

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

Felipe Bernardi

**CARACTERIZAÇÃO E MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS  
COM INTERFACE CANAL-ENCOSTA EM BACIAS DE ELEVADO  
GRADIENTE TOPOGRÁFICO: O CASO DA BACIA EXPERIMENTAL  
DO RIO GUARDA MOR**

Santa Maria, RS  
2022

**Felipe Bernardi**

**CARACTERIZAÇÃO E MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS COM  
INTERFACE CANAL-ENCOSTA EM BACIAS DE ELEVADO GRADIENTE  
TOPOGRÁFICO: O CASO DA BACIA EXPERIMENTAL DO RIO GUARDA MOR**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em ciência do solo.

Orientador: Prof. Dr. Jean Paolo Gomes Minella

Santa Maria, RS  
2022

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001

Bernardi, Felipe  
Caracterização e Modelagem dos Processos Erosivos com Interface Canal-Encosta em Bacias De Elevado Gradiente Topográfico: O Caso da Bacia Experimental do Rio Guarda Mor / Felipe Bernardi.- 2022.  
223 p.; 30 cm

Orientador: Jean Paolo Gomes Minella  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós Graduação em Ciência do Solo, RS, 2022

1. Erosão Hídrica 2. LISEM 3. HEC-RAS I. Minella, Jean Paolo Gomes II. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

Declaro, FELIPE BERNARDI, para os devidos fins e sob as penas da lei, que a pesquisa constante neste trabalho de conclusão de curso (Tese) foi por mim elaborada e que as informações necessárias objeto de consulta em literatura e outras fontes estão devidamente referenciadas. Declaro, ainda, que este trabalho ou parte dele não foi apresentado anteriormente para obtenção de qualquer outro grau acadêmico, estando ciente de que a inveracidade da presente declaração poderá resultar na anulação da titulação pela Universidade, entre outras consequências legais.

**Felipe Bernardi**

**CARACTERIZAÇÃO E MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS COM  
INTERFACE CANAL-ENCOSTA EM BACIAS DE ELEVADO GRADIENTE  
TOPOGRÁFICO: O CASO DA BACIA EXPERIMENTAL DO RIO GUARDA MOR**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do título de **Doutor em ciência do solo**.

Aprovada em 27 de outubro de 2022

---

**Jean Paolo Gomes Minella, Dr. (UFSM)  
(Presidente/Orientador)**

---

**Daniel Gustavo Allasia, Dr. (UFSM)**

---

**Luca Mao, PhD. (UL)**

---

**Miriam Fernanda Rodrigues, Dr<sup>a</sup> (UTFPR)**

---

**Guilherme Kruger Bartels, Dr. (UFPEl)**

Santa Maria, RS  
2022

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à sociedade brasileira por promover a oportunidade de realização de pesquisa científica. Esse trabalho só foi possível devido ao incentivo financeiro na bolsa de doutorado fomentado pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

Agradeço ao professor Jean Minella não apenas pela dedicação, empenho e comprometimento na orientação desse trabalho, como também pelo incentivo proporcionado com liberdade e autonomia.

Agradeço aos colegas do grupo GIPEHS (Grupo Interdisciplinar de Pesquisa em Erosão e Hidrologia de Superfície). Especialmente ao Alexandre Schlesner e Alice Dambroz pela companhia e empenho nas múltiplas campanhas de coletas. E aos colegas Fábio Schneider e Larissa Werle que se envolveram diretamente nas atividades da tese, além de nomes de outras épocas e bacias como Ezequiel Salsa, Gabriel, Danrlei, Ana, Tauris, Diniz, Cristiano, Miriam, Cláudia, Ramon, Virginie, Fran, Cadu, Elizeu, Horbe, Miriam e de alguém que provavelmente foi esquecido.

Agradeço aos colaboradores da bacia do Guarda mor, em especial ao Sr. Luís e Sr.<sup>a</sup> Elisabete Piccinin que nos auxiliaram incondicionalmente nas campanhas de coleta. Da mesma forma, agradeço ao Sr. Ingo e a Sr.<sup>a</sup> Norma pela colaboração e hospitalidade. E agradeço ao Padre Carmelo Maria pela colaboração e atenção na ajuda com nossas coletas.

Agradeço aos colaboradores institucionais da Quarta Colônia de Imigração Italiana, em especial ao vereador Lucimar Weber (Silveira Martins), ao ex-prefeito Ademar Binoto (Ivorá) e ao secretário executivo do Consórcio de Desenvolvimento Sustentável da Quarta Colônia José Itaquí pelos incentivos no processo de alocação e construção das estruturas de monitoramento do Guarda Mor.

Agradeço aos professores e pesquisadores que contribuíram diretamente com esse trabalho em etapas de projeto: Ricardo Dalmolin, Gean Paolo Michel, Olivier Evrard. Agradecimento especial ao professor Daniel Allasia pela colaboração neste trabalho e pela orientação de mestrado que promoveu diretamente meu desenvolvimento pessoal. Agradeço também as contribuições diretas dos avaliadores Luca Mao, Miriam Rodrigues e Guilherme Kruger Bartels.

Agradeço à minha família pelo apoio emocional e fraterno. Minha companheira Fairuz Abdalla que me apoiou incondicionalmente durante a etapa de doutorado.

Eternamente grato aos meus pais Rejane e Elisanio e meus irmãos Gustavo e Priscilla. Além dos grandes personagens muito presentes dessa querida família como Tita, Tio Paulo, Adriano, Matheus, Bruno, Brenda, Marciela, vó Arlinda e do poder espiritual dos que já partiram, como o vô Atalábio.

Aos amigos Pedro Alles, Fabrício Colusso, Cristiano Marion, Maicon Zanella e Walter Castro, obrigado pela insistência em manter a amizade.

A colheita é comum, mas o capinar é sozinho.  
João Guimarães Rosa.

## RESUMO

### **CARACTERIZAÇÃO E MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS COM INTERFACE CANAL-ENCOSTA EM BACIAS DE ELEVADO GRADIENTE TOPOGRÁFICO: O CASO DA BACIA EXPERIMENTAL DO RIO GUARDA MOR**

**AUTOR: Felipe Bernardi**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Jean Paolo Gomes Minella**

A erosão hídrica está intimamente relacionada com a preservação ambiental, qualidade sanitária e problemas gerais de infraestrutura. O fenômeno de transporte de sedimentos em canais é de extrema complexidade por ser um fenômeno não-pontual, resultante de fatores como disponibilidade de sedimentos, energia de escoamentos e características físicas do meio fluvial. A interpretação da integração dos fenômenos erosivos pode ser estabelecida por meio da modelagem de processos. Entretanto, o uso de modelos matemáticos requer uma representatividade do meio natural por parâmetros e confiabilidade entre a predição e a observação realizada por técnicas de monitoramento hidrológico. Assim, esse trabalho tem o objetivo de quantificar os fenômenos erosivos na escala de bacia hidrográfica e seu transporte fluvial por meio de técnicas de monitoramento que permitem avaliar a capacidade de predição e interpretação de modelos matemáticos de simulação de processos erosivos de encosta e canal. A região de estudo compreende a bacia hidrográfica do rio Guarda Mor, caracterizada por relevo montanhoso, solos frágeis e canal fluvial com leito de cascalho. O monitoramento foi executado por acompanhamento de eventos de precipitação e direcionado para a mensuração das taxas líquidas e sólidas (em suspensão e arraste) para um exutório com área de drenagem de 18,5 km<sup>2</sup>. A análise tem como diretriz formalizar um conjunto de técnicas de modelagem para simulação da erosão na escala de bacia hidrográfica e em canal para avaliar o impacto do aumento de precipitação causado por cenários climáticos. A calibração do modelo LISEM com dados observados do monitoramento das variáveis hidrológicas e erosivas permitiu definir um conjunto de valores de parâmetros para simulação hidrológica e de erosão e realizar a simulação de cenários na bacia hidrográfica. O modelo HEC-RAS 2D possui dificuldades em simular o ambiente hidraulicamente rugoso de canal de leito de cascalho. O modelo HEC-RAS 2D melhor representou a erosão fluvial com o uso da equação de transporte de Yang e a função de exposição e proteção de Parker. A escolha da função de proteção e exposição teve maior impacto na representação da erosão fluvial do que a escolha da equação de capacidade de transporte. A combinação dos modelos LISEM e HEC-RAS avaliados com as observações de campo permitiram a simulação de impactos erosivos de diferentes cenários climáticos na bacia hidrográfica e no canal de drenagem.

**Palavras-chave:** Erosão hídrica, LISEM, HEC-RAS.



## **ABSTRACT**

### **CHARACTERIZATION AND MODELING OF EROSION PROCESSES WITH CHANNEL-HILLSLOPE INTERFACE IN CATCHMENT WITH HIGH TOPOGRAPHIC GRADIENT: THE GUARDA MOR RIVER EXPERIMENTAL CATCHMENT CASE**

**AUTHOR: Felipe Bernardi**

**ADVISOR: Prof. Dr. Jean Paolo Gomes Minella**

Water erosion is closely related to environmental preservation, sanitary quality and general infrastructure problems. The phenomenon of sediment transport in channels is extremely complex because it is a non-punctual phenomenon, resulting from factors such as sediment availability, flow energy and physical characteristics of the fluvial environment. The integration of erosion phenomena interpretation can be established through process modeling. However, the use of mathematical models requires representativeness of the natural environment by parameters and reliability between prediction and observation performed by hydrological monitoring techniques. Thus, this work objective is quantifying the erosion phenomena at the hydrographic basin scale and its river transport through monitoring techniques that allow evaluating the prediction and interpretation capacity of mathematical models of simulation of erosive processes of hillslope and channel. The study region comprises the watershed of the Guarda Mor river, characterized by mountainous relief, fragile soils, and a gravel bed river. Monitoring was carried out by monitoring precipitation events and directed towards measuring liquid and solid rates (suspension and bedload) for an outlet with a drainage area of 18.5 km<sup>2</sup>. The guideline of the analysis is to formalize a set of modeling techniques for simulating erosion at the watershed and channel scale to assess the impact of increased precipitation caused by climate scenarios. The calibration of the LISEM model with observed data from the monitoring of hydrological and erosion variables allowed defining a set of parameter values for hydrological and erosion simulation and performing the simulation of scenarios in the hydrographic basin. The HEC-RAS 2D model has difficulties in simulating the hydraulically rough environment of a gravel bed channel. The HEC-RAS 2D model best represented river erosion using the Yang transport equation and the Parker exposure and protection function. The choice of the protection and exposure function had a greater impact on the representation of river erosion than the choice of the transport capacity equation. The combination of the evaluated LISEM and HEC-RAS models with field observations allowed the simulation of erosion impacts of different climatic scenarios in the watershed and in the drainage channel.

**keywords:** Water erosion, LISEM, HEC-RAS.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Representação da simulação espacial do escoamento superficial do modelo LISEM. ....	29
Figura 2 – Representação da simulação da infiltração pelo modelo LISEM. ....	31
Figura 3 – Perfil longitudinal de um trecho Step-pool.....	34
Figura 4 – A) Perfil longitudinal de um trecho Step-pool com a distribuição dos regimes de escoamento. B) Distribuição da velocidade no perfil simulada pelo Flow 3D.....	36
Figura 5 – Localização da unidade de monitoramento da bacia hidrográfica do Rio Guarda Mor e bacia hidrográfica do rio Soturno.....	52
Figura 6 - Relevo da sub-bacia hidrográfica do Guarda Mor. A) Altimetria e B) variação altimétrica e área acumulada ao longo do canal principal .....	53
Figura 7 - A) declividade e B) comprimento do escoamento da área experimental do Guarda Mor .....	55
Figura 8 - Geologia e tipos de solo da bacia hidrográfica do Guarda Mor .....	57
Figura 9 - Uso das terras determinado a partir dos índices de vegetação DVI, NDVI, NRVI, EVI e SAVI para a bacia experimental do Guarda Mor .....	59
Figura 10 - uso da terra para a bacia hidrográfica do Guarda Mor de 1985 a 2020 segundo o levantamento do Mapbiomas.....	60
Figura 11 - sistema fluvial da área experimental do Guarda Mor. A, B, C, D, E, F e G seções caracterizadas para a classificação de Rosguen (1994).....	62
Figura 12 - Pontos de leitura topográfica realizada com estação total para determinação do modelo digital de elevação. ....	64
Figura 13 - resultados da leitura topográfica do leito, (A) MDE e (B) mapa de partículas determinados a partir dos pontos topográficos coletados. ....	65
Figura 14 - Topografia da seção de monitoramento.....	66
Figura 15 - Relação entre cota da régua e (A) área molhada da seção, (B) perímetro molhado da seção e (C) raio hidráulico.....	67
Figura 16 - Localização e apresentação de equipamentos e locais de atividade de monitoramento na bacia experimental do Guarda Mor. A) localização dos principais grupos de equipamentos e áreas de influência dos postos pluviométricos; B) Pluviômetro localizado no topo da bacia; C) Pluviógrafo e pluviômetro localizados próximo ao exutório; D) Seção de monitoramento exutório; E) modelo da seção	

transversal e localização dos principais instrumentos e pontos de medições, F) registradores de dados e equipamentos automáticos; G) Medição à vau no canal; H) réguas linimétricas. ....	69
Figura 17 - Tipos de medições (a vau e sobre passarela) e pontos de amostragem na seção em relação ao marco local.....	72
Figura 18 - Curva chave para estimativa de vazão ( $CC_q$ ) .....	74
Figura 19 - curva chave de velocidade ( $CC_v$ ) derivada da $CC_q$ :.....	75
Figura 20 - A) valores de n de Manning derivados das observações e velocidade e B) valores de espessura da camada viscosa.....	77
Figura 21 - Procedimento amostral de coleta de partículas do leito. (A) regiões de coleta, (B) coleta manual de partículas, (C) exposição da camada subsuperficial, (D) processo de secagem e (E) pesagem do material seco.....	85
Figura 22 - Distribuição de Tamanho de partículas para a (A) camada superficial e (B) subsuperficial. ....	86
Figura 23 - Rotina de simulação sequenciada para aplicação de combinações de valores de $fK_s$ e $f\theta_s$ .....	102
Figura 24 - Distribuição temporal adimensional de Fontoura (2019) e precipitações projetadas para os cenários do IPCC e distribuídas temporalmente para 2h de duração: .....	105
Figura 25 - A) malha de simulação com células de volume de controle e B) representação do MNE em 3D.....	109
Figura 26 - Variáveis hidrológicas P1, P2, Q, $q_b$ e CSS, de eventos monitorados. ....	116
Figura 27: NSE resultante da simulação sequencial de dois eventos com o LISEM para amplitudes de valores de $K_s$ e $\theta_i$ (expressos pelos fatores $fK_s$ e $f\theta_s$ ). ....	120
Figura 28 - Hidrogramas e sedimentogramas resultantes da simulação com o modelo LISEM. ....	128
Figura 29: hidrogramas e sedimentogramas simulados no LISEM para chuvas de projetos P20A2hr, P1.5°C, P2°C, P3°C e P4°C: .....	134
Figura 30 - Equação da curva chave de sedimentos em arraste ( $CC_{SAR}$ ):.....	140
Figura 31 - Hidrograma e taxas de sedimento em arraste ( $q_{SAR}$ ) coletadas no evento A20210528 .....	142
Figura 32 - Depósitos de sedimentos no leito para canais do tipo B3 (A) e do tipo B1(B).....	143

Figura 33 - DTP das amostras de sedimentos em arraste coletadas para o evento A20210528 (IDs = 5,6,9,10 e 11) .....	144
Figura 34 - Relação entre tensão de cisalhamento ( $\tau$ ) e taxa sólida unitária ( $q$ , $g \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ ) .....	147
Figura 35 – Relação entre Potência de escoamento (VS) e taxa sólida unitária ( $q$ , $g \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ ) .....	147
Figura 36 - Hidrogramas usados para simulação hidrodinâmica no HEC-RAS:.....	151
Figura 37 - Cotas linimétricas simuladas e cotas projetadas pela CC <sub>Q</sub> (Hrv) para os eventos (A) 20210203, (B) 20210528, (C) 20210907-2, (D) 20210913.....	154
Figura 38 - Erros percentuais em relação a cota (EHp) e velocidade (EU <sub>p</sub> ) reprojitados da CC <sub>Q</sub> e CC <sub>v</sub> . .....	156
Figura 39 - Taxas sólidas e líquidas da modelagem hidrodinâmica para os quatro eventos com duas equações de capacidade de transporte e duas funções de exposição e proteção de partículas.....	159
Figura 40 - Resultado da simulação de transporte de sedimentos no HEC-RAS observando a capacidade de transporte dinâmica para MPM+E: .....	162
Figura 41 - Resultado da simulação de transporte de sedimentos no HEC-RAS observando a capacidade de transporte dinâmica para Y+E .....	163
Figura 42 - Resultado da simulação de transporte de sedimentos no HEC-RAS observando a capacidade de transporte dinâmica para MPM+P .....	164
Figura 43 - Resultado da simulação de transporte de sedimentos no HEC-RAS observando a capacidade de transporte dinâmica para Y+P .....	165
Figura 44 - Valores de $q_{SAR}$ calculados para cenários de mudança climáticas com hidrogramas simulados pelo modelo LISEM .....	167
Figura 45 - Perda total de material no trecho determinadas nas simulações:.....	168
Figura 46 - Malha amostral para coleta de anéis volumétricos .....	190
Figura 47: (A) bancada para determinação de Ks. (B) esquema de funcionamento da bancada de teste.....	193
Figura 48 - Amostras na coluna de tensão (A) e câmara de Richards(B). .....	194
Figura 49 - A) CRA para pastagem, B) CRA para cultivo, C) CRA para estrada, D) CRA para Floresta, E) CRA combinada para os diferentes usos: .....	203
Figura 50 - CRA para camada superficial de diferentes tipos de solo da bacia Guarda Mor: .....	204
Figura 51 - CRA para horizontes subsuperficiais na bacia Guarda Mor:.....	205

Figura 52 - CRA combinadas A) CRA combinada para os diferentes usos do solo, B) CRA combinada do horizonte superficial para os diferentes tipos de solo e C) CRA combinada dos horizontes subsuperficiais para os diferentes tipos de solo .....	206
Figura 53 - Resultado da análise de importância para (A) Ks e (B) porosidade.....	208
Figura 54 - Distribuição do tamanho de partícula de superfície de solos (A) e de sedimentos(B) .....	212
Figura 55 - DTPs da amostra piloto para A) superficial, B) subsuperficial. ....	216
Figura 56 – Determinação de volume de amostra em relação ao tamanho de partículas:.....	217
Figura 57: DTP de 40 amostras de sedimentos em arraste coletadas no evento ...	218

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação de valores do coeficiente de Inman quanto ao grau de organização.....	87
Tabela 2- Classificação de valores de <i>Skewness</i> quanto sua assimetria .....	88
Tabela 3 - Diâmetros de referência da DTP superficiais e subsuperficiais apresentados na Figura 18 .....	89
Tabela 4 - Variáveis hidrológicas características da precipitação .....	91
Tabela 5 - Variáveis hidrológicas características de escoamento .....	91
Tabela 6 - Variáveis características para sedimentos em suspensão.....	92
Tabela 7 - Valores de parâmetros de superfície de entrada na modelagem com LISEM. ....	94
Tabela 8 - conjunto de valores de parâmetros iniciais do modelo distribuídos pelo mapa de uso.....	96
Tabela 9 - Profundidade efetiva dos solos .....	97
Tabela 10: determinação de $D_{50}$ e $D_{90}$ para os tipos de solo .....	97
Tabela 11: Preditores estatísticos usado para análise qualitativa da simulação .....	100
Tabela 12 - Classificação subjetiva dos valores dos preditores estatístico .....	101
Tabela 13: precipitação total estimadas seguindo a projeção do IPCC para TR=20 anos e 2h de duração.....	104
Tabela 14: Variáveis hidrológicas características para os 11 eventos monitorados	118
Tabela 15: variáveis Características das descargas sólidas em suspensão: .....	118
Tabela 16 – Valores de n de manning, RR e Ks determinado pela calibração de 12 eventos de simulação.....	122
Tabela 17 - Valores de $\theta_i$ calibrados para os eventos observados.....	123
Tabela 18 - Valores calibrados de coesão do solo para os 11 eventos de sedimentos .....	125
Tabela 19 - Valores totais observados em eventos e calculados pela modelagem e RAE calculado para $Q_{max}$ e PS .....	126
Tabela 20 - Preditores estatísticos resultantes da simulação do escoamento e de processos erosivos com o modelo LISEM.....	127
Tabela 21 - Valores dos preditores calculados para vazões superficiais no ajuste de valor único de n de Manning do modelo LISEM: .....	131

Tabela 22- Valores e RAE de produção de sedimentos determinados pela simulação com valores médios de $c_{oe}$ .....	132
Tabela 23 - Valores de variáveis hidrológicas da simulação de cenários do IPCC:	134
Tabela 24 - Valores de variáveis sedimentológicas da simulação de cenários do IPCC .....	135
Tabela 25 - Características das mensurações de monitoramento de carga de sedimento em arraste realizadas na seção transversal da área experimental do Guarda Mor. ....	138
Tabela 26 - Valores simulados pelo HEC-RAS para $q_{SAR}$ e perda volumétrica de material .....	168
Tabela 27: Amostras do horizonte A .....	191
Tabela 28: Amostras de horizontes B. ....	191
Tabela 29 - Dados de $D_s$ , $U_{vSat}$ , $U_v$ 60cm, $U_v$ 100 cm, $U_v(1\text{ Bar})$ , $K_s$ determinados por procedimento laboratorial para os 54 pontos amostrados.....	197
Tabela 30 - Estatística básica para as variáveis $K_s$ e $D_s$ para os tipos de uso da bacia Guarda Mor .....	202
Tabela 31 - Estatística básica para as variáveis $K_s$ e $D_s$ em função dos tipos de solo .....	202
Tabela 32 - Valores de coesão do solo em KPa para os testes com Torvane para o conjunto de amostras .....	209
Tabela 33 - valores de coesão do solo (KPa) para as classes de uso e ocupação do solo:.....	209
Tabela 34 - Resultado teste do pingômetro .....	210
Tabela 35 - Rreferencial das amostras com granulometria determinadas. ....	211

## LISTA DE SIMBOLOS

MDS	Volume acumulado em superfície
RR	Rugosidade aleatória
S	Declividade de terreno
IAF	Índice de Área folhar
f	taxa de infiltração
$K_s$	Condutividade Saturada do Solo
$\theta_s$	Porosidade do solo
$\theta_i$	Conteúdo de umidade do solo
$Z_f$	profundidade da frente molhamento
$\Psi$	pressão matricial da frente de molhamento
F	Infiltração acumulada do LISEM
$\omega$	Potência de escoamento do LISEM
$\omega_{cr}$	Potência de escoamento crítica do LISEM
c	Parâmetro da equação de Capacidade de transporte do LISEM
d	Parâmetro da equação de Capacidade de transporte do LISEM
f(c)	coeficiente de eficiência de desagregação da equação do LISEM
Ws	altura de Lâmina de água calculada no LISEM
det	taxa de desagregação do LISEM
T	Concentração atualizada do escoamento
B	Largura da célula para cálculo de desagregação no LISEM
F	Número de Froude
$q_{SAR}$	Descarga sólida em arraste
Q	Vazão
$\tau$	Tensão de cisalhamento
$\rho_m$	Densidade da água
g	Aceleração da gravidade
Rh	Raio hidráulico
n	Parâmetro de rugosidade de Manning
$C_d$	Fator de atrito da tensão de cisalhamento do HEC-RAS
V	Velocidade de escoamento
$q_b^*$	número adimensional de Einstein
$\tau^*$	número adimensional de Shields
Sa	Declividade da linha de água
$\tau_c^*$	número adimensional de Shields crítico
$\gamma$	Peso específico da água
$\gamma_s$	Peso específico do sedimento
$d_m$	Diâmetro médio de partícula
$q_b$	carga volumétrica transportada por unidade de largura
R	gravidade específica submersa
$C_t$	Concentração total da equação de transporte
$V_{crS}$	Potência do escoamento
$V_{cr}$	Potência do escoamento crítica
H	Coluna do fluído
U	Velocidade média de escoamento da seção
$u^*$	Velocidade de escoamento
$\omega$	Velocidade de queda de partícula
u	Velocidade de partícula
$\xi_k^a$	Fator de correção de calsses granulométricas



