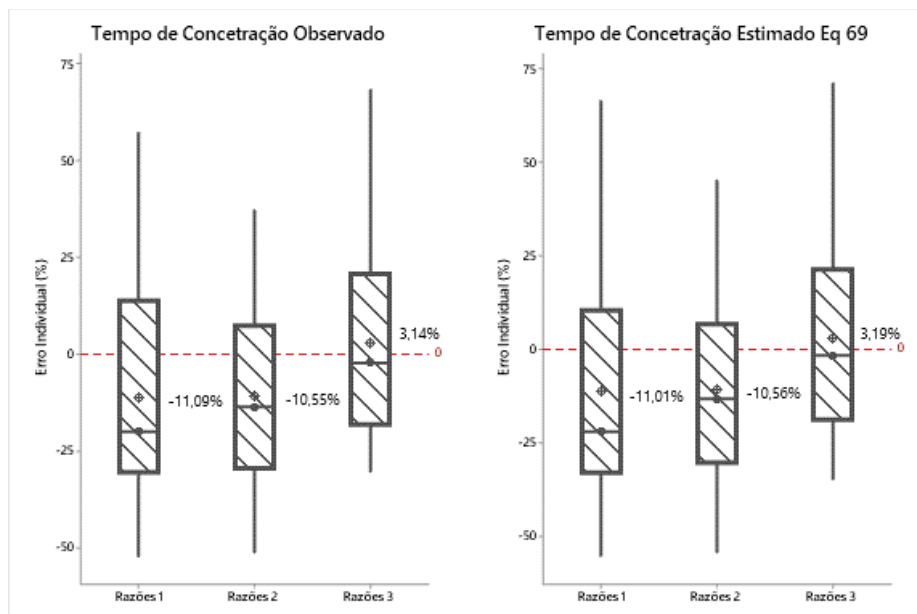
-50%

50%



Fonte: O Autor (2023).

FIGURA 61 – Dispersão do Erro Individual do Tempo de Pico Estimada



Fonte: O Autor (2023).

A vazão de pico é função basicamente da escala da bacia, representada pela distância média percorrida pelo escoamento e pela velocidade média com que este escoamento direto se processa. No entanto, cabe ressaltar que a velocidade média, neste caso, como parâmetro do HUIG, tem relação com a média geral do tempo de permanência do escoamento direto na bacia, que é função da assimetria geomorfológica da bacia. Logo, a vazão de pico não deve ser entendida como uma simples relação espaço-tempo física, mas sim uma resposta média à aleatoriedade do processo de geração do HUIG.

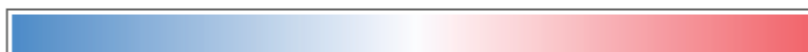
Analogamente, apresentam-se, no QUADRO 22, os resultados obtidos para a estimação das vazões de pico dos HUIG, juntamente com erros individuais de estimação. Os resultados da estimação da vazão de pico dos HUIG apresentaram resultados bem consistentes, com erro máximo (equação (90)) na casa dos 20%, em módulo.

QUADRO 22 – Vazões Unitárias de Pico do HUIG Estimadas

Bacia Analisada	Eventos Analisados	q_p HU (h^{-1})			EI	
		OBS	t_c OBS	t_c EST	t_c OBS	t_c EST
UFSC	25/01/2006	3,50	3,51	3,32	0,3%	-5,2%
	02/03/2006	3,34	3,33	3,38	-0,1%	1,1%
	04/03/2006	3,68	3,64	4,02	-1,2%	9,2%
	07/04/2006	3,87	3,85	3,66	-0,6%	-5,4%
Piteu	03/12/1993	0,06	0,06	0,05	0,6%	-2,5%
	26/11/1993	0,05	0,06	0,06	1,6%	2,8%
	15/07/1993	0,06	0,06	0,06	0,3%	7,2%
	07/09/1992	0,06	0,06	0,05	0,8%	-3,5%
Itariri	05/12/2007	0,17	0,17	0,17	-0,9%	3,1%
	15/07/2007	0,17	0,17	0,15	-0,7%	-9,0%
	11/11/2006	0,17	0,17	0,18	-0,3%	5,2%
Vargem Grande	23/09/2010	0,06	0,06	0,05	-1,8%	-4,0%
	13/04/2008	0,06	0,06	0,05	0,8%	-2,4%
	13/03/2008	0,06	0,06	0,06	-0,8%	5,2%
Parque Tingui	08/12/2001	0,17	0,17	0,16	-0,7%	-3,2%
	19/12/2001	0,17	0,17	0,18	-2,3%	7,9%
	11/01/2002	0,17	0,17	0,15	-0,3%	-10,5%
	07/02/2002	0,17	0,17	0,17	0,3%	5,1%
CGH Caju	29/06/2018	0,18	0,20	0,22	12,6%	23,6%
	20/07/2018	0,20	0,20	0,19	2,0%	-1,1%
	08/08/2018	0,20	0,20	0,19	2,5%	-3,1%
Salto das Flores	08/06/2017	0,05	0,05	0,05	4,3%	4,1%
	12/08/2017	0,05	0,05	0,06	5,3%	11,8%
	19/08/2017	0,05	0,06	0,05	4,9%	-0,7%
Mirim Doce	02/08/2017	0,07	0,07	0,06	0,2%	-13,9%
	13/08/2017	0,06	0,06	0,06	1,6%	-0,1%
	29/09/2017	0,06	0,06	0,06	-1,1%	6,5%
PCH José Barasuol	06/05/2019	0,04	0,04	0,04	0,3%	6,9%
	10/05/2019	0,05	0,05	0,05	0,6%	-8,5%
	21/05/2019	0,05	0,04	0,05	-1,9%	2,0%
PCH Fazenda Velha	19/10/2018	0,03	0,03	0,03	0,3%	-6,4%
	09/11/2018	0,03	0,03	0,03	-1,9%	6,0%
	25/11/2018	0,03	0,03	0,03	1,0%	0,8%
Itapocu	16/03/2015	0,25	0,25	0,25	1,7%	3,7%
	05/02/2016	0,26	0,25	0,27	-3,4%	4,5%
	19/03/2016	0,30	0,25	0,26	-17,6%	-14,5%
	23/02/2016	0,28	0,29	0,29	2,2%	4,2%
	22/05/2016	0,25	0,29	0,33	14,9%	32,5%
PCH Angelina	03/06/2010	0,03	0,03	0,03	8,8%	8,3%
	05/09/2011	0,03	0,03	0,04	4,1%	13,8%
	13/10/2011	0,03	0,03	0,03	6,9%	-1,1%
Guatapar Baixo	29/06/2018	0,05	0,05	0,07	-2,9%	25,6%
	21/08/2018	0,06	0,06	0,05	-5,9%	-20,5%
	26/09/2018	0,06	0,05	0,05	-6,0%	-9,8%
Ermo	02/08/2017	0,05	0,05	0,04	-3,1%	-17,5%
	07/06/2017	0,05	0,05	0,06	-3,0%	11,2%
	24/07/2018	0,05	0,05	0,05	-1,5%	3,3%

-50%

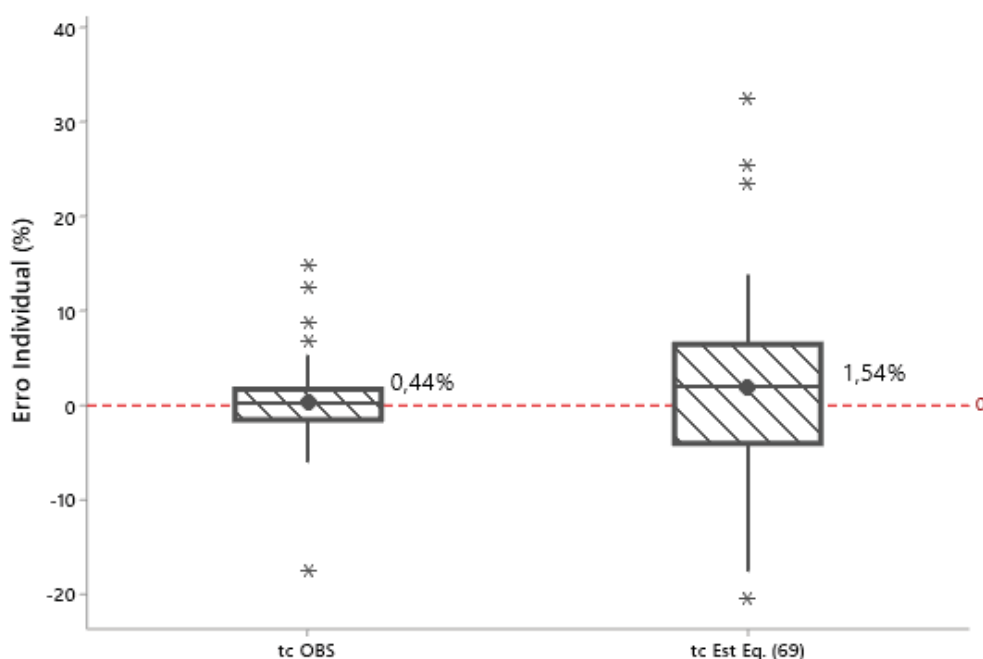
50%



Fonte: O Autor (2023).

Conforme apresentado na descrição do método proposto, a vazão de pico é função do tempo de concentração, naturalmente, o erro médio obtido para as vazões de pico estimadas através do tempo de concentração observado ficou próximo de zero. No entanto, cabe ressaltar que as vazões de pico obtidas pela estimativa indireta do tempo de concentração, através do método proposto, também apresentaram resultados muito congruentes, com erro médio menor que 2%, conforme a FIGURA 62.

FIGURA 62– Dispersão dos Erros Individuais da Vazão de Pico Estimada



Fonte: O Autor (2023).

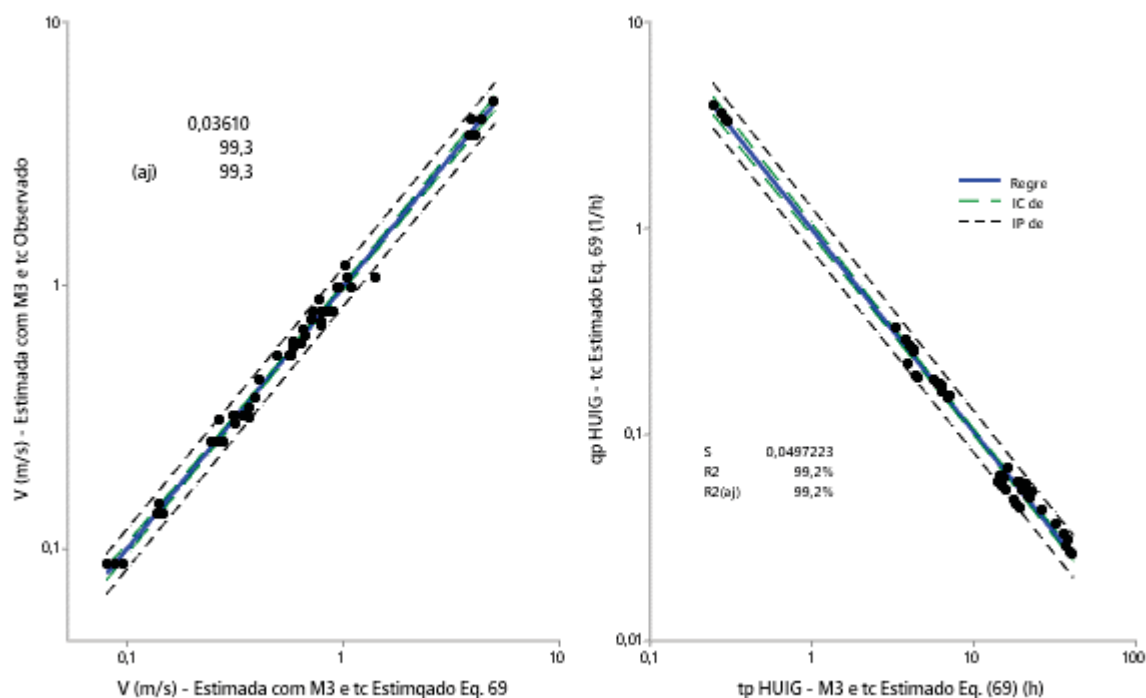
Também se pode verificar uma boa relação entre a velocidade média do observada e estimada do escoamento direto, conforme se pode observar na FIGURA 63, que considerou o Método 3 para a estimativa das razões geomorfológicas.

Isso nos leva a crer que o conjunto de métodos propostos, nesta tese seja:

- Método para estimativa das razões de geomorfológicas, levando em consideração a dispersão dos parâmetros individuais de cada sub-bacia;
- Método para estimativa do tempo de concentração;
- Método para estimativa da velocidade média do escoamento direto.

Se aplicados, com racionalidade na obtenção dos parâmetros de entrada, associados ao HUIG, esses métodos podem levar a resultados satisfatórios para as aplicações práticas em bacias de pequena a média escala.

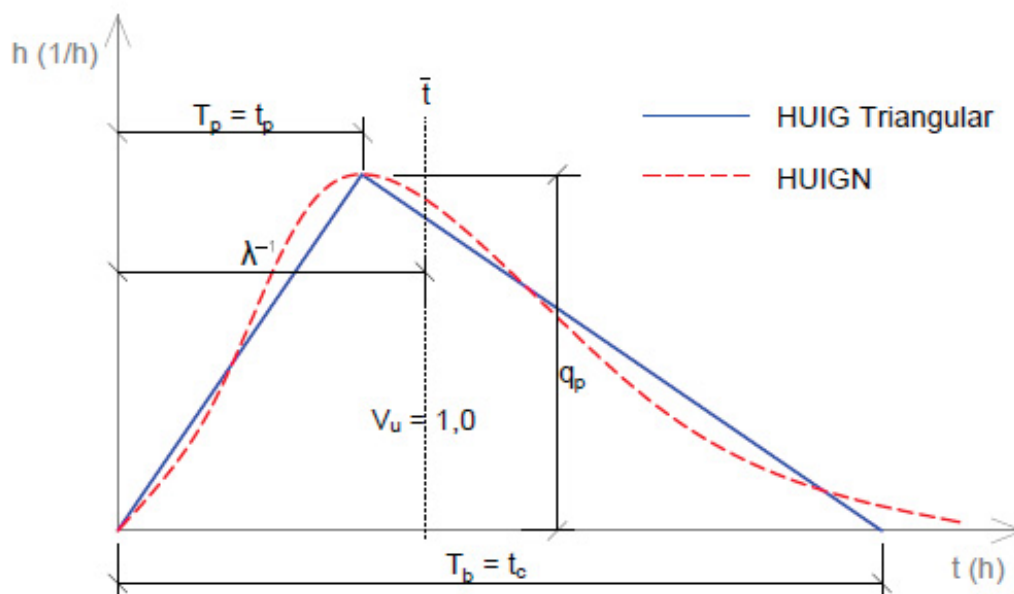
FIGURA 63 – Comparação das Velocidades Observadas e Estimadas Para o Método 3



Fonte: O Autor (2023).

A FIGURA 64 mostra as ferramentas propostas para a aplicabilidade do HUIG triangular ou em conjunto com o método de Rosso (1984) do HUIGN. Naturalmente, pela maior simplicidade de modelação, para a maioria das aplicações práticas de engenharia como dimensionamento de sistema de drenagem e vertedores, o HUIG triangular se mostra compatível, sendo inclusive historicamente utilizado.

FIGURA 64 – Aplicabilidade do Método Proposto no HUIG triangular e HUIGN



HUIG Triangular

$$\lambda^{-1} = \frac{t_c}{Ca + 2}$$

$$t_p = \frac{t_c(1 - Ca)}{Ca + 2}$$

$$q_p = \frac{2}{t_c}$$

HUIGN

$$v = 0,28 \frac{\bar{L} \cdot (C_a + 2)}{t_c}$$

$$q_p = \frac{1,31}{L_\Omega R_L^{1-\Omega}} R_L^{-1,53} \frac{1}{R_L^{\Omega-3}} v$$

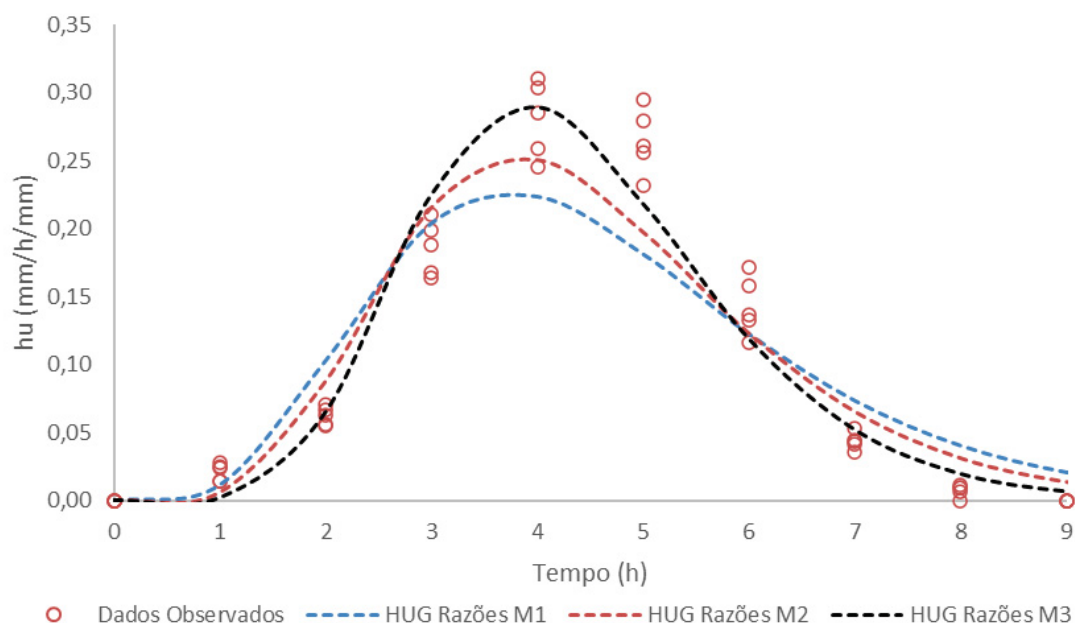
$$T_p = \frac{0,44}{v} L_\Omega R_L^{1-\Omega} \left(\frac{R_B}{R_A} \right)^{0,55} R_L^{1,62} R_L^{\Omega-3}$$

Como forma de ilustrar a aplicabilidade, apresenta-se, a seguir, um breve estudo de caso para a bacia do rio Itapocu.

4.4 APLICAÇÃO DOS MÉTODOS PROPOSTOS NA BACIA DO RIO ITAPOCU

Inicialmente, realizou-se uma análise para validar a eficiência do método de estimação das razões geomorfológicas aplicadas ao modelo do HUIG. A FIGURA 65 apresenta os resultados da otimização do HUIG, para a bacia do Rio Itapocu, considerando os três métodos de estimação das razões geomorfológicas, sendo que o método 3 foi o que apresentou os melhores resultados na modelagem.

FIGURA 65 – Comparação do HUIG da Bacia do Rio Itapocu para os Três Métodos de Estimação das Razões Geomorfológicas



Fonte: O Autor (2023).

Na modelagem apresentada na FIGURA 65, as velocidades foram otimizadas, de modo a se obter o melhor ajuste às variáveis. No QUADRO 23, são apresentados valores de n e k , obtidos através das razões geomorfológicas estimados pelo método de Rosso (1984), as velocidades otimizadas numericamente e os valores do coeficiente R^2 , onde se pode perceber que o método que permitiu melhor ajuste numérico foi o método 3.

QUADRO 23 – Resultados Para a Bacia do Rio Itapocu para os Três Métodos de Estimação das Razões Geomorfológicas

	RAZÕES M1	RAZÕES M2	RAZÕES M3
n (-)	4,56	5,63	7,45
k (h)	0,90	0,71	0,50
v (m/s)	3,37	3,80	4,70
R^2	83%	86%	87%

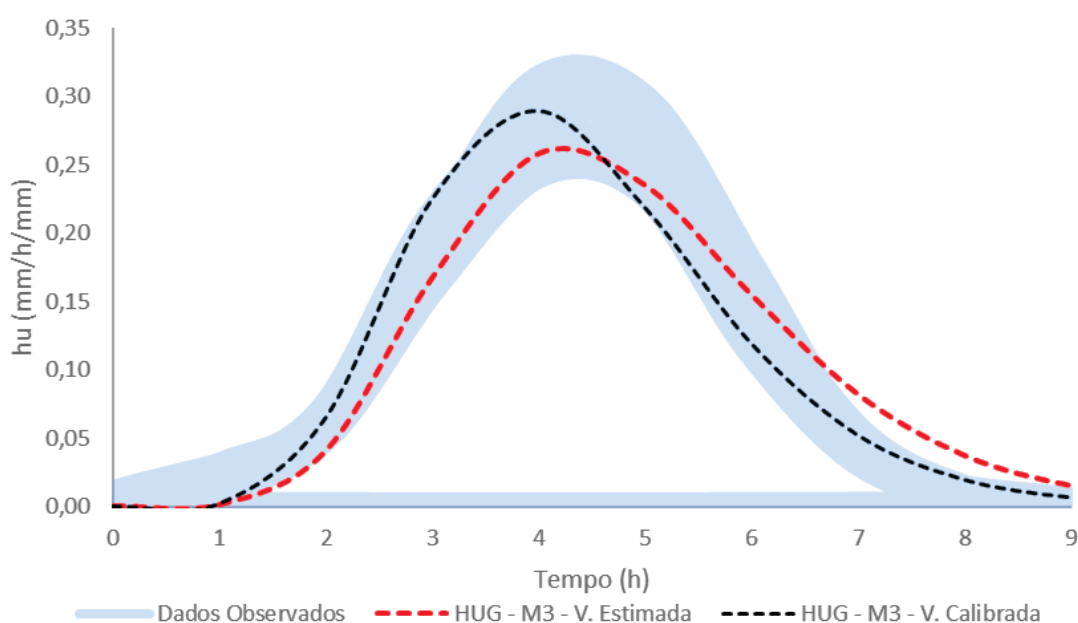
Fonte: O Autor (2023).

Com o intuito de corroborar com as análises, apresenta-se, na FIGURA 66, o HUIG da bacia do rio Itapocu, modelados utilizando as razões geomorfológicas obtidas pelo método 3 e utilizando a velocidade otimizada numericamente para os 5 eventos observados, bem como pela velocidade estimada pelo método proposto neste

estudo. Fica evidente que os resultados são satisfatórios para ambos, sendo que o HU obtido pelo método indireto proposto apresentou $R^2 > 81\%$, quando comparado com os cinco eventos estudados.

Naturalmente, a variabilidade da velocidade do escoamento direto, em cada evento influencia a dispersão dos resultados observados, o que reduz a representatividade de um modelo médio. Pode-se verificar também na FIGURA 66 (em azul), a envoltória das respostas observadas para os 5 eventos estudados e apresentado no QUADRO 24.

FIGURA 66 – Comparação do HUIG da Bacia do Rio Itapocu para o Método Três de Estimação das Razões e Velocidades Otimiza e Estimada Indiretamente



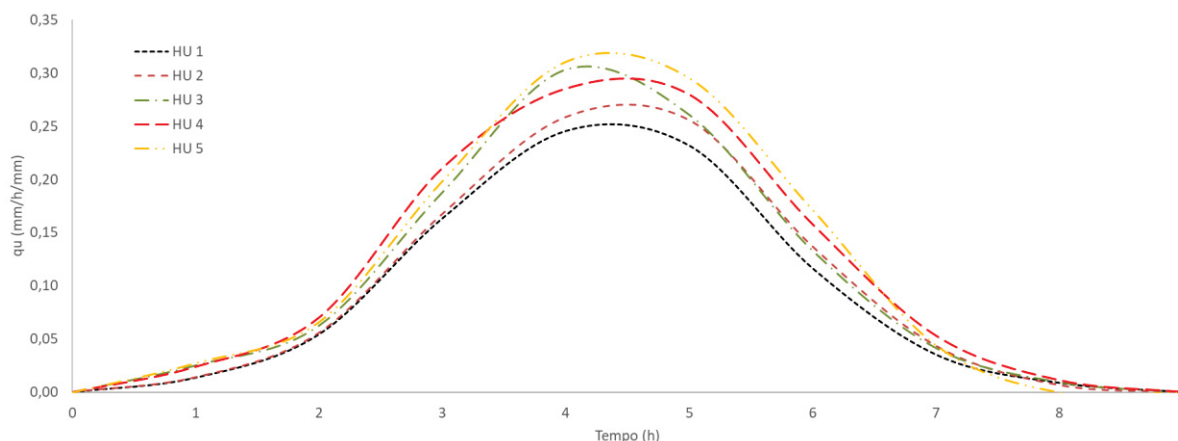
Fonte: O Autor (2023).

Com o intuito de corroborar essa análise, apresentam-se a FIGURA 67 e o QUADRO 24, onde são detalhados os cinco eventos observados na bacia do rio Itapocu.

É possível verificar que as condições hidráulicas do escoamento direto, expressas em função da vazão de escoamento anterior ao evento de enchente, bem como as condições hidrológicas da bacia, expressas indiretamente em função do coeficiente de escoamento superficial, têm relação com os valores do tempo de pico e vazão de pico do HUI. Isso mostra que o hidrograma unitário não é somente função das características físicas da bacia hidrográfica, sendo sua forma e parâmetros

característicos variáveis de acordo com as condições hidrológicas das bacias e dos eventos originários do escoamento direto.

FIGURA 67 – Comparação dos Hidrogramas Unitários da Bacia do Rio Itapocu para os Cinco Eventos Estudados



Fonte: O Autor (2023).

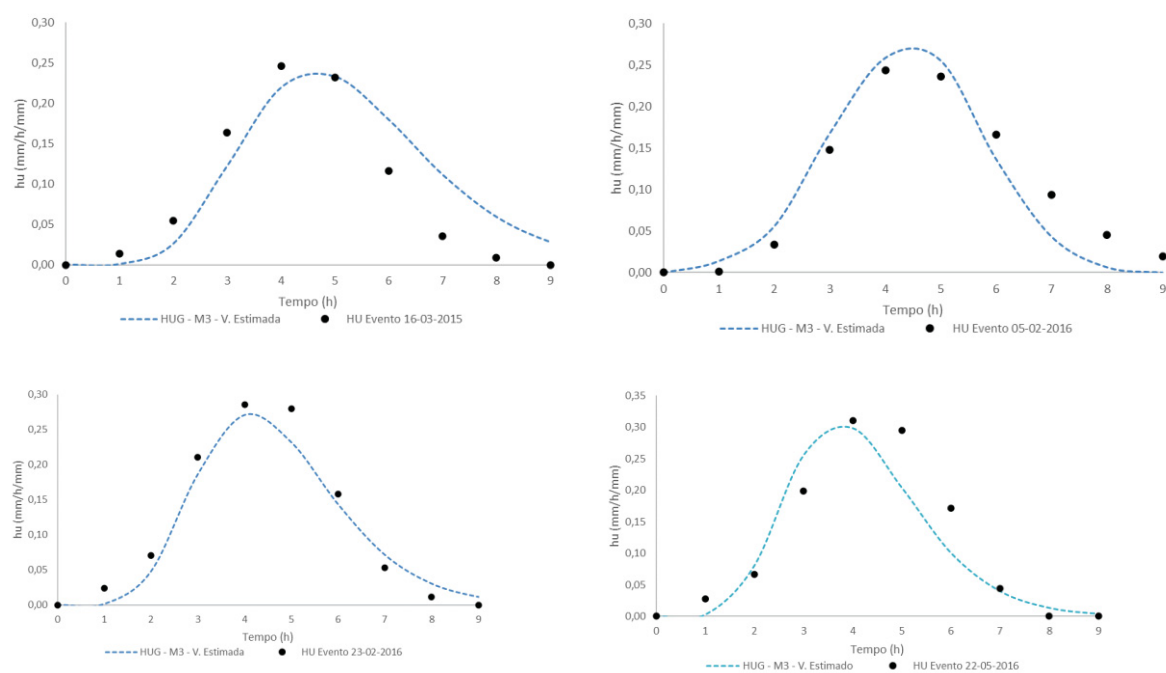
QUADRO 24 – Resumo dos Resultados Observados para os Cinco Eventos da Bacia Itapocu

HU	T_p	t_p	q_p	t_c	Q_a	Q_c	Q_b	C
	(h)	(h)	(h^{-1})	(h)	m^3/s	m^3/s	m^3/s	Adimensional
16/03/2015	4,4	3,9	0,246	8	17,5	47,7	101,2	0,06
05/02/2016	4,5	4,0	0,259	8	22,6	59,6	200,0	0,02
19/03/2016	4,2	3,7	0,303	7	15,9	50,7	118,3	0,04
23/02/2016	4,5	4,0	0,285	7	20,8	93,2	155,7	0,05
22/05/2016	4,1	3,6	0,311	6	30,2	182,8	386,2	0,11

Fonte: O Autor (2023).

Por fim, a FIGURA 68 procura ilustrar a possibilidade de modelar o HUIG, variável para cada evento e condição hidrológica da bacia hidrográfica, bem como suas restrições hidráulicas e geomorfológicas. Percebe-se que o conjunto de métodos propostos apresentou boa aderência ao comportamento da bacia do Itapocu, o que novamente leva a crer que existe um bom potencial de aplicação em bacias pequenas e médias, desprovidas de dados de medição, desde que adequadamente parametrizado.

FIGURA 68 – Comparação dos HUIG da Bacia do Rio Itapocu Modelado Pelos Métodos Proposto, para Cada Evento Individual



Fonte: O Autor (2023).

5 CONCLUSÕES GERAIS E TRABALHOS FUTUROS

Em que pese a complexidade dos processos hidrológicos em bacias hidrográficas, a previsão do comportamento do escoamento superficial direto passa entre outros fatores pela caracterização geométrica das bacias e por sua resposta temporal ao evento de precipitação. Com efeito, a interação entre suas características físicas com o escoamento superficial direto é tema de muitos estudos, que podem apresentar abordagens matemática e conceitualmente distintas.

No entanto, percebe-se que as incertezas associadas aos processos de estimação dos parâmetros dos modelos podem ser muito relevantes para qualidade dos resultados. Com base nisso, entende-se que a busca por métodos mais parcimoniosos, com menos e mais representativos parâmetros de entrada, podem possibilitar, para fins práticos, resultados satisfatórios.

Com relação aos parâmetros morfométricos das bacias estudadas, pode-se identificar variações mais significativas em relação à forma e às condições de drenagem da bacia da UFSC a qual, do ponto de vista morfométrico, é a mais suscetível a ocorrência de enchentes. Merecem destaque ainda as bacias ITARIRI, PITEU e ERMO, que também apresentam risco elevado, relacionado à sua declividade e a estrutura dendrítica de seu sistema de drenagem. Portanto, existe uma relação significativa entre os fatores morfológicos das bacias e seu possível comportamento frente a ocorrência de vazões extremas.

Na análise de correlação entre os parâmetros morfométricos, foi possível identificar uma forte relação entre o fator de forma e os parâmetros relacionados às características da rede de drenagem da bacia (densidade de drenagem, densidade hidrográfica, densidade de confluência e comprimento de escoamento superficial). Devido às possibilidades dos softwares de geoprocessamento, entende-se como mais favorável o uso do parâmetro da densidade de drenagem para representar essa classe de características bidimensionais.

Vale ressaltar que o coeficiente de compacidade não apresentou correlação significativa com nenhum dos parâmetros morfométricos estudados, sendo pouco representativo para descrever as características físicas da bacia hidrográfica.

Avaliando o comportamento dos parâmetros morfométricos na dimensão altimétrica, pode-se perceber que a declividade axial apresenta forte relação com os parâmetros de forma e da rede de canais da bacia.

O coeficiente de sinuosidade dos cursos d'água da bacia apresentou baixa correlação com os demais parâmetros, no entanto, quando associado à declividade axial passa a apresentar correlação significativa com a declividade média dos cursos d'água. A declividade axial isoladamente apresentou boa correlação com a declividade média da bacia. Neste trabalho, foi possível propor critérios para classificá-la, adaptados em função do método (EMBRAPA, 1979).

De todos os parâmetros morfométricos estudados, pode-se destacar como o mais representativo das características físicas das bacias o coeficiente de rugosidade da bacia, desde a sua correlação com todos os demais parâmetros, exceto os dos coeficientes de sinuosidade e de compacidade. Baseado nisso foi possível propor um método de classificação.

De forma complementar, o presente estudo apresenta uma contribuição ao coeficiente de rugosidade da bacia, incorporando a declividade axial na sua formulação. Como resultados, conseguiu-se propor um indicador que representa indiretamente a forma e a declividade da bacia, bem como a sinuosidade dos cursos d'água. Os resultados encontrados para as bacias estudadas foram satisfatórios, podendo auxiliar em metodologias de classificação de riscos de cheias.

Como se pode perceber, o número de bifurcações das bacias hidrográficas é muito bem representado pela razão geomorfológica conhecida como Lei de Horton, sendo recomendado que seja estimado, principalmente para bacias de ordem maior que 3, por um método de regressão, que possibilita um melhor ajuste de uma progressão geométrica. Os resultados significativos para a razão geomorfológica de bifurcação ficaram entre 3,0 e 6,0 e, pode-se concluir, também, que a rede de canais é influenciada diretamente pela declividade da bacia hidrográfica, sendo a razão de bifurcação maior quanto menor for a inclinação da bacia hidrográfica.

Para as razões geomorfológicas de comprimento dos rios e área de contribuição das sub-bacias, devido ao maior grau de dispersão dos parâmetros fisiográficos, sugere-se a adoção de Método 3, por considerar na estimativa das progressões geométricas a dispersão dos características individuais de todas as sub-bacias, possibilitando um aumento significativo da precisão da estimativa. O comportamento das razões geomorfológicas de comprimento e área foi inverso ao da razão geomorfológica de bifurcações, sendo menores quanto menor a declividade média da bacia. Os seus valores variaram entre 1,0 e 5,0, para ambas as razões geomorfológicas.

A razão geomorfológica de declividade apresentou resultados bem homogêneos, em torno de 1,0, sendo possível concluir que o conceito proposto por Horton não se aplica com eficiência para a caracterização do comportamento de variação das declividades médias entre as ordens das sub-bacias.

No entanto, propõe-se a utilização das razões geomorfológicas de declividade como ferramenta de caracterização da tendência hipsométrica da bacia, sendo possível classificá-la de acordo com o valor encontrado para este parâmetro característico.

Conclusivamente, pode-se verificar que o Método 3, denominado Método das Razões Geomorfológicas Ajustadas (MRGA) e proposto no presente estudo, apresentou uma redução na incerteza da estimação das razões geomorfológicas características das bacias estudadas.

Além disso, sugere-se considerar para o cálculo das razões do comprimento e área, a geometria total da sub-bacia de maior ordem (Ω), independentemente da localização da exutória, possibilitando assim uma melhor representação da proporcionalidade das sub-bacias.

Com relação ao método proposto para estimação do tempo de concentração das bacias, pode-se observar que ele (Equação 69) apresenta-se eficiente para a estimação do tempo de concentração para bacias pequenas e médias, mesmo em bacias com características de resposta bem distintas. No entanto, cabe destacar a necessidade de cuidado na estimativa dos parâmetros hidráulicos do escoamento simulado na aplicação, sendo a qualidade da estimativa do tempo de concentração intimamente relacionada a estes, principalmente para bacias maiores que 500 km².

A influência da APD (APC + AIC) apresentou-se significativa para bacias com área de drenagem menores que 120 km², ganhando, desta forma, importância como fonte de erro o coeficiente de escoamento superficial. Como se pode perceber, a parcela do tempo de concentração, devido ao escoamento nas vertentes, está fortemente relacionada às características e condições da superfície e, conseqüentemente, ao tipo do uso do solo e, conseqüentemente, ao coeficiente de escoamento superficial do evento.

Notadamente, o tempo de concentração não é um parâmetro estático e relacionado somente às características físicas das bacias, pois estas, por si só, não representam as variações do escoamento superficial direto, decorrentes dos eventos hidrológicos. Logo, pode-se afirmar, corroborando com estudos recentes, que o tempo

de concentração depende da magnitude e de outras condições dos eventos de precipitação.

Outra constatação relevante é o impacto do escoamento direto nas vertentes sobre a estimativa do tempo de concentração. Essa é uma justificativa plausível para as diferenças significativas apresentadas pelas equações empíricas propostas por diversos autores. Uma das limitações das fórmulas empíricas é a dificuldade de representarem adequadamente a variedade das características hidráulicas e condições hidrológicas da bacia e dos eventos.

Buscando mapear e quantificar as principais fontes de erro para a estimativa do tempo de concentração, fica claro que os parâmetros morfométricos, apesar de obtidos de forma indireta por técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento, incorporam erros de estimação inerentes a diversos fatores, que vão desde as técnicas de aquisição de dados, até os modelos de reconstituição tridimensional do relevo. Ainda assim, são os parâmetros mais facilmente estimáveis, e diversos estudos indicam que os erros de estimação podem, muitas vezes, serem considerados pouco relevantes para a escala dos estudos hidrológicos. No entanto, ainda se apresenta desafiadora a estimação correta dos parâmetros hidrológicos e hidráulicos, devido à complexidade e variabilidade natural dos fenômenos.

Aparentemente, os parâmetros de ajuste que apresentam mais dificuldade em sua estimação são o coeficiente de rugosidade do canal e o coeficiente de escoamento superficial. As fontes de erros do coeficiente de rugosidade são a heterogeneidade espacial e sua variação em função da vazão do escoamento fluvial. Já a estimativa do coeficiente de escoamento superficial e sua variabilidade são função das características hidrológicas e fisiográficas da bacia e do evento.

Para uma modelagem mais precisa, propõe-se a aplicação do modelo calibrando os parâmetros a eventos conhecidos, possibilitando, assim, um acoplamento mais adequado do modelo às condições naturais da bacia específica.

Por fim, identifica-se a necessidade de estudos para melhor caracterizar o coeficiente de rugosidade de Manning em canais naturais e do próprio coeficiente de escoamento superficial, de forma a disponibilizar ferramentas indiretas para sua estimação, bem como a previsão de seu erro.

Analisando a aplicabilidade dos resultados obtidos na modelagem do HUIG, pode-se verificar que a velocidade média do escoamento direto nas bacias hidrográficas estudadas pode ser convenientemente estimada através da relação do

tempo médio de permanência do escoamento na bacia hidrográfica, conforme apresentado neste estudo.