$\delta$	altura da camada viscosa
$\nu$	viscosidade cinemática
$K$	Constante de von Karman
$k_s$	rugosidade efetiva do leito
$q$	Vazão subsuperficial
$BF_{I\max}$	Índice de escoamento subsuperficial máximo do filtro de separação do escoamento
$a$	Parâmetro de recessão
$Q_0$	Vazão inicial da recessão do hidrograma
$q_{SAR}$	taxa de sedimentos amostrada por unidade de largura
$W_{amostrador}$	Largura do amostrador Helley smith
$I_{30\max}$	Intensidade máxima de precipitação de 30 minutos
$K_{ER}$	Energia cinética da chuva
$P$	Precipitação
$V_{qt}$	volume total escoado
$V_{qs}$	volume superficial total escoado
$PS$	Produção de sedimentos
$P_{Se}$	Produção de sedimentos específica
$CSSt$	Concentração de sedimentos totais
$fK_s$	Fator de calibração da condutividade hidráulica saturada
$f_n$	Fator de calibração do parâmetro de rugosidade de Manning
$f_{RR}$	Fator de calibração da Rugosidade aleatória
$f_{\theta s}$	grau de saturação do solo
$coe$	Coesão do solo
$f_{coe}$	Fator de calibração da coesão do solo
$NSE$	preditor estatístico Nash-Sutcliffe
$X_o^t$	variável observada distribuída temporalmente testada nos preditores de vazão
$X_s^t$	variável predita distribuída temporalmente testada nos preditores de vazão
$X_s$	variável observada concentrada testada nos preditores de vazão
$X_s$	variável predita concentrada testada nos preditores de vazão
$P_{1d20A}$	chuva de um dia de duração e 20 anos de tempo de retorno
$P_{IPCC1.5}$	$P_{2h20A}$ majorada por cenários de aumento de temperatura de 1,5°C
$P_{IPCC2}$	$P_{2h20A}$ majorada por cenários de aumento de temperatura de 2°C
$P_{IPCC3}$	$P_{2h20A}$ majorada por cenários de aumento de temperatura de 3°C
$P_{IPCC4}$	$P_{2h20A}$ majorada por cenários de aumento de temperatura de 4°C
$X_m$	média das máximas precipitações diárias anuais
$DP$	desvio das máximas precipitações diárias anuais
$TR$	Tempo de retorno
$q_{CC}$	Taxa de sedimento em arraste estimados pela curva chave de sedimentos
$ng$	o coeficiente de rugosidade aplicado às partículas do leito
$D^*$	Relação granulométrica entre partículas do leito e transportada
$H_{rv}$	Cota de régua virtual determinada pela curva chave de velocidade
$H_{HEC}$	Cota simulada pelo HEC RAS
$E_{Hp}$	Erros percentuais absolutos de cotas

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>22</b>
<b>1.1</b>	<b>Hipótese</b> .....	<b>24</b>
<b>1.2</b>	<b>Objetivo geral</b> .....	<b>24</b>
<b>1.3</b>	<b>Objetivos específicos</b> .....	<b>24</b>
<b>2</b>	<b>Revisão Bibliográfica</b> .....	<b>25</b>
<b>2.1</b>	<b>Modelagem distribuída da erosão na escala de bacias hidrográficas</b> .....	<b>25</b>
2.1.1	Principais aspectos da modelagem distribuída e suas aplicações .....	25
2.1.2	Principal estrutura matemática do LISEM.....	27
<b>2.2</b>	<b>Padrões erosivos de canais fluviais naturais com leito de cascalho</b> .....	<b>32</b>
2.2.1	Morfologia de rios com leito de cascalho .....	33
2.2.2	Características hidráulicas e transporte de sedimentos em canais de leito de cascalho.....	35
2.2.3	Desafio da amostragem de sedimentos em transporte para análises de processos em rios de leito de cascalho .....	38
2.2.4	Equações de transporte de sedimentos em arraste e suas implicações na modelagem de processos por modelos hidrodinâmicos .....	40
2.2.5	Principais estruturas matemáticas do modelo HEC-RAS .....	44
<b>2.3</b>	<b>Combinação de modelagem de bacias vertente com erosão em canais</b> .....	<b>48</b>
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA</b> .....	<b>51</b>
<b>3.1</b>	<b>Características da unidade de monitoramento</b> .....	<b>51</b>
3.1.1	Localização.....	51
3.1.2	Relevo.....	53
3.1.3	Material de origem e tipos de solo .....	56
3.1.4	Uso das terras e manejo dos solos.....	58
<b>3.2</b>	<b>AMBIENTE FLUVIAL DA BACIA DO GUARA MOR</b> .....	<b>61</b>
3.2.1	Caracterização topográfica fluvial.....	63

3.2.2	Geometria da seção transversal de monitoramento .....	66
<b>3.3</b>	<b>MONITORAMENTO AMBIENTAL .....</b>	<b>68</b>
3.3.1	Precipitação .....	70
3.3.2	Determinação e manipulação dos dados de vazão .....	71
3.3.3	Monitoramento de descargas sólidas e caracterização de sedimentos do canal .....	80
<b>3.4</b>	<b>Análise dos eventos de chuva vazão .....</b>	<b>90</b>
<b>3.5</b>	<b>MODELAGEM DA BACIA VERTENTE .....</b>	<b>92</b>
3.5.1	Representação da superfície, distribuição do escoamento e processo em canais .....	93
3.5.2	Infiltração .....	94
3.5.3	Parâmetros de Erosão .....	97
3.5.4	Calibração do modelo LISEM .....	98
3.5.5	Projeção do aumento de impacto erosivo de grandes chuvas causadas por de mudanças climáticas.....	102
<b>3.6</b>	<b>Dependência hidráulica e caracterização do fluxo de sedimentos .....</b>	<b>106</b>
3.6.1	Construção da $CC_{SAR}$ .....	106
3.6.2	Correlação com preditores hidráulicos de equações de transporte .....	107
3.6.3	Análise da similaridade granulométrica .....	107
<b>3.7</b>	<b>Modelagem hidrodinâmica fluvial .....</b>	<b>108</b>
3.7.1	Malha de simulação, propriedades hidráulicas e condições de contorno .....	108
3.7.2	Simulação hidrodinâmica.....	110
3.7.3	Inserção de dados de sedimentos para a simulação de erosão fluvial .....	111
3.7.4	Avaliação de equações de transporte fluvial com o HEC-RAS.....	112
3.7.5	Uso do HEC-RAS para a análise de cenários .....	114
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>115</b>
<b>4.1</b>	<b>MONITORAMENTO HIDROLÓGICO.....</b>	<b>115</b>

<b>4.2</b>	<b>PERFORMANCE DO MODELO LISEM NA MODELAGEM HIDROLÓGICA DA BACIA VERTENTE .....</b>	<b>119</b>
4.2.1	Análise de sensibilidade .....	119
4.2.2	Calibração.....	121
4.2.3	Seleção de um conjunto único de parâmetros na representação hidrológica do LISEM.....	129
4.2.4	Simulação hidrológica e de produção de sedimentos para chuvas intensas seguindo as projeções de cenários climáticos do IPCC .....	133
<b>4.3</b>	<b>ASPECTOS QUANTITATIVOS DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM ARRASTE DO RIO GUARDA MOR.....</b>	<b>136</b>
4.3.1	Curva chave de sedimentos em arraste .....	140
4.3.2	Atributos hidráulicos e taxa de transporte.....	146
4.3.3	Diretrizes para a modelagem erosiva fluvial .....	149
<b>4.4</b>	<b>MODELAGEM DO TRECHO DE CANAL COM HEC-RAS .....</b>	<b>151</b>
4.4.1	Modelagem hidrodinâmica no trecho fluvial.....	151
4.4.2	Modelagem da erosão fluvial com o HEC-RAS .....	157
4.4.3	Simulação da erosão fluvial para cenários projetados do IPCC .....	166
<b>5</b>	<b>CONCLUSÃO .....</b>	<b>170</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>173</b>
	<b>APÊNDICE A - DETERMINAÇÃO DE PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DO SOLO .....</b>	<b>190</b>
	<b>Processos para determinação da condutividade hidráulica saturada (Ks) .....</b>	<b>192</b>
	<b>Processos para determinação da porosidade total do solo, densidade e curvas de retenção de água.....</b>	<b>193</b>
	<b>Estatística básica e análise de importância.....</b>	<b>195</b>
	<b>Resultados de análise para determinação de propriedades físico-hídricas do solo.....</b>	<b>196</b>
	Análise estatística básica .....	202
	Curvas de retenção de água .....	202

Análise de importância .....	207
<b>APÊNDICE B: DETERMINAÇÃO DA COESÃO DO SOLO.....</b>	<b>209</b>
<b>APÊNDICE C: ESTABILIDADE DE AGREGADOS PELO TESTE DE IMPACTO DE GOTAS .....</b>	<b>210</b>
<b>APÊNDICE D – DETERMINAÇÃO DO TAMANHO DE PARTÍCULAS DO SOLO E SEDIMENTOS.....</b>	<b>211</b>
<b>APÊNDICE E: DETERMINAÇÃO DE TAMANHO AMOSTRAL DE MATERIAL DE LEITO.....</b>	<b>213</b>
<b>Procedimento amostral.....</b>	<b>213</b>
<b>Análise de contagem de partículas para tamanho amostral superficial .....</b>	<b>214</b>
<b>Análise volumétrica para determinação de tamanho amostral subsuperficial</b>	<b>215</b>
<b>Resultados do estudo piloto .....</b>	<b>216</b>
<b>APÊNDICE F: GRANULOMÉTRIA DOS SEDIMENTOS TRANSPORTADOS EM ARRASTE .....</b>	<b>218</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A erosão hídrica do solo é um problema ambiental amplamente abordado, devido não só à sua problemática na perda de camada fértil de solo (LI et al., 2022), mas também por questões relacionadas à poluição (HUANG e HARTEMINK, 2020; KRASA et al., 2019; LAL, 1998) e de sustentabilidade econômica (ALFSEN et al., 1996; PANAGOS et al., 2018). O vasto número de efeitos decorrentes da erosão torna o estudo desse fenômeno o mais importante para a gestão dos solos e da água em bacias hidrográficas rurais. As áreas agrícolas favorecem o aumento do escoamento superficial e desencadeiam processos erosivos (DEUSCHLE et al., 2019; DIDONÉ et al., 2019). Os sedimentos erodidos provenientes das encostas podem conter contaminantes, o que determina um mecanismo eficiente de propagação de poluentes para a rede de drenagem como, por exemplo, pesticidas, fósforo, nitrogênio, metais pesados e patógenos (DU LAING et al., 2009).

Além do envolvimento direto a problemas ambientais, a erosão causa problemas de infraestruturas. Os processos de erosão em canais, decorrentes da ação do escoamento superficial, sucinta em mudanças morfológicas com mudança de curso e com o depósito de sedimentos (ATTAL et al., 2015; SIMPSON e SCHLUNEGGER, 2003) que alteram a capacidade volumétrica do canal fluvial bem como de reservatórios. O assoreamento em rios, por exemplo, causa a exposição da população ribeirinha a consequências das enchentes como o aumento na proliferação dos vetores de doenças letais (NETO e HELLER, 2016). Esses problemas ambientais são refletidos nas esferas social e econômica (CERDÀ et al., 2018; WANG et al., 2020), o que promove a deterioração de ambientes frágeis em escala global (PLAZA et al., 2018) e torna a erosão hídrica uma fonte de preocupação para a preservação de patrimônios culturais e naturais (SPITERI e STEVENS, 2019).

Na região central do RS, na transição do Planalto Meridional e Depressão Central há um conjunto de municípios que integram a região conhecida como Quarta Colônia de imigração italiana. Esta região é um dos mais importantes patrimônios paleontológicos e históricos da região sul do Brasil (MANFIO e CABRAL BENADUCE, 2017; ZIEMANN e FIGUEIRÓ, 2017). A quarta colônia é majoritariamente drenada pela bacia hidrográfica do rio Soturno, com uma área aproximada de 903 km<sup>2</sup>. A região tem uma paisagem cênica com encostas escarpadas e vales profundos. Apesar do potencial turístico, a principal atividade econômica é a agricultura. Porém, há uma falta

de diligência em relação às práticas de conservação do solo e da água, apesar da fragilidade ambiental do ponto de vista erosivo (FACCO et al., 2017).

As respostas hidrológicas do escoamento superficial decorrentes de eventos de chuva extremos associados à ausência de manejo do solo e água adequados desencadeiam problemas de infraestrutura relacionados ao aumento de enchentes como destruição de estradas, casas e pontes como consequências da falta de ações de conservação do solo e da água, (KNIERIN et al., 2015; PORTO, 2019). Esses cenários podem se agravar frente às projeções de mudanças climáticas, pois o mais recente relatório do IPCC (Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas, denominação em inglês *Intergovernmental Panel on Climate Change*) tem alertado para o aumento na frequência de eventos extremos, o que reflete no aumento da vulnerabilidade a desastres hídricos, principalmente em regiões de média latitude, como no sul do Brasil (IPCC, 2022).

A variabilidade espacial dos processos erosivos e suas consequências para os recursos naturais criam um cenário desafiador para a gestão de bacias hidrográficas com suas implicações nos campos econômicos e sociais. O desenvolvimento agrícola e preservação do potencial turístico da região da Quarta Colônia demandam de preservação das áreas hidrológicamente frágeis e da adoção de práticas complementares de controle do escoamento. As estratégias de contenção de processos cinéticos de superfície compõem a solução para uma ação combinada de proteção ambiental que valorize o patrimônio turístico e a produtividade agrícola.

As estratégias combinadas de monitoramento e modelagem contemplam soluções eficientes para o desenvolvimento de políticas públicas voltadas à conservação do solo (GESSESSE et al., 2015; PANAGOS e KATSOYIANNIS, 2019; VANMAERCKE et al., 2021). O monitoramento hidrológico como subsídio para modelos de simulação podem atestar ferramentas para a gestão na região do rio Soturno e permitir avaliar a integração de fatores responsáveis pela formação do escoamento superficial e a correspondente produção de sedimentos e seus impactos nos canais fluviais.

Os objetivos deste trabalho contemplam a descrição dos processos hidrológicos, com foco na produção de sedimentos e transporte de sedimentos no canal fluvial de uma bacia hidrográfica rural por meio de técnicas de monitoramento e de modelagem matemática. Os dados coletados no monitoramento contemplam a base para a verificação de modelos. O estudo tem como objetivo a parametrização de

dois modelos, um para a simulação do escoamento e produção de sedimentos nas bacias vertentes e outro usado para avaliar as consequências no transporte de material grosseiro no canal fluvial. A combinação dos dois modelos matemáticos tem o objetivo demonstrar como a utilização de técnicas de monitoramento e de modelagem podem ser instrumentos para a avaliação de impactos de cenários. No caso deste trabalho, foi utilizado cenários de mudanças climáticas para a geração de escoamento superficial e a produção de sedimentos da bacia vertente, e seus impactos nos processos erosivos fluviais.

### 1.1 HIPÓTESE

A Modelagem de sedimentos, integrando os fenômenos de canal e encosta e respaldada no monitoramento ambiental, permite criar ferramentas de análise para avaliar impactos erosivos de cenários hipotéticos.

### 1.2 OBJETIVO GERAL

O objetivo é descrever os processos hidrológicos e erosivos na bacia vertente para explicar os impactos no transporte de sedimentos na calha fluvial por meio de técnicas de modelagem respaldadas no monitoramento ambiental.

### 1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Quantificar o impacto erosivo de eventos de precipitação por meio de monitoramento das principais variáveis hidrológicas envolvidas nos processos erosivos das bacias vertentes e na produção de sedimentos observadas no canal fluvial;

Simular a formação e propagação do escoamento superficial, erosão e a produção de sedimentos na bacia hidrográfica pelo modelo LISEM;

Avaliar eficiência de equações de transporte de sedimentos fluviais pela relação com variáveis hidráulicas de canal e representar pelo modelo HEC-RAS a erosão de um trecho do canal fluvial por um processo computacional hidrodinâmico de duas dimensões (2D);

Aplicar os modelos avaliados em cenários de precipitações afetados por mudanças climáticas.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 MODELAGEM DISTRIBUÍDA DA EROSÃO NA ESCALA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

#### 2.1.1 Principais aspectos da modelagem distribuída e suas aplicações

O fenômeno da erosão hídrica em escala de bacia hidrográfica inclui subprocessos, tais como desagregação por energia cinética da chuva, a desagregação e o transporte pela energia cinética de escoamento e deposição, que configuram dinamicamente os fenômenos ao longo da paisagem. O que o classifica como um fenômeno não pontual (MARTINEZ-CASASNOVAS et al., 2002). Os subprocessos são influenciados pelos bem conhecidos fatores intrínsecos naturais como relevo, clima, solo e por fatores antropogênicos como o uso do solo, práticas de conservação do solo e sistemas de cultivo (JIN et al., 2021). Há um grande interesse em determinar a interrelação de fatores formadores do processo para poder gerir os recursos naturais do ambiente (KRASA et al., 2019). A grande problemática para quantificar a influência dos múltiplos fatores de um fenômeno distribuído na paisagem está em representá-lo seguindo sua concepção física com o uso de parâmetros funcionais e verificáveis expressando corretamente a sua variabilidade espacial.

Essa iniciativa justificou a criação de modelos erosivos espacialmente distribuídos. Com o aumento da capacidade computacional, os recursos de simulação em escala de paisagem foram sendo aprimorados (PANDEY et al., 2016) o que permitiu a simulação de processos cinéticos de superfície por rotinas computacionais avançadas, como a implementação do modelo de onda cinemática e balanço de sedimento em grades regulares de arquivos do tipo *rasters*. Essas estratégias computacionais buscam reproduzir o escoamento e a concentração de sedimentos no exutório de bacias hidrográficas. LISEM (De ROO, 1996), EROSION3D (SCHMIDT et al., 1999), TOPMODEL (BEVEN e FREER, 2001) e MIKE-SHE (JABER e SHUKLA, 2012) são alguns exemplos de modelos atualmente utilizados para simular os processos erosivos na escala de bacia. A maior contribuição de analisar o ambiente com esses modelos é a predição espacial da erosão e da deposição na escala de bacia (TAKKEN et al., 1999) para verificar influências dos fatores de formação de erosão levando em consideração sua ocupação na paisagem (FENG et al., 2010).

Mesmo sendo destacadas as habilidades espaciais de modelos de base física, a validação dos processos é dependente da verificação dos resultados simulados com dados de descarga líquida e sólida no exutório das bacias (JETTEN et al.,2003). A modelagem do escoamento superficial é frequentemente realizada em conjunto com um separador de escoamento que evidencia a parcela superficial do total registrado no hidrograma. A técnica mais utilizada atualmente é a aplicação de Filtros Digitais Recursivos (FDR) que são separadores de vazão por análise de hidrogramas calibrados por elementos traçadores, filtros alternativos ou estimados com base em características físicas da bacia hidrográfica (ECKHARD,2005; RIMMER e HARTMANN, 2014; OKELLO et al., 2018).

Considerando a viabilidade a modelagem de base física e distribuída dos processos erosivos, o modelo LISEM (*Limburg Soil Erosion Model*) tem notoriedade devido a sua concepção física (JETTEN et al., 1999; De ROO, 1996; De ROO et al., 1996b). O modelo buscou implementar a aplicação das experiências de ensaios laboratoriais desenvolvidos em calhas (GOVERS, 1990), e apresenta uma disseminação científica das suas limitações e funcionalidades (HESSEL, 2005; HESSEL e TENGE, 2008; TAKKEN et al., 2005).

A idealização conceitual do LISEM proporcionou uma vasta aplicabilidade do modelo. Os interesses de pesquisadores se concentram na capacidade preditiva dos processos hidrológicos e erosivos pelo arranjo computacional do modelo (Van ECK et al., 2016; FENG et al., 2010;LEE et al., 2013; VARGAS et al., 2021), na avaliação de impacto de dados de entrada e análise de calibração (De BARROS et al., 2021; CHEVIRON et al., 2011; KALANTARI et al., 2012; KVÆRNØ e STOLTE, 2012; SHEIKH et al., 2010), funcionalidade de parâmetros e conceitos (CUOMO et al., 2016; HESSEL e JETTEN, 2007), avaliação da variabilidade espacial (RAHIMY, 2012; Dos SANTOS et al., 2021) e, principalmente, na aplicação e interpretação técnica do fenômeno para instrumentar a gestão de recursos naturais (BAARTMAN et al., 2012; De BARROS et al., 2014; Van de GIESEN et al., 2011; HESSEL et al., 2006; HESSEL e TENGE, 2008; HÖLZEL e DIEKKRÜGER, 2012; RODRIGUES et al., 2014; SILVA et al., 2021; VIGIAK et al.,2006).

A representação do fenômeno da erosão hídrica por parâmetros físicos diretamente mensurados permite uma interpretação mais objetiva, não dependendo das validações com dados de longo período e, muitas vezes, das subjetividades dos modelos empíricos. A descrição fisicamente detalhada do fenômeno pelo modelo

permite uma concepção amplificada, possibilitando a implementação com menor grau de subjetividade de parâmetros para aplicação de cenários e, provavelmente, é o principal motivo dos autores utilizar o LISEM para a interpretação do fenômeno voltada para instrumentos de gestão de recursos naturais. Por outro lado, a incerteza referente a variabilidade espacial e temporal das variáveis insere dificuldades na validação desses modelos, na utilização de bases bibliográficas para a parametrização e na extrapolação do modelo em bacias sem dados.

A implementação de concepções de modelagem de erosão fisicamente baseadas no LISEM é bem representada muito em função da simulação superficial do escoamento. O modelo de onda cinemática que proporciona a distribuição do escoamento no terreno com o uso da equação de Manning foi largamente discutido e testado (De BARROS et al., 2021; TAKKEN et al., 2001, 2005; VARGAS et al., 2021) podendo ser considerado o diferencial dessa família de modelos de predição espacial da erosão (JETTEN et al., 2003).

O direcionamento pontual de ações no controle dos processos erosivos pode ser representado no modelo para verificar a influência de desagregação e deposição de sedimentos distribuídos na bacia hidrográfica (SILVA et al., 2021). Dessa maneira, a simulação com LISEM identifica locais com alta suscetibilidade à erosão e simular o impacto de medidas de mitigação tomadas como cenários, instrumentando a integração de fatores pontuais no desencadeamento e impacto geral do fenômeno.

De maneira geral, o modelo validado pela aplicação com dados observados permite computar o impacto de mudanças dos fatores formadores da erosão hídrica. Um dos fatores que ganham ênfase é a ação cinética das precipitações extremas. O modelo LISEM já foi utilizado para verificar o impacto de ações cinéticas de progressivos aumentos de intensidade de precipitações (NEARING et al., 2005), além da variabilidade espacial de precipitações (BAARTMAN et al., 2013). Dessa forma, o LISEM permite verificar o efeito erosivo sobre a paisagem introduzidas pelo aumento de intensidade de eventos extremos ocasionado por mudanças climáticas.

### **2.1.2 Principal estrutura matemática do LISEM**

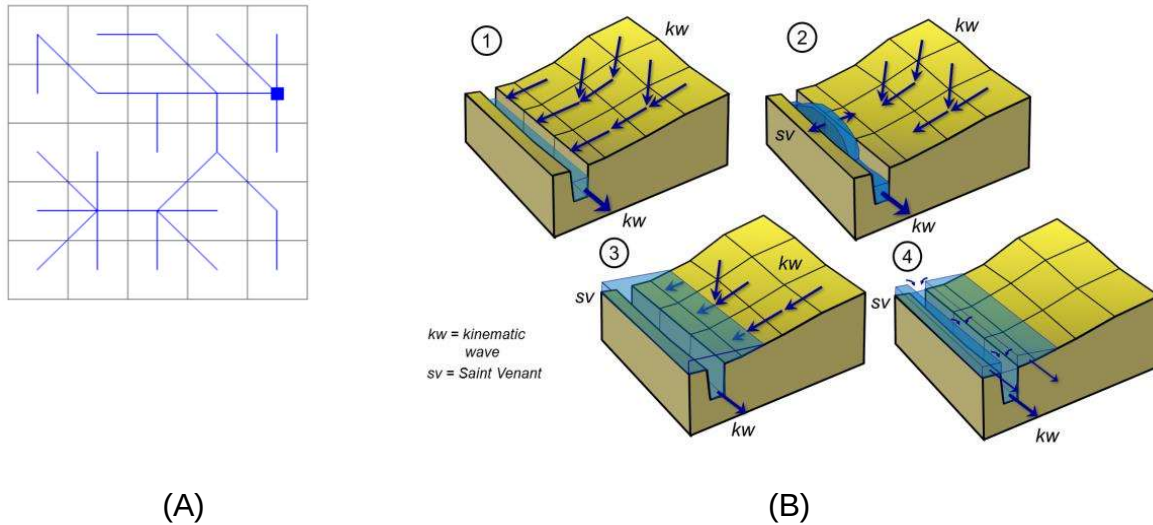
O modelo LISEM é designado a representar os elementos naturais do ciclo hidrológico integrando os processos de erosão. O conceito geral é trivial para a modelagem de bacias hidrográficas, entretanto, o LISEM se destaca pelo conjunto de equações de base predominantemente física para representar o processo erosivo e

pelo arranjo processual da simulação distribuída. A parametrização do LISEM é conduzido para atribuir os valores das variáveis físicas às unidades de mapeamento responsáveis pela sua espacialização.