O tempo médio de permanência do escoamento direto na bacia representa o valor esperado para a média dos tempos do hidrograma unitário e é caracterizado pela abscissa do centroide do hidrograma unitário instantâneo. Por sua vez, seu valor pode ser estimado com base nos parâmetros que definem o comportamento da bacia e do evento (tempo de concentração, tempo de pico e, conseqüentemente, o tempo de base do HUI), sendo o tempo de pico função das características geomorfológicas da bacia hidrográfica.

A assimetria do HUIG é bem representada pela relação entre a distância média percorrida pelo escoamento superficial, considerando toda a bacia hidrográfica, e a distância média até o centro geomorfológico da bacia hidrográfica, obtido através do método proposto por Rodriguez-Iturbe (1979) e Rosso (1984).

Naturalmente, os parâmetros fundamentais do HUIG estão diretamente associados a esta assimetria geomorfológica e ao tempo de concentração da bacia em relação às condições hidráulicas e hidrológicas.

Conclui-se que o tempo de pico é função do tempo de concentração e da assimetria geomorfológica da bacia e a vazão de pico é função unicamente do tempo de concentração. Dessa forma, verifica-se que as razões de bifurcação e de área têm maior relevância na determinação do tempo de pico do HUIG. Já a vazão de pico é função somente da escala da bacia e da velocidade média do escoamento direto, que puderam ser bem representadas pelo tempo de concentração.

Dos métodos estudados para a estimação das razões geomorfológicas, apresentou-se mais eficiente o método 3, proposto neste estudo, que consistiu no ajuste das grandezas características da bacia a um modelo de regressão apropriado.

Pode-se observar que o tempo de concentração é variável em função das condições da bacia e da precipitação. Dessa forma, pode-se verificar variações na forma do HUIG, em função deste parâmetro, o que pode ser atribuído à influência da área parcial de drenagem (APD), função principalmente da área variável de afluência e da própria condição hidráulica dos canais.

Por fim, sugere-se a realização e aplicação dos métodos propostos em bacias monitoradas, com maior resolução espacial do MDE e dos dados de chuva e vazão.

Considerando que a variabilidade do HU, em função das condições hidrológicas da bacia e supondo essas aleatórias, parte das fontes de erro da

estimação do HU e pode ser atribuída a essa variabilidade. Portanto, sugerem-se estudos futuros que considerem os processos aleatório na modelagem do HU.

REFERÊNCIAS

- ABBOTT M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN J. An introduction to the European hydrologic system - system hydrologique European, 'SHE', a: history and philosophy of a physically-based, distributed modeling system. **J. Hydrol.**, v. 87, p. 45–59, 1986a.
- ABBOTT M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN J. An introduction to the European hydrologic system—system hydrologique European, 'SHE', b: structure of a physically based, distributed modeling system. **J. Hydrol.**, v. 87, p. 61–77, 1986b.
- ABDULKAREEM, J. H.; PRADHAN, B.; SULAIMAN, W. N. A.; JAMIL, N. Development of lag time and time of concentration for a tropical complex catchment under the influence of long-term land use/land cover (LULC) changes. **Arab. J. Geosci.**, v. 12, n. 101, 2019.
- AGUNWAMBA, J. C.; MMONWUBA, N. C. Comparative Analysis of Some Existing Models for Estimating the Time of Concentration for Watersheds in Anambra State, Nigeria. **Journal of Engineering Research and Reports**, v. 20, n. 5, p. 64-75, 2021.
- AHMED, S. I.; RUDRA, R. P.; GHARABAGHI, B.; MACKENZIE, K.; DICKINSON, W. T. Within-storm rainfall distribution effect on soil erosion rate. **Int. Sch. Res. Not.**, p. 1–7, 2012.
- ALMEIDA, L.; SERRA, J. C. V. Modelos hidrológicos, tipos e aplicações mais utilizadas. **FAE**, v. 20, n.1, p.129 – 137, 2017.
- ALMEIDA, S., VINE, N. L., MCINTYRE, N., WAGENER, T., BUYTAERT, W. Accounting for dependencies in regionalized signatures for predictions in ungauged catchments, **Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.**, v. 12, p. 5389–5426, 2015.
- ANDRADE, A. C. de S. **Determinação de hidrogramas unitários instantâneo geomorfológico - bacia do ribeirão Salobra**. 2007. 132 f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Ambientais, Campo Grande-MS, 2007.
- ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAM, J. R. Large area hydrologic modeling and assessment - part I: model development. **J. Am. Water Resour. As.**, v. 34, n. 1, p. 73–89, 1998.
- ASKEW, A. J. Derivation of formulae for variable lag time. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 225–242, 1970.
- ASSEFA, M.; WOSSENU, A. Landscape dynamics, soils and hydrological processes in varied climates. **Switzerland**: Springer International Publishing, august, 2015. DOI:10.1007/978-3-319-18787-7.
- ATIEH, M.; TAYLOR, G.; SATTAR, A. M.; GHARABAGHI, B. Prediction of flow duration curves for ungauged basins. **J. Hydrol.**, v. 545, p. 383-394, 2017.

AZIZIAN, A. comparison of salt experiments and empirical time of concentration equations. proceedings of the institution of Civil Engineers. **Water Management**, v. 172, n. 3, p. 109-122, 2019.

BAJRACHARYA, P.; JAIN, S. Estimation of watershed width function: a statistical approach using LiDAR data. **Stoch. Environ. Res. Risk. Assess.**, v. 34, p. 1997–2011, 2020.

BAO, S; WANG, X; LI, H.; LV, H; LI, Y. An empirical approach for computing surface runoff concentration time. **Journal of Water and Climate Change**, v. 9, n. 2, p. 410–420, 2018.

BARONI, G.; SCHALGE, B.; RAKOVEC, O.; KUMAR, R.; SCHÜLER, L.; SAMANIEGO, L.; SIMMER, C.; ATTINGER, S. A comprehensive distributed hydrological modeling intercomparison to support process representation and data collection strategies. **Water Resour. Res.**, v. 55, n. 2, p. 990–1010, 2019.

BAUER, L. **Estimação do Coeficiente de Correlação de Spearman Ponderado**. 2007. 95 f. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Faculdade de Medicina. Programa de Pós-Graduação em Epidemiologia, UFRGS – Porto Alegre-RS, 2007.

BERNARD, M. M. An approach to determinate stream flow. **Transactions of the American Society of Civil Engineers**, v. 100, n. 1, p. 347-362, 1935.

BERNIER, P. Y. Variable source areas and storm-flow generation: uma atualização do conceito e um esforço de simulação. **J. Hydrol.**, v. 79: p. 195–213, 1985.

BEROD, D. D.; SINGH, V. P.; MUSY, A. A geomorphologic kinematic-wave (GKW) model for estimation of floods from small alpine watersheds. **Hydrological Process**. v. 13, p. 1391–1416, 1999.

BETSON, R.P. What is watershed runoff? **J. Geophys. Res.**, v. 69, n. 8, p. 1541-1552, 1964.

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrol. Sci. Bull.**, v. 24, n. 1, p. 43–69, 1979.

BHASKAR, N. R.; PARIDA, B. P.; NAYAK, A.K. Flood estimation for ungauged catchments using the GIUH. **J. Water Resour. Plan. Manag.**, n. 123, p. 228–238, 1997.

BHIMJIANI, H. M. A survey paper on prediction of runoff for ungauged catchment, **J. Emerging Technol. Innovative Res.**, v. 2, n. 4, p. 881–883, 2015.

BHUNYA, P. K.; BERNDTSSON, R.; SINGH, P. K.; HUBERT, P. Comparison between Weibull and Gamma Distributions to derive synthetic unit hydrograph using horton ratios. **Water Resources Research**, n. 44, p. 1–17, 2008.

BHUNYA, P. K.; PANDA, S. N.; GOEL, M. K.; BERNDTSSON, R.; OJHA, C. S. P.; MISHRA, S. K.; EHRET, U.; ZEHE, E.; RIGON, R.; BANCHERI, M.; FORMETTA, G.;

DELAVERNE, A.; SNYDER, F. F. Synthetic unit hydrograph methods: a critical review. **The Open Hydrology Journal**, v. 5, n. 1, p. 1–8, 2011.

BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio ambiente físico de bacias hidrográficas: modelo de aplicação**. Florianópolis: UFSC, 112 p., 1994.

BHUYAN, M. K.; KUMAR, S.; JENA, J.; BHUNYA, P. K. Flood Hydrograph with Synthetic Unit Hydrograph Routing. **Water Resources Management**, v. 29, n. 15, 2015.

BIERKENS, M. F. P.; BELL, V. A.; BUREK, P.; CHANEY, N. W.; CONDON, L. E.; DAVID, C. H. *et al.* Hyper-resolution global hydrological modelling: what is next? **Hydrol. Process.**, v. 29, p. 310–320, 2015.

BINGNER, R. L.; THEURER, F. D.; YUAN, Y. **AnnAGNPS, annualized agricultural non-point source pollution model AnnAGNPS: Technical Processes**. Documentation. Version 5.4, USDA-ARS, National Sedimentation Laboratory, Oxford, MS. 2015.

BIRON, P. M., CHONE', G.; BUFFIN-BE'LANGER, T.; DEMERS, S.; OLSEN, T. Improvement of streams hydro-geomorphological assessment using LiDAR DEMs. **Earth Surf. Process Landf.**, v. 38, n. 15, p. 1808–1821, 2013.

BISHT, S.; CHAUDHRY, S.; SHARMA, S.; SONI, S. Assessment of flash flood hazard zonation through geospatial technique in high altitude Himalayan watershed, Himachal Pradesh India. **Remote Sens. Appl. Soc. Environ.**, v. 12, p. 35–47, 2018.

BONAKDARI, H., ZAJI, A.H., BINNS, A.D., GHARABAGHI, B. Integrated Markov chains and uncertainty analysis techniques to more accurately forecast floods using satellite signals. **J. Hydrol.**, v. 572, p. 75-95, 2019.

BROOKS, S. M.; MCDONNELL, R. A. Research advances geocomputation for hydrological and geomorphological modeling towards the twenty-first century. **Hydrological Process.**, v. 14, p. 1899–1907, 2000.

CALDEIRA, T. L.; BESKOW, S.; MELLO, C. R.; FARIA, L. C.; SOUZA, M. R.; GUEDES, H. A. S. Modelagem Probabilística De Eventos De Precipitação Extrema No Estado Do Rio Grande Do Sul. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 9, n. 3, p. 197-203, 2015.

CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. B. **Hidrologia**. Rio de Janeiro: Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2006.

CARVALHO, M. A. de; CHAUDRHY, F. H. Aplicação de hidrograma unitário geomorfológico na previsão de respostas hidrológicas. **RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 6. n. 4, p. 5-17, 2001.

CHANG, C. H.; LEE, K. T. Analysis of geomorphologic and hydrological characteristics in watershed saturated areas using topographic-index threshold and geomorphology-based runoff model. **Hydrol. Process.**, v. 22, p. 802-812, 2008.

- CHAPI, K.; RUDRA, R. P.; AHMED, S. I.; KHAN, A. A.; GHARABAGHI, B.; DICKINSON, W. T.; GOEL, P. K. Spatial-temporal dynamics of runoff generation areas in a small agricultural watershed in Southern Ontario. **J. Water Resour. Prot.**, v. 7, p. 14–40, 2015.
- CHARTERS, F. J.; COCHRANE, T. A.; O'SULLIVAN, A. D. Untreated runoff quality from roof and road surfaces in a low intensity rainfall climate. **Science of the Total Environment**, v. 550, p. 265–272, 2016.
- CHAVAN, V. T.; GADGE, P. S. Morphometric analysis of Junana Mini Watershed Nandgoan (Kh.), Dist. Amravati, Maharashtra using GIS. **Int. J. Sci. Environ. Technol.**, v. 2, n. 5, p. 1072–1079, 2013.
- CHEN, C. N.; WONG, T. S.W. Critical rainfall duration for maximum discharge from overland plane. **J. Hydraul. Eng.**, v. 119, n. 9, p. 1040–1045, 1993.
- CHEN, F. L.; LI, J. Z. Runoff characteristics trends and influencing factors of the great river basin. **China Rural Water Power**, v. 2, p. 43–45, 2011.
- CHEN, L.; SUN, C.; WANG, G.; XIE, H.; SHEN, Z. Event-based nonpoint source pollution prediction in a scarce data catchment. **Journal of Hydrology**, v. 552, p. 13–27, 2017.
- CHEN, Y.; REN, Q.; HUANG, F. Liuxihe model and its modeling to river basin food. **J Hydrol. Eng.**, v. 1, p. 33–50, 2011.
- CHEN, Y.; SHI, P.; JI, X.; QU, S. ZHAO, L.; DONG, F. New method to calculate the dynamic factor-flow velocity in geomorphologic instantaneous unit hydrograph. **Scientific Reports**, v. 9, 2019.
- CHEN, Y.; SHI, P.; QU, S.; JI, X.; ZHAO, L.; GOU, J.; MOU, S. Integrating XAJ model with GIUH based on Nash model for rainfall-runoff modelling. **Water**, v. 11, n. 4, 2019.
- CHOI, J. Y.; LEE, G.; KIM, J. C. Estimation of the Nash model parameters básicod on the concept of geomorphologic dispersion. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 16, n. 10, p. 806-817, 2011.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. 1. ed. New York: McGraw-Hill, 1988.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Ed. Edgard Blucher Ltda e EDUSP, 1974.
- CHUENHOOKLIN, S.; TAWEEPONG, S.; PANGNA-KORN, U. Rainfall-runoff models and flood mapping in a catchment of the Upper Nan Basin, Thailand. **J. Water resour. Hydraulic engineering**, v. 4, n. 3, p. 293–302, 2015.
- CHUTHA, P.; DOOGE, J. C. I. The shape parameters of the geomorphologic unit hydrograph. **J. Hydrol.**, v. 117, p. 81–97, 1990.
- CLARK, C. O. storage and the unit hydrograh. **Transactions American Society Civil Engineers**, v. 110, p. 1419-1488, 1945.

COLLICK, A. S.; FUKA, D. R.; KLEINMAN, P. J. A.; BUDA, A. R.; WELD, J. L.; WHITE, M. J.; VEITH, T. L.; BRYANT, R. B.; BOLSTER, C. H.; EASTON, Z. M. Predicting phosphorus dynamics in complex terrains using a variable source area hydrology model. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 4, p. 588–601, 2014.

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo Hidrologia**. v.5, IPH UFRG, 2008.

CORDUNEANU, F.; BUCUR, D.; CIMPEANU, S. M.; APOSTOL, I. C.; STRUGARIU, A. L. Hazards resulting from hydrological extremes in the upstream catchment of the Prut River, **Water Resour.**, v. 43, n. 1, p. 42–47, 2016.

CORPS OF ENGINEERS. **Airfield drainage investigation**. Washington, DC: U.S. Army, Los Angeles District for the Office of the Chief of Engineers, Airfield Branch Engineering Division, Military Construction, Data Report, 1954.

CRISS, R. E.; WINSTON, W. E. Public safety and faulty flood statistics. **Environmental health perspectives**, 116 (12), A516. 2008.

CRISTIANO, E.; TEN VELDHUIS, M. C.; VAN DE GIESEN, N. Spatial and temporal variability of rainfall and their effects on hydrological response in urban areas – a review Hydrol. **Earth Syst. Sci.**, v. 21, p. 3859–3878, 2017.

DAHLKE, H. E.; DAHLKE, Z. M.; EASTON, Z. M.; FUKA, D. R.; LYON, S. W.; STEENHUIS, T. S. Modelling variable source area dynamics in a CEAP watershed. **Ecohydrology**, v. 2, n. 3, p. 337–349, 2009.

DAR, R. A.; CHANDRA, R.; ROMSHOO, S. A. Morphotectonic and lithostratigraphic analysis of intermontane Karewa basin of Kashmir Himalayas, India. **J. Mt. Sci.**, v. 10, n. 1, p. 731–741, 2013.

DEGETTO, M.; GREGORETTI, C.; BERNARD, M. Comparative analysis of the differences between using LiDAR and contour based DEMs for hydrological modeling of runoff generating debris flows in the Dolomites. **Front. Earth Sci.**, v. 3, n. 21, 2015.

DESLAURIERS, S.; MAHDI, T. Flood modelling improvement using automatic calibration of two dimensional river software SRH-2D. **Nat. Hazards**, v. 91, n. 2, p. 697–715, 2018.

DICKINSON, W. T.; WHITELEY, H. Watershed areas contributing to runoff. In: **IAASH Pub.**, v. 96, p. 12–26, 1970.

DISKIN, M. H. **A basic study of the linearity of the rainfall-runoff process in watersheds**. Thesis, University of Illinois, Urbana, Ill, Ph. D, 1964.

DISKIN, M. H.; WYSEURE, G.; FEYEN, J. Application of a cell model to the Bellebeek Watershed Nord. **Hydrol.**, v. 15, p. 25–38, 1984.

DOOGE J. C. I. **Problems and methods of rainfall runoff modelling**. In: Mathematical models of surface water hydrology, Ciriani T.A., Maione U. y Wallis J.R., Editores, 1977. John Wiley and Sons, New York. 1977.

DOOGE, J. A. General Theory of the Unit Hydrograph. **Journal of Geophysical Research**, v. 64, n. 2, p. 241–256, 1959.

DOOGE, J. **Linear theory of hydrologic systems**. Agricultural Research Service, US Department of Agriculture. 1973.

DRUMOND, P. de P. **Estudo da influência da reservação de águas pluviais em lotes no município de Belo Horizonte, MG**: Avaliação Hidráulica e Hidrológica. 2012. 204 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

DU, K.; ZHAO, Y.; LEI, J. The incorrect usage of singular spectral analysis and discrete wavelet transform in hybrid models to predict hydrological time series. **J. Hydrol.**, v. 552, p. 44–51, 2017.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. **Water Resources Research**, v. 6, p. 478-490, 1970a.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff production in a small new England watershed. **Water Resources Research**, v. 6, p. 1296-1311. 1970b.

EAGLESON, P.S. **Dynamic hydrology**. New York. McGraw-Hill. 1970.

EFSTRATIADIS, A.; KOUSSIS, A.; KOUTSOYIANNIS, D.; MAMASSIS, N. Flood design recipes vs. reality: can predictions for ungauged basins be trusted? **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 14, n. 6, p. 1417–1428, 2014.

EMMANUEL, I.; ANDRIEU, H.; LEBLOIS, E.; JANEY, N.; PAYRASTRE, O. influence of rainfall spatial variability on rainfall–runoff modelling: benefit of a simulation approach? **J. Hydrol.**, v. 531, p. 337-348, 2015.

EMMANUEL, I.; PAYRASTRE, O. ANDRIEU, H.; ZUBER, F. A method for assessing the influence of rainfall spatial variability on hydrograph modeling. First case study in the Cevennes Region, southern France. **J. Hydrol.**, v. 555, p. 314-322, 2017.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). In: **Reunião técnica de levantamento de solos**, Súmula, Rio de Janeiro, 1979.

EZE, E. B.; JOEL, E. Parâmetros morfométricos da bacia do rio Calabar: implicações para os processos hidrológicos. **J. Geogr. Geol.**, v. 2, n. 1, p. 19-26, 2010.

FANG, X.; CLEVELAND, T. G.; GARCIA, C. A.; THOMPSON, D. B.; MALLA, R. Estimating timing parameters of directrunoff and unit hydrographs for Texas watersheds. **Lamar University**. Technical report. 2005.

FANG, X.; THOMPSON, D. B.; CLEVELAND, T. G.; PRADHAN, P.; MALLA, R. Time of concentration estimated using watershed parameters determined by automated and manual methods. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 134, n. 2, p. 202–211, 2008.

FANG, X.; THOMPSON, D.; CLEVELAND, T.; PRADHAN, P. Variations of time of concentration estimates using the nrms velocity method. **J. Irrig. Drain. Eng.**, v. 133, n. 4, p. 314-322, 2007.

FIORI, A.; ROMANELLI, M.; CAVALLI, D.; RUSSO, D. Experimentos numéricos de geração de fluxo em bacias hidrográficas íngremes. **J. Hydrol.**, v. 339, p. 183–192, 2007.

GAMA, C. **Previsão Operacional de vazões baseada em modelohidrológico concentrado, assimilação de dados e previsões meteorológicas**. 2019. 95 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. Porto Alegre. 2019.

GAUCHEREL, C.; FRELAT, R.; SALOMON, L.; ROUY, B.; PANDEY, N.; CUDENNEC, C. Regional watershed characterization and classification with river network analyses. **Earth Surf. Process. Landforms.**, v. 42, n. 13, p. 2068–2081, 2017.

GERICKE, O. J.; SMITHERS, J. C. Review of methods used to estimate catchment response time for the purpose of peak discharge estimation. **Hydrol. Sci. J.**, v. 59, p. 1935–1971, 2014

GEVAERT, A. I.; TEULING, A. J.; UIJLENHOET, R.; DELONG, S. B.; HUXMAN, T.; PANGLE, L.; BRESHEARS, D. D.; CHOROVER, J.; PELLETIER, J. D.; SALESKA, S. R. *et al.* The landscape evolution observatory: a large-scale controllable infrastructure to study coupled earth-surface processes. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 18, p. 3681-3692, 2014.

GEVAERT, A. I.; TEULING, A. J.; UIJLENHOET, R.; DELONG, S. B.; HUXMAN, T.; PANGLE, L.; BRESHEARS, D. D.; CHOROVER, J.; PELLETIER, J. D.; SALESKA, S. R.; ZENG, X.; TROCH, P. A. Hillslope-scale experiment demonstrates the role of convergence during two-step saturation. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 18, p. 3681-3692, 2014.

GHAZI, Z. H.; TAJRISHY, M.; JALILVAND, E. The impact of pavement permeability on time of concentration in a small urban watershed with a semi-arid climate. **Water Resour Manage**, v. 34, p. 2969–2988, 2020.

GHUMMAN, A. R.; GHAZAW, Y.; ABDEL-MAGUD, R. H.; ZAFAR, A. Investigating parameters of geomorphic direct runoff hydrograph models. **Water Resources**, v. 46, n. 1, p. 19-28, 2019.

GHUMMAN, A. R.; KHAN, Q. U.; HASHMI, H. M.; AHMAD, M. M. Comparison of Clark, Nash geographical instantaneous unit hydrograph models for semi arid Reg. **Water Resour.**, Regime of Water Bodies, v. 41, p. 364-371, 2014.

GOÑI, M.; LÓPEZ, J.; GIMENA, F. N. Geomorphological instantaneous unit hydrograph model with distributed rainfall. **Catena**, v. 72, p.40-53, 2019.

GONZALO, C. de; ROBREDO, J. C.; MINTEGUI, J. Á. Semidistributed hydrologic model for flood risk assessment in the Pejibaye River Basin, Costa Rica. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, n. 12, p. 1333–1344, 2012.

GOTTSCHALK, L.; WEINGARTNER, R. Distribution of peak flow derived from a distribution of rainfall volume and runoff coefficient, and a unit hydrograph. **Journal of Hydrology**, v. 208, n. 3–4, p. 148–162, 1998.

GRAY, D. M. Interrelationships of watershed characteristics. **J. Geophys. Res.**, v. 66, n. 4, p. 1215–1223, 1961.

GRIMALDI, S.; PETROSELLI, A.; TAURO, F.; PORFIRI, M. Time of concentration: a paradox in modern hydrology. **Hydrol Sci J.**, v. 57, n. 2, p. 217–228, 2012.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; ALVES, F. M. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. **Computers & Geosciences**, v. 33, p. 10-19, 2007.

GÜLBAZ, S.; BOYRAZ, U.; KAZEZYILMAZ-ALHAN, C. M. Investigation of overland flow by incorporating different infiltration methods into flood routing equations. **Urban Water J.**, v. 17, p. 109–121, 2020.

GUPTA, V. K.; WAYMIRE, E.; WANG, C. T. A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. **Water Resour. Res.**, v. 16, n. 5, p. 855-862, 1980.

HAILEGEORGIS, K.; ALFREDSEN, A. High spatial–temporal resolution and integrated surface and subsurface precipitation-runoff modelling for a small stormwater catchment, **Journal of Hydrology**, v. 557, p. 613-630, 2018.

HAJAM, R. A.; HAMID A.; DAR N. A.; BHAT S. U. Morphometric analysis of Vishav drainage basin using geo-spatial technology (GST). **Int. Res. J. Geol. Mining.**, v. 3, n. 3, p. 136–146, 2013.

HAMDAN, A.; KHOZYEM, H. Análise morfométrica, estatística e de risco usando dados ASTER e técnica GIS da bacia hidrográfica WADI El-Mathula, Qena, Egito. **Arab. J. Geosci.**, v. 11, n. 722, 2018.

HAMDAN, A.; KHOZYEM, H. Análise morfométrica, estatística e de risco usando dados ASTER e técnica GIS da bacia hidrográfica WADI El-Mathula, Qena, Egito. **Arab. J. Geosci.**, v. 11, n. 722, 2018.

HAWKINS, H. R.; WARD, T. J.; WOODWARD, D. E.; VAN MULLEM, J. A. **Curve Number hydrology: state of the practice**. American Society of Civil Engineers: Reston, VA, USA, 2008.

HEC – HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER; **Hydrologic modeling system HEC-HMS User's Manual**. Version 4.2, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA, 2016.

HENDERSON, F.; WOODING, R. Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. Geology, **Journal of Geophysical Research**, 1964.

HENG, X.; SHAW, S. B.; MARJERISON, R. D.; YEARICK, C. D.; DEGLORIA, S. D.; WALTER, M. T. Improving risk estimates of runoff producing areas: formulating variable source areas as a bivariate process. **Journal of Environmental Management**, v. 137, p. 146–156, 2014.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. **Forest hydrol.**, v. 1, p. 275–290, 1967.

HIBBERT, A. R.; TROENDLE, C. A. Streamflow Generation by variable source area. **Springer**, p. 111-127, 1988.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bull Geol. Soc. Am.**, v. 56, p. 275-370, 1945.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Transactions of the American Geophysical Union**, n. 14, 446-460, 1933.

HOSSEINI, S. M.; MAHJOURI, N. Integrating support vector regression and a geomorphologic artificial neural network for daily rainfall-runoff modeling. **Applied Soft Computing**, v. 38, p. 329-345, 2016.

HU, X.; SONG, L. Hydrodynamic modeling of flash flood in mountain watersheds based on high-performance GPU computing. **Nat. Hazards**, v. 91, n. 2, p. 567–586, 2018.

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

IFABIYI, I. P. A reduced rank model of drainage basin response to runoff in Upper Kaduna catchment of Northern Nigeria. **Geo-Studies Forum**, v. 2, n. 1, p. 109–117, 2004.

INNOCENTE, C.; CHAFFE, P. L. B. Uma revisão preliminar sobre a aplicação do unitário na pesquisa, no ensino e na engenharia. **XXII SBRH.**, 2017.

JAIN, V.; SINHA, R. Derivation of unit hydrograph from giuh analysis for a himalayan river. **Water Resources Management**, v. 17, p. 355–375, 2003.

JAISWAL R. K.; THOMAS T.; GALKATE R. V.; GHOSH N. C.; LOHANI A. K.; KUMAR, R. Development of geomorphology based regional Nash model for data scarce central India region. *Water Resources Management: An International Journal*, Published for the European Water Resources Association (EWRA), Springer; European Water Resources Association (EWRA), vol. 28(2), pages 351-371, January, 2014.

JALIL, H. A.; SOBRI, H. E; TARMIZI, I. Time of concentration for large catchment based on hydrodynamic modelling. **MATEC Web Conf.**, v. 250, 2018.

JENA, S. K.; TIWARI, K. N. Modeling synthetic unit hydrograph parameters with morphologic parameters of watersheds. **Journal of Hydrology**, v. 319, p. 1-14, 2006.

JUNG, K.; MARPU, P. R.; OUARDA, T. B. M. J. Impact of river network type on the time of concentration. **Arab. J. Geosci.**, v. 10, 2017.

JUNG, K.; NIEMANN, J. D.; HUANG, X. Under what conditions do parallel river networks occur? **Geomorphology**, v. 132, n. 3-4, p. 260–271, 2011.

JUNG, K.; OUARDA, T. B. M. J. Analysis and classification of channel network types for intermittent streams in the United Arab Emirates and Oman. **J. Civil Environ. Eng.**, v. 5, n. 5, 2015.

KACHROO, R. K. River flow forecasting. Part 1. A discussion of the principles. **Journal of Hydrology**, v. 133, p. 1 – 15, 1992.

KADOYA, M.; FUKUSHIMA, A. Concentration time of flood runoff in smaller river basins. In: H.J. Morel-Seytoux *et al.*, eds. Proceedings of the 3rd International Hydrology Symposium on Theoretical and Applied Hydrology, 27–29 July, Fort Collins, CO. **Fort Collins: Water Resources Publication**, Colorado State University, p. 75–88, 1977.

KAISER, I. M. **Avaliação de métodos de composição de campos de precipitações para uso em modelos hidrológicos distribuídos**. 2006. 2 v. Tese de Doutorado. Escola de Engenharia de São Carlos – USP. São Carlos – SP. 2006. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18138/tde-17042006-222747/publico/0-Capa.pdf>. Acesso em: 08 abr. 2022.

KALIRAJ, S.; CHANDRASEKAR, N.; MAGESH, N.S. Morphometric analysis of the River Thamirabarani sub-basin in Kanyakumari District, South west coast of Tamil Nadu, India, using remote sensing and GIS. **Environ Earth Sci.**, v. 73, p. 7375–7401, 2015.

KALIRAJ, S.; MUTHU, M. S.; MALAR, V. K. Application of Remote Sensing in Detection of Forest Cover Changes Using Geo-Statistical Change Detection Matrices – A Case Study of Devanampatti Reserve Forest, Tamilnadu, India Nature Environment and Pollution Technology. **Nature Environment Pollution Technology (International Quarterly Scientific Journal)**, n. 11, p. 261 – 269, 2012.

KAN, G.; TANG, G.; YANG, Y.; HONG, Y.; LI, J.; DING, L. *et al.* An improved coupled routing and excess storage (CREST) distributed hydrological model and its verification in Ganjiang River basin, China. **Water**, v.9, n.11, p.904, 2017.

KHALEGHI, M. R.; GHODUSI, J.; AHMADI, H. Regional analysis using the geomorphologic instantaneous unit hydrograph (GIUH) method. **Soil Water Res.**, v. 9, n. 1, p. 25- 30, 2014.

KHALEGHI, M. R.; GHOLAMI, V.; GHODUSI, J.; HOSSEINI, S. Efficiency of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph method in flood hydrograph simulation. **Catena**, v. 87, p. 163-171, 2011.

KIBLER, D. F., Desk-top methods for urban stormwater calculation. In: KIBLER, D. F. (ed.), *Urban Stormwater Hydrology*, American Geophysical Union, **Washington DC**, p. 87-135, 1982.

KIM J.; JUNG, K. Geomorphologic skewness of hydrologic response. **Water Resources Management**, v. 31, n. 1, 2017.

KIRPICH, Z. P. Time of concentration of small agricultural watersheds. **Civ. Eng.**, v. 10, n. 6, p. 362, 1940.

KIRSHEN, D. M.; BRAS, R. L. The linear channel and its effect on the geomorphologic IUC. **Journal of Hydrology**, v. 65, p. 175-208, 1983.

KLASSEN, W.; BOSVELD, F.; WATER, E. D. Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception. **J. Hydrol., Amsterdam**, v. 213, p. 36-50, 1998.

KLASSEN, W.; LANKREIJER, H. J. M.; VEEN, A. W. L. Rainfall interception near a forest edge. **Journal of Hydrology**, n. 185, p. 349-361, 1996.

KOBIYAMA, M; GRISON, F.; LINO, J. F. L.; SILVA, R. V. Estimativa morfométrica e hidrológica do tempo de concentração na bacia do campus da UFSC, Florianópolis-SC. **ABRH. I Simpósio de Recursos Hídricos Sul-Sudeste**. 2006.

KOSTIC, S.; STOJKOVIC, M.; PROHASKA, S.; VASOVIC, N. Modeling of river flow rate as a function of rainfall and temperature using response surface methodology based on historical time series. **Journal of Hydroinformatics**, v. 18, n. 4, p. 651–665, 2016.

KRISHNAMURTHY, J.; MANI, A.; JAYARAMAN, V.; MANIVEL, M. Groundwater resources development in hard rock terrain—an approach using remote sensing and GIS techniques. **Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.**, v. 2, n. 3/4, p. 204–215, 2000.

KROGH, S. A.; POMEROY, J. W.; MARSH, P. Diagnosis of the hydrology of a small Arctic basin at the tundra-taiga transition using a physically based hydrological model. **J. Hydrol.**, v. 550, p. 685–703, 2017.

KRYSANOVA, V.; BRONSTERT, A.; MÜLLER-WOHLFEIL, D. I. Modelling river discharge for large drainage basins: from lumped to distributed approach. **Hydrol. Sci. J.**, v. 44, n. 2, p. 313–331, 1999.

KULL, D. W.; FELDMAN, A. D. Evolution of Clark's unit graph method to spatially distributed runoff. **J. Hydrol. Eng. ASCE**, v. 3, n. 1, p. 9–19, 1998.

KUMAR, A. Geomorphologic instantaneous unit hydrograph basicod hydrologic response models for ungauged hilly watersheds in India. **Water Resour. Manag.**, v. 29, n. 3, p. 863-883, 2015.

KUMAR, A.; KUMAR, D. Predicting direct runoff from hilly watershed using geomorphology and stream-orderlaw ratios: case study. **J. Hydrol. Eng.**, v. 13, n. 7, p. 570–576, 2008.

KUMAR, R.; Chatterjee, C.; Singh, R. D.; Lohani, A. K. GIUH based Clark and Nash models for runoff estimation for an ungauged basin and their uncertainty analysis. **International Journal of River Basin Management**, v. 2, n. 4, p. 281-290, 2004.

LANGRIDGE, M.; GHARABAGHI, B.; MCBEAN, E. D.; BONAKDARI, H.; WALTON, R. Understanding the dynamic nature of Time-to-Peak in UK streams, **Journal of Hydrology**, v. 583, 2020.

LATRON, J.; GALLART, F. Seasonal dynamics of runoff-contributing areas in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). **J. Hydrol.**, v. 335, p. 194-206, 2007.

LEAL, D. A.; MARTINS, L. C. M.; MATIAS, F. J. N.; MENDES, L. da S.; CARVALHO, M. H. de P. **Determinação da precipitação efetiva em uma bacia hidrográfica experimental**. Campo Grande – MS, 2017.

LEE, K. T.; CHANG, C. Incorporating subsurface-flow mechanism into geomorphology-based IUH modeling. **Journal of Hidrology**, v. 311, p. 91-105, 2005.

LEE, K. T.; YEN, B. C. Geomorphology and kinematic-wave basic hydrograph derivation. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 123, n. 1, p. 73-80. 1997.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M.G. River channel patterns, braided, meandering and straight. **U.S. Geol. Surv. Paper**. 282-B. 1957.

LI, G.; SHENGLIAN; W.; ZHANG, J. Use of Nash's IUH DEM's to identify the parameters of an unequal-reservoir cascade IUH model. **Hydrol. Process.**, v. 22, p. 4073-4082, 2008.

LI, H. Y.; SIVAPALAN, M. Functional approach to exploring climatic and landscape controls on runoff generation: 2 timing of runoff storm response. **Water Resour. Res.**, v. 50, p. 9323–9342, 2014.

LIANG J.; MELCHING C. S. Comparison of computed and experimentally assessed times of concentration for a V-shaped laboratory watershed. **J. Hydrol. Eng.**, v. 17, n. 12, p. 1389–1396, 2012.

LIM, T. C. Predictors of urban variable source area: a cross-sectional analysis of urbanized catchments in the United States. **Hydrol. Process.**, v. 30, p. 4799–4814, 2016.

LIMA, W. da P. **Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. Piracicaba –SP. 2008.

LIU J; WANG, J.; SHIBING, B. DE; TANG, K. A real-time flood forecasting system with dual updating of the NWP rainfall and the river flow. **Nat. Hazards**, v. 77, n. 2, p. 1161–1182, 2015.

LIU, T.; LIANG, Z.; CHEN, Y.; LEI, X. Long-duration PMP and gauged Upper Nujang River Basin. **Nat Hazards**, v. 90, n. 2, p. 735–755, 2018.

LIU, X.; ZHANG, Z. Drainage network extraction using LiDAR derived DEM in volcanic plains. **Area**, v. 43, n.1, p. 42–52, 2011.

LLAMAS, J. **Hidrología general: Principios y Aplicaciones**. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. 1993.

LOBLIGEIS, F.; ANDRÉASSIAN, V.; PERRIN, C.; TABARY, C.; LOUMAGNE, C. When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? An evaluation using 3620 flood events. **Hydrol. Earth. Syst. Sci.**, v. 18, p. 575-594, 2014.

LOLLO, J. A. **O uso da técnica de avaliação do terreno no processo de elaboração do mapeamento geotécnico: sistematização e aplicação na quadrícula de Campinas**. 1995. Tese (Doutorado em Geotecnia) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1995.

LÓPEZ, J. J.; GIMENA, F. N.; GOÑI, M.; AGUIRRE, U. Analysis of a unit hydrograph model based on watershed geomorphology represented as a cascade of reservoirs. **Agric. Water Manag.**, v. 77, p. 128-143, 2005.

LYON, S. W.; WALTER, M. T.; GÉRARD-MARCHANT, P.; STEENHUIS, T. S. Using a topographic index to distribute variable source area runoff predicted with the SCS curve-number equation. **Hydrol. Process.**, v. 18, p. 2757–2771, 2004.

MAIA, A. L.; AMARAL, I. R.; VERSIANI, B. R. Metodologia DPFT de Identificação do Hidrograma Unitário e das Precipitações Efetivas: Estudo de Caso para a Bacia Hidrográfica de Juatuba – MG. Escola de Engenharia UFMG. **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 11, n. 1, p. 79-90, 2006.

MAJUMDAR, J. Morphometric analyses of the 4th order drainage watersheds of the Khowai river basin, Tripura, India. Some preliminary results and observations. **Journal of the Indian Society of Remote Sensing**, v. 10, n. 3, 1982.

MAMÉDIO, F. M. P.; CASTRO, N. M. D. R.; CORSEIUL, C. W. Tempo de concentração para Bacias Rurais Monitoradas na Região do Planalto Basáltico no Sul do Brasil, **REGA**, v. 15, n. 1, 2018.

MARINHO FILHO, G. M.; ANDRADE, R. S.; ZUKOWSKI JUNIOR, J. C.; MAGALHÃES FILHO, L. N. L. Modelos Hidrológicos: conceitos e aplicabilidades. **Revista de Ciências Ambientais**, Canoas, v. 6, n. 2, p. 35 a 47, 2012.