Como as principais funções do modelo se referem à representação dos processos erosivos o modelo busca representar a hidrologia de superfície. Na simulação do escoamento superficial sobre o modelo digital de elevação, a equação de onda cinemática é usada em conjunto com a equação de Manning para cálculo da velocidade de fluxo em superfície. A vazão é processada em cada célula do modelo digital de elevação(ou DEM, do inglês *Digital Elevation Model*) seguindo o balanço de massa expresso na equação de onda cinemática, sendo a velocidade controlada por fatores de superfície modelados pela equação de Manning (mais informações em Barros et al. (2021) e Takken et al. (2005)).

As equações de escoamento utilizam os atributos do relevo como declividade e raio hidráulico, calculados iterativamente com o DEM. A distribuição espacial do escoamento é apresentada na Figura 1, sendo que a Figura 1 A contém a direção coordenada pela rede de drenagem local (chamada LDD), que é uma predefinição dos caminhos de escoamentos determinada pelo modelo e quando se utiliza o método de distribuição unidimensional do escoamento. As linhas azuis representam a comunicação dos caminhos de fluxo sobre uma grade regular que representa o DEM. Na Figura 1 B é apresentado um esquema tridimensional da distribuição espacial do escoamento em uma comunicação com um canal de drenagem. O modelo permite, por meio da equação cinemática (kw, referente ao termo em inglês *Kinematic Wave*) a distribuição espacial de maneira iterativa do trânsito de massa sobre a superfície e a simulação conjunta do escoamento em canal de drenagem.

Figura 1 – Representação da simulação espacial do escoamento superficial do modelo LISEM.



Fonte: adaptado do manual do modelo openLISEM Hazard. Disponível em <<https://sourceforge.net/projects/lisem/files/Documentation%20and%20Manual/documentation15.pdf/download>>.

O escoamento superficial é determinado, primeiramente, pela limitação das capacidades de infiltração e de armazenamento superficial de água nas micro depressões. O LISEM inicialmente computa o excesso da infiltração em reservatórios superficiais simulando as microdepressões na superfície do solo. O escoamento é formado pelo excesso volumétrico de micro reservatórios simulando de maneira empírica pela Equação 1 que utiliza a rugosidade aleatória e a declividade como parâmetros (Kamphorst et al., 2000).

$$MDS = 0,234 * RR + 0,010 RR^2 + 0,012 * RR * S \quad (1)$$

Sendo MDS o volume acumulado RR a rugosidade aleatória (desvio padrão das cotas da superfície expressa em mm). Dessa forma, os parâmetros de superfície informados para a parametrização a simulação superficial dos escoamentos, além do DEM, são a RR e o valor de n de Manning. Dessa forma, o modelo executa os processos de superfície com o excedente de precipitação que o dossel não pode armazenar ou com impacto direto da gota em caso de não haver vegetação. Os parâmetros de cobertura expressam a interceptação pelo dossel utilizando o índice de área folhar (IAF), Fração vegetada e altura de planta.

O excedente de precipitação que forma o trânsito de massa superficial do modelo é determinado pela representação da saturação do solo pelo modelo Green and Ampt (Equação 2). O modelo determina a infiltração pela equação 4, determinada pela combinação das equações 2 e 3.

$$f = -K_s * \left( \frac{\Psi}{Z_f} + 1 \right) \quad (2)$$

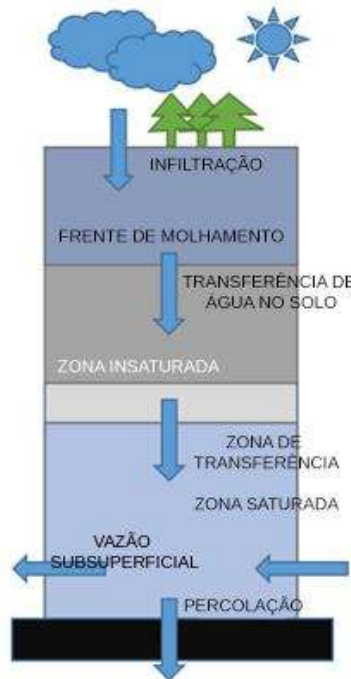
$$Z_f = \frac{F}{(\theta_s - \theta_i)} \quad (3)$$

$$f = -K_s * \left( \frac{\Psi(\theta_s - \theta_i)}{F} + 1 \right) \quad (4)$$

$f$  é a taxa de infiltração ( $m \cdot s^{-1}$ ),  $\theta_s$  porosidade ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ),  $\theta_i$  o conteúdo de umidade ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ),  $Z_f$  a profundidade da frente molhamento (m),  $\Psi$  a pressão matricial da frente de molhamento (m),  $F$  a infiltração acumulada (m) e  $K_s$  é a condutividade saturada do solo (m/s). A infiltração do solo pode ser simulada pelo modelo LISEM em uma ou duas camadas. Ou seja, é possível determinar diferentes propriedades físicas para diferentes limites de profundidade do solo.

Na Figura 2 tem-se um esquema visual da infiltração entre as zonas saturadas e insaturadas representadas em uma unidade mínima de simulação (pixel). O armazenamento do solo é calculado pela equação de Green and Ampt, sendo a frente de molhamento representada como uma parcela da porosidade total preenchida com água, até atingir a saturação do solo. O modelo permite simular vazões subsuperficiais calculadas pelas transferências na zona saturada. As propriedades físicas do solo podem ser atribuídas para mapas de solo, de uso e ocupação ou um mapa construído a partir de uma propriedade física conhecida (usualmente utilizado índices topográficos) usada como variável de predição de modelos estatísticos.

Figura 2 – Representação da simulação da infiltração pelo modelo LISEM.



Fonte: adaptado do manual do modelo openLISEM Hazard. Disponível em <<https://sourceforge.net/projects/lisem/files/Documentation%20and%20Manual/documentation15.pdf/download>>.

Para a simulação de erosão, o modelo LISEM utiliza a potência de escoamento ( $\omega$ ) como preditor hidráulico. A potência de escoamento é calculada pelo produto da velocidade de escoamento e declividade iterativamente e em célula a célula do escoamento superficial. O modelo calcula a capacidade de transporte ( $T$  em mg/L) pela diferença entre  $\omega$  e a potência de escoamento crítica predefinida ( $\omega_{cr}$ ) conforme a equação (5), sendo os parâmetros  $c$  e  $d$  determinados em função do tamanho de partículas. A taxa de desagregação ( $det$  em  $mg.L^{-1}$ ) é representada em função da diferença entre a concentração atualizada do escoamento ( $C$  em  $mg.L^{-1}$ ) e  $T$  de acordo com a equação (6), sendo  $f(c)$  um coeficiente de eficiência de desagregação (uma função limitadora de capacidade determinada para tipos de solo),  $ws$  a altura de Lâmina de água e  $B$  largura da célula (em m).

$$T = c(\omega - \omega_{cr})^d \quad (5)$$

$$\text{det} = f(c).ws.B.\max(0,0,(T - C)) \quad (6)$$

O modelo considera que a desagregação do solo é um fenômeno de tolerância. Se a concentração de sedimentos diluídos no escoamento for menor que a capacidade de transporte, haverá desagregação. Caso contrário, se a concentração de sedimentos do escoamento for maior que a capacidade de transporte, haverá deposição.

A função  $f(c)$ , que termina o coeficiente de eficiência de desagregação utiliza o parâmetro de coesão do solo para determinar as taxas de desagregação. Assim, o LISEM calcula as taxas de desagregação e deposição de maneira especializada levando em consideração os atributos tamanho de partícula e coesão do solo. Esses atributos, de maneira similar aos atributos hidrológicos do solo, são especializados normalmente por classes de solos.

A estrutura do modelo LISEM tem como objetivo equacionar a erosão hídrica de maneira distribuída, considerando as principais propriedades físicas do fenômeno. Essa é uma propriedade importante para o planejamento e gestão pois permite a verificação dos impactos distribuídos na paisagem considerando a complexidade da distribuição espacial das características físicas, principalmente de solo e relevo.

## 2.2 PADRÕES EROSIVOS DE CANAIS FLUVIAIS NATURAIS COM LEITO DE CASCALHO

Os fenômenos erosivos em sistemas fluviais compostos por leitos de cascalho detêm peculiaridades pouco compreendidas tecnicamente. Alternância de regimes de escoamento, influência da rugosidade de grandes partículas do leito na mudança de direção e o fenômeno de blindagem retratam o caráter estocástico ao transporte fluvial.

Como esses ambientes tendem a se formar em bacias montanhosas com canais declivosos, são caracterizados pela formação de grandes forças cisalhantes com grandes capacidades de transporte. As concepções que envolvem a erosão fluvial, nessas condições, são importantes para compreender as mudanças da morfologia de canais e os processos evolutivos intrínsecos da erosão fluvial.

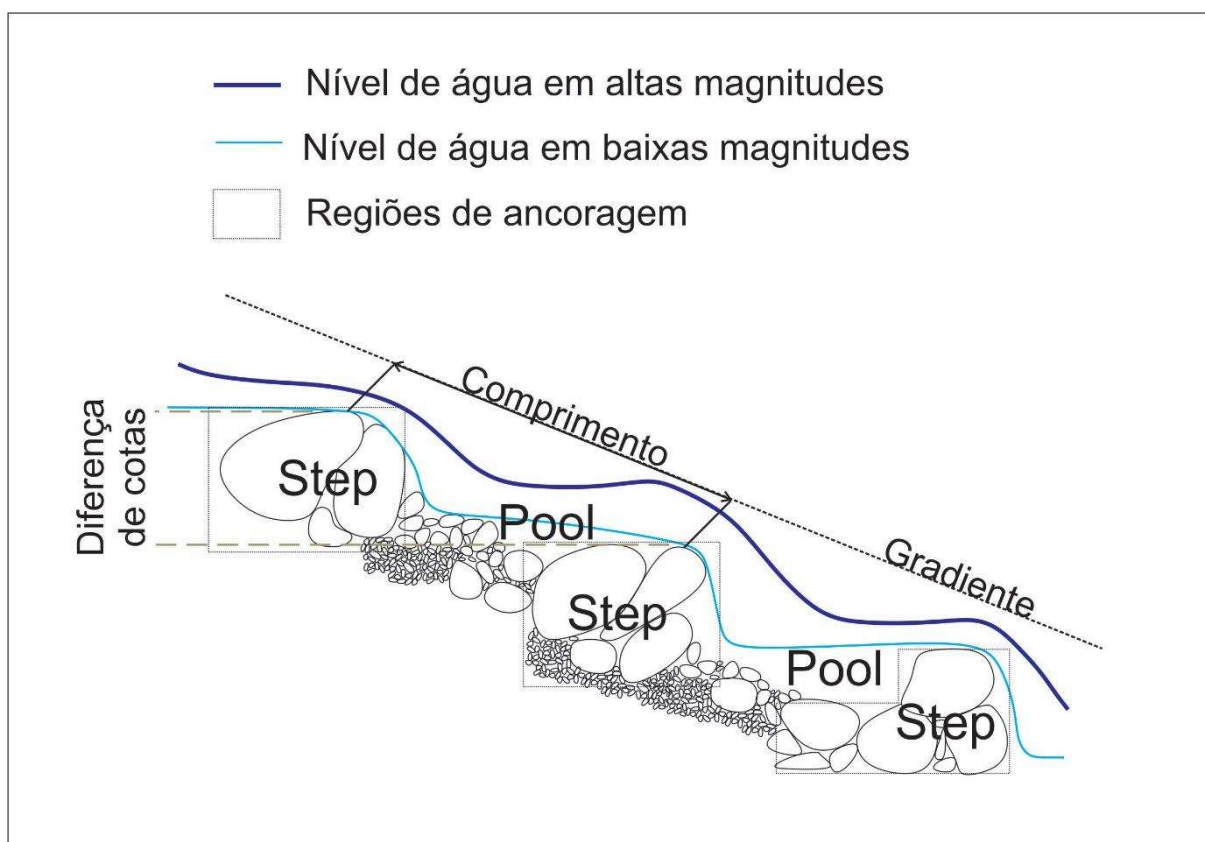


### 2.2.1 Morfologia de rios com leito de cascalho

Em regiões montanhosas de alto gradiente e com alta disponibilidade de sedimentos grossos (>2mm) há uma tendência de o sistema fluvial formar estruturas morfológicas de quedas e reservatórios sequenciadas definindo o que chamamos de unidade fluvial do tipo *step-pool*. Essas estruturas influenciam as características do escoamento e, conseqüentemente, o regime hidrossedimentológico. Esse tipo de canal geralmente ocorre para inclinações longitudinais com declividade maior a 4-5% e está associada à presença difusa de pedras, pedregulhos ou afloramentos de rocha de grande dimensão em relação à largura do canal (MILZOW et al., 2006). Assim, os canais com alta declividade em regiões montanhosas formam linhas de pedras que representam uma força resistiva que atravessam os canais, formando uma morfologia de escada que mantém um canal estável em situações de alta capacidade de transporte (FREY e CHURCH, 2009).

Aparentemente, as estruturas do tipo *step-pool* são compostas por partículas resistentes ao escoamento, formando um perfil longitudinal que não se inclina suavemente, mas apresenta uma alternância de quedas quase verticais (*step*), pequenos reservatórios (*pools*) (COMITI e MAO, 2012). As quedas são dispostas numa frequência cuja distância entre eles é menor que a largura do canal e possui altura vertical suficiente para ocorrer um escoamento livre para eventos de baixa magnitude e afogado durante grandes eventos sendo as profundidades relativas (razão entre carga hidráulica e diâmetros de partículas) próximas a unidade. As estruturas morfológicas se formam com a ancoragem de algumas partículas grandes que promovem a obstrução para que outras fiquem imbricadas e parem de se mover, gerando um *step* inicial (MINOR, 2006). A Figura 3 é um esquema de perfil longitudinal de um trecho *step-pool*, indicando as regiões de ancoragem de grandes partículas, que caracterizam o *step* e formam o *pool*. Nesse sistema, a declividade é determinada pela diferença de cotas e o comprimento entre os *steps*.

Figura 3 – Perfil longitudinal de um trecho Step-pool.



Fonte: autor

Pela observação da interação hidráulica com os sedimentos do leito supõe-se que os *pools* de degraus sejam controlados pela distribuição espacial do escoamento (COMITI et al., 2005) e da localização dos sedimentos com potencial de criar essas estruturas (CURRAN e WILCOCK, 2005). Os fatores controladores de estruturas do tipo *step-pool* são a potência do fluxo (produto da velocidade e carga hidráulica) e a distribuição do tamanho de partículas da mistura de sedimentos (CHIN et al., 2009). A disposição espacial de partículas com geometria variável é analisada estocasticamente pela incidência de partículas imóveis na promoção da formação de degraus e o processo hidráulico de formação (COMITI e MAO, 2012; ZIMMERMANN et al., 2010).

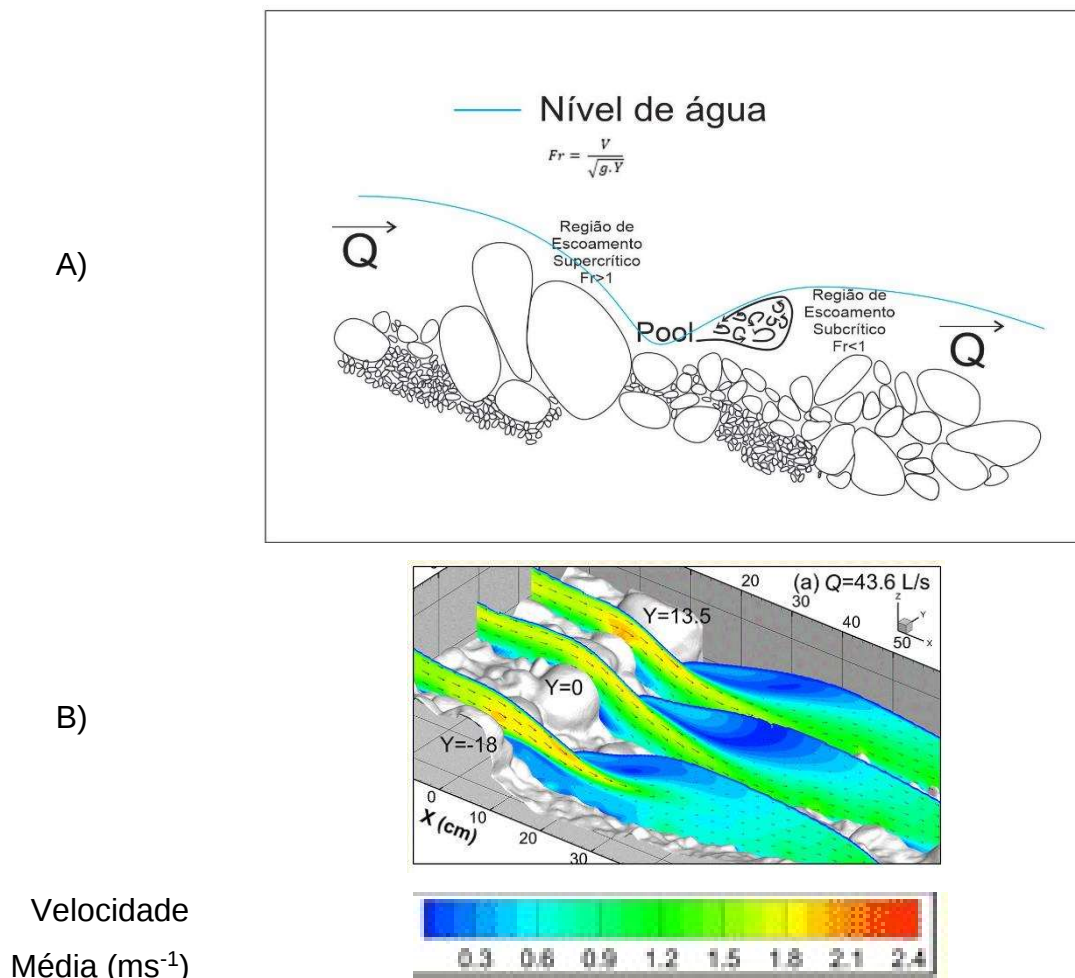
Normalmente, altas taxas de transporte de sedimentos não proporcionam a formação de sistemas *step-pool*, pois a fornecimento de sedimentos acaba preenchendo o reservatório (*pool*), aumentando o cisalhamento e impede a formação dessas estruturas (ZIMMERMANN, 2013). O mais provável é que, durante eventos

ocorram condições de transporte de sedimento que são seletivas para os sedimentos mais finos e resultam no reajuste de configurações espaciais estáveis que formam a queda (*step*) (COMITI et al., 2009; PARKER et al. 1982). Assim, o arranjo geomorfológico de rios com leitos de cascalho é governado principalmente pela distribuição espacial das variáveis hidráulicas que operam uma espécie de seletividade de partículas conforme a energia de escoamento.

### **2.2.2 Características hidráulicas e transporte de sedimentos em canais de leito de cascalho**

Rios com leito de cascalho compostos por formações complexas como canais fluviais do tipo *step pool* são caracterizados por uma carga hidráulica pequena em relação ao tamanho de partícula do leito, o que caracteriza uma resistência ao escoamento sobre as macrorugosidades (THOMPSON, 2011). A disposição espacial do escoamento oscila entre um fluxo subcrítico, localizado no *pool*, e supercrítico, escoamento ao longo do *step* (BUFFINGTON; MONTGOMERY, 1997). O regime oscilante é devido aos *step* altos o suficiente para causar o escoamento supercrítico, tendo um alto poder erosivo que cria turbulência para a feição *pool* a jusante, onde o fluxo desacelera e se torna subcrítico com a formação de um salto hidráulico no *pool*. Isso representa um componente relevante na forma de resistência geral ao escoamento do canal (COMITI e MAO, 2012), conforme apresentado na Figura 4 A. Figura 4 B apresenta a distribuição da velocidade média de escoamento calculada pelo software Flow 3D no estudo de Zhang et al. (2022). O resultado da simulação foi corroborado por dados mensurados do modelo reduzido de um sistema Step pool e permite verificar as duas regiões do escoamento: regiões de maior velocidade com menor lâmina de água sobre o *step* culminando em uma região turbulenta antecedente a uma região de baixa velocidade e maior altura de lâmina de água.

Figura 4 – A) Perfil longitudinal de um trecho Step-pool com a distribuição dos regimes de escoamento. B) Distribuição da velocidade no perfil simulada pelo Flow 3D



Fonte: A) autor. B) Zhang et al. (2022)

Devido a irregularidade do leito, os parâmetros de movimento crítico são os mais difíceis de se estimar. Como a maioria dos eventos de transporte de sedimentos ocorre em fluxos que excedem a tensão de no mínimo a 20% do seu valor crítico (PARKER et al., 2007), a previsão de transporte de sedimentos é severamente influenciada por um pequeno desvio de determinação de parâmetros das tensões críticas de cisalhamento (FERGUSON, 2005). Os rios de leito de cascalho de baixo gradiente, devido à influência dos métodos de medição, morfologia do canal, rugosidade do leito e inclinação podem inserir fontes de erros difíceis de se mensurar (COMITI e MAO, 2012). Como observado por Lamb et al. (2008), as causas da

redução da mobilidade de sedimentos em altas declividades de canais são reduções na velocidade média próxima ao leito e flutuações turbulentas em declividade do leito mais altas devido ao aumento na rugosidade.

A característica hidráulica mais notável em rios de leito de cascalho é o comportamento hidraulicamente rugoso (LÓPEZ e BARRAGÁN, 2008). Sistemas hidraulicamente rugosos se formam quando os elementos de rugosidade são muito grandes para serem incluídos na subcamada laminar. Neste caso, a subcamada não exerce influência e a rugosidade do leito tem uma influência marcante no escoamento. Em um escoamento turbulento hidraulicamente rugoso, não há subcamada viscosa e a turbulência se estende até o limite, de modo que as tensões de cisalhamento turbulentas dominam toda a profundidade do escoamento. Essa característica impõe muitas dificuldades na interpretação numérica do fenômeno por modelos matemáticos. Como a macrorugosidade incide sobre a resistência nesses ambientes, os valores do parâmetro de rugosidade de  $n$  de Manning, por exemplo, podem ser estimados pelo tamanho de partículas do leito (STRICKLER, 1923). Entretanto, essas abordagens inserem erros devido às condições as quais foram derivadas (FERGUSON, 2010). As modificações das equações de Strickler são desaconselhadas para altas rugosidades.

A tendência da rugosidade em aumentar a resistência ao fluxo em estágios de baixo escoamento destaca a necessidade de incorporar uma medida de submersão relativa (profundidade para proporção de tamanho de partícula) em qualquer modelo preditivo de escoamento (POWELL, 2014). A distribuição vertical da velocidade nesses ambientes tende a seguir uma lei de potência (BRAY, 1979; CHARLTON et al., 1978; LÓPEZ e BARRAGÁN, 2008), onde o perfil de velocidade segue uma distribuição empírica da velocidade em relação à altura ajustadas a partir de lei de potência. Entretanto, os ajustes são restritos às condições aplicadas, com dificuldades de universalização das abordagens (POWELL, 2014).

As resistências ao escoamento são amplamente equacionadas em modelos hidráulicos baseados na aplicação do valor do parâmetro  $n$  de Manning, sendo a velocidade estimada pelo raio hidráulico da seção. É comum encontrar em modelos de correções baseadas em tamanho de partículas do leito, implementadas para correção relativa da rugosidade em mudanças de estágios de escoamento ou altura relativa, como as soluções de Brownlie (1983) e Limerinos (1970). Entretanto, as soluções não representam as melhores práticas para a modelagem de ambientes com

alta rugosidade, pois a altura relativa do fluido muito variável requer a implementação de técnicas mais sofisticadas (POWELL, 2014).