MCCUEN, R. H. Uncertainty analyses of watershed time parameters. **J. Hydrol. Eng.**, v. 14, n. 5, p. 490–498, 2009.

MCCUEN, R. H.; WONG, S. L.; RAWLS, W. J. Estimating urban time of concentration. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 110, n. 7, p. 887-904, 1984.

MESA, L. M. Morphometric analysis of a subtropical Andean basin (Tucuman, Argentina). **Environ. Geol.**, v. 50, p. 235–242, 2006.

MESQUITA, M. de; CASTELO BRANDO, V. T. F.; SOARES, J. B. Utilização dos testes estatísticos de Kolmogorov-Smirnov e Shapiro-Wilk para verificação da

normalidade para materiais de pavimentação. **TRANSPORTES**, v. 21, n. 1, p. 59–66, 2013.

MIAO, Q. H.; DAWEN, Y.; HANBO, Y.; ZHE, L. Establishing a rainfall threshold for flash food warnings in China's mountainous areas based on a distributed hydrological model. **J. Hydrol.**, v. 541, p. 371–386, 2016.

MICHAILIDI, E. M.; ANTONIADI, S.; KOUKOUVINOS, A.; BACCHI, B. E.; EFSTRATIADIS, A. Timing the time of concentration: shedding light on a paradox, **Hydrological Sciences Journal**, v. 63, n. 5, p. 721-740, 2018.

MILLER, V. C. **A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics on the Clinch Mountain area**. Virginia and Tennessee, project NR, vol Tech Rep 3. Columbia University, Department of Geology, ONR, New York, p. 389–402, 1953.

MINSHALL, N. E. Predicting storm runoff on small experimental watersheds. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 86, n. 8, p. 17–38, 1960.

MISHRA, S. K.; TYAGI, J. V.; SINGH, V. P. Comparison of infiltration models. **Hydrol. Process.**, v. 17, p. 2629–2652, 2003.

MOCKUS, V. Estimation of total (and peak rates of) surface runoff for individual storms. Exhibit A in Appendix B. In: **Terims Survey Report (Neosho) River Watershed**; USDA: Washington, DC, USA, 1949.

MOHAMMADI, F.; FAKHERI FARD, A.; GHORBANI, M. A. Application of cross-wavelet–linear programming–Kalman filter and GIUH methods in rainfall–runoff modeling. **Environ. Earth Sci.**, v. 78, n. 168, 2019.

MORGALI, J. R.; LINSLEY, R. K. Computer analysis of overland flow. **J. Hydraul Div.**, v. 91, n. 3, p. 81–100, 1965.

MOTA, A. A. **Tempo de concentração em pequena bacia experimental**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental). Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 131 p, 2012.

MOURA, M. M.; BESKOW, S.; TERRA, F. DA S.; DE MELLO, C. R.; CUNHA, Z. A.; CASSALHO, F. Evaluation of geomorphological approaches combined with digital elevation models for the Nash's instantaneous unit hydrograph. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 107, 2021.

MULVANY, T. On the use of self registering rain and flood gauges in making observations of the relation of rainfall and flood discharges in given catchment. Trans. Inst. cio, **Engrs. Ire.**, v. 4, p. 18-33, 1851.

MUSGRAVE, G. W.; HOLTON, H. N. **Infiltração**. VT Chow (ed), Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill, Nova York, 1964.

NAGY, N.; BÓDI, I.; OLÁH, I. Avian dendritic cells: Phenotype and ontogeny in lymphoid organs. **Dev. Comp. Immunol.**, v. 58, p. 47-59, 2016.

NARAYAN, K.; DIKSHIT, P. S.; DWIVEDI, S. B. GIS supported geomorphologic instantaneous unit hydrograph (GIUH) of varuna river basin using geomorphological characteristics. **Water Resources Research**, July 2018.
DOI:10.13140/RG.2.2.17387.44327.

NASH, J. E. A unit hydrograph study, with particular reference to British catchments. **Proc. Inst. Civ. Eng.**, v. 17, p. 249-282, 1960.

NASH, J. E. The form of the instantaneous unit hydrograph. **IASH Publication**, v. 3 - 4, n. 45, p. 114-121, 1957.

NASH, J. E.; AND SUTCLIFFE, J. V. River Flow Forecasting through Conceptual Model. Part 1 - A Discussion of Principles. **Journal of Hydrology**, n. 10, p. 282-290. 1970.

NAUTIYAL, M. D. Morphometric analysis of a drainage basin, district Dehradun, Uttar Pradesh. **J. Indian Soc. Remote Sens.**, v. 22, n. 4, p. 251–261, 1994.

NKWUNONWO, U. C.; WHITWORTH, M.; BAILY, B. A review of the current status of flood modelling for urban flood risk management in the developing **countries**. **Scientific African**, 7, 2020.

NONGTHOMBAM, J.; CHOUDHURY, P.; ULLAH, N.; SINGH, K. V. A Geomorphological based rainfall-runoff model for ungauged watersheds. **J. International Journal of Geomatics & Geosciences**, v. 2, n. 2, 2011.

NOURANI, V.; SINGH, V. P.; ALAMI, M. T.; DELAFROUZ, H. Geomorphological runoff routing modeling based on linear reservoirs cascade. **J. Appl. Sci.**, v. 8, n. 9, p. 1660-1667, 2008.

NOWICKA, B; SOCZYNSKA, U., 1989. Application of GIUH and dimensionless hydrograph models in ungauged basins. In: FRIENDS in Hydrology, L. Roald, K. Nordseth and K.A. Hassel (Eds), Proc. Bolkesjø Symp., Inter.. Assoc. **Hydrol. Sci. Pubn.** 187, 197-203.

O'KELLY J. J. The employment of unit hydrograph to determine the flows of Irish arterial drainage channels. **Proceedings of the Institution of Civil Eng.**, v. 4, n. 3, p. 365-412, 1955.

OGDEN, F. L. **Geohydrology: Hydrological Modeling**. Encyclopedia of Geology (Second Edition), Academic Press, p. 457-476, 2021.

OGDEN, F. L; RICHARDSON, J. R.; JULIEN, P. Y. Similarity in catchment response 2. Moving rainstorms. **Water Resour. Res.**, V. 31, p. 1543-1547, 1995.

OLIVERA, F., MAIDMENT, D. Geographic information systems (GIS)-based spatially distributed model for runoff routing. **Water Resour. Res.** 35 (4), 1135–1164, 1999.

PANJABI, K.; RUDRA, R.; GOEL, P.; AHMED, S.; GHARABAGHI, B. A. Modified Distributed CN-VSA Method for Mapping of the Seasonally Variable Source Areas. **Water**, v. 13, n. 1270, 2021.

PANJABI, K.; RUDRA, R.; GOEL, P.; PRASAD, D., SHRESTHA, N. K; SHUKLA, R.; ZHANG, B.; ALLATAIFEH, N. Mapping runoff generating areas using AGNPS-VSA model. **Hydrological Sciences Journal**, v. 65, n. 13, p. 2224-2232, 2020.

PARETA, K.; PARETA, U. Quantitative geomorphological analysis of a watershed of a Ravi River Basin, H.P. India. **Int. J. Remote Sens. GIS**, v. 1, n. 1, p. 41–56, 2012.

PEGRAM, G.; PARAK, M. A review of the regional maximum flood and rational formula using geomorphological information and observed floods. **Water SA**. v. 30, n. 3, 2004

PENG, Q.; LIU, X.; HUANG, E.; YANG, K. Experimental study on the influence of vegetation on the slope flow concentration time. **Nat. Hazards**, v. 98, p. 751–763, 2019.

PEREIRA, M. A. F.; CAMPOS, G. F. N.; KOBAYAMA, M.; CASTRO, N. M. R. Regionalização com Geometria Hidráulica e Fractal: Estudo de caso com Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos Versão On-line**. v. 21, n. 2, p. 347 – 359, 2016.

PINTO, N. L. de S.; HOLTZ, A. C. T.; GOMIDE, F. L. S.; MARTINS, J. A. **Hidrologia Básica**. Ed. 1, São Paulo: Blücher, 1976.

PORTO, R. L. L.; ZAHED FILHO, K. Z.; MARCELLINI, S. S. **PHD 307 – Hidrologia Aplicada**: Escoamento superficial. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 1999.

QUINN, P. F.; BEVEN, K. J. Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source area and evapotranspiration for Plynlimon, Mid-Wales. **Hydrol. Process.**, v. 7, p. 425-448, 1993.

RAGAN, R. M. An experimental investigation of partial area contributions. **Hydrological Aspects of the Utilization of Water**, vol. II, Proceedings of the General Assembly of Bern, n. 76. International Association of Hydrological Sciences (IAHS): Oxford, p. 241–249, 1968.

RAUDKIVI, A. J. Hydrology: An advanced introduction to hydrological processes and modelling. **Ed by Pergamon Press**, London/UK, 1979.

RAVAZZANI, G.; BOSCARIELLO, L.; CISLAGHI, A.; MANCINI, M. Review of Time-of-Concentration Equations and a New Proposal in Italy. **J. Hydrol. Eng.**, v. 24, n. 10, 2019.

RAWAT, K. S.; MISHRA, A. K. Evaluation of relief aspects morphometric parameters derived from different sources of DEMs and its effects over time of concentration of runoff (TC). **Earth Sci. Inform.**, v. 9, p. 409–424, 2016.

RAWAT, K. S.; MISHRA, A. K.; TRIPATHI, V. K. Hydro-morphometrical analyses of sub-himalayan region in relation to small hydro-electric power. **Arab J Geosci**, v. 6, n. 8, p. 2889–2899, 2012.

RIGHETTO, A. M. **Hidrologia e Recursos Hídricos**. São Carlos: EESC/USP, 1998.

RIGON, R.; BANCHERI, M.; FORMETTA, G.; DE LAVENNE, A. The geomorphological unit hydrograph from a historical-critical perspective. **Earth Surf. Proc. Land.**, v. 41, n. 1, p. 27–37, 2016.

RINALDO, A.; VOGEL, G. K.; RIGON, R.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Can one gauge the shape of a basin? **Water Resour. Res.**, v. 31, n. 4, p. 1119-1127, 1995.

RODRIGUEZ-ITURBE, I. e VALDÉS, J. B. The Geomorphologic Structure of Hydrologic Response. **Water Resour. Res.**, v.15, n.6, p. 1409-1420, 1979.

RODRÍGUEZ-ITURBE, I., GONZÁLEZ-SANABRIA, M., BRAS, R. L. A geomorphoclimatic theory of the instantaneous unit hydrograph. **Water Resources Research**, v. 18, n. 4, p. 877–886, 1982.

ROMSHOO, S. A.; BHAT, S. A.; RASHID, I. Geoinformatics for assessing the morphometric control on hydrological response at watershed scale in the Upper Indus Basin. **J. Earth Syst. Sci.**, v. 12, n. 3, p. 659–686, 2012.

ROSS, C. A.; ALI, G.; SPENCE, C.; OSWALD, C.; CASSON, N. Comparison of event-specific rainfall-runoff responses and their controls in contrasting geographic areas. **Hydrol. Process.**, v. 33, n. 14, p. 1961–1979, 2019.

ROSSO, R. Nash model relation to Horton Order Ratios. **Water Resour. Res.**, v. 20, n. 7, p. 914 – 920, 1984.

SÁ, J. H. M. **Monitoramento e modelagem do processo de interceptação da chuva de uma bacia coberta por floresta ombrófila mista**. 2015. 129 f. Dissertação (mestrado). Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico, Florianópolis - SC, 2015.

SACO, P. M.; KUMAR, P. Kinematic dispersion effects of hillslope velocities. **Water Resources Research**, v. 40, 2004.

SACO, P. M.; KUMAR, P. Kinematic dispersion in stream networks. Scale issues and self-similar network organization. **Water Resources Research**, v. 38, 2002.

SAHOO, R.; JAIN, V. Sensitivity of drainage morphometry based hydrological response (GIUH) of a river basin to the spatial resolution of DEM data. **Comput. Geosci**, v. 111. p. 78–86, 2018.

SALIMI, E. T.; NOHEGAR, A.; MALEKIAN, A.; HOSSEINI, M.; HOLISAZ, A. Estimating time of concentration in large watersheds. **Paddy and Water Environment**, v. 15., p. 123-132. 2016.

SALIMI, E. T.; NOHEGAR, A.; MALEKIAN, A.; HOLISAZ, A. Estimating time of concentration in large watersheds. **Paddy Water Environ.**, v. 15, p. 123–132, 2017.

SANDOVAL-ERAZO, W.; TOULKERIDIS, T.; RODRÍGUEZ-ESPINOSA, F.; MERIZALDE MORA, M. J. Velocity and time of concentration of a basin – A renewed approach applied in the Rio Grande Basin, Ecuador, IOP. **Conference Series: Earth and Environmental Science**, v.191, 2018.

SANTOS, G. O.; HERNANDEZ, F. B. T. Uso do solo e monitoramento dos recursos hídricos no córrego do Ipê, Ilha Solteira, SP. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, n. 1, p. 60-68, 2013.

SANTOS, G. O.; SILVA, A. A.; BRAZ, A. R. C., CARNEIRO, F. M. Morphometric characterization of hydrographic bodies inserted in the Municipality of Rio Verde, Goiás, as a tool for urban and agricultural planning, **Geografia Ensino & Pesquisa**, v. 22, e 17, p. 01-13, 2018.

SANTOS, Irani dos. **Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos**: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica. 2009. 167 f. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia - UFSC. Florianópolis - SC, 2009.

SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society of America Bulletin**, v. 67, n. 5, p. 597-646, 1956.

SCS (Soil Conservation Service). **National Engineering Handbook, Part 630 Hydrology, Section 4. Chapter 10. Soil Conservation Service**, USDA, Washington DC. 1972.

SCS (Soil Conservation Service). **National Engineering Handbook, Section 4—Hydrology**. Soil Conservation Service, USDA, Washington DC. 1964.

SEMENOVA, O.; BEVEN, K. Barriers to progress in distributed hydrological modelling: invited commentary. **Hydrol. Process.**, v. 29, p. 2074–2078, 2015.

SEMPERE TORRES, D.; RODRIGUEZ-HERNANDEZ, J. Y.; OBLED, C. Using the DPFT approach to improve flash flood forecasting models. **Natural Hazards**, v. 5, p. 17-41, 1992.

SEO, Y.; PARK, S. Y.; SCHMIDT, A. R. Implication of the flow resistance formulae on the prediction of flood wave propagation. **Hydrological Sciences Journal**, v. 61, n. 4, p. 683–695, 2016.

SEO, Y.; PARK, S. Y.; SCHMIDT, A. R. Implication of the flow resistance formulae on the prediction of flood wave propagation. **Hydrological Sciences Journal**, v.61, n.4, p. 683–695, 2016.

SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An Analysis of Variance Test for Normality (Complete Samples). **Biometrika Trust**, London, v. 52, p. 591–609. 3/4, 1965.

SHEN, H.; ZHENG, F.; WEN, L.; HAN, Y.; HU, W. Impacts of rainfall intensity and slope gradient on rill erosion processes at loessial hillslope. **Soil and Tillage Research**, v. 155, p. 429–436, 2016.

SHEN, Y.; LIU, D.; YIN, J.; LIU, P. Integrating hybrid runoff generation mechanism into variable infiltration capacity model to facilitate hydrological simulations. **Stoch Environ Res Risk Assess**, v. 34, p. 2139–2157, 2020.

SHERMAN, L. K. Stream flow from rainfall by unit-graph method. **Engineering News-Record**, v. 12, n. 3, p. 501-505, 1932.

SILVEIRA, A. L. L. Desempenho de Fórmulas de Tempo de Concentração em Bacias Urbanas e Rurais. **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n. 1, 2005.

SINGH, A.; DAWSON, D.; TRIGG, M.; WRIGHT, N. A review of modelling methodologies for flood source area (FSA) identification. **Nat Hazards**, v. 107, p. 1047–1068, 2021.

SINGH, K. P. **A non-linear approach to the instantaneous unit hydrograph**. Thesis, University of Illinois, Urbana, Ill, Ph. D. 1962.

SINGH, V. P.; CUI, H.; BYRD, A. Sediment graphs based on entropy theory. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 20, n. 6, 2014.

SINHA S.; SINGH V. E.; JAKHANWAL, M. Rainfall runoff modeling of punpun river basin Usingann – A Case Study. **International Journal of Research in Engineering and Social Sciences**, v. 5, n. 5, p. 32-49, 2015.

SINHA, S.; RODE, M.; BORCHARDT, D. Examining runoff generation processes in the selke catchment in central Germany: insights from data and semi-distributed numerical model. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 7, p. 38–54, 2016.

SIQUEIRA, V. A.; SORRIBAS, M. V.; BRAVO, J. M.; COLLISCHONN, W.; MACHADO, A.; LISBOA, V.; GOMES, G.; TRINIDAD, V. Real-time updating of HEC-RAS model for streamflow forecasting using an optimization algorithm. **RBRH**, v. 21, n. 4, p. 855-870, 2016.

SIVAKUMAR, B.; SINGH, V. P.; BERNDTSSON, R.; KHAN, S.K. Catchment classification framework in hydrology: challenges and directions. **J. Hydrol. Eng.**, v. 20, n. 1, 2013.

SMAKHTIN, V.; MASSE, B. Continuous daily hydrograph simulation using duration curves of a precipitation index. **Hydrol. Process.**, v. 14, p. 1083-1100, 2000.

SMITH, R. E.; GOODRICH, D. C. **Rainfall Excess Overland Flow**. Na Enciclopédia de Ciências Hidrológicas; Wiley: Hoboken, NJ, EUA, 2006.

SMITH, R. Y; VÉLEZ, M. V. Estimación Del Tiempo De Concentración Y Tiempo De Rezago En La Cuenca Experimental Urbana De La Quebrada San Luis, Manizales. **Hidrología de Antioquia, Sec. de Obras Púb.** Reporte Técnico. 1997.

SNYDER, F. F. Synthetic unit-graphs. **Transactions**: American Geophysical Union, v. 19, n. 1, p. 447, 1938.

SONI, S. Assessment of morphometric characteristics of Chakrar Watershed in Madhya Pradesh, India using geospatial technique. **Appl. Water Sci.**, 2017.

SONI, S. K.; TRIPATHI, S.; MAURYA, A. K. GIS based morphometric characterization of mini-watershed—Rachhar Nala of Anuppur District Madhya Pradesh. **Int J Adv Technol Eng Res.**, v. 3, n. 3, p. 32–38, 2013.

STEENHUIS, S. T.; WINCHELL, M.; ROSSING, J.; ZOLLWEG, J. A.; WALTER, M. F. SCS runoff equation revisited for variable-source runoff areas. **J. Irrig. Drain. Eng.**, v. 121, p. 234–238, 1995.

STRAHLER, A. N. Dynamics basis of geomorphology. **Geophys Soc Am Bull**, v. 63, n. 9, p. 923–938, 1952.

STRAHLER, A. N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. New Halen: **Transactions: American Geophysical Union**, v. 38. p. 913-920, 1957.

STRAHLER, A. N. **Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks**. In: Chow VT (ed) Handbook of applied hydrology. McGraw Hill Book Company, New York Section, p. 4–11, 1964.

STRAHLER, A. N. **Quantitative geomorphology**. In: Fairbridge RW (ed) The encyclopedia of geomorphology. Reinhold Book Crop, New York, 1968.

SULISTYOWATI, A.; JAYADI, R.; RAHARDJO P. Unit hydrograph modeling using geomorphological instantaneous unit hydrograph (GIUH) method. **Journal of the Civil Engineering Forum**, v. 4 n. 3, p. 223-232, 2018.

SULTAN, D.; TSUNEKAWA, A.; TSUBO, M.; HAREGEWEYN, N.; ADGO, E.; MESHESHA, D. T.; FENTA, A. A.; EBABU, K.; BERIHUN, M. L.; SETARGIE, T. A. Evaluation of lag time and time of concentration estimation methods in small tropical watersheds in Ethiopia, **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 40, 2022.

SYME, W. J.; PINNELL, M. G.; WICKS, J. **Modelling Flood Inundation of Urban Areas in the UK Using 2D/1D Hydraulic Models**. 8th National Conf Hydraul Water Eng, 2004.

SZYMCZAK, T, KRĘŻAŁEK, K. Prognostic model of total runoff and its components from a partially urbanized small lowland catchment. C. **Acta Sci. Pol. Formatio Circumiectus**, v. 17, n. 3, p. 185–203, 2018.

TAYLOR, A. B. Y; SCHWARZ, H. E. Unit Hydrograph Lag and Peak Flow Related To Basin Characteristics. **Trns. Amer. Geophys. Union**, v. 33, 1952.

TENG, F.; HUANG, W; GINIS, I. Hydrological modeling of storm runoff and snowmelt in Taunton River Basin by applications of HEC-HMS and PRMS models. **Nat. Hazards**, v. 91, n. 1, p. 179–199, 2018.

TODESCHINI, S.; PAPIRI, S.; CIAPONI, C. Stormwater quality control for sustainable urban drainage systems. **International Journal of Sustainable Development and Planning**, v. 9, n. 2, p. 196–210, 2014.

TODINI, E. Rainfall-runoff modeling - Past, present and future. **Journal of Hydrology**, v. 100, n. 1–3, p. 341–352, 1988.

TRIPATHI, S.; SONI, S. K.; MAURYA, A. K. Morphometric characterization and prioritization of sub-watershed of Seoni River in Madhya Pradesh through remote sensing and GIS technique. **Int. J. Remote Sens. Geosci.**, v. 2, n. 3, p. 46–54, 2013.

TSANAKAS, K.; KARYMBALIS, E.; GAKI-PAPANASTASSIOU, K.; MAROUKIAN, H. Investigation of flash food natural causes of Xirolaki Torrent, Northern Greece based on GIS modeling and geomorphological analysis. **Nat. Hazards**, v. 84, n. 2, p. 1015–1033, 2016.

TUCCI, C. E. M (Org.) **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2001.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre: ABRH-UFRGS, 1998.

UPEGUI, J. J. V. Y.; VÉLEZ, A. B. G. Estimación del tiempo de concentración y tempo de rezago en la cuenca experimental urbana de la quebrada San Luis, Manizales. **Dyna**, v. 78, n. 165. p. 5871. 2011.

VAN DE GRIEND, A. A.; ENGMAN, E. T. Partial area hydrology and remote sensing. **Journal of Hidrology**, v. 81, p. 211-251, 1985.

VANDANA, M. Morphometric analysis and watershed prioritization: a case study of Kabani River Basin, Wayanad District, Kerala, India. **Indian J. Geo-Marine Sci.** v. 42, n. 2, p. 211–222, 2013.

VAZE, J.; TENG, J.; JAKEMAN, A. J.; CROKE, B. F. W.; DUTTA, D.; KIM, S. Flood inundation modelling: a review of methods, recent advances and uncertainty analysis. **Environ. Model Softw.**, v. 90, p. 201–216, 2017.

VESTENA, L. R; CHECCHIA, T.; KOBIYAMA, M. Análise Morfométrica Da Bacia Hidrográfica Do Caeté, Alfredo Wagner/SC. **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia (VI SINAGEO)**. Goiânia – GO. 2016.

VIESSMAN, W.; LEWIS, G. L. **Introduction to hydrology**. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ. 2002.

VILLELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: Mcgraw Hill, 1975.

WANG, G. T.; CHEN, S. A linear spatially distributed model for a surface rainfall-runoff system. **J. Hydrol.**, v. 185, p. 183-198, 1996.

WILKEN, P. S. **Engenharia de Drenagem Superficial**. São Paulo: CETESB, 1979.

WILSON, C. C. B.; VALDÉS, J. B.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. On the influence of the spatial distribution of rainfall on storm runoff. **Water Resour. Res.**, v. 15, p. 321-328, 1979.

WONG, T. S. W. Assessment of time of concentration formulas for overland flow. **J. Irrig. Drain. Eng.**, v. 131, n. 4, p. 383-387, 2005.

WOOLHISER, D. A.; LIGGETT, J. A. Unsteady, one-dimensional flow over a plane—the rising hydrograph. **Water Resour Res.**, v. 3, n. 3, p. 753–771, 1967.

WU, Q.; LANE, C.R. Delineating wetland catchments and modeling hydrologic connectivity using LiDAR data and aerial imagery. **Hydrol. Earth. Syst. Sci.**, v. 21, n. 7, p. 3579–3595, 2017.

YADUVANSHI A.; SHARMA, R. K.; KAR, S. C.; SINHÁ, A. K. Rainfall-runoff simulations of extreme monsoon rainfall events in a tropical river basin of India. **Nat. Hazards**, v. 90, n. 2, p. 843–861, 2018.

YANG, P.; AMES, D. P.; FONSECA, A.; ANDERSON, D.; SHRESTHA, R.; GLENN, N. F.; CAO, Y. What is the effect of LiDAR-derived DEM resolution on large-scale watershed model results? **Environ. Modell Softw.**, v. 58, p. 48–57, 2014.

YAO, C.; ZHANG, K.; YU, Z.; LI, Z.; LI, Q. Improving the flood prediction capability of the Xinanjiang model in ungauged nested catchments by coupling it with the geomorphologic instantaneous unit hydrograph. **Journal of Hydrology**, v. 517, p. 1035–1048, 2014.

YEN, B. C.; CHOW, V. T. **Local design storms**, Vol III. Rep. H 38 No. FHWA-RD-82/065, US Dept. of Transportation, Federal Highway Administration, Washington, D.C., 1983.

YOO, C.; LEE, J.; CHO, E. Theoretical evaluation of concentration time and storage coefficient with their application to major dam basins in Korea. **Water Supply**, v. 19, 2019.

YULIANUR, A.; SUGAINTO, S.; PUSPITA, F. M. A Simple method to develop a formula for estimating concentration time of drainage design. **Aceh. Int. J. Sci. Technol.**, v. 8, n. 3, p. 138-143, 2020.

ZHANG, G. Characteristics of runoff nutrient loss and particle size distribution of eroded sediment under varied rainfall intensities. In: International Conference on Machinery, **Materials and Computing Technology**. 2016.

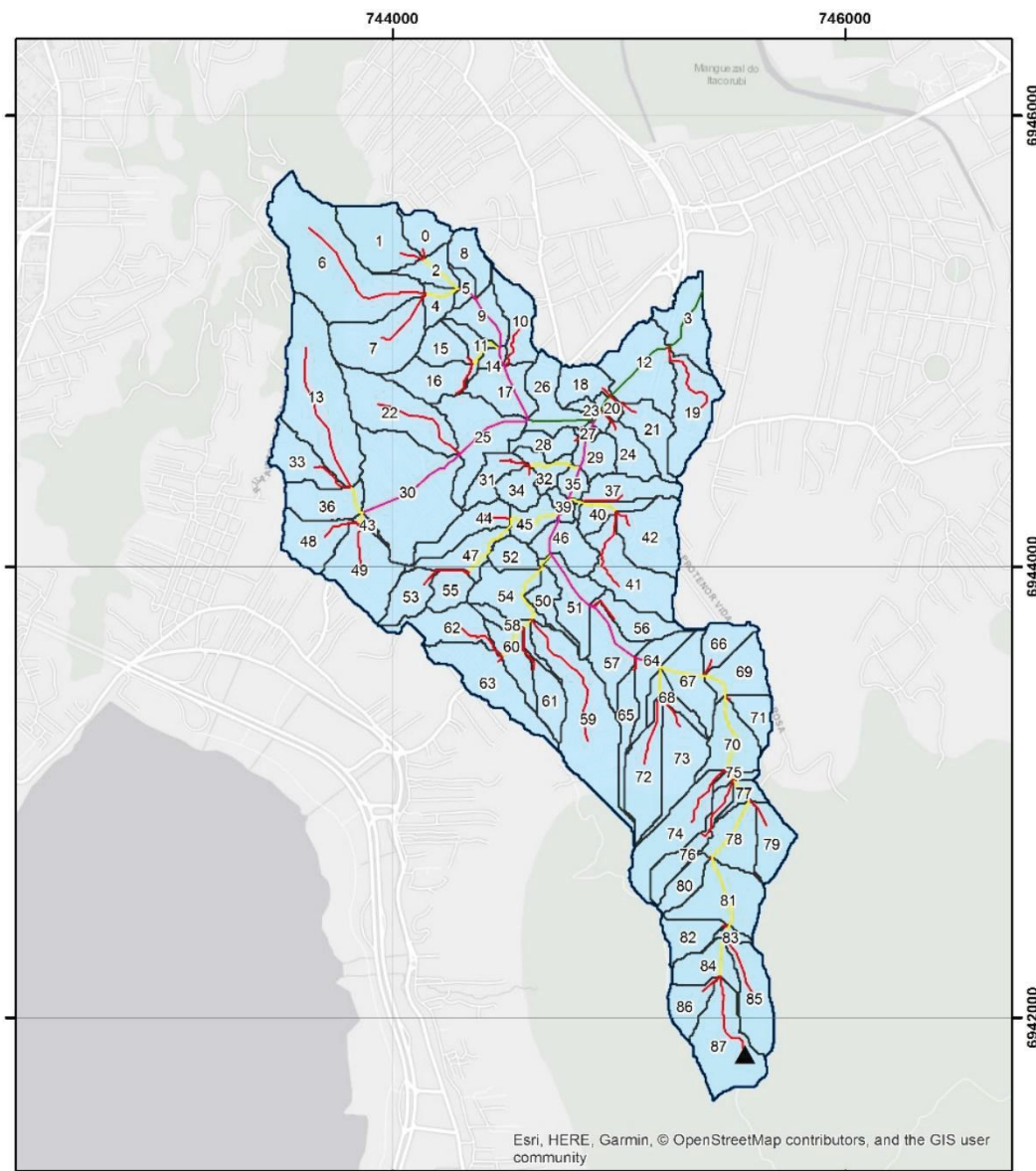
ZHANG, Q.; CHEN, W.; KONG, Y. Modification and discussion of the Green-Ampt model for an evolving wetting profile. **Hydrol .Sci. J.**, v. 65, p. 2072–2082, 2020.

ZHAO, R. **Watershed hydrological modeling-Xinanjiang model and Shanbei model**. Hydraulic and Electric Power Press, Beijing (in Chinese), 1984.

ZOCH, R. T. On The Relation Between Rainfall And Stream Flow. **Monthly Weather Review**, v. 62, n. 9, p. 315-322, 1934.

APÊNDICE A - MATERIAIS COMPLEMENTARES

Bacia Analisada



RIO DO MEIO (UFSC) SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

- | | | | |
|--|--|---|--|
| Bacia Hidrográfica | ▲ Estação | — Ordem 2 | — Ordem 4 |
| Sub-bacias | — Ordem 1 | — Ordem 3 | |



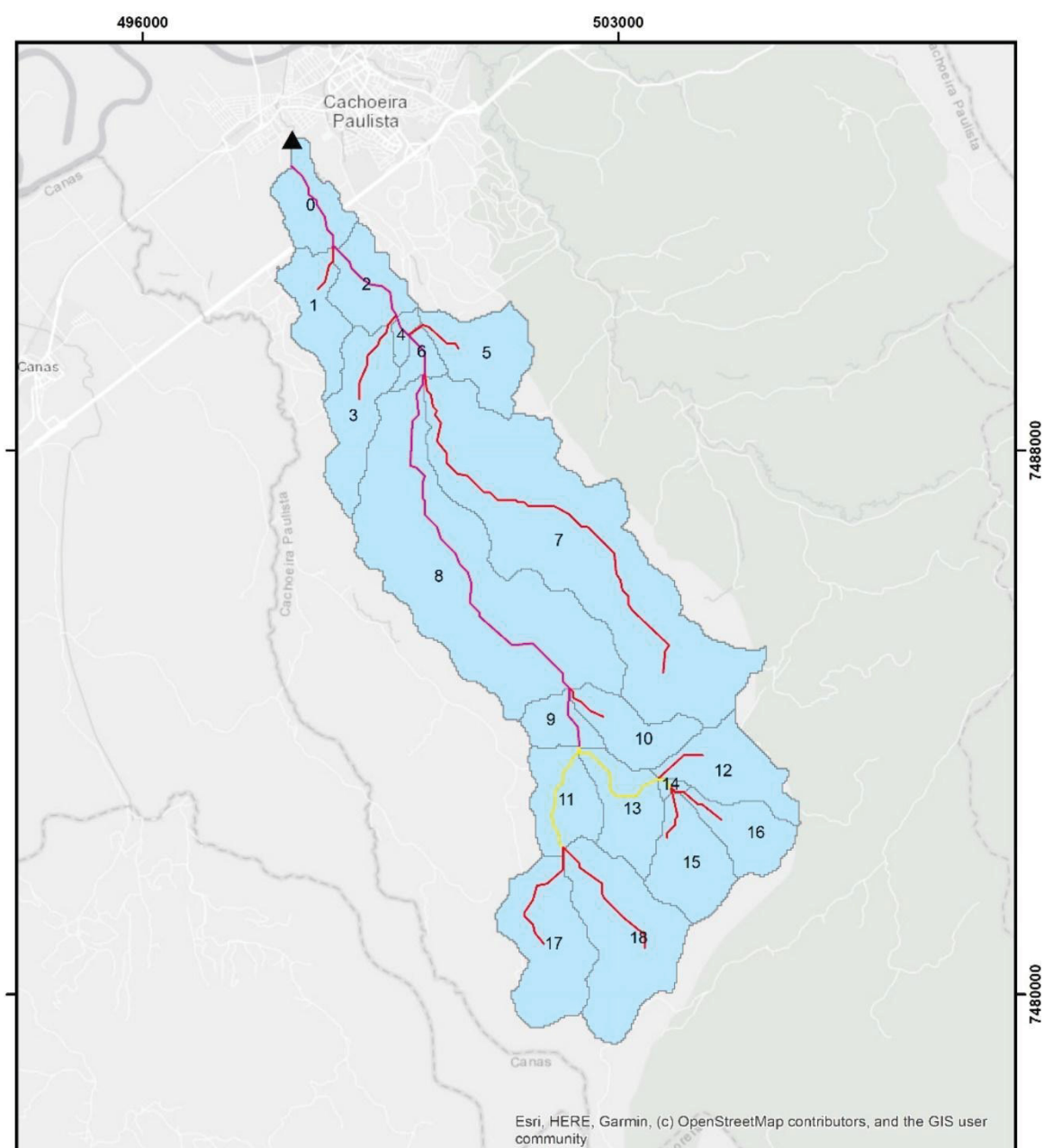
Coordinate System: SIRGAS 2000 UTM Zone 22S

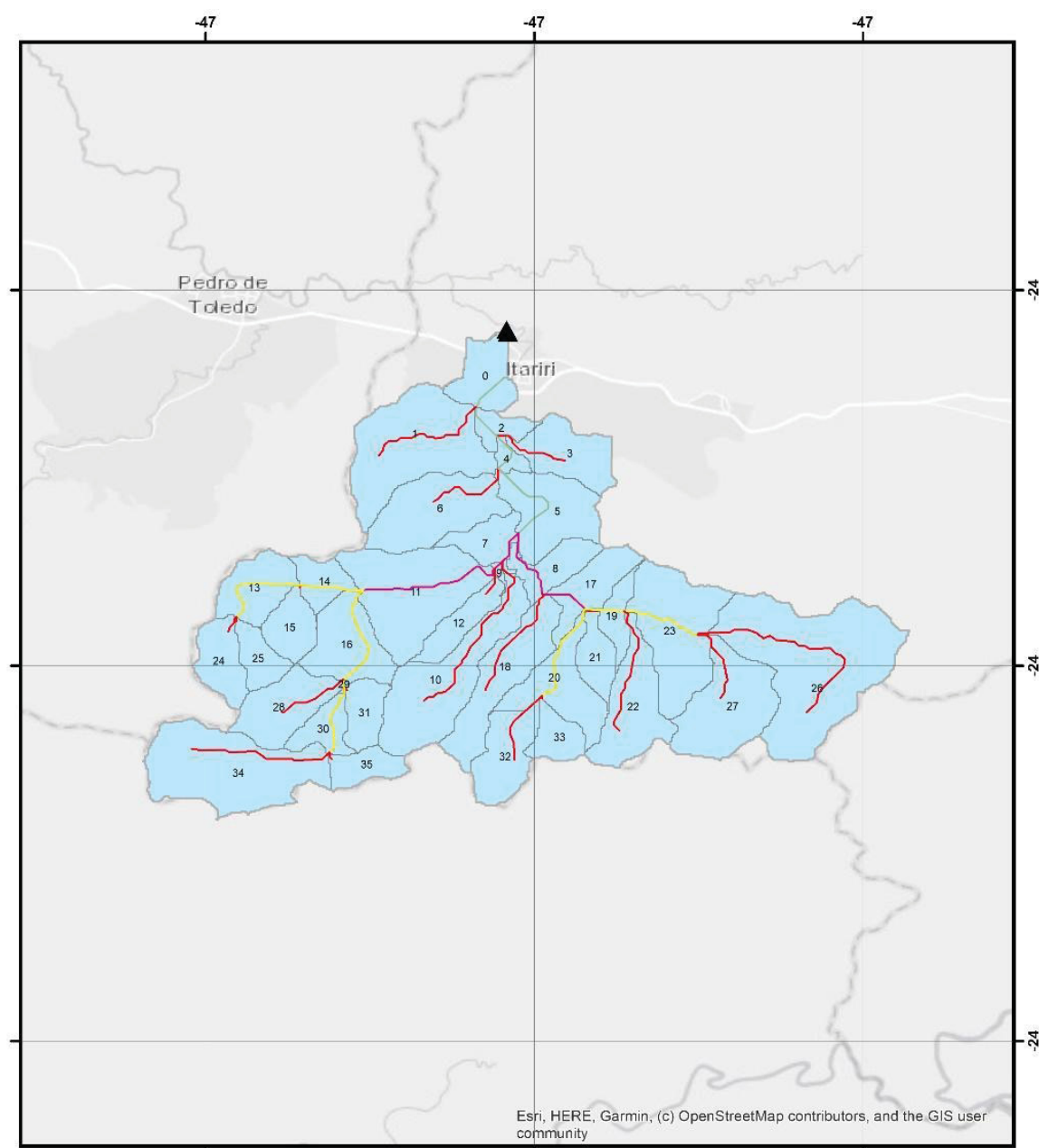
Projection: Transverse Mercator

Datum: SIRGAS 2000

Base raster: TOPODATA INPE, 2021.