### **2.2.3 Desafio da amostragem de sedimentos em transporte para análises de processos em rios de leito de cascalho**

O transporte de sedimentos em canais de leito de cascalho são fenômenos complexos devido, principalmente, a sua variabilidade temporal e espacial. Estruturas *step* e *pool* podem ser rompidas e reorganizadas durante eventos extremos (LAMARRE e ROY, 2008), além da capacidade de transporte ser sensível à disponibilidade de sedimentos e às mudanças de rugosidade do canal causada por mudanças das estruturas (COMITI et al., 2009). Toda a complexidade derivada da alta variabilidade espacial das características hidráulicas e de propriedade das partículas, além da dependência de estabilidade de estruturas e a iteração disso com o suprimento de sedimentos no escoamento, tornam a compreensão do transporte de sedimentos em canais de leito de cascalho uma tarefa desafiadora.

O monitoramento tem sido, de mesma forma, desafiador, pois quantificar um fenômeno altamente variável no tempo e no espaço (CHURCH e FERGUSON, 2015; DOWNS e SOAR, 2021) requer técnicas com precisão em descrever o processo tendo em vista a influência dos múltiplos mecanismos que ocorrem em múltiplas escalas espaço-temporais (GARCIA et al., 2000; REDOLFI et al., 2018).

A estimativa do transporte de sedimentos em arraste em rios de leito de cascalho são altamente afetadas pelas flutuações temporais impulsionadas pelo regime de fluxo e uma variedade de processos inerentes ao canal, como turbulência do escoamento, arraste de partículas e modificação morfológica do leito (ANCEY e HEYMAN, 2014; REDOLFI et al., 2018; SINGH et al., 2009). A curva chave de sedimentos é provavelmente o método analítico mais comum para expressar taxas de sedimentos em arraste (ASSELMAN, 2000). A estratégia representa empiricamente relação de taxas de transporte de sedimentos com a vazão momentânea. A curva chave de sedimentos é uma das principais ferramentas de estudos usada para análise de tendência de fenômenos de transporte (MOOG e WHITING, 1998; SARMA, 1986), modelagem matemática de processos (MIRAKHORLO e RAHIMZADEGAN, 2018) entre outras aplicações (AHN e STEINSCHNEIDER, 2019; BENISI GHADIM et al., 2020; MOSLEMZADEH et al., 2022).

A relação direta entre taxa de transporte de sedimentos e vazão transpõem praticidade e, por isso, é uma estratégia economicamente acessível (HOROWITZ, 2003). Embora sua vasta utilidade, a curva chave de sedimentos expressa a simples relação entre descarga sólida e líquida encobrendo a natureza aleatória da erosão fluvial e de suas condições de contorno (SINGH et al., 2009). Normalmente, uma amostra de sedimentos em arraste é composta por dezenas de subamostras realizadas durante vários minutos em riachos ou ribeirões, ou várias horas em grandes rios. Usualmente, a amostragem de sedimentos em arraste é realizada com, no mínimo, 40 inserções do amostrador sob o leito e mínimo de 20 segundos em cada inserção (FRINGS e VOLLMER, 2017), totalizando um tempo de amostragem maior a 13 minutos. As condições de escoamento, parâmetros hidráulicos, características de sedimentos tendem a ser altamente instáveis em um período longo. Apesar disso, na construção da curva chave, a descarga sólida em arraste ( $q_{SAR}$ ), é correlacionada com um único valor de vazão ( $Q$ ), mesmo que haja variações entre o início e fim da medida de  $Q$ . As análises de tendências, por exemplo, muitas vezes são limitadas pelas incertezas relacionadas à uma série de fatores como geometria, escala e tamanho de partículas (GAEUMAN et al., 2015), e muito da variabilidade de coeficientes do ajuste da curva é devido a erros de estimativa do que de processos fluviais (GAEUMAN et al., 2018).

Em rios de leito de cascalho e montanhosos, as curvas chaves de sedimentos em arraste frequentemente apresentam efeitos de histerese no sentido horário (BOGEN, 1980; EDER et al., 2010), representando uma entrega rápida de sedimentos em razão da rápida propagação do escoamento superficial e o aumento repentino da tensão de cisalhamento (REDOLFI et al., 2018). Os processos de geração e propagação do escoamento superficial têm uma responsabilidade essencial no fornecimento e disponibilidade temporal de sedimentos ao sistema fluvial (MAO et al., 2014) e isso insere maior instabilidade à condição geral do regime de escoamento. Maiores taxas de sedimentos entregues após o pico (sentido anti-horário da histerese) são relatadas em decorrência de quebras de estruturas morfológicas do leito, atraso no fornecimento de sedimentos ou consolidação do material do leito (HABERSACK et al., 2001; KUHNLE, 1992; REID et al., 1985). Mesmo quando o suprimento de sedimentos não é um fator condicionante do processo de transporte, o transporte parcial e a organização estrutural do leito indicam diferentes comportamentos para um mesmo estágio de vazão (MAO, 2012). As condições de transporte limitada pela oferta

de sedimentos (menos material disponível do que poderia potencialmente ser transportado), parcialmente limitada (quando o transporte de carga de sedimentos em arraste possui energia para quase todos os tamanhos de partículas) e limitada pelo transporte (disponibilidade de material excede a capacidade de transporte) ocorrem simultaneamente na escala de evento (BRAVO-ESPINOSA et al., 2003), indicando que a condição de transporte não é contínua.

Perante todos esses desafios, o uso da curva chave é ainda o método mais eficiente do ponto de vista técnico e econômico já que a descarga líquida é o principal atributo que expressa energia de escoamento e é a variável resposta da vasta maioria dos estudos hidrológicos. Além disso, se por um lado as taxas de transporte flutuam consideravelmente em curtos intervalos de tempo (CUDDEN e HOEY, 2003; GARCIA et al., 2000; GOMEZ et al., 1989), os desvios de medições referente a operacionalização aumentam com intervalos de tempo muito curtos (BUNTE e ABT, 2005). Curtos intervalos de tempo de amostragem podem tornar as taxas médias não representativas da variação de taxas instantâneas, especialmente quando envolve o transporte de partículas grandes, que apresentam menor probabilidade de serem transportadas (CUDDEN e HOEY, 2003). Taxas de transporte instantâneas se apresentam tendências de distribuição log-normal para transporte de partículas maiores, indicando que a maioria das taxas instantâneas de transporte de carga do leito são menores que a taxa média, enquanto algumas são muito maiores (BUNTE e ABT, 2005).

Considerando a variabilidade temporal, a amostragem de sedimentos em leitos de cascalho demanda parcimônia para escolha de tempo total de amostragem em razão da escala de tempo do fenômeno. Em bacias de rios montanhosos a rápida mobilização dos escoamentos resulta em mudança repentina do regime de escoamento que representa uma mudança de característica energética fluvial, por outro lado, uma amostragem consistente deve absorver a variação temporal do fenômeno. Logo, o tempo total de amostragem deve observar as duas condições para descrever o fenômeno.

#### **2.2.4 Equações de transporte de sedimentos em arraste e suas implicações na modelagem de processos por modelos hidrodinâmicos**

Devido à alta complexidade hidráulica imposta pelos sistemas fluviais compostos por leitos de cascalho e dificuldades de mensurar os fenômenos



envolvidos na erosão fluvial, a validação de modelos se torna bastante restrita. As equações empíricas de transporte de sedimentos são baseadas na dependência hidráulica das taxas de sedimentos em arraste (GARCIA et al., 2000; HABERSACK et al., 2008; RECKING et al., 2012). Variáveis hidráulicas são usadas para ajustes de modelos empíricos para representar as descargas sólidas transportadas. Não há relatos na bibliografia de equações universais, ou seja, de parâmetros hidráulicos com aptidão de representar os fenômenos de transporte irrestritamente ou até mesmo para vastas condições de ambientes fluviais. A não universalidade dos sistemas implica em dificuldades de comparação de resultados e de diretrizes para aplicação das equações.

As equações de transporte tem sua aplicabilidade assegurada considerando três princípios básicos (GOMEZ e CHURCH, 1989): (1) as propriedades do escoamento e a taxa de transporte da carga do leito, para o período em que são avaliadas, são invariáveis no tempo e podem ser descritas com referência a um estado estacionário; (2) a taxa de transporte da carga do leito é uma função única dos parâmetros de escoamento e sedimento; e (3) a quantidade máxima possível de carga do leito está sendo transportada. Os três princípios básicos são a garantia de equações transmitir a capacidade de transporte do sistema fluvial por meio de variáveis hidráulicas e descrevem um estado de equilíbrio. Para as condições de rios de leitos de cascalhos, considerando tanto suas características intrínsecas (distribuição e tamanho de sedimentos do leito) quanto suas tendências de formação (grandes amplitudes de vazão, disponibilidade de sedimentos e formas de leitos complexas) a aplicação de equações de transporte tende a perder sua capacidade preditiva por uma série de condições de contornos imprevistas.

As condições básicas necessárias para verificação de equações de transporte de sedimentos são conflitantes com os protocolos de amostragem para algumas ocasiões. Uma amostragem consistente de taxas de transporte de arraste devem ser agregadas de forma a registrar as variações instantâneas de taxas de transporte. Rios de leitos de cascalhos são frequentes em bacias com alto gradiente gravitacional, o que pode implicar em variações da condição de escoamento mais rápida aos tempos de amostragem, dificultando a condição hipotética de estado estacionário. Mensurações simultâneas de escoamento e transporte de sedimento em arraste são raras devido à difícil execução, logo os parâmetros hidráulicos são geralmente derivados de curva chave ou relacionados às equações do escoamento. Além disso,

o suprimento de sedimentos pelas encostas para o canal implica em mudanças nas propriedades de sedimentos cujas determinações são impraticáveis.

Em ambientes de leito de cascalho as condições de equilíbrio são raramente estabelecidas. Devido à seletividade do escoamento e o desenvolvimento da blindagem superficial do leito, a condição de equilíbrio é recorrente a grandes eventos, onde o escoamento tem força suficiente para expor as camadas subsuperficiais e fornecer frações de sedimentos mais finas. Segundo Gomez e Church (1989), a condição de equilíbrio é verificada quando os sedimentos em movimento contêm todos os tamanhos de partículas presentes no material do leito de subsuperfície, ou seja, a distribuição do tamanho das partículas da carga de fundo deve se aproximar do material do leito de subsuperfície, ou o tamanho médio de partícula da carga de fundo é estabelecido dentro de  $\pm 1$  intervalo de peneira.

Uma adequada caracterização matemática dos processos de desequilíbrio pode ser obtida apenas se a formulação prever o transporte de carga de arraste de cascalho em cada faixa de tamanho em proporção à sua disponibilidade atual na camada superficial (PARKER; ANTHONY; KLINGEMAN, 1982). As distribuições aleatórias de tamanho de partícula dificultam a aplicação numérica de equações de transporte do movimento incipiente de frações nas situações em que se utiliza o tamanho individual de uma mistura. Os rios de cascalhos com as disposições morfológicas normalmente exibem misturas de leito muito heterogêneas, o que introduz complicações relativas no tamanho das partículas na avaliação do movimento incipiente (SOLARI e PARKER, 2000). Material de leito heterogêneo causa uma seletividade no transporte de partículas grossas quando cercado por grãos mais finos porque esse material é mais exposto a forças de arrastamento em comparação quando misturadas com sedimentos mais grossos (PARKER; ANTHONY; DHAMOTHARAN, 1982). O transporte de sedimentos para rios com leitos pedregosos e com disponibilidade de estruturas morfológicas complexas exige um equacionamento do transporte para condições diversas de mistura de material do leito (MCKIE et al., 2021). Por isso foi desenvolvido algumas formulações que apresentam um bom desempenho de modelagem de transporte utilizando parâmetros de blindagem (BATHURST, 2013; SCHEINGROSS et al., 2013) que funciona como uma medida do excesso de capacidade de transporte sobre o suprimento de sedimentos (PARKER, 1990; PARKER; ANTHONY; DHAMOTHARAN, 1982; PARKER; ANTHONY; KLINGEMAN, 1982).

Dentre os desafios observacionais e de concepção de modelos práticos, uma das grandes dificuldades está em determinar condições de tolerância para o movimento de uma composição de tamanhos de partículas muito heterogênea. Quando o material do leito é composto de vários tamanhos de partículas, as partículas maiores são mais expostas e têm maior probabilidade de serem transportadas, por outro lado, partículas menores têm maior probabilidade de serem ocultadas do escoamento e menor probabilidade de serem transportadas. Para análise de transporte de sedimentos em canais de leito de cascalho, esse aspecto pode ser determinante para verificações de eficiência de equações de transporte, pois ambientes fluviais de leito de cascalho tendem a apresentar taxas de transporte abaixo das capacidades de transporte calculadas pelas equações devido à indisponibilidade de material do leito pela blindagem superficial. Logo, as condições limites estabelecidas por funções de correções de ocultação e exposição do material do leito tem um papel fundamental nas projeções de modelos.

Na aplicação de engenharia de sedimentos há inúmeras opções de modelos desenvolvidos que, teoricamente, teriam aptidão para simular processos em rios de leitos de cascalho, seja por aplicação de múltiplas equações de transporte de ampla faixa granulométrica (HEC-RAS, FLUVIAL, GSTARS, MIKE, CCHE entre outros) ou por uso de fatores de fricção do material do leito (MOBED), por blindagem de sedimentos (IALLUVIAL, HEC-RAS), perfil logarítmico de velocidade (EFDC). A diversidade de opções técnicas são pré-requisitos importantes, entretanto, a verificação dos modelos com dados provenientes de medições diretas é a etapa crucial para aplicação (MILAN, 2013; CHAPUIS et al., 2015).

Mesmo com o arranjo de equações de transporte e funções de caracterização de sedimentos com habilidades teóricas de simulação de processos em rios de leito pedregosos, a modelagem de transporte de sedimentos em rios com leito de cascalho depende da boa representação hidráulica do processo. Rathburn e Wohl (2001) testaram os modelos unidimensionais de transporte de sedimentos, HEC-6 (atualmente HEC-RAS) e GSTARS 2, na aplicabilidade para prever transporte de sedimentos ao longo de um rio com estruturas sequenciais *step pool* e rifle-pool. O trabalho indicou que as simulações do HEC-RAS produzem maior concordância com a alteração e modificações mensuradas do leito, além de ser assertivo nas taxas de transporte e deposição observadas em três estruturas morfológicas. A precisão da modelagem usando o GSTARS foi consideravelmente menor, indicando que a

estrutura de equações de representação do escoamento pelo modelo não reflete os processos físicos que ocorrem nessas feições morfológicas.

Kalless et al., (2015) utilizou o modelo STREMR que modela em ambiente 2D com modelo para equações de Reynolds média de profundidade, incluindo o coeficiente de atrito pela equação de Keulegan. O modelo foi aplicado ao no norte da Itália para avaliar o transporte de material do leito e interpretar a resposta do canal a uma série de intensos eventos. O suprimento de sedimentos foi calibrado comparando-se as alterações morfológicas do canal e apresentou um resultado limitado pelas imperfeições do modelo e das condições iniciais. DOWNS et al. (2009) desenvolveram uma abordagem genérica para o gerenciamento de sedimentos durante a remoção de barragens, usando os modelos DREAM-1 e DREAM-2 verificados em modelos reduzidos. Os autores indicam que o modelo simulou o ambiente *step-pool* e *pool-rifle* indicando deposição na saída das estruturas *pools*. Sawyer et al. (2010) indicou que modelos bidimensionais representam bem a elevação do canal e a projeção da velocidade, entretanto são limitados por não expressar as turbulências subestimando a variabilidade lateral na magnitude da velocidade em relação aos modelos 3D e a tensão de cisalhamento. Entretanto, as estruturas de *step-pool* e *pool-rifle* simuladas no modelo 2D falhou em prever com precisão a magnitude da mudança de canal em escala pontual.

É notável que, ao longo de décadas os modelos hidrodinâmicos foram sendo aplicados buscando equacionar os fenômenos naturais de rios de leito de cascalho, entretanto com pouco sucesso em suas finalidades. A modelagem dos processos ainda é limitada pela implementação da complexidade e variabilidade do fenômeno natural. Como a erosão de canais é um tópico de interesse crescente na área técnica e científica, alguns modelos foram incorporando a demanda de simular processos fluviais a ponto de consolidar aplicações para rios com leito de cascalho. O HEC-RAS, nesse caso, incorporou, além de do comportamento de sedimentos influenciadas por estruturas como barragens, comportas e diques, apresentou uma melhoria significativa nas equações de transporte e de representação de partículas do leito.

### **2.2.5 Principais estruturas matemáticas do modelo HEC-RAS**

HEC-RAS utiliza métodos de diferenças finitas e de volumes finitos para calcular a lâmina de água nos centros das células em cada tempo de simulação. HEC-RAS opera pela combinação da difusão do momento de onda (simplificação das

equações de Saint-Venant) e as equações de continuidade. Para rios com leitos de cascalho, a solução de equações de águas rasas (ou SWE do inglês Shallow Water Equation), determinada pelo Método Euleriano-Lagrangiano (uma versão mais simplificada da conservação do momento) (HEC, 2022), atende aos requisitos de simulação, pois garante boa precisão na estimativa de profundidade em ambientes com grande variabilidade espacial.

O modelo SWE soluciona as equações de conservação de volume e momento incluindo acelerações temporais e espaciais, o que diminui a eficiência computacional em relação às equações de onda difusiva, porém representa o processo com maior fidelidade. A equação é recomendada para condições de baixas cargas hidráulicas. O HEC-RAS resolve a equação de momento proposta por Hergarten e Robl (2015) que é uma equação designada para a simulação com detritos e validada para a condição de água limpa. A equação de momento de Hergarten e Robl (2015) utiliza a tensão de cisalhamento turbulenta (Equação 7) que é calculada com o fator de atrito  $n$  de Manning (Equação 8).

$$\tau = \rho m * C_d |V| \quad (7)$$

$$C_d = \frac{g n^2}{Rh^{\frac{1}{3}}} \quad (8)$$

Sendo  $\rho m$  a densidade da água (em caso de água limpa),  $g$  a aceleração da gravidade e  $Rh$  o raio hidráulico e  $n$  o valor de coeficiente de Manning e  $|V|$  é a magnitude da velocidade. Dessa maneira o fator de atrito influencia na magnitude das velocidades no contexto da solução da forma discreta da equação de momento.

Para a simulação de transporte de sedimentos, o HEC-RAS permite combinações de equações de capacidade de transporte e funções que calculam a blindagem do leito pelo modelo. O modelo HEC-RAS calcula os parâmetros hidráulicos a cada intervalo de tempo de simulação e atualiza essas informações espacialmente utilizando para computar o balanço de sedimentos pelo equilíbrio energético e equação de continuidade de sedimentos (Equação de Exner). O balanço entre saída e entrada de sedimentos no ambiente 2D é estabelecido nos volumes de controle (células de simulação) considerando uma mistura multifásica com água, traduzindo a diferença entre as cargas de entrada e saída em mudança de leito (erosão ou depósito de sedimentos).

O HEC-RAS utiliza a equação de Exner para o balanço energético estabelecido pela diferença entre a capacidade de transporte (calculada por equações derivadas de parâmetros hidráulicos) e o suprimento de sedimentos (de células adjacentes ou de condições de contorno). Quando a capacidade de sedimentos for maior que o suprimento em uma célula de simulação, o déficit é calculado pelo modelo pela erosão do leito. Em caso de haver um suprimento de sedimentos maior que a capacidade de transporte, há a deposição do excedente de sedimentos.

O balanço energético é realizado para todas as células de simulação e considerando 20 classes de tamanho de partículas de 0,002 mm a 2048 mm e como padrão são subdivididas em intervalos de  $1\Phi$  na escala de Wentworth. Dessa forma, o balanço energético é calculado iterativamente e separadamente para as classes de sedimentos.

A versão 6.2 do modelo HEC-RAS apresenta 11 equações de transporte e nove equações de exposição e proteção do material do leito. Dentre essas, se destacam para aplicação em rios de leito de cascalho, a equação de Meyer-Peter e Muller (1948), que utiliza a tensão de cisalhamento como principal preditor hidráulico, e a equação de Yang (1984), que utiliza a velocidade de escoamento como principal parâmetro hidráulico da potência de escoamento.

A equação de Meyer-Peter Muller é executada no modelo pela relação apresentada abaixo (Equação 9)

$$q_b^* = 8(\tau^* - \tau_c^*)^{\frac{3}{2}}, \tau_c^* = 0,047 \quad (7)$$

Sendo  $q_b^*$  o número adimensional de Einstein (calculado pelo modelo pela Equação 10) e  $\tau^*$  o número adimensional de Shields (Equação 11).

$$\tau^* = \frac{\tau}{(\gamma_s - \gamma)d_m} \quad (8)$$

$$q_b^* = \frac{qb}{\sqrt{Rgd_m d_m}} \quad (9)$$

Sendo  $\tau$  a tensão de cisalhamento calculada para cada célula de simulação pela relação  $\tau = \rho g H S a$ , sendo  $\rho$  a densidade da água,  $g$  a gravidade  $H$  a coluna de fluido na célula e  $S a$  a declividade da linha de água da célula.  $qb$  é a carga volumétrica

transportada por unidade de largura,  $R$  é a gravidade específica submersa e  $d_m$  é o diâmetro do sedimento.

A equação de Yang é uma equação de transporte total de sedimentos baseada na regressão da dissipação do potencial de energia. A equação de Yang calcula o total de sedimentos pela equação geral (Equação 12).

$$C_t = a(VS - V_{cr}S)^b \quad (10)$$

Sendo que  $C_t$  é a concentração de sedimentos (g/L)  $a$  e  $b$  são parâmetros ajustados em função de propriedades de sedimentos,  $VS$  e  $V_{cr}S$  são os parâmetros Potência do escoamento e Potência de escoamento crítico determinados pelo produto da velocidade média de cada célula ( $U$ ) e a declividade  $S$ .

Para transporte de partículas em que  $d_m < 2\text{mm}$ , a equação assume o formato da equação 13.

$$\log_{C_t} = 5,435 - 0,286 * \log \frac{\omega * dm}{\nu} - 0,457 * \log \frac{u_*}{\omega} + \left( 1,799 - 0,409 * \frac{\omega * dm}{\nu} - 0,314 * \log \frac{u_*}{\omega} \right) * \log \left( \frac{VS}{\omega} - \frac{V_{cr}S}{\omega} \right) \quad (11)$$

Já para partículas com  $d_m > 2\text{mm}$ , a equação é no formato da equação 14.

$$\log_{C_t} = 6,681 - 0,633 * \log \frac{\omega * dm}{\nu} - 0,282 * \log \frac{u_*}{\omega} + \left( 2,784 - 0,305 * \frac{\omega * dm}{\nu} - 0,282 * \log \frac{u_*}{\omega} \right) * \log \left( \frac{VS}{\omega} - \frac{V_{cr}S}{\omega} \right) \quad (12)$$

Sendo  $u_*$  a velocidade de cisalhamento, derivada da tensão de cisalhamento,  $\omega$  Velocidade de queda da partícula,  $\nu$  viscosidade cinemática e  $C_t$  é a concentração total de sedimentos. A equação de Yang computa a concentração de sedimentos que é convertida em termos de carga de transporte para o cálculo de balanço de sedimentos. O cálculo da velocidade de escoamento do transporte em arraste foi executado pela equação de Van Rijn (1984).

O efeito de blindagem de sedimentos é calculado pelo HEC-RAS como um limitador da capacidade de transporte para diferentes classes de tamanho de partículas. O modelo utiliza funções de exposição e proteção que atuam na redução da capacidade de transporte para determinados diâmetros de partículas emulando o efeito de menor exposição de partículas mais finas em misturas de sedimentos de leito

com diâmetros muito diversificados. As equações calculam iterativamente as modificações na capacidade de transporte para as classes de tamanhos de partículas que compõem o material do leito, ou seja, na ocorrência de transporte ou deposição e mudança granulométrica do leito a capacidade de transporte é ajustada para a nova configuração granulométrica.