0 310 620 1.240 Meters





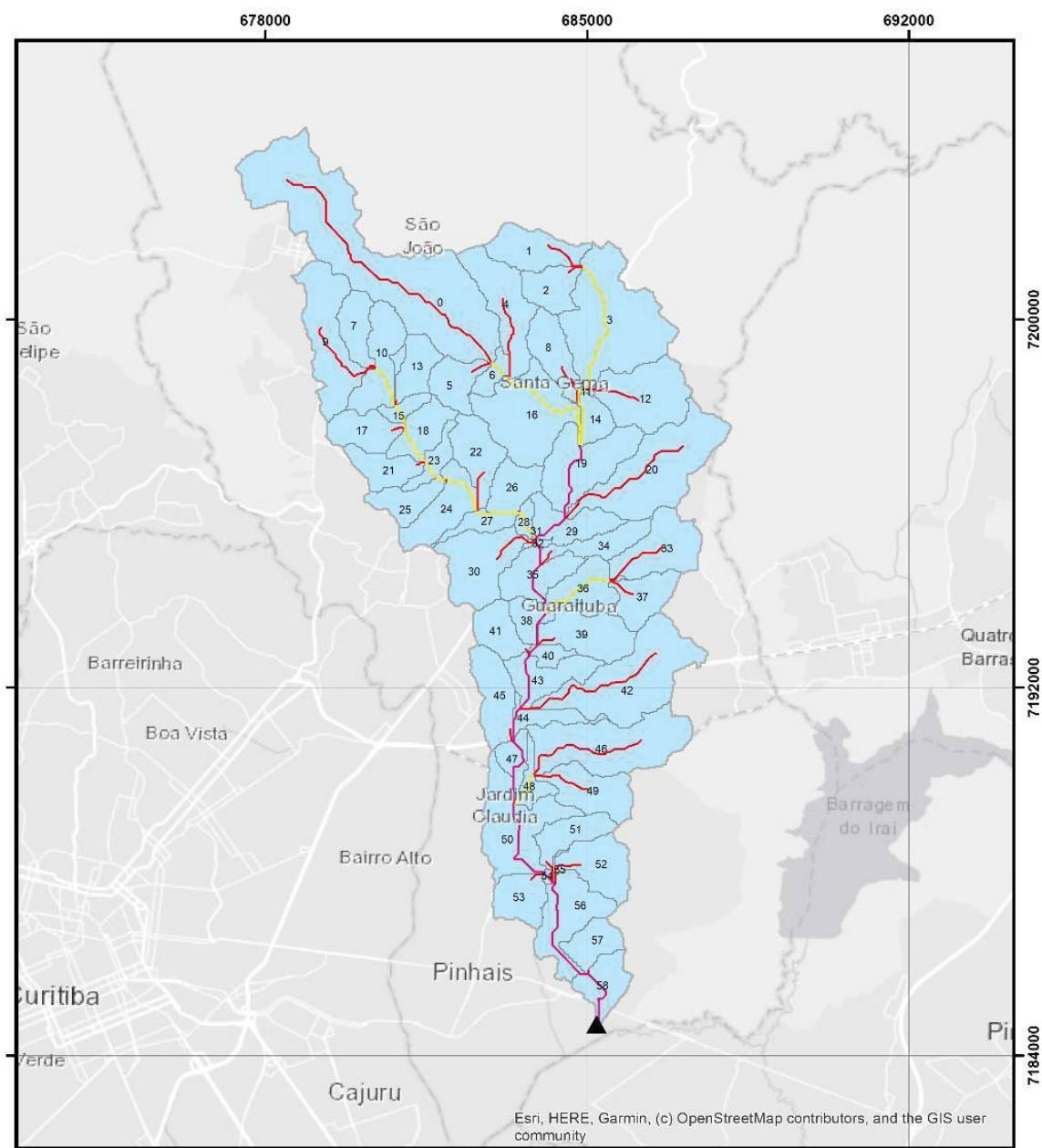
ITARIRI SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

- | | | |
|--|--|---|
|  Bacia hidrográfica |  Estação 81580000 |  Ordem 3 |
|  Sub-bacias |  Ordem 1 |  Ordem 4 |
| |  Ordem 2 | |



Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM 23J;
 Projeção: Transversa de Mercator;
 Datum: SIRGAS 2000;
 Base de vetores: IBGE/OSM-2020;
 Base de raster: TOPODATA-2020.

0 1.150 2.300 4.600 metros



VARGEM GRANDE SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

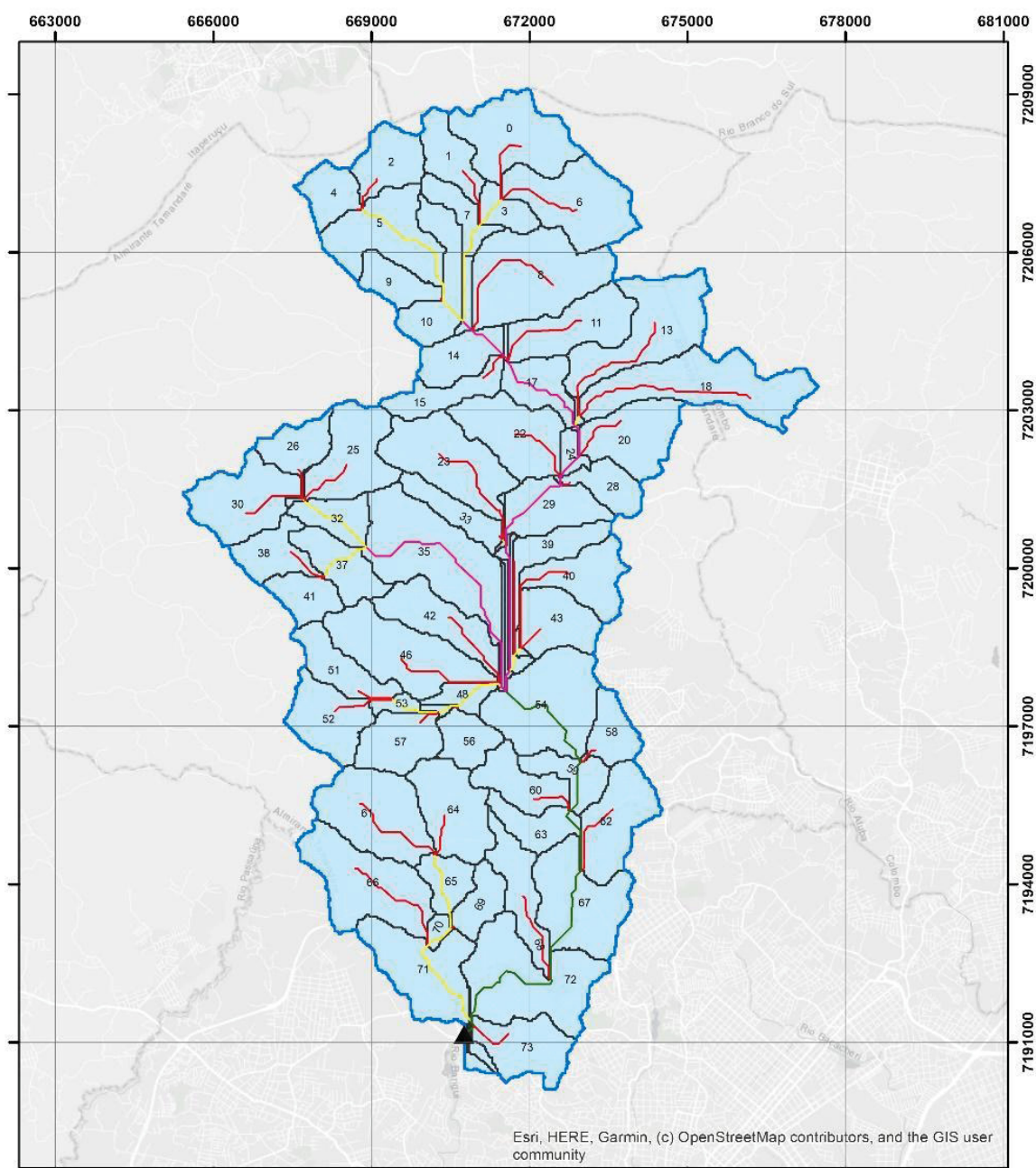
- | | | |
|--|--|---|
|  Bacia hidrográfica |  Estação 65006055 |  Ordem 2 |
|  Sub-bacias |  Ordem 1 |  Ordem 3 |



Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 23J;
Projeção: Transversa de Mercator;
Datum: SIRGAS 2000;
Base de vetores: IBGE/OSM-2020;
Base de raster: TOPODATA-2020.

0 1.150 2.300 4.600 metros





PARQUE TINGUI SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

- | | | | |
|--|---|---|--|
| Bacia Hidrográfica | ▲ Estação 65019640 | — Ordem 2 | — Ordem 4 |
| Sub-bacias | — Ordem 1 | — Ordem 3 | |



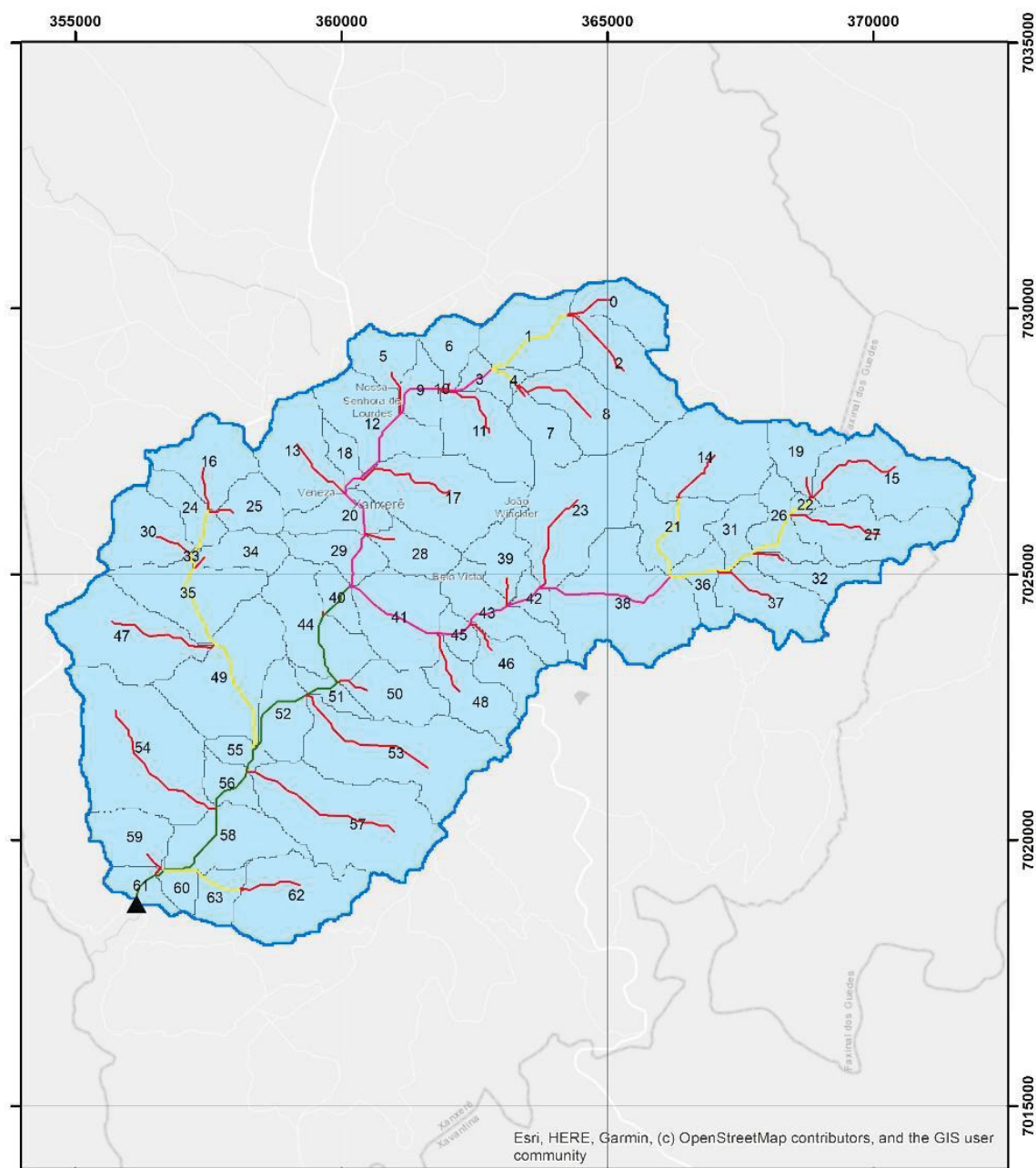
Coordinate System: SIRGAS 2000 UTM Zone 22S

Projection: Transverse Mercator

Datum: SIRGAS 2000

Base raster: TOPODATA INPE, 2019

0 1.300 2.600 5.200 Meters



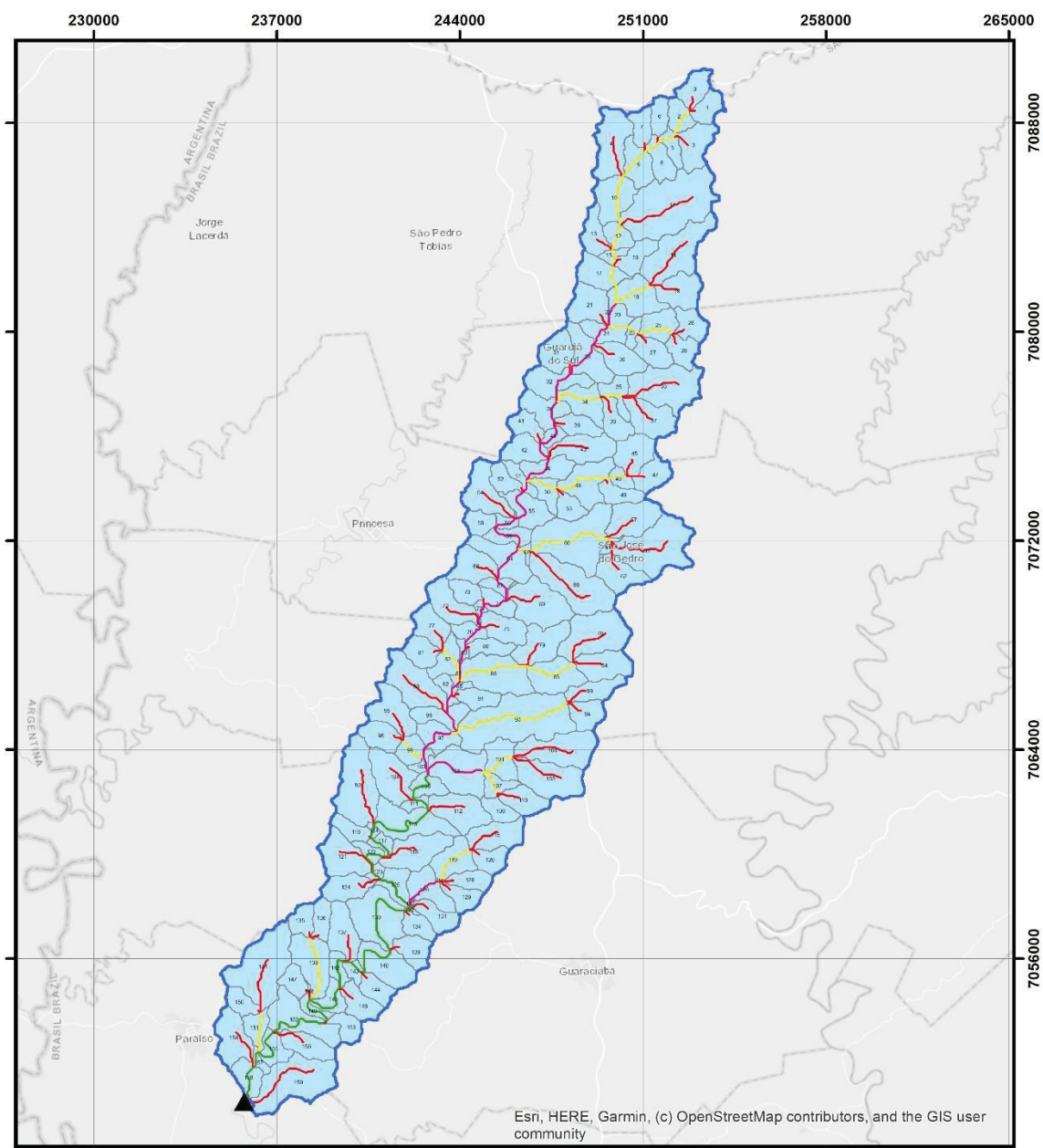
CGH CAJU MONTANTE BACIA HIDROGRÁFICA

- | | | | |
|---|---|---|--|
| Bacia Hidrográfica | ▲ Estação 73331850 | — Ordem 2 | — Ordem 4 |
| Sub-bacias | — Ordem 1 | — Ordem 3 | |



Coordinate System: SIRGAS 2000 UTM Zone 22S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: SIRGAS 2000
 Base raster: TOPODATA INPE, 2019

0 1.300 2.600 5.200 Meters



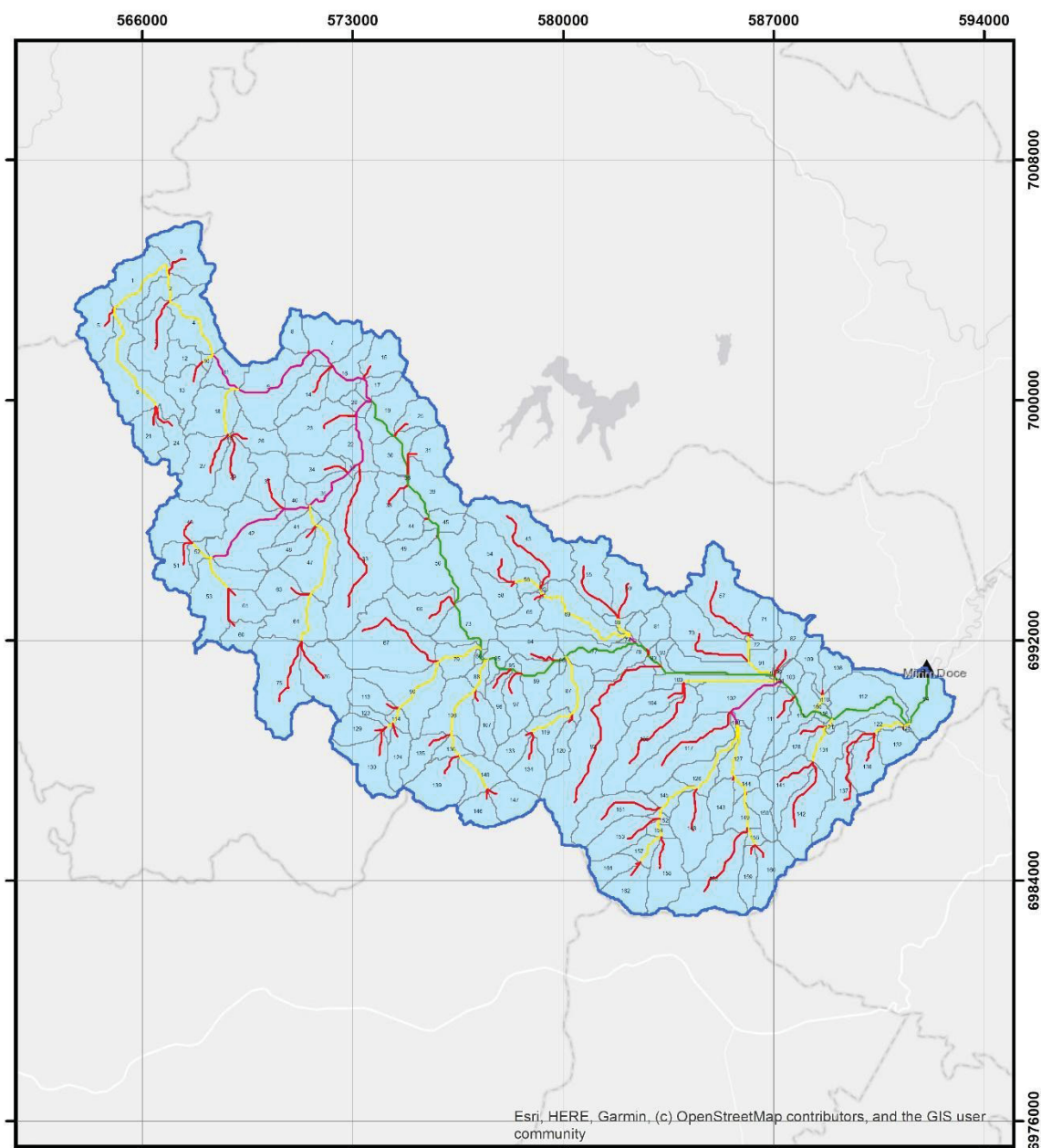
SALTO DAS FLORES SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

- | | | | |
|--------------------|------------------|---------|---------|
| Bacia hidrográfica | Estação 74400000 | Ordem 2 | Ordem 4 |
| Sub-bacias | Ordem 1 | Ordem 3 | |



Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 22S;
 Projeção: Transversa de Mercator;
 Datum: SIRGAS 2000;
 Base de vetores: IBGE/EPAGRI-2020;
 Base de raster: TOPODATA-2020.