Nesse sentido, destacam-se duas equações de correções por terem sido desenvolvidas especificadamente para leitos de cascalho: (1) Egiazaroff (Equação 15), Egiazaroff (1965) e (2) Parker (Equação 16), Parker, Anthony e Klingeman (1982).

$$\xi_k^a = \left[ \frac{\log_{10} 19}{\log_{10}(19d_k/d_m)} \right]^2 \quad (13)$$

$$\xi_k^a = \left( \frac{d_k}{d_{50}} \right)^{-m} \quad (14)$$

Sendo  $d_m$  o diâmetro médio,  $d_k$  o diâmetro de partícula da classe  $k$  para qual a capacidade de transporte é ajustada e  $m$  é um parâmetro empírico, determinado por 0,929 para  $d_k \leq 1\text{mm}$  e 0,896 para  $d_k > 1\text{mm}$ , valor encontrado por Parker, Anthony e Klingeman (1982).  $\xi_k^a$  é o fator de correção da classe  $k$  que é a razão entre a capacidade de transporte determinada pelas equações potenciais expressa pelo número de Einstein ( $q^*$ ) e o parâmetro de Einstein corrigido para a classe de partículas  $k$  ( $q_k^*$ ) (Equação 17).

$$\xi_k^a = \frac{q^*}{q_k^*} \quad (15)$$

Esse arranjo matemático do modelo prevê capacidade para simulação de rios de leito de cascalho. Isso decorre pois o HEC-RAS permite calcular as propriedades hidrodinâmica com maior precisão em função do modelo SWE e prevê caracterizações refinadas das propriedades de partículas, além de simulação de transporte de sedimentos por diferentes preditores hidráulicos.

### 2.3 COMBINAÇÃO DE MODELAGEM DE BACIAS VERTENTE COM EROÇÃO EM CANAIS



Os modelos de bacia hidrográficas são destinados a representação dos fenômenos hidrológicos para grandes áreas. Para realizar o processamento dos cálculos na escala de bacia hidrográficas e atender os objetivos com eficiência as concepções matemáticas de modelos de bacia incorporam muitas simplificações. Nesse sentido, a simulação do ambiente fluvial é, em grande parte, equacionada em uma escala espaço-temporal maior. As rotinas implementadas no conjunto de modelos buscam representar com fidelidade a propagação do escoamento sem a preocupação de expressar o comportamento refinado da distribuição espacial de variáveis hidráulicas como velocidades, carga hidráulica, tensão de cisalhamento entre outras.

Logo, processos fluviais envolvendo a espacialização de atributos hidráulicos são simulados em ambientes hidrodinâmicos enquanto os processos pautados em propagação espaço-temporal de valores são adotados na escala de bacia hidrográfica. De maneira geral, os modelos hidrológicos utilizam escalas de comprimento e tempo de interesse para o sistema em questão e os modelos hidrodinâmicos buscam resolver as equações de escoamento (Navier-Stokes) com as escalas de comprimento e tempo substancialmente menores. Os problemas hidrodinâmicos normalmente são abordados em planícies de inundação (PAIVA et al., 2013; TIMBADIYA et al., 2015; TIMBADIYA e KRISHNAMRAJU, 2022), lagos (BOUCHETTE et al., 2010; LOPES et al., 2018; PAIVA et al., 2013) e lagoas e deltas (KUMBIER et al., 2018; ABREU et al., 2020).

A modelagem hidrodinâmica é usualmente simulada em respostas aos ambientes externos que afeta o ambiente fluvial. Para o caso de bacias hidrográficas, a modelagem de erosão fluvial é realizada com as respostas registradas em hidrogramas de bacias hidrográficas (COSTABILE et al., 2020) . Além disso, para análise de impacto de fatores da encosta na dinâmica fluvial, é possível utilizar as respostas simuladas de modelos validados de modo que a análise de cenários pode refletir as mudanças de magnitudes e padrões morfológicos em rios.

O acoplamento de ambas as abordagens é uma estratégia muito eficiente para a gestão dos recursos hídricos e de análise de impactos. Essa metodologia permite integrar os impactos gerados de influências naturais e antrópicas que ocorrem nas encostas com o desencadeamento de processos erosivos em canais (DENG et al., 2019). Análise de impactos de chuvas extremas (Lee et al., 2018), mudanças de uso e estruturas hidráulicas (TEDLA et al., 2021) que influenciam o comportamento

fluvial são temas de trabalhos em que o acoplamento de modelos de bacias hidrográficas e canais produziram ferramentas para análise científica e gestão de recursos naturais. São usados principalmente para análise de inundação (ABDESSAMED e ABDERRAZA, 2019; WANG e YANG, 2018; ZHANG et al., 2021), mas também para transporte de sedimentos (FAN et al., 2020; HOU et al., 2020).

A modelagem da erosão fluvial em rios com leito de cascalho se apresenta como um desafio científico com restritas soluções. Estudos detalhados são direcionados a escala reduzida de calhas e estudos de campo possuem abordagem mais generalista e obscuras pelas influências das condições de contorno. Entretanto, a modelagem ainda representa a alternativa para estabelecer relações entre respostas dos ambientes naturais causadas pelos fatores formadores e o impacto em canais de drenagem. Os problemas erosivos fluviais estão intimamente relacionados às questões sanitárias e de infraestrutura. A aceleração de impactos por atividade antrópica pode ser explicitada por meio de cenários e direcionar ações para mitigá-las, um dos principais desafios da gestão pública ambiental.

Dessa forma, abordagens de modelagens combinando processos de bacia e canal são raras frente à importância antrópica de regiões com importância social, ambiental e cultural. O desenvolvimento de técnicas para consolidar instrumentos de gestão de recursos naturais por meio da modelagem exigem a implementação conjugada de técnicas eficientes de monitoramento hidrológico e sedimentológico.

### **3 METODOLOGIA**

#### **3.1 CARACTERÍSTICAS DA UNIDADE DE MONITORAMENTO**

A deterioração do rio Soturno, principal bacia hidrográfica da Quarta Colônia de Imigração Italiana, tem repercutido diretamente em setores sociais, econômicos e ambientais na região. No primeiro semestre de 2019, com apoio do CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), um projeto foi iniciado para desenvolvimento de pesquisas na área de hidrologia voltados à compreensão das atividades erosivas no rio Soturno, por intermédio de uma sub-bacia representativa. O projeto tem o objetivo de fomentar atividades que visam quantificar o fenômeno erosivo para validar ferramentas e tecnologias úteis à diversos gestores públicos regionais (Emater, secretarias municipais de obras e infraestruturas e de agricultura etc.).

No segundo semestre de 2019, após uma análise de base cartográfica e o conhecimento a campo de locais potenciais para monitoramento, a região hidrográfica do rio Guarda Mor, o menor dos três principais afluentes da bacia do rio Soturno, foi escolhida como área experimental para estudos de erosão hídrica. O tamanho da área foi determinado não somente com a finalidade de representação das condições de relevo da bacia hidrográfica do Soturno, mas também com o propósito de permitir uma caracterização das propriedades de fatores importantes no controle de processos erosivos como solo e uso da terra. Assim, foi definida a seção de monitoramento que delinea a unidade de monitoramento do Guarda Mor, com uma área de 18,5 km<sup>2</sup> no segundo semestre do ano de 2019. Os processos erosivos da unidade têm a capacidade de representar uma escala reduzida dos processos da grande bacia hidrográfica, que é muito relevante da paisagem da região conhecida como Quarta Colônia. Além disso, a escala permite a realização de discretização refinada de propriedades físicas para a aplicação de modelos em uma escala viável tanto à representação do fenômeno para projetos agrícolas como para projetos de infraestrutura.

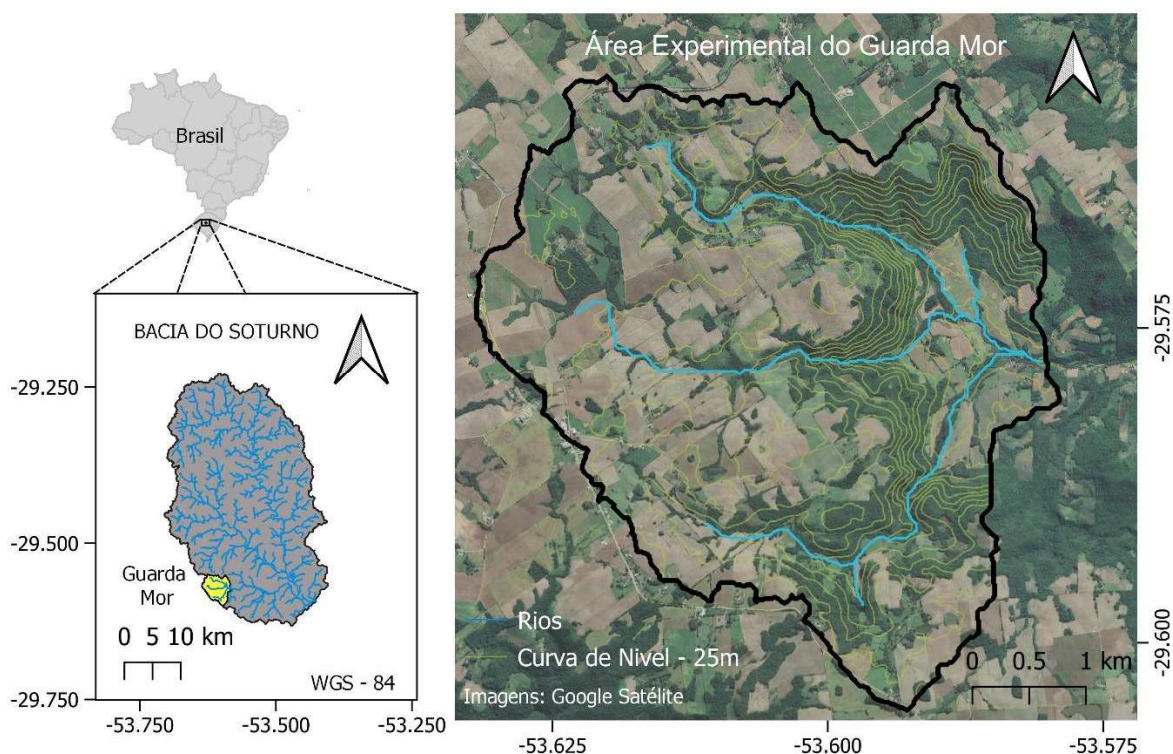
##### **3.1.1 Localização**

As características mais marcantes dos fenômenos hidrológicos e erosivos da bacia do rio Soturno são definidas pelo relevo. O relevo da bacia hidrográfica é

caracterizado pela transição entre as unidades geomorfológicas do Planalto Meridional Brasileiro e a Depressão Periférica. A região de transição entre essas duas unidades é conhecida como Rebordo do Planalto. O topo da bacia hidrográfica, região do Planalto Meridional, é formado por um terreno fortemente ondulado com concentração de atividades agrícolas. O escoamento superficial proveniente do planalto é acelerado energeticamente pelo relevo escapado do Rebordo do Planalto que representa um ganho cinético, aumentando a atividade erosiva fluvial nas regiões próximas às várzeas dos afluentes de maior ordem. A bacia do rio Soturno faz parte da bacia do rio Jacuí inserida na macrorregião hidrográfica do lago Guaíba.

Para compreender e modelar a dinâmica hidrológica que comanda a erosão fluvial na região da bacia do Soturno, foi selecionada uma sub-bacia com características de relevo, tipo de solos e uso da terra similares. A área de monitoramento tem 18,5 km<sup>2</sup> está apresentada na Figura 5.

Figura 5 – Localização da unidade de monitoramento da bacia hidrográfica do Rio Guarda Mor e bacia hidrográfica do rio Soturno.



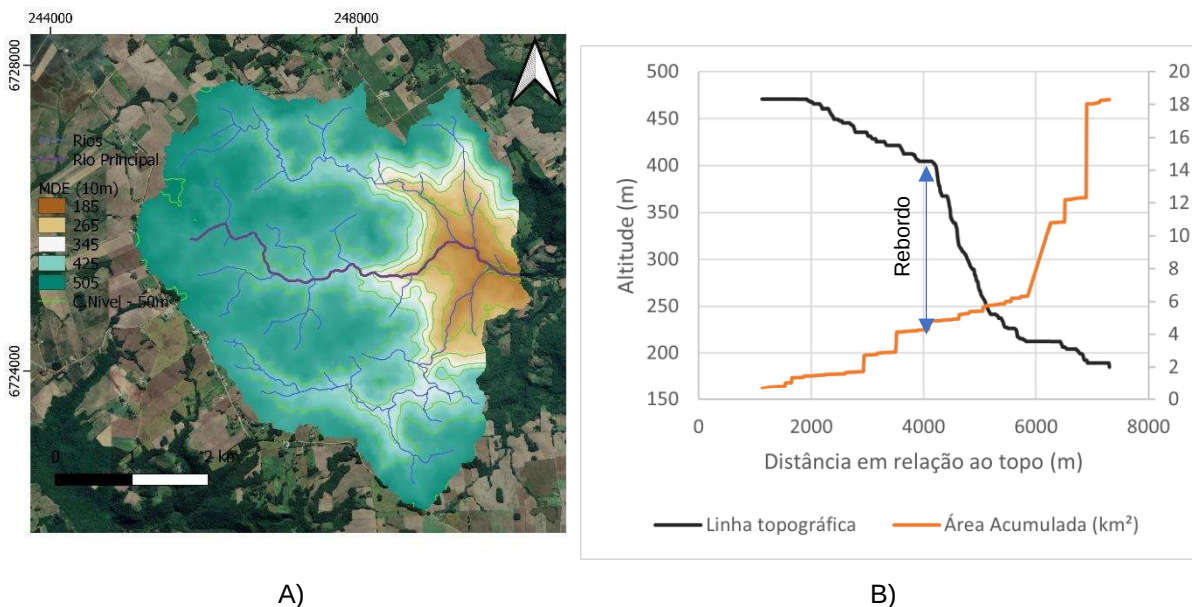
Fonte: Autor.

### 3.1.2 Relevo

O relevo é caracterizado por uma amplitude altimétrica de 320 m (de 505 m até 185 m, Figura 6A), sendo que o rebordo representa, aproximadamente, 180 m dessa variação (Figura 6B). A bacia do Guarda Mor é formada pela região de planalto na parte superior da bacia (acima de 350 m de altitude), com o relevo predominantemente ondulado, essa região representa uma concentração de área relativa grande para baixas variações hipsométricas. No terço médio (180 a 400m de altitude), região do rebordo, o relevo é escarpado e declivoso.

Na Figura 6B é apresentado a variação da altimetria e a área acumulada ao longo do canal. A área possui uma grande variação altimétrica (Figura 6B) devido à característica escarpada do rebordo subsequente a um acúmulo significativo de área, que representa a região do Planalto. Há uma variação altimétrica de aproximadamente 180 m após um acúmulo de área de 5km<sup>2</sup>. A terço mais baixo da bacia (de 180m a 240 m de altitude), região da depressão central, é composta por relevo Plano e Moderadamente ondulado.

Figura 6 - Relevo da sub-bacia hidrográfica do Guarda Mor. A) Altimetria e B) variação altimétrica e área acumulada ao longo do canal principal



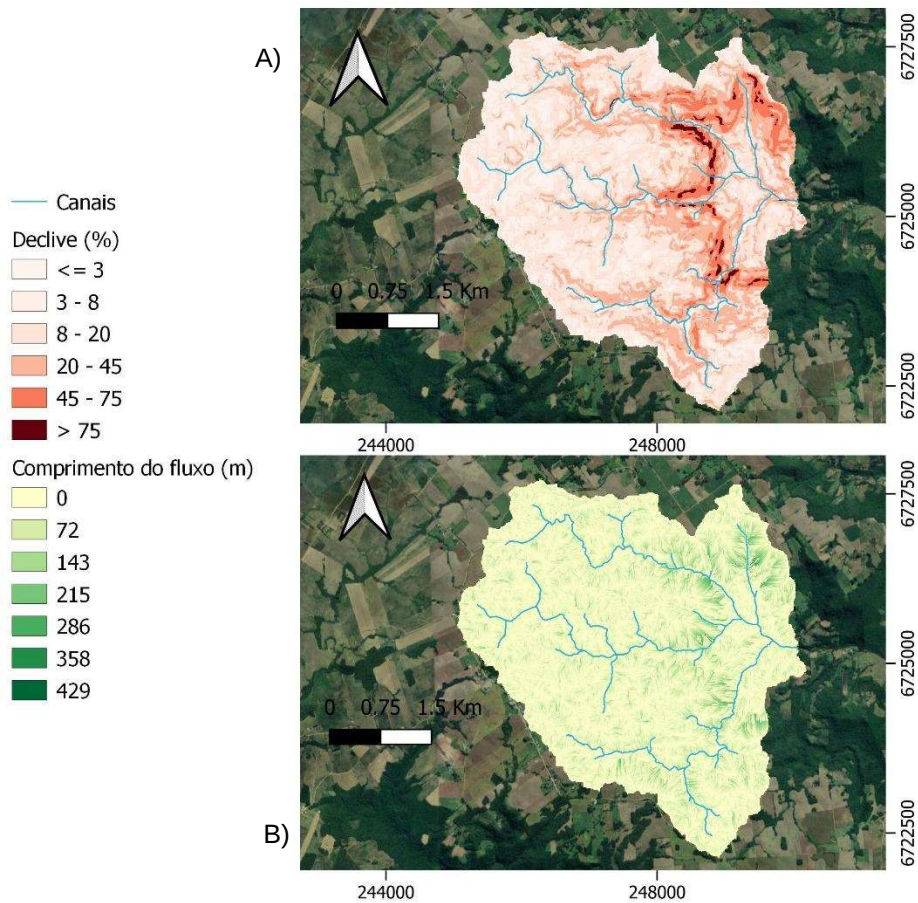
Fonte: Autor. MDE adaptado de imagens de satélite Alos Palsar.

As unidades geomorfológicas Planalto Meridional, Rebordo e Depressão Periférica presentes na área experimental da bacia do Guarda Mor e características da bacia do rio Soturno, são muito influentes na dinâmica dos processos hidrológicos. O gradiente gravitacional da escarpa do Rebordo age na aceleração cinética do escoamento superficial resultante das respostas hidrológicas do planalto influenciado pela agricultura. Isso favorece a criação de escoamentos críticos e alta capacidade erosiva na região da depressão durante eventos de precipitação que excedem a capacidade de infiltração dos solos da região.

A distribuição da declividade da bacia hidrográfica, os comprimentos dos escoamentos e formação dos canais de drenagem indicam o grau de mobilidade hidrológica da unidade. A região do planalto apresenta uma grande conectividade entre encosta e canal, pois apresenta os menores valores de comprimento de escoamento (Figura 7B) em conjunto com um relevo suave ondulado (3% a 8%) e ondulado (8% a 20%) (Figura 7A). Os grandes valores de gradiente altimétrico associados a proximidade de canais e encosta tendem a promover os fenômenos de transporte nessa região.

A região do rebordo possui o relevo altamente dissecado com alta densidade de drenagem, muito característica das regiões montanhosas. Essas áreas apresentam altas declividades e grandes comprimentos de fluxo que geram, a sua jusante, as bifurcações de canais de grandes ordens. Os atributos espaciais de canais da região de transição (rebordo) e os impactos à jusante (depressão) expressam as atividades cinéticas da erosão fluvial. A mudança topográfica abrupta da escarpa e a consecutiva confluência dos escoamentos com um aumento significativo da área de contribuição tendem a intensificar os fenômenos de erosão de margens e de leito.

Figura 7 - A) declividade e B) comprimento do escoamento da área experimental do Guarda Mor



Fonte: autor

O índice de compacidade da área de estudo é de 1,31, caracterizado como muito baixo e indicando que o formato da bacia é muito próximo ao circular. O índice expressa a relação entre o perímetro da bacia hidrográfica e o perímetro de um círculo com a mesma área da bacia. A relação expressa a influência geométrica espacial no tempo de concentração de modo que, quanto mais circular a bacia hidrográfica mais próximo da unidade é o valor do índice e menor o tempo de concentração. Isso favorece a ocorrência de tempos de concentração baixos e uma grande amplitude de escoamentos, fomentando a ocorrência de picos de enchentes.

A mudança topográfica abrupta da escarpa do rebordo do planalto associado ao formato circular da bacia são as principais características geomorfológicas para potencializar os impactos hidrológicos da região. Essa característica tende a intensificar os processos cinéticos para o transporte fluvial em regiões formadas por grandes áreas. As respostas são acentuadas com a rápida mobilização dos

escoamentos da bacia vertente devido à declividade, conectividade e formato da bacia. Além desses fatores, as características de solo decorrentes do material de origem também afetam sobremaneira a fragilidade da bacia aos processos erosivos e hidrológicos.

### **3.1.3 Material de origem e tipos de solo**

O Planalto Meridional e Depressão Periférica são as duas províncias geológicas formadoras da bacia do Guarda Mor. A Depressão Periférica é a região circunvizinha ao Planalto com rochas sedimentares diversificadas originadas pela deposição de sedimentos com composição e granulometria variadas. Essa unidade possui uma sucessão de diferentes camadas de rochas sedimentares que estão eventualmente expostas aos processos erosivos naturais e aqueles acelerados pela atividade antrópica. A formação geológica Caturrita é encontrada nas partes mais baixas da bacia do Guarda Mor, e foi formada em um ambiente fluvial que resultou na formação de arenitos siltitos e argilitos. A formação Botucatu é encontrada mais próxima do rebordo, mas ainda nas partes mais baixas e foi formada em ambiente desértico resultando na formação de arenitos eólicos (STRECK et al., 2018) (Figura 8).

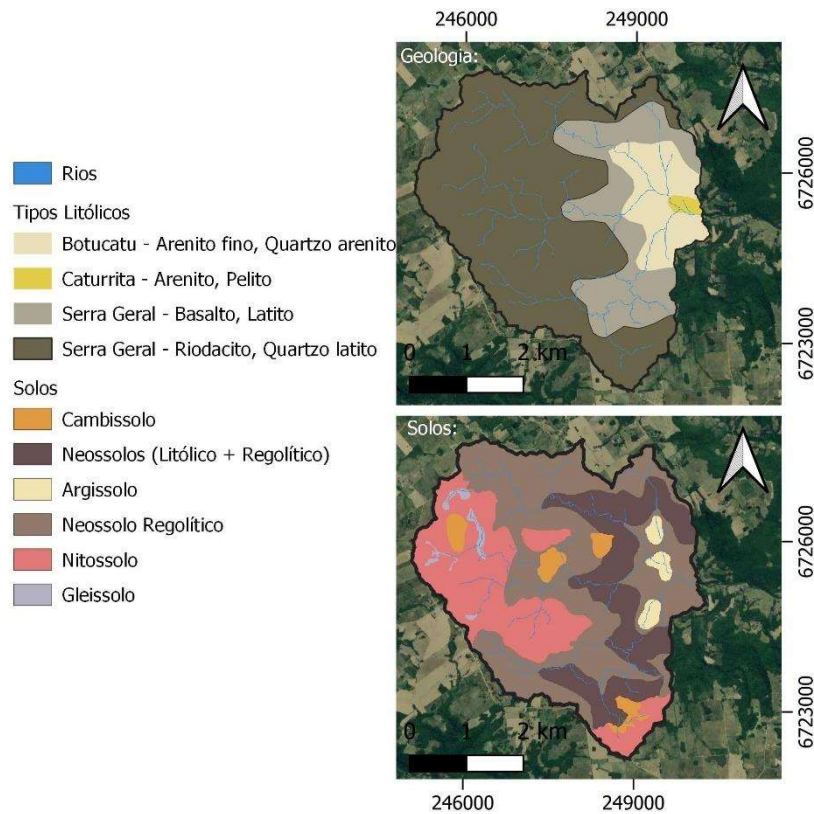
O Planalto Meridional é formado por um volume de rochas vulcânicas originadas por magma resfriado na crosta terrestre com a formação Serra Geral que resultou em rochas dos tipos basaltos, dacitos e riolitos (MARION et al., 2011; ROBAINA et al., 2001). Os derrames originários de lavas vulcânicas dessa formação cobriram grande parte da bacia geológica do Paraná, região da Depressão Periférica e as características geológicas de cada camada é justificada principalmente por diferentes tempos de resfriamento. Na região sudeste do Rio Grande do Sul, região da bacia do Guarda Mor, essa unidade apresenta a formação de Basalto e Latito, resultante do primeiro e segundo derrame conhecido como zonas de diaclase vertical (no topo) e horizontais (na base) (STRECK et al., 2018).

A bacia do Guarda Mor é formada na parte superior da bacia por rochas ígneas Riodacito e Quartzo Latito e com a presença de solos mais desenvolvidos como o Nitossolos e Gleissolos e menos desenvolvidos como Cambissolos e Neossolos Regolíticos (Figura 8). Na região do rebordo, o relevo é escarpado e a bacia é formada por rochas ígneas de basalto e Quartzo Latito e incidência de uma associação de Neossolos Regolíticos e Litólicos. A parte da bacia que envolve a depressão central



onde o relevo é composto plano e moderadamente ondulado, são encontradas rochas sedimentares (Arenito) da formação Botucatu promovendo a formação de Argissolos e da formação Caturrita com formação de Neossolos.

Figura 8 - Geologia e tipos de solo da bacia hidrográfica do Guarda Mor



Fonte: adaptado de Museu dos Solos e GeoSGB (CPRM).

A região do Planalto apresenta predominantemente solos rasos, (representados pelos grupos de Neossolos Litólicos e Regolíticos), ou com horizontes subsuperficiais imperfeitamente drenados (caso dos Cambissolos). Isso implica em baixa capacidade volumétrica de armazenamento na maior parte do topo da bacia. Mesmo a região formada por Nitossolos, que são solos mais profundos, com alta capacidade de armazenamento e bem drenados, podem ter baixas permeabilidade pela compactação decorrentes das atividades agrícolas. Essas condições potencializam a formação do escoamento superficial que desencadeiam outros processos erosivos à jusante como a erosão fluvial.

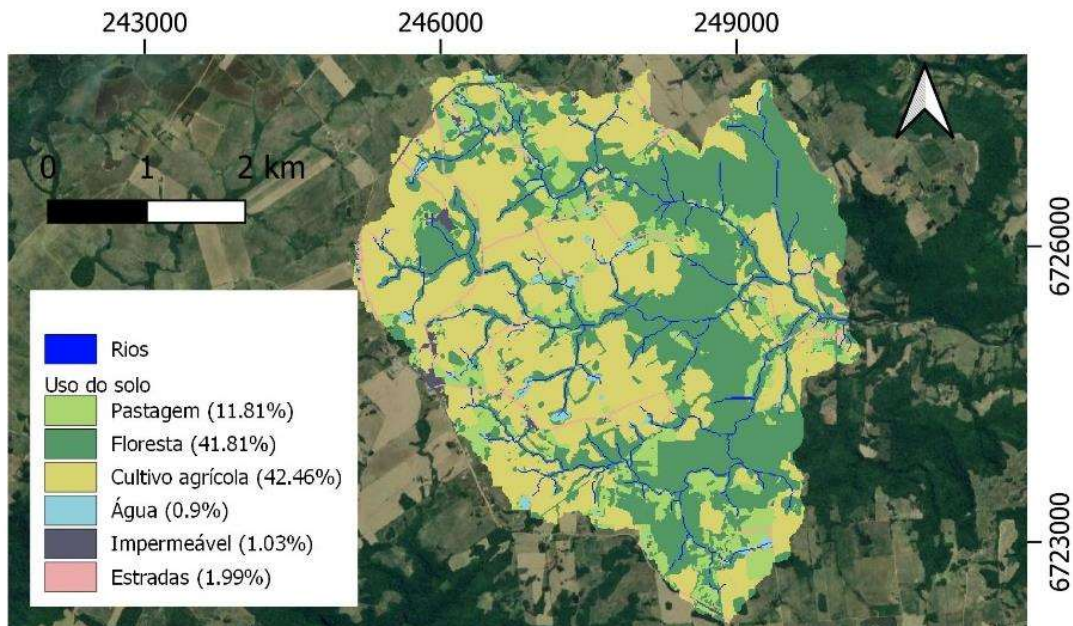
No terço final da bacia ocorrem solos com horizonte superficial arenoso, derivados de formações geológicas de arenito (Argissolo e Neossolo). A região da depressão central representa potenciais fontes de fornecimento de sedimentos grossos, localizados muito próximo a uma região com alta densidade de drenagem. Essas unidades pedológicas, além de repostas hidrológicas significativas pela ocorrência de solos rasos, tendem a apresentar forte influência nos processos de sedimentos em arraste.

#### **3.1.4 Uso das terras e manejo dos solos**

O mapa de uso de solo foi desenvolvido em ambiente R por meio de pacotes de manipulação de arquivos georreferenciados e de desenvolvimento de modelos estatísticos. Cinco índices de vegetação (DVI, NDVI, NRVI, EVI e SAVI) para 79 cenas datadas de 24/09/2020 a 26/12/2021 do satélite Sentinel-2 de resolução espacial de 10 m, com nenhuma interferência de nuvens sobre a região de interesse, foram calculados. Os índices de vegetação compõem as variáveis de predição (variáveis contínuas) de um modelo Random Forrest alimentado com tipos de uso (variável discreta) observadas em campo. Os usos das terras compreendem: floresta, sistemas de cultivo agrícola, pastagens, estradas, água e cobertura impermeável (residências e estradas pavimentadas).

O resultado do mapeamento é apresentado na Figura 9. O mapa de uso distinguiu com boa precisão os componentes da paisagem em uma resolução de 10m.

Figura 9 - Uso das terras determinado a partir dos índices de vegetação DVI, NDVI, NRVI, EVI e SAVI para a bacia experimental do Guarda Mor



Fonte: autor.

A bacia do rio Guarda Mor é uma bacia rural, com predominância de cultivo de sequeiro sob sistema de plantio direto (soja e milho) (42,46%) e pastagens (11,81%) (Figura 9). Mesmo com o uso de uma técnica conservacionista, os sistemas de plantio direto na região têm, muitas vezes, baixa quantidade de fitomassa decorrente da incipiente quantidade de plantas de cobertura do solo. A ausência de práticas de controle de escoamento superficial, como terraços ou plantio em nível, que determinam uma redução da rugosidade superficial agravam os problemas. Além disso, o tráfego intensivo que pode compactar os solos, condições que favorecem a formação do escoamento superficial pela baixa infiltração.

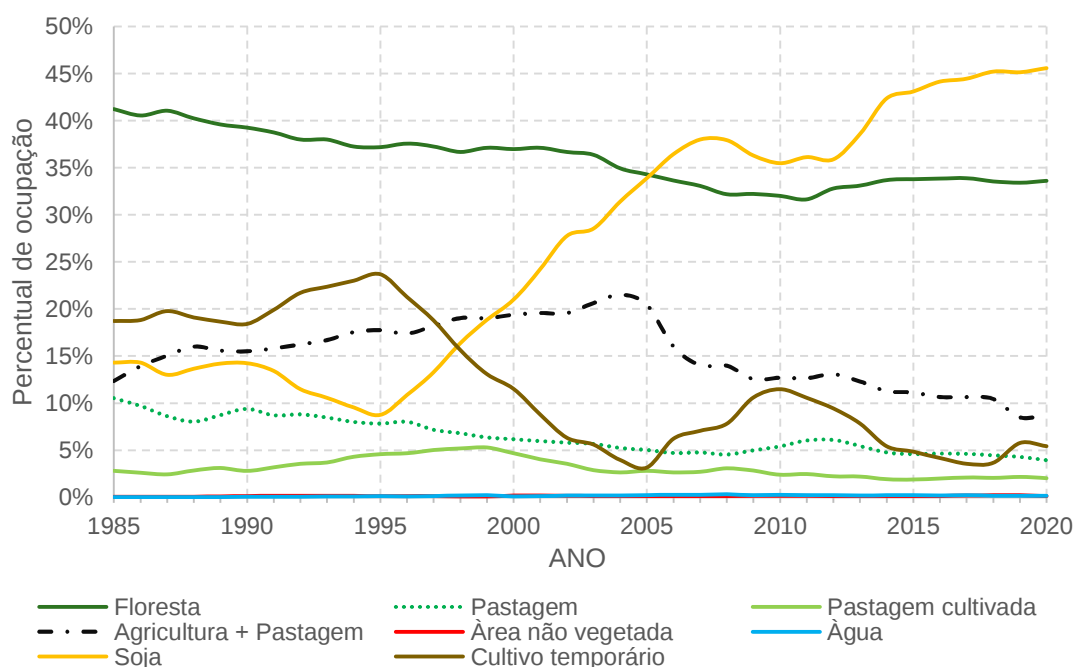
A região do rebordo, que possui relevo escarpado, é ocupada majoritariamente por florestas, que totalizam 41,81% da área da bacia. Ao longo de toda a extensão da bacia há regiões com pouca cobertura vegetal que compreendem moradias, estradas não-pavimentadas e pavimentadas (1,03%) ou área de cultivo com baixa cobertura de vegetação, que representam 1,99%.

A grande parte dos cultivos agrícolas são realizados na região do planalto, onde se encontra a formação Serra Geral com ocorrência de rochas ácidas Riodacitos e

Latitos e solos do tipo Neossolos regolíticos e Nitossolos. Esses solos, com grande frequência, possuem caráter alítico, resultando em solos de baixa fertilidade e altos teores de alumínio, que afeta significativamente o desenvolvimento de raízes e a produtividade. Essas condições que demandam correção da acidez para imobilização do alumínio e melhoria da fertilidade para melhorias das condições de desenvolvimento de plantas para cobertura e proteção do solo.

Segundo o levantamento histórico do Mapbiomas (PROJETO MAPBIOMAS, 2021), a evolução do uso da bacia realizado a partir de 1985 (Figura 10), há o crescimento progressivo do cultivo de soja e decréscimo de outros sistemas. É notável que o cultivo de soja sugere mudanças em outros sistemas de cultivo como pastagens e florestas. A partir de 1995, o cultivo de soja suprime os cultivos temporários (provavelmente o cultivo de tabaco) e a partir de 2005 ocorre um avanço sob sistemas combinados de agricultura e pastagem e que também podem ter impactado a diminuição de áreas de floresta.

Figura 10 - uso da terra para a bacia hidrográfica do Guarda Mor de 1985 a 2020 segundo o levantamento do Mapbiomas



Fonte: adaptado de Mapbiomas.

É notável uma diferença na determinação de percentual de uso da terra entre a técnica do Mapbiomas para o ano de 2020 e a utilizada para o mapa de uso, principalmente para a floresta (33,61% do Mapbiomas contra 41,81% no mapa determinado por imagens do satélite Sentinel). Essa diferença decorre principalmente pelo tamanho de pixel (30m do Mapbiomas, 10 metros do Sentinel) que identificou unidades de florestamento menores. Entretanto pode ter influência das imagens de satélite utilizadas e de refinamentos como tratamento de sombras e da forma geométrica das unidades de mapeamento.

A espacialização das atividades agrícolas da Figura 9 e as projeções apontadas pelo Mapbiomas (Figura 10) indicam que as maiores mudanças e influências antrópicas ocorrem principalmente na porção do planalto na sub-bacia hidrográfica do Guarda-mor devido à intensificação da produção agrícola de grãos. São locais onde apresentam-se solos mais propícios para o cultivo como o Nitossolo, entretanto também contém ambientes frágeis do ponto de vista de processos erosivos com ocorrência de solos rasos como Neossolos e Cambissolos. Há um avanço sobre locais hidrologicamente frágeis, representados por relevo declivoso, áreas húmidas e solos arenosos. Os processos hidrológicos nessa região tendem a ser os principais responsáveis pelos agentes erosivos ativos devido à geração de maior energia potencial gravitacional de um volume de água resultante do excesso de precipitação não infiltrada.

Apesar de haver menor realização de atividade agrícola no terço inferior da bacia, elas são realizadas em unidades geológicas com incidência de arenitos e siltitos e a formação de solos extremamente frágeis localizados muito próximos a rede de drenagem. Os Argissolos e Neossolos do terço inferior tem em sua camada superficial pouca coesão (Apêndice B), devido à presença de partículas grossas da fração areia (Apêndice D), e baixa resistência ao impacto de gotas (Apêndice C). As atividades agrícolas dessa região representam fontes de materiais para o transporte de sedimentos em arraste altamente sensíveis às atividades antrópicas na unidade de monitoramento, devido à toda a fragilidade esboçada pela alta conectividade com o exutório da bacia hidrográfica, a alta densidade de drenagem do local e a natureza não coesiva dos solos.

### 3.2 AMBIENTE FLUVIAL DA BACIA DO GUARA MOR

Os afluentes da bacia hidrográfica do rio Guarda Mor são formados, seguindo a classificação de Rosgen (1994), por rios dos tipos B1 na área de planalto (Figura 11 B, C, D e E) e de relevo escarpado e com a ocorrência de rios do tipo B3 no terço inferior da bacia (Figura 11 F e G), que representa uma extensão de aproximadamente 500m. Assim, a bacia hidrográfica é formada majoritariamente em toda sua extensão por canais em que a relação da largura da mancha de inundação é expressiva em relação a largura plena do canal. Os canais são largos e pouco profundos, com ângulos baixos nas margens.

Os canais B3 são caracterizados por formações de sistemas *step-pool*. Os trechos de rio da bacia com morfologia de leito do tipo B3 representam uma primeira resistência introduzida pelos sedimentos presentes no sistema fluvial, pois à montante desse trecho ocorrem leitos predominantemente do tipo rochoso (tipo B1 de Rosgen).

Figura 11 - sistema fluvial da área experimental do Guarda Mor. A, B, C, D, E, F e G seções caracterizadas para a classificação de Rosgen (1994).



Fonte: Autor. A) Seção transversal do tipo A2 de Rosgen; B, C, D seções transversais do tipo B1 de Rosgen, E) cascata na região de transição entre unidades geomorfológicas; F e G) seções transversais do tipo B3.

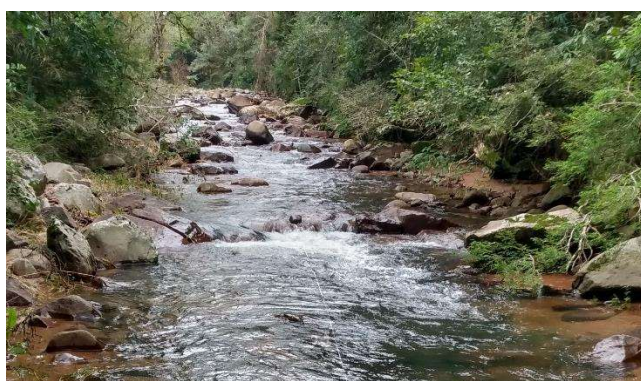
A ação de escoamento altamente energético, influenciado pela altos gradientes energéticos e baixa rugosidade dos canais a montante tende a criar uma seletividade do material de superfície. Por outro lado, a blindagem fornecida pelos canais do tipo B3 localizados no terço final da bacia hidrográfica tem um papel fundamental no fornecimento seletivo dos sedimentos para transporte.

A resistência do material de superfície influencia na dinâmica de transporte de sedimentos por alterar a capacidade de transporte com a exposição e o suprimento de material mais fino do substrato do leito (camada superficial do leito). Para alcançar objetivos referentes à modelagem da erosão fluvial deste trabalho, uma caracterização espacial topográfica e de granulometria do material de leito foi executada no trecho de rio do tipo B3 localizado no trecho final próximo ao exutório.

### **3.2.1 Caracterização topográfica fluvial**

O trecho final do canal fluvial, localizado no terço inferior da bacia hidrográfica, caracterizado por estruturas *step-pool* (Figura 12A) foi caracterizado por meio de leitura topográfica detalhada. Pontos especializados foram coletados ao longo de um trecho de aproximadamente 135 m, com uso de uma estação total (Figura 12B). Para isso, o georreferenciamento de 4 pontos (Figura 12C) foi realizado por meio de operação estática com aparelho RTK com órbitas de satélite ultrarrápidas para atingir uma precisão de 4 cm no plano altimétrico e planimétrico. Após a fixação dos marcos georreferenciados, foi realizada a leitura topográfica com a estação total de 16 pontos materializados (Figura 12C) próximo ao canal do rio. Esses 16 pontos representam referências fixas múltiplas alocações da estação total que foram utilizadas para georreferenciar a coleta de 3171 pontos em nove campanhas de coleta de dados. O levantamento topográfico permitiu determinar a posição de locais estratégicos como equipamentos, réguas linimétricas e a discretização da seção transversal do exutório.

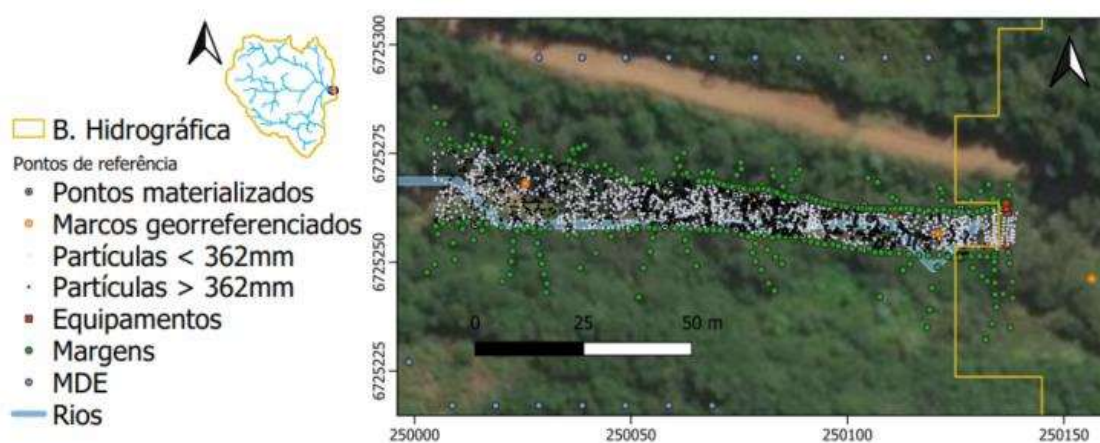
Figura 12 - Pontos de leitura topográfica realizada com estação total para determinação do modelo digital de elevação.



A) Estruturas *step-pool*



B) Estação total



C) Pontos coletados

Fonte: autor. MDE – Modelo Numérico de Elevação.

O MDE foi determinado por meio de interpolação linear por malha irregular triangulada (TIN do inglês *Triangulated Irregular Network*). Algoritmos TIN realizam uma interpolação linear espacial da variável altitude com o uso de Triangulação Delaunay para criar uma superfície formada por triângulos a partir de pontos vizinhos mais próximos. A interpolação foi realizada para gerar um mapa de relevo de tamanho de pixel de 0,3m de resolução (Figura 13A).

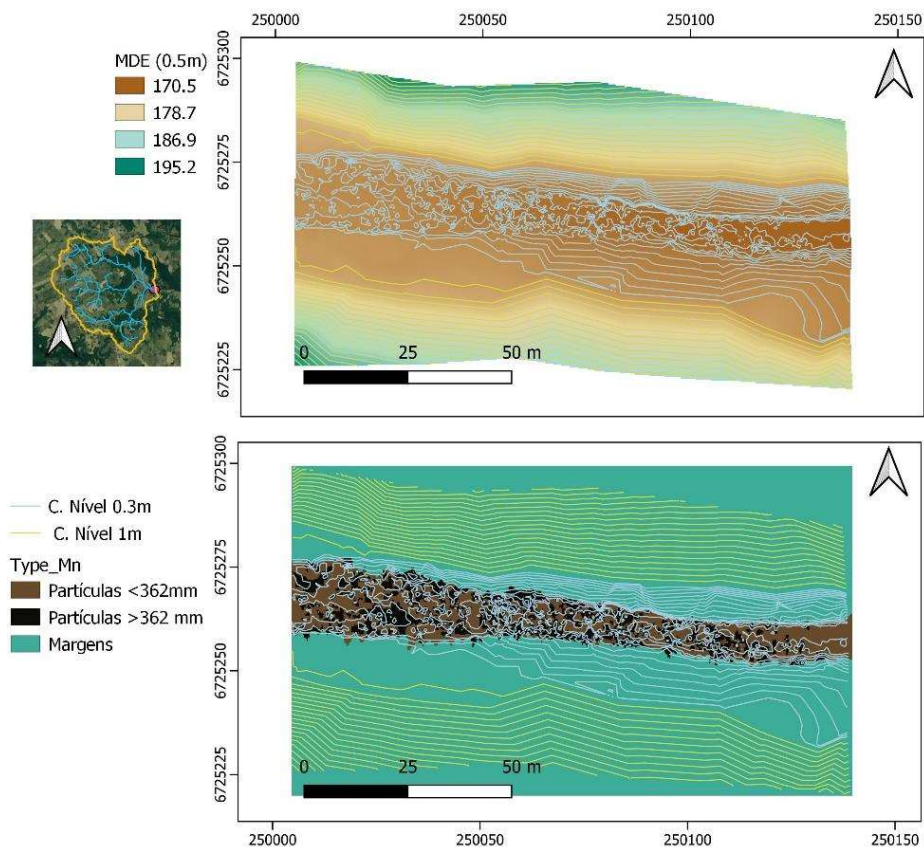
Os pontos coletados permitiram a distinção de tipos de material constituinte do rio com a espacialização topográfica de margem e leito. A leitura dos pontos foi determinada tomando nota do tipo de material do leito, considerando: (1) material transportável, que representava um local onde havia predominantemente partículas



visualmente menores a 362mm, (2) material imóvel, que apresentava materiais maiores a 362mm ou leito de rocha fixa e (3) margens adjacentes.

Os pontos foram coletados para discretizar os grandes blocos e rochas fixas protuberantes que representam as feições morfológicas que podem definir consideravelmente a direção do escoamento. Esses grandes blocos ou estruturas tiveram no mínimo quatro pontos amostrados para caracterizá-los espacialmente visando representá-los como um tetraedro, sendo três pontos alocados nas bases e um no topo. A coleta topográfica também teve o objetivo de delimitar o espaço de ocupação dos blocos e do material de modo que os pontos foram tomados em regiões que pudessem definir bordas de uma divisão da ocupação de cada material. Essa tarefa gerou um mapa com os valores espacializados pela técnica de polígonos de Voronoi, determinados com os pontos topográficos contendo as informações de material constituinte (Figura 13B). A densidade de pontos e a espacialização de amostragem seguem a metodologia descrita por Harrison e Keller (2007).

Figura 13 - resultados da leitura topográfica do leito, (A) MDE e (B) mapa de partículas determinados a partir dos pontos topográficos coletados.



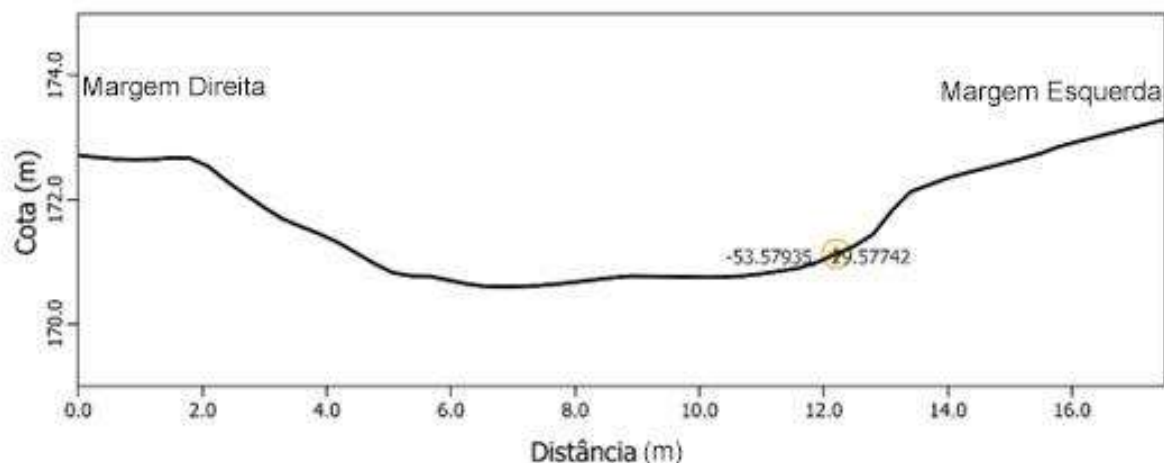
Fonte: autor

A discretização espacial do MDE e do mapa de partículas é importante para a simulação de processos uma vez que a variabilidade espacial do fenômeno pode ser representada tanto nas condições hidráulicas como na disponibilidade de material. As propriedades das partículas mais suscetíveis ao transporte podem ser implementadas em modelos de simulação pela determinação de propriedades físicas derivadas do tamanho de partículas.