0 2.050 4.100 8.200 metros



MIRIM DOCE

SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

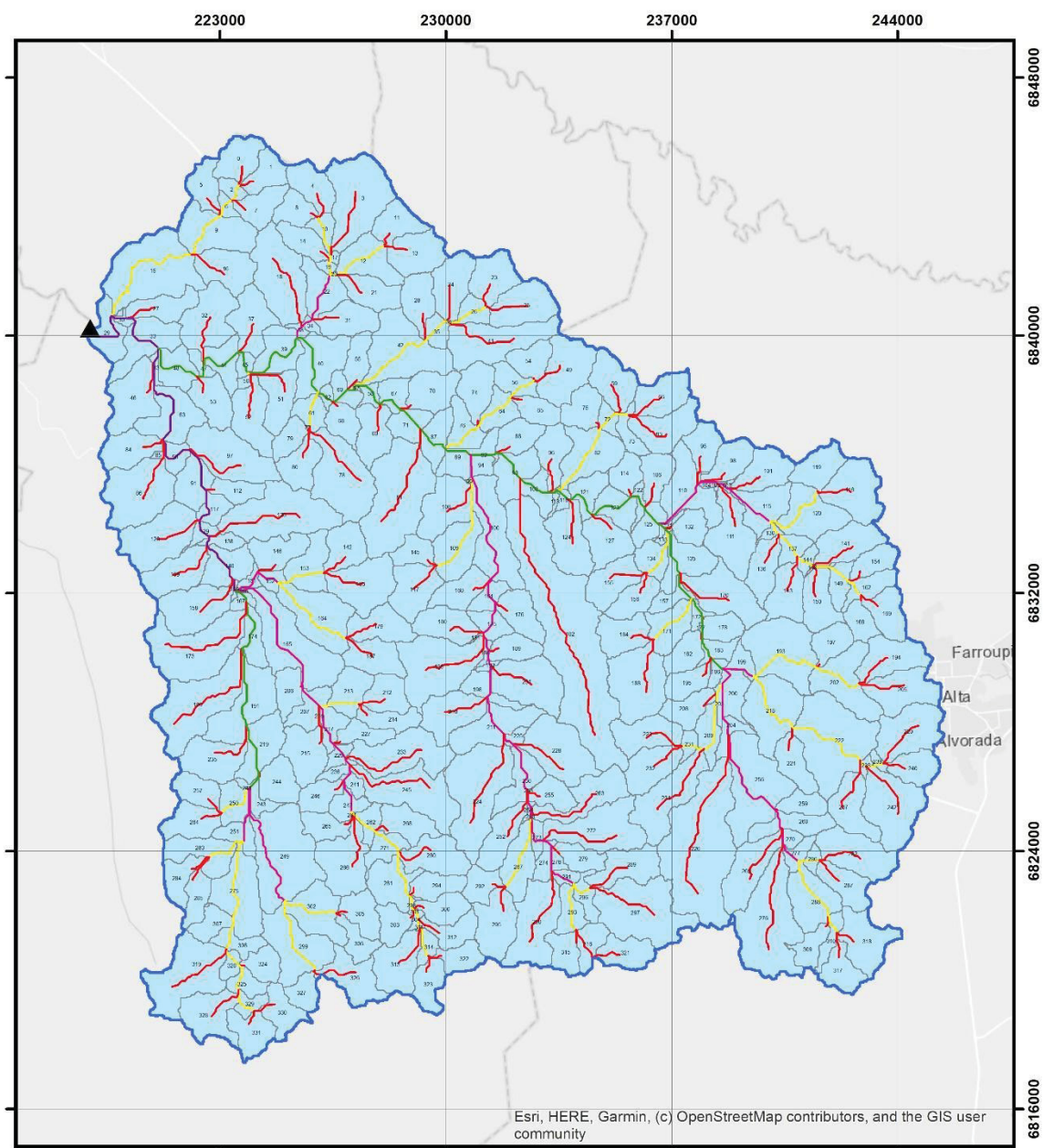
- | | | | |
|--|--|--|---|
|  Bacia hidrográfica |  Estação 83040000 |  Ordem 2 |  Ordem 4 |
|  Sub-bacias |  Ordem 1 |  Ordem 3 | |



Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 22S;
 Projeção: Transversa de Mercator;
 Datum: SIRGAS 2000;
 Base de vetores: IBGE/EPAGRI-2020;
 Base de raster: TOPODATA-2020.

0 1.800 3.600 7.200 metros





RIO CONCEIÇÃO

SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

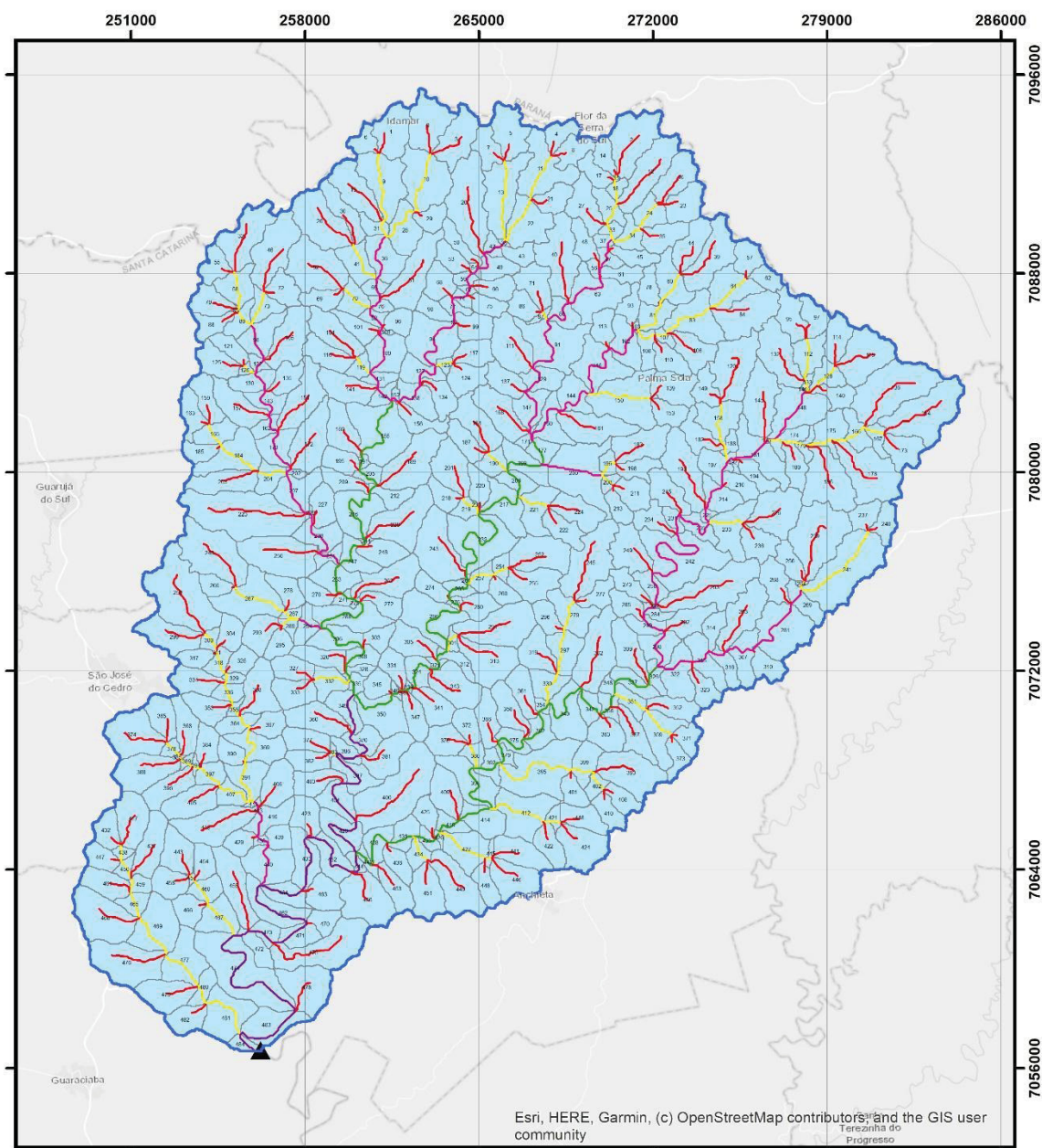
- | | | | |
|--|--|--|---|
|  Bacia hidrográfica |  Estação 60710800 |  Ordem 2 |  Ordem 4 |
|  Sub-bacias |  Ordem 1 |  Ordem 3 |  Ordem 5 |



Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 22S;
 Projeção: Transversa de Mercator;
 Datum: SIRGAS 2000;
 Base de vetores: IBGE/EPAGRI-2020;
 Base de raster: TOPODATA-2020.

0 1.650 3.300 6.600 metros





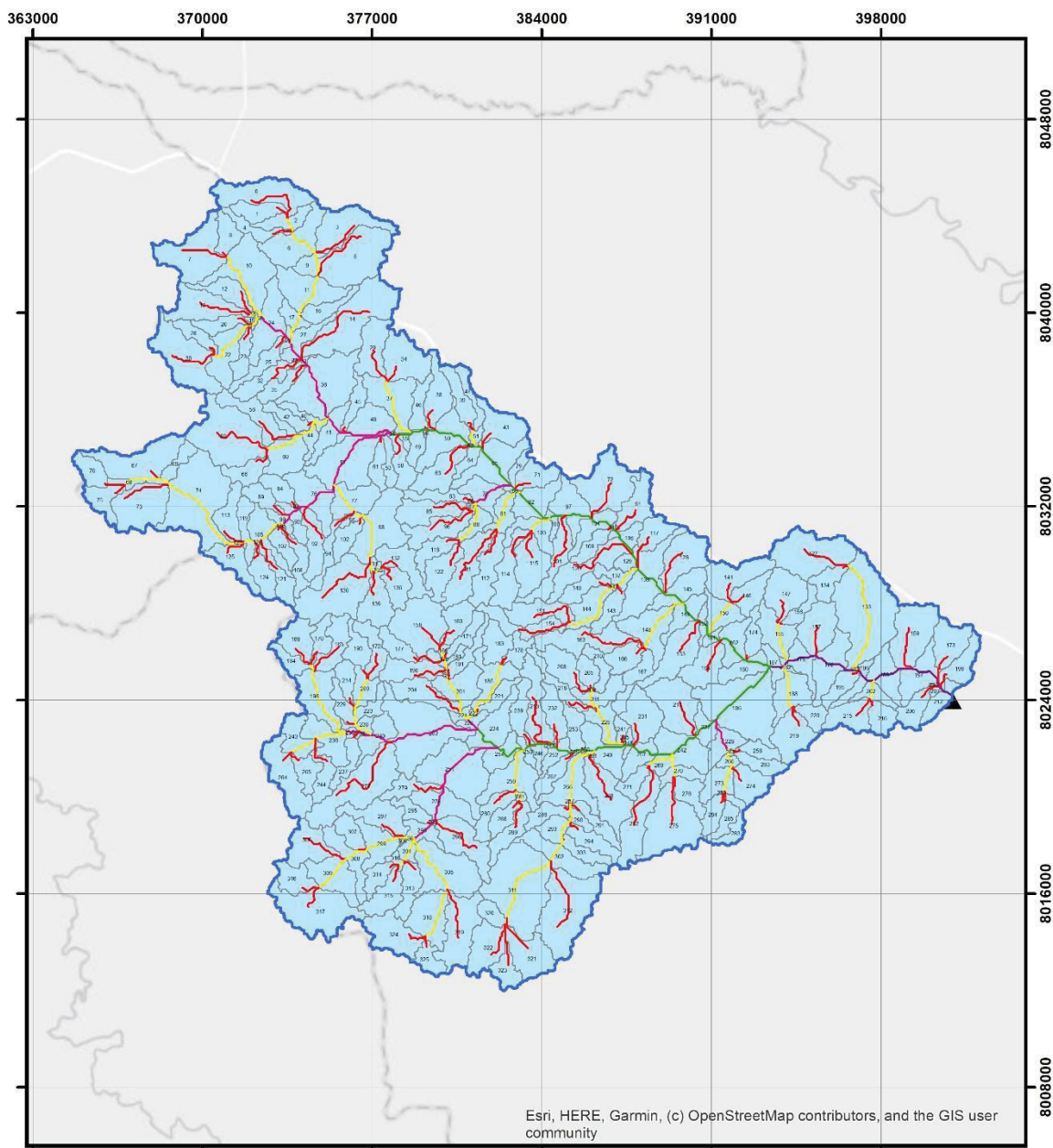
GUATAPARA BAIXO SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

- | | | | |
|--------------------|------------------|---------|---------|
| Bacia hidrográfica | Estação 74300000 | Ordem 2 | Ordem 4 |
| Sub-bacias | Ordem 1 | Ordem 3 | Ordem 5 |



Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 22S;
 Projeção: Transversa de Mercator;
 Datum: SIRGAS 2000;
 Base de vetores: IBGE/EPAGRI-2020;
 Base de raster: TOPODATA-2020.

0 2.200 4.400 8.800 metros



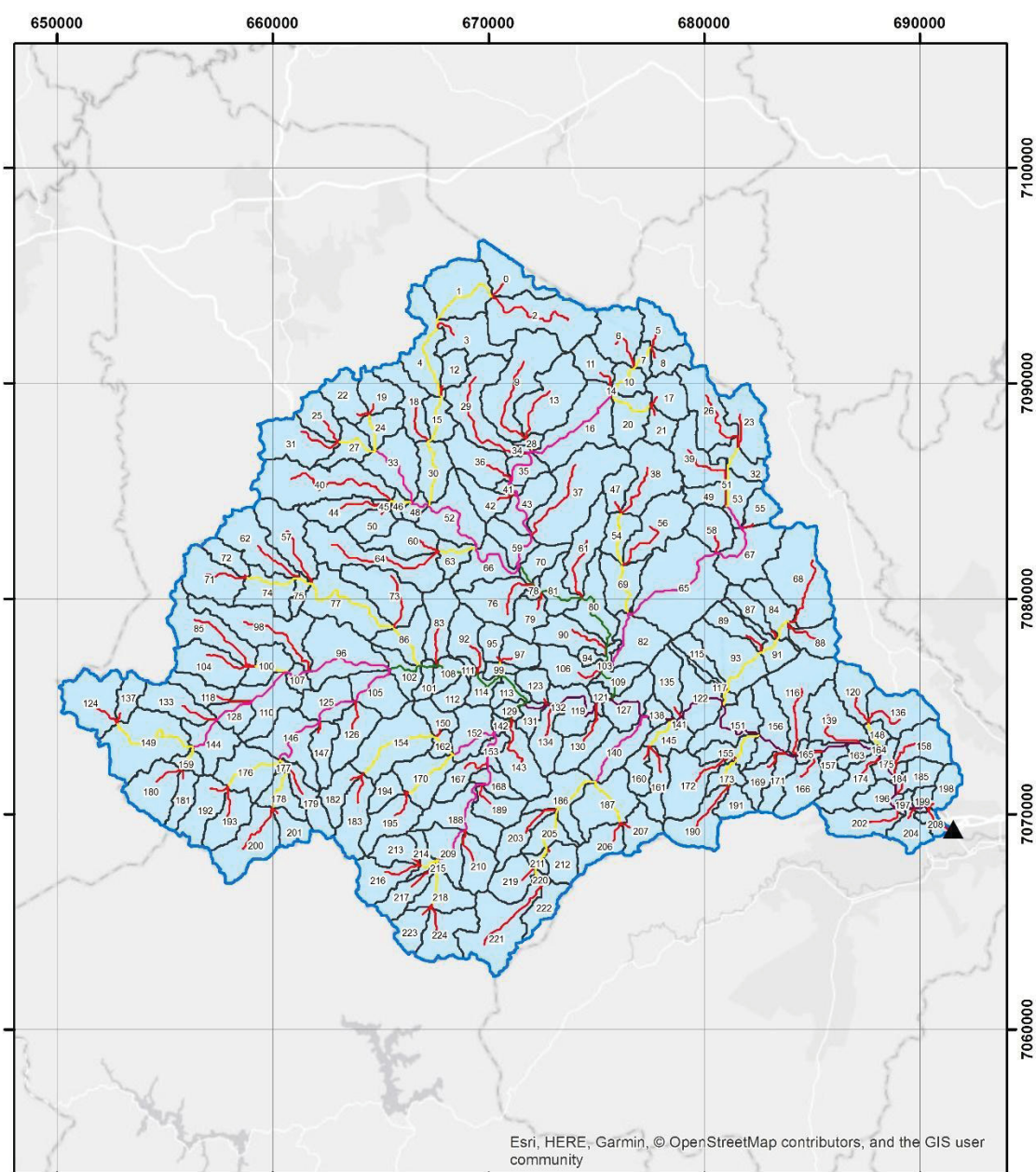
PCH FAZENDA VELHA SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

- | | | | |
|--------------------|------------------|---------|---------|
| Bacia hidrográfica | Estação 60710800 | Ordem 2 | Ordem 4 |
| Sub-bacias | Ordem 1 | Ordem 3 | Ordem 5 |



Sistema de coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 22S;
 Projeção: Transversa de Mercator;
 Datum: SIRGAS 2000;
 Base de vetores: IBGE/EPAGRI-2020;
 Base de raster: TOPODATA-2020.

0 2.250 4.500 9.000 metros



ITAPOCÚ

SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS

- | | | | |
|--------------------|------------------|---------|---------|
| Bacia Hidrográfica | Estação 82350000 | Ordem 2 | Ordem 4 |
| Sub-bacias | Ordem 1 | Ordem 3 | Ordem 5 |



Coordinate System: SIRGAS 2000 UTM Zone 22S

Projection: Transverse Mercator

Datum: SIRGAS 2000

Base raster: TOPODATA INPE, 2021.

0 3.200 6.400 12.800 Meters