### 3.2.2 Geometria da seção transversal de monitoramento

A seção transversal de monitoramento hidrológico, localizada no exutório da bacia, foi descrita por intermédio do levantamento topográfico na seção (Figura 14). O eixo y apresenta a cota da seção em relação ao nível do mar e o eixo x uma distância absoluta de uma referência genérica local na margem direita. O marco com coordenadas apresentado na Figura 14 é referente ao posicionamento da régua linimétrica na seção.

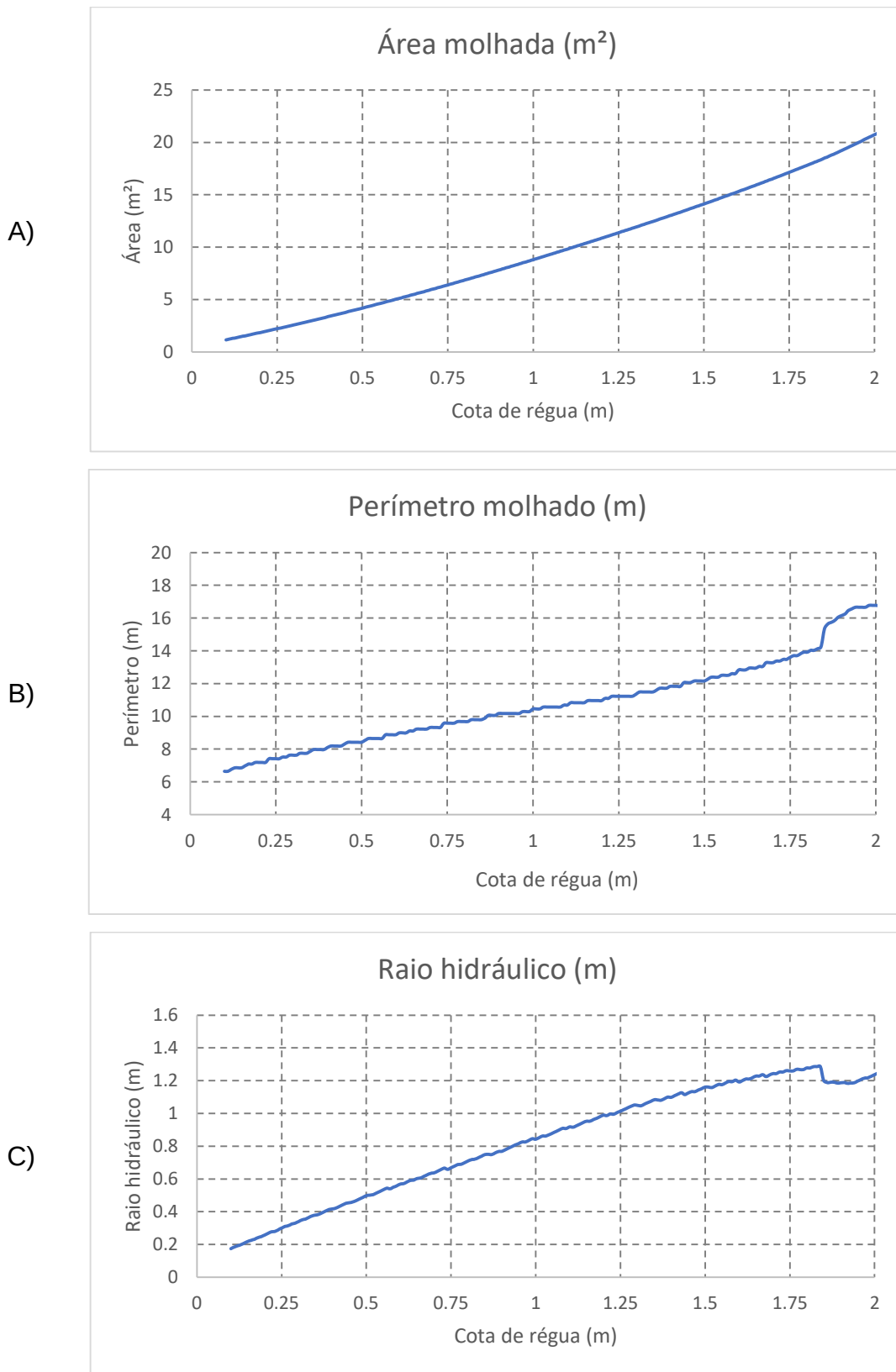
Figura 14 - Topografia da seção de monitoramento.



Fonte: autor.

A partir da geometria da seção, os atributos hidráulicos área, perímetro molhado e raio hidráulico nessa seção (Figura 15) foram quantificados em função da variação da cota de régua. Um aumento significativo do perímetro molhado da seção ocorre a partir da cota de régua 1,85m, e por consequência, uma redução do raio hidráulico.

Figura 15 - Relação entre cota da régua e (A) área molhada da seção, (B) perímetro molhado da seção e (C) raio hidráulico.

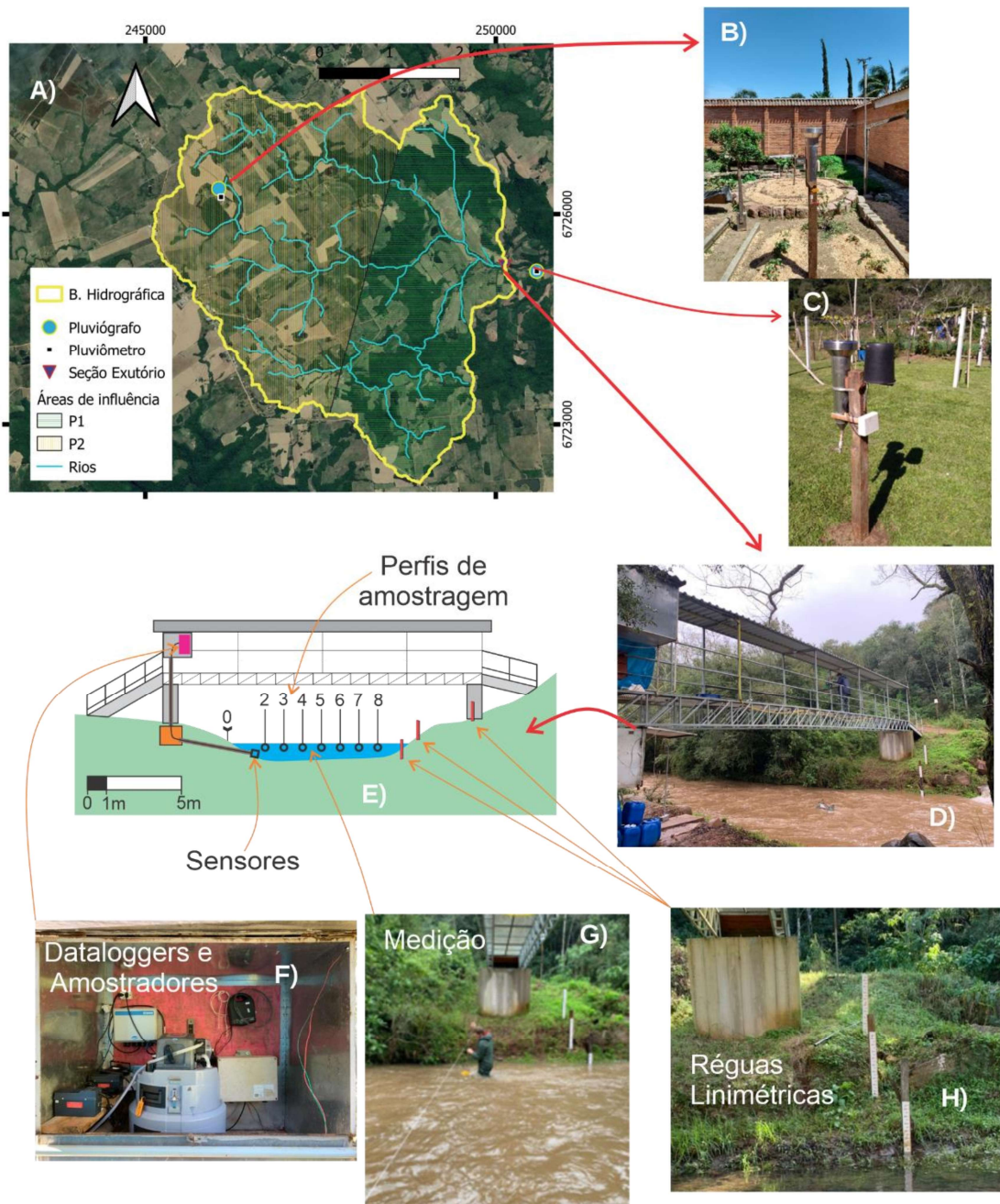


Fonte: Autor.

### 3.3 MONITORAMENTO AMBIENTAL

Uma série de estratégias de monitoramento ambiental voltados foram aplicadas para a quantificação das principais variáveis hidrológicas para compreender a interação entre os múltiplos processos cinéticos erosivos na escala de bacia hidrográfica e no canal de drenagem. Os equipamentos e sua localização na bacia (Figura 16 A) são: dois pluviógrafos operando juntamente com observações manuais realizadas em pluviômetros (Figura 16 B e C), passarela instalada sobre a seção transversal de controle (Figura 16 D e E) onde são realizadas as medições de descargas sólidas e líquidas (Figura 16 G) com o uso de sensor de nível, réguas limimétricas amostradores de sedimentos em suspensão e de fundo, e turbidímetro (Figura 16 F e H).

Figura 16 - Localização e apresentação de equipamentos e locais de atividade de monitoramento na bacia experimental do Guarda Mor. A) localização dos principais grupos de equipamentos e áreas de influência dos postos pluviométricos; B) Pluviômetro localizado no topo da bacia; C) Pluviógrafo e pluviômetro localizados próximo ao exutório; D) Seção de monitoramento exutório; E) modelo da seção transversal e localização dos principais instrumentos e pontos de medições, F) registradores de dados e equipamentos automáticos; G) Medição à vau no canal; H) régua linimétrica.



Fonte: Autor. P1 e P2 são as áreas de influência dos pluviômetros.

As estratégias de monitoramento foram aplicadas para a discretização dos processos hidrológicos em curto intervalo de tempo (10 minutos) com o uso de

equipamentos automatizados. As medições automáticas são claibradas e verificadas por medições manuais específicas de cada variável. As medições em períodos de eventos de chuva foram importantes considerando a alteração das propriedades hidrológicas, especialmente aquelas relacionadas com o transporte de sedimentos em suspensão e arraste.

A coleta automatizada de sensores calibrados por observações manuais de precipitação, nível e turbidez por meio de acoplamento com registradores de dados pré-programados é uma estratégia para a caracterização hidrológica de eventos de chuva e para monitoramento de longo prazo. A estratégia permite não somente a discretização temporal de processos como também a aquisição de dados de maneira contínua, visando as quantificações de longo prazo como balanço hídrico e a relação de variáveis hidrológicas características.

O monitoramento da precipitação por meio de pluviógrafos e pluviômetros garante a caracterização das precipitações intensas, características da região sul do Brasil, além da robustez operacional com o auxílio do pluviômetro. Essa abordagem, acoplada com as medições instantâneas e contínuas de nível e turbidez permitem evidenciar as respostas da unidade de monitoramento frente a eventos de precipitação pela discretização do hidrograma e sedimentograma e por valores volumétricos totais. O banco de dados gerados permite assim criar inferências tanto instantâneas quanto de longo prazo sobre os aspectos físicos que atuam como controladores hidrológicos da unidade de monitoramento. Além disso, os dados organizados para a escala temporal de eventos compõem a base para validação e análise de modelos de predição hidrológica.

### **3.3.1 Precipitação**

O monitoramento hidrológico foi constituído pela observação contínua e em curto intervalo de tempo de duas variáveis principais: precipitação e vazão. Essas variáveis o intuito de observar e caracterizar a distribuição temporal da chuva e sua resposta hidrológica instantânea e de longo prazo. A precipitação é observada em intervalos de tempo de 10 minutos por meio de dois pluviógrafos de cuba basculante conectados a um registrador de dados. Esses instrumentos estão alocados próximo ao exutório da bacia hidrográfica (Figura 16 A e C) e na região superior da bacia (Figura 16 B). A consistência dos dados de precipitação é realizada por uma verificação volumétrica de observações de pluviômetros. Ambos os pluviógrafos

possuem nas proximidades um pluviômetro convencional operacionalizado por colaborador local a fim de validar quantitativamente a precipitação por um sistema observacional robusto.

O número de basculadas registradas no pluviógrafo é convertido em precipitação (em mm) utilizando a razão do valor de precipitação diária observada pelo pluviômetro e o número de basculadas no mesmo período, retornando um valor unitário de precipitação por basculada. Esse valor unitário é aplicado às observações de 10 minutos que permite calcular a intensidade de precipitação para esse intervalo de tempo. Esse método é empregado para a construção da série temporal de precipitação em 10 minutos.

As áreas de influência dos pluviômetros P1 e P2 (Figura 16A) foram delimitadas por uma linha perpendicular localizada no ponto de distância média (2425m) entre as duas estações para a representação espacial da chuva. Essa delimitação permite separar possíveis influências do relevo na distribuição espacial da precipitação e distribuir temporalmente os valores de precipitação observada discretizada no tempo para regiões mais próximas a um posto de observação.

### **3.3.2 Determinação e manipulação dos dados de vazão**

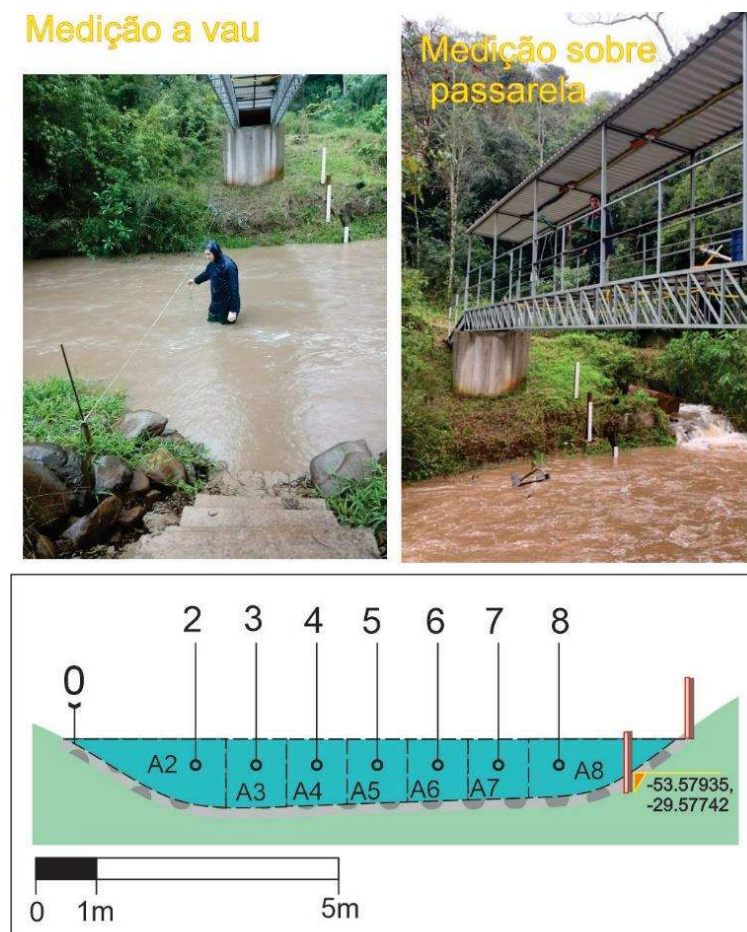
#### **3.3.2.1 Monitoramento do nível e da velocidade de escoamento**

A estimativa da vazão foi realizada pela medição da velocidade e da área da seção transversal para diferentes níveis (método da velocidade-área) (RANTZ, 1982). As amostras de velocidade média de escoamento foram determinadas em 7 perfis de amostragem (Figura 17E). A área da seção transversal foi determinada por levantamento topográfico (Figura 15), sendo as subseções determinadas em cada metro de incremento de largura da seção em relação ao ponto 0 (Figura 17 E). A série de vazões foi, então, criada por meio da curva chave de escoamento ( $CC_q$ ), composta pelo pareamento das observações das cotas e de vazões determinadas para diferentes amplitudes de escoamentos registrados na seção transversal de controle.

Dois protocolos para determinação da vazão foram adotados: a vau e conduzida pelo guincho fluviométrico sobre passarela (Figura 17). Para mensurações a vau, foi utilizado o molinete fluviométrico OTT C31 e para medições guiadas por guincho fluviométrico foi utilizado o molinete JCTM MNT-7 com lastro de 30 kg. Ambos os instrumentos foram acoplados ao contador de giros OTT Z400 para contagem de

pulsos, que são convertidos para velocidade de escoamento pontual pelas equações de calibração fornecidas pelos fabricantes dos respectivos molinetes.

Figura 17 - Tipos de medições (a vau e sobre passarela) e pontos de amostragem na seção em relação ao marco local.



Fonte: autor.

As velocidades foram medidas nas profundidades referente a 60% das cotas dos oito perfis de amostragem (Figura 17) para cotas até 1,17m. Para cotas superiores a 1,17m foram medidas duas velocidades nos perfis, nas profundidades de 20% e 80% da cota do perfil amostrado. A cota de referência de 1,17m é tomada devido à cota mínima de amostragem do molinete conduzido por guincho fluviométrico ser de 23cm, o que permite a amostragem a 20% da cota do perfil. A vazão total para uma determinada cota é calculada pela soma dos produtos das velocidades médias de cada subseção e as áreas determinadas pelo método da meia-seção (posição da

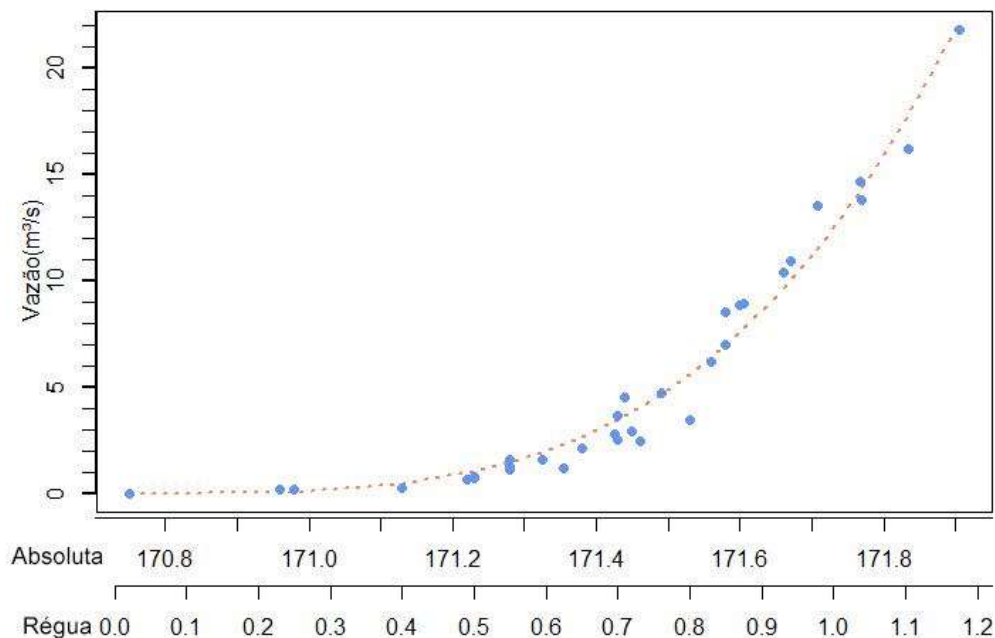


vertical no centro da área). As velocidades médias das subseções que apresentaram cotas menores que 1,17m (mensuradas a 60% da profundidade) é a velocidade observada pontualmente na profundidade de referência. Por outro lado, vazões mensuradas com cotas acima de 1,17m (com duas observações de 20% e 80% da profundidade) a velocidade média é a média das duas velocidades pontuais.

As velocidades são combinadas com a cota da régua registrada no início e no término da coleta, sendo que a cota utilizada na curva chave a média dessas medidas. Após o pareamento dos dados, um ajuste estatístico entre cota e vazão foi realizado para a construção da  $CC_q$ . A equação da  $CC_q$  é utilizada para criar a série de vazão com os dados de nível registrados pelo sensor de nível. A série de nível foi mensurada a cada 10 minutos pela programação de sensores de nível Campbell CR451, que fornecem a leitura de nível em uma precisão de 0,01 mm. Com a equação da  $CC_q$  os dados de nível provenientes da coleta automatizada do sensor de nível foram convertidos na série de vazão.

### 3.3.2.2 Curvas Chave de vazão e velocidade

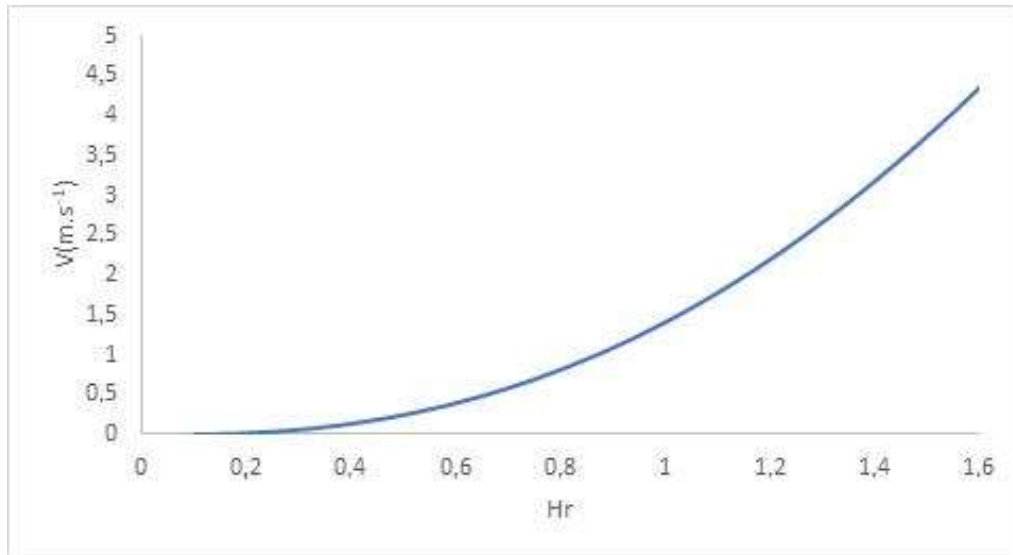
A  $CC_q$  foi constituída com 33 observações de vazão pelo método velocidade área para cotas de régua variando de 0,02 m a 1,175 m. A régua linimétrica utilizada para realizar as leituras de nível por observação direta está localizada na cota de 170,73m, sendo assim a da  $CC_q$  vazão tem a relação entre vazão em ( $m^3/s$ ) em relação a cota absoluta (m) e a cota registrada na régua (Hr em m) (Figura 18). As equações de ajuste de modelo não linear foram de  $Q = 12,45061Hr(m)^{3,567384}$  para cotas de régua em metros e  $Q = 2,471917e^{-1} Hr(mm)^{3,567386}$  para cotas registrada em mm e teve um erro quadrático médio ( $R^2$ ) de 0,9871.

Figura 18 - Curva chave para estimativa de vazão ( $CC_q$ )

Fonte: autor

O período de monitoramento de nível iniciou, consistentemente, no dia 10/06/2020 operando continuamente até 21/08/2020, onde os sensores tiveram falhas periódicas. Após isso, o monitoramento foi retomado no dia 03/10/2020 seguindo sem interrupções até 29/09/2021, final da série utilizada neste documento. Aplicando a  $CC_q$  sobre a série observada de vazões, a vazão mínima observada foi de  $0,01 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e a máxima foi de  $65 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , sendo a vazão média de  $0,678 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e uma vazão específica média de  $0,037 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ . A série de vazões representa uma quantificação da perda de água da unidade de monitoramento e é utilizada para validação da modelagem hidrológica de encosta por modelos distribuídos.

A relação cota e atributos geométricos, em especial a área da seção, agrupadas com os valores medidos de vazão, permitiram criar uma curva chave de velocidade ( $CC_v$ , Figura 19), sendo expressa pela razão entre vazão (determinada pela  $CC_q$ ) e área molhada da seção (Figura 15 A). A  $CC_v$  é utilizada para expressar a velocidade média da seção em verificação e aplicação dos modelos hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos.

Figura 19 - curva chave de velocidade ( $CC_v$ ) derivada da  $CC_q$ :

Fonte: autor.

A cota máxima da curva-chave de vazão registrada foi de 1,175m, entretanto, a cota máxima registrada foi de 1,60m. Não foi possível medir vazões acima da cota máxima devido à instabilidade na suspensão do molinete e do lastro. A velocidade máxima registrada na cota de 1,175m foi de  $2,4 \text{ m.s}^{-1}$  com uma lâmina de água sob o equipamento de aproximadamente 0,95 m para o perfil 3 (Figura 17), sendo essas condições os limites para execução da medição da velocidade com os equipamentos apresentados. Como os atributos geométricos da seção indicam que as cotas máximas de 1,6 m estão sobre uma projeção inferior à de margens plenas, a  $CC_q$  foi utilizada para as cotas acima de 1,175m.

### 3.3.2.3 Características hidráulicas do escoamento

A resistência ao escoamento na modelagem hidráulica em canais abertos normalmente é expressa o fator de atrito  $n$  de Manning. A grande maioria dos projetos hidráulicos em canais abertos utilizam um coeficiente de atrito constante pela capacidade de expressar uma condição de escoamento com base em um único parâmetro. Com o conjunto de dados de velocidade no perfil, coletados a partir do processo de elaboração da  $CC_q$  e atributos topográficos da seção, permitiu determinar

os valores do parâmetro  $n$  de Manning por meio da equação da velocidade (Equação (8)) para a amplitude das vazões observadas.

$$n = A \cdot Rh^{\frac{2}{3}} \cdot S^{\frac{1}{2}} \cdot Q^{-1} \quad (18)$$

Sendo  $A$  a área da seção,  $Rh$  o raio hidráulico,  $S$  a declividade do leito (determinada em  $0,007m \cdot m^{-1}$ ) e  $Q$  a vazão em  $m^3s^{-1}$ . Os valores de  $n$  de Manning foram calculados para os 33 valores observados de  $Q$  e são apresentados na Figura 20A. Nota-se uma amplitude de 0,039 a 0,548 entre as cotas inferiores e superiores observadas.

A maioria dos escoamentos em canal aberto é caracterizada por flutuações irregulares de velocidade causados pela turbulência. A flutuação turbulenta é complexa em seus detalhes e ainda apresenta obscuridade para soluções matemáticas. Na prática, rios de leito com partículas compostas por cascalho e matacões são considerados hidraulicamente rugosos, caracterizado pela redução do efeito da subcamada viscosa. Essa subcamada é uma região do escoamento turbulento na qual as tensões de cisalhamento viscosas dominam sendo caracterizado por um escoamento laminar próximo à superfície do leito. Essa subcamada pode ser calculada pela relação com a velocidade de cisalhamento (Equação 19) (JULIEN, 2010).

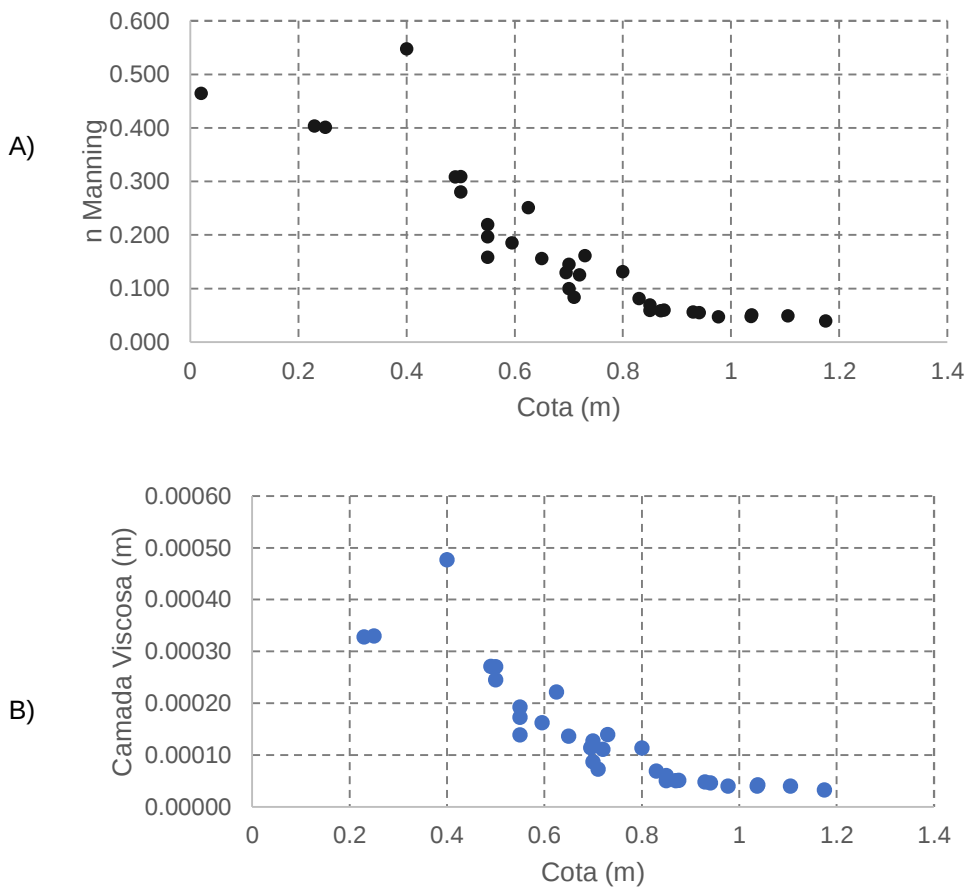
$$\delta = \frac{11.6 \nu}{u_*} \quad (19)$$

Sendo  $\delta$  a altura da camada viscosa,  $\nu$  a viscosidade cinemática, e  $u_*$  a velocidade de cisalhamento. A velocidade de cisalhamento pode ser determinada por equações de resistência ao escoamento que expressam a velocidade média do perfil ( $U$ ) em relação à coeficientes de resistência (GARCIA, 2008). A Equação 20 expressa a resistência ao escoamento considerando o fator de rugosidade efetiva  $k_s$  (definida empiricamente por  $6,8 \cdot D_{50}$ , sendo  $D_{50}$  o valor do tamanho médio das partículas do leito) (BRAY, 1980) e a constante de von Karman ( $\kappa = 0,41$ ).

$$u_* = \left( \frac{1}{\kappa} \ln \left( 11 \frac{H}{k_s} \right) \right)^{-1} \cdot U \quad (20)$$

Utilizando os valores observados de  $U$ ,  $k_s=1,306$  ( $D_{50} = 0,192$  m, seção 3.3.3.3) e  $H$  as cotas observadas na seção é possível determinar  $u_*$  e  $\delta$  (Figura 20) em relação a cota da lâmina de água na seção. A espessura da camada viscosa é de  $4,77 \cdot 10^{-4}$  m para a menor cota de lâmina de água e para cotas maiores é de  $3,27 \cdot 10^{-5}$  m.

Figura 20 - A) valores de  $n$  de Manning derivados das observações e velocidade e B) valores de espessura da camada viscosa



Fonte: Autor

As espessuras da camada viscosa determinadas pela derivação da velocidade crítica pela lei logarítmica têm valores variáveis e baixos. Há uma tendência que vazões maiores, com maiores cargas hidráulicas, reduzem a velocidade de cisalhamento pela maior supressão da camada viscosa pela coluna de fluido. Dessa forma, o fator de atrito  $n$  de Manning, que expressa a magnitude dos atributos geométricos da seção de uma determinada velocidade, é variável para as amplitudes

de escoamento na seção em razão da influência da turbulência em todo perfil influenciado pela magnitude da camada viscosa no perfil.

Como  $\delta$  é muito menor que  $D_{50}$ , o canal se comporta como um sistema hidráulicamente rugoso sendo a turbulência gerada pela camada viscosa um fator principal influente no fator de atrito da seção. Essas características impõem dificuldades para modelagem de escoamento quando o modelo hidráulico utiliza um valor de  $n$  de Manning constante, pois o valor calculado de velocidade não representa todas as magnitudes de velocidade no perfil.

### 3.3.2.4 Separação do escoamento

Com a série de vazões criadas a partir da  $CC_q$  e do monitoramento do nível foi possível testar a eficiência do modelo hidrológico LISEM em representar o escoamento superficial e os processos erosivos. Entretanto, o modelo simula apenas a parcela do escoamento que escoam superficialmente. Dessa forma, é necessária a separação dos escoamentos baseadas na análise do hidrograma. A partir da extração do hidrograma referente ao escoamento superficial observado, os processos hidrológicos de superfície puderam ser simulados.

A separação do escoamento determina a parcela dos escoamentos rápidos a partir do escoamento total observado no exutório por meio do filtro digital recursivo (FDR) (RIMMER; HARTMANN, 2014). A separação do escoamento por FDR baseia-se na remoção de ruídos de ondas e são aplicados ao hidrograma referenciando o “ruído” ao escoamento rápido registrado na série de vazões. Os parâmetros de FDR são calibrados por elementos traçadores, filtros alternativos ou estimados com base em características físicas da bacia hidrográfica (COLLISCHONN; FAN, 2013).

Foi utilizado o FDR proposto por Eckhardt (2005) (Equação 21) para determinar a série de escoamento de base ( $q_t$ ) para as vazões observadas em bacia estudo pois o modelo teve boa correlação com traçador silício dissolvido para uma bacia de relevo montanhoso no sul do Brasil (BERNARDI, 2018).

$$q_t = \frac{(1 - BFImax) * a * q_{t-1} + (1 - a) * BFImax * Q_t}{1 - a * BFImax} \quad (21)$$

O parâmetro  $BFImax$  representa o máximo índice de escoamento de base que o FDR pode modelar e  $a$  é o parâmetro de recessão do modelo. Na prática,  $BFImax$

opera como um controlador de amplitude do escoamento de base e  $a$  como um controle da taxa em relação ao tempo da vazão de base.

O modelo parte do princípio de que o escoamento de base da bacia hidrográfica segue um modelo conceitual de reservatório linear simples em que as vazões no período de recessão são linearmente dependentes. Sendo que o parâmetro constante de recessão pode ser estimado pelo ajuste de  $k$  na equação 21, sendo  $Q_0$  a vazão inicial da recessão (normalmente a vazão de pico) para determinar o parâmetro constante  $a$  da equação 22.

$$Q_t = Q_0 * e^{-kt} \quad (21)$$

$$a = e^{-kt} \quad (22)$$

Foi realizada a separação de curvas de recessão de 11 eventos hidrológicos coletados a partir de um tempo de 16 horas da recessão  $Q_0$ . Para estimar  $a$ . Esse tempo é referente à constância apresentada do valor de  $k$  pela otimização da Equação 21 para todos os intervalos de tempo  $t$  das recessões analisadas. O valor médio de  $k$  foi de 0,0131 resultando em um valor de  $a$  de 0,987. Já BFI<sub>max</sub> foi usado um valor de 0,650 pois é um valor próximo encontrado em diversas bacias com relevo montanhoso (ECKHARDT, 2008).

Por modelar a magnitude do escoamento, BFI<sub>max</sub> tem uma relação linear com os volumes de escoamento subsuperficial e superficial e é o parâmetro mais sensível do filtro. É inevitável que a seleção desse parâmetro por critérios fisiográficos introduza incerteza na relação volumétrica dos escoamentos. Entretanto, a certificação desse parâmetro só seria possível com uma validação com outro método de separação e com certificações da própria metodologia para validar a variabilidade do parâmetro frente a diferentes intensidades do evento. Tendo os valores determinados, a equação é aplicada aos dados de vazão sendo iniciado em períodos sem influência de precipitações sujeitos à uma condição  $qb = Qt$ .

A aplicação do filtro com o parâmetro BFI<sub>max</sub> = 0,650 representa o escoamento subsuperficial a uma proporção de 65% da série de  $Q$  e como consequência 35% da série é participação do escoamento superficial. Em períodos de evento essa proporção é ligeiramente menor pois o parâmetro  $a$  atenua a aceleração da ascensão dos hidrogramas. O maior valor de escoamento subsuperficial calculado na separação

do escoamento foi de  $17,7 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  em um evento cuja média de  $qb$  foi de  $4,7 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  e a  $Qt$  máxima registrada foi de  $65,09 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ .

### **3.3.3 Monitoramento de descargas sólidas e caracterização de sedimentos do canal**

#### **3.3.3.1 Monitoramento de descargas sólidas em suspensão**

A série de dados contínua e em pequenos intervalos de tempo da variável CSS é realizada por uma correlação entre a CSS determinada por medições manuais e níveis de turbidez informadas pelo equipamento. A etapa de calibração do turbidímetro segue os procedimentos descritos por Merten et al. (2014).

A coleta de amostras para a determinação da concentração dos sedimentos em suspensão visou caracterizar o comportamento da descarga sólida em suspensão por meio de observações realizadas em diferentes durante os eventos significativos de vazão (intraevento), bem como nos períodos de recessão (intereventos). As coletas de sedimentos em suspensão foram com a operação de amostradores integradores de perfil DH-48 (manual) e DH-49 (conduzido por guincho fluviométrico) (Figura 17). Seguindo as mesmas diretrizes de determinação de vazão o DH-48 foi usado para coletas a vau enquanto o DH-49 foi utilizado sobre a passarela. As coletas eram realizadas para o perfil na região da subseção 5 (Figura 17).

Além de coletas integradas de perfil, foram realizadas coletas pontuais com amostrador automático hach as950. As coletas com o amostrador automático eram realizadas a uma distância de aproximadamente 10 cm de altura em relação ao leito, próximo aos pontos de observação dos sensores (Figura 17). Os amostradores automáticos foram pré-programados para coletas de tempo fixo de intervalos definidos de acordo com variabilidade temporal da concentração. Na ascensão do hidrograma os intervalos pré-definidos eram de 10 a 40 minutos, para a recessão os intervalos variavam de 40 minutos a 4 horas.

As coletas de sedimentos realizadas pelos mostradores automáticos, DH-48 e DH-49 foram conduzidas para análise de concentração de sedimentos pelo método da evaporação. As análises de concentração de sedimentos em suspensão ( $\text{gL}^{-1}$ ) são utilizadas para a calibração dos valores de resposta (mV) do turbidímetro (Solar SL2000 TS VOLT) e construção da série de concentração de sedimentos. As curvas de calibração entre para a série de CSS foram construídas distintamente para eventos



de precipitação monitorados e considerando o tipo de amostragem (manual ou automática). As amostragens manuais tiveram prioridade para composição das curvas de calibração na construção da série, sendo utilizadas as curvas de calibração com os amostradores automáticos apenas na ausência ou insuficiência de informações geradas pela amostragem manual. De modo que a combinação de amostragem automática e manual na composição de curvas de calibração só foi realizada quando as amostragens dos instrumentos automáticos capturaram uma variação nos níveis de turbidez cuja amostragem manual não foi possível de ser realizada naquele período.

Foram coletadas um total de 168 amostras em períodos de evento com o valor máximo de coleta de  $10,9 \text{ gL}^{-1}$ . A CSS máxima derivada por curvas de calibração do turbidímetro foi de  $13,09 \text{ gL}^{-1}$  e permitiu a construção de uma série com valores de CSS derivadas do equipamento com 10 minutos de intervalo de tempo. Combinando dados de vazão, cargas instantâneas de sedimentos em suspensão ( $QCSS$  em  $\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$ ) pode ser determinada pelo produto  $Qt$  e  $CSSt$  que expressa a perda de solo por unidade de tempo. A série de CSS permitiu o cálculo da produção de sedimentos em suspensão para cada evento. Essas informações foram utilizadas na etapa de calibração do modelo de simulação de erosão LISEM.

### 3.3.3.2 Técnicas de monitoramento para amostragem de sedimentos em arraste

Sedimentos em arraste foram coletados com amostrador Helley-Smith (US BL-84) em períodos de eventos com a ocorrência de variações de cota. Os procedimentos de coleta seguiram as recomendações descritas no Manual “Equipamentos e técnicas para medir a carga em arraste” do serviço geológico dos Estados Unidos (USGS, U.S. Geological Survey)(HUBBELL, 1964). O amostrador Helley-Smith BLH84 foi utilizado sua versão tradicional, conduzida por guincho fluviométrico e sua versão amostrador a vau. Amostras foram coletadas em simples e iguais incrementos de largura utilizando as 7 verticais de amostragem de velocidade (Figura 17).

Usualmente, a amostragem com Helley-Smith é conduzida com um mínimo de duas coletas por verticais, sendo a seção transversal seccionada em 20 verticais, assim, uma amostra é composta por 40 subamostras de verticais (MUHAMMAD et al., 2019). O protocolo de amostragem utilizado foi de sete verticais com seis coletas alternadas em cada vertical, totalizando 42 subamostras. Os intervalos de tempo

selecionados para cada inserção variaram de 15 segundos a 60 segundos sendo selecionados para garantir que as sacas do amostradores não superassem 50% da sua capacidade volumétrica em uma amostragem e houvesse coleta significativa de material. O tempo total das amostragens variaram de 14 a 42 minutos. A malha das sacas utilizadas para a amostragem foi de 200  $\mu\text{m}$ . Em todas as amostragens, as cotas iniciais e finais da régua linimétrica foram tomadas juntamente com medidas de cotas em uma régua localizada a 25,9m a montante para estabelecer a declividade da linha de água.

A amostragem foi conduzida para determinação de taxa de transporte de sedimentos em arraste por unidade de largura, representado na Equação 23.

$$q_{SAR} = \frac{M_s}{\Delta t \cdot w_{amostrador}} \quad (23)$$

Sendo  $q_{SAR}$  a taxa de sedimentos por unidade de largura ( $\text{g}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ),  $\Delta t$  o tempo total de amostragem e  $w_{amostrador}$  é a abertura do Helley smith (0,0762m). O transporte de sedimentos ocorre em uma largura total de rio de 8,8m, sendo que a taxa total de sedimentos ( $\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$ ) na seção pode ser expressa por  $8,8 \cdot q_{SAR}$ .

Os sedimentos em arraste coletados foram encaminhados para secagem em estufa a  $100^\circ\text{C}$  para que após 24 horas secagem completa fosse realizado a pesagem do material seco e o peneiramento em escala  $0,5\Phi$  (<125  $\mu\text{m}$ , 125  $\mu\text{m}$ , 180  $\mu\text{m}$ , 250  $\mu\text{m}$ , 355  $\mu\text{m}$ , 500  $\mu\text{m}$ , 850  $\mu\text{m}$ , 1 mm, 1,18  $\mu\text{m}$ , 2 mm, 4 mm, 8 mm, 11 mm, 16 mm, 22,6 mm, 32mm, 45 mm, 64 mm, 90 mm, 128 mm). Esse procedimento permitiu a realização da distribuição de tamanho de Partículas (DTP) do material em transporte e a determinação de diâmetros de referência. A DTP pode ser expressa pela construção da curva de frequência acumulada, que representa por peso menor ao respectivo diâmetro em relação ao total da amostra, iniciando na classe de menor tamanho. A curva de frequência acumulada indica o percentil da classe e indica resultando em valores percentuais mais fino a um determinado diâmetro.

Um tota de 40 amostras de sedimento em arraste distribuídas temporalmente durante eventos de chuva com variação de cota foram coletadas. O conjunto de amostra foi utilizado par verificação de dependência hidráulica da seção e principalmente, para a construção da curva chave de sedimentos em arraste pela relação entre vazão e  $q_{SAR}$ .

### 3.3.3.3 Caracterização e classificação da granulometria de partículas do leito

A distribuição do tamanho de partículas (DTP) que ocupam em função da espessura de cada camada foi determinada de acordo com as distribuições espaciais de diferentes unidades de mapeamento do leito. A representação da DTP foi realizada para o mapa de material constituinte (Figura 13 B) e determinada a distribuição do tamanho de partículas do material transportável (partículas <362mm) em duas camadas (superficial e subsuperficial). Como o material mais grosso tem menor mobilidade e a unidade de mapeamento é representada também por rochas não segmentadas do material de origem, essa unidade de mapeamento foi considerada composta por partículas entre 362mm e 512mm.

A amostragem de partículas seguiu instruções por descritas em Bunte e Abt (2001). As camadas foram consideradas como camadas superficial e subsuperficial em função das camadas não apresentarem uma transição evidente de estratificação vertical. A camada superficial é composta por todas as partículas expostas e, conseqüentemente, a camada subsuperficial é uma camada não exposta. As amostragens que melhor descrevem esse arranjo de camadas são a amostragem por área para a camada superficial e a amostragem volumétrica para subsuperficial, pois introduzem um menor erro por observador.

Uma amostragem simplificada foi conduzida em 1 m<sup>2</sup> de área para determinar um número de partículas necessário para um desvio definido como aceitável em diferentes magnitudes de tamanhos de partícula para definir um tamanho amostral (APÊNDICE D). O projeto piloto apresentado no APÊNDICE D resultou em uma área de amostragem de 12m<sup>2</sup> para determinação da granulometria da camada superficial e, aproximadamente, 60L de material para a camada subsuperficial.

A distribuição espacial dessa amostragem é apresentada na Figura 21 A, onde foram realizadas coletas de 3m<sup>2</sup> divididas em subamostras de 1m<sup>2</sup> em 4 seções distribuídas ao longo do trecho de interesse. Essas seções foram determinadas em locais que apresentavam sedimentos com DTP <362mm ao longo da seção e que permitiam a extração de 3m<sup>3</sup> de área superficial. O quadro de 1m<sup>2</sup> de área era projetado sobre o garantindo uma distância de 2m entre cada área de amostragem na seção (Figura 21 A). Isso foi feito seguindo as recomendações de Bunte e Abt (2001) que sugerem uma distância maior a dois diâmetros das maiores partículas encontradas no leito e uma distribuição espacial homogênea dos quadros na seção.

O primeiro quadro de cada seção foi alocado a 1m da margem direita em cada seção. A pesagem foi realizada para as seções separadamente, porém, como resultado geral, foi apresentado uma distribuição de tamanho de partículas total para garantir menor desvio amostral.

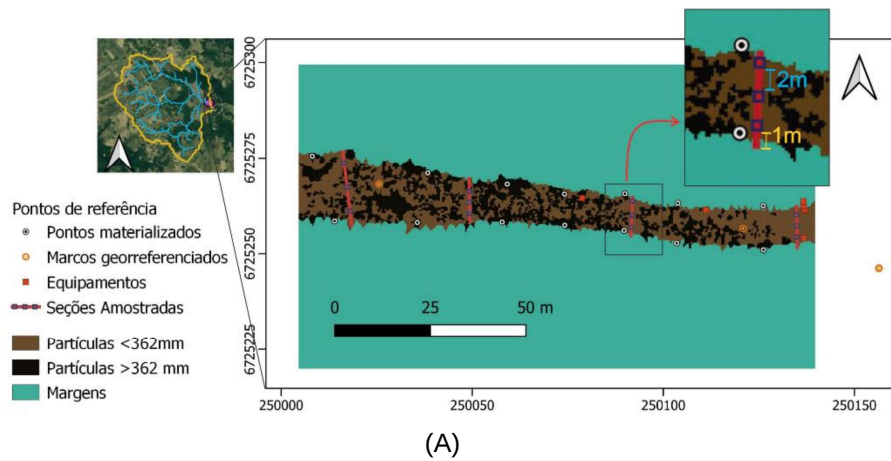
A coleta e classificação do material constituinte do leito foi realizada sendo coletado manualmente as partículas de superfície para definir um tamanho amostral (Figura 21 B), que expôs a camada subsuperficial (Figura 21 C) a qual foi posteriormente coletada com o uso de um balde de volume de 3L. Cinco volumes de 3L foram coletados para totalizar 15L por seção e 60L de amostra total para camada subsuperficial. O material separado do leito foi classificado com o uso de um ábaco (*Gravelometer* ou *Cascalhómetro*) para partículas > 8mm e colocado sobre uma manta plástica para secagem por 24 horas (Figura 21 D). O material foi classificado em termos de material não passante sobre a abertura, ou seja, categorizado como “maior que” a abertura do ábaco cujo material não passava, processo similar ao material retido em peneiras. A proporção do material ≤ 8mm foi peneirado em laboratório. A proporção do material > 8mm foi contabilizada e separada (Figura 21 E).

Partículas que eram impossíveis de serem removidas foram estimadas sua massa com base nas suas dimensões. Os dois eixos expostos foram mensurados considerando que esses eixos eram o eixo mais longo (denominado eixo a) e o eixo intermediário (eixo b). O eixo c foi estimado considerando a esfericidade do material ( $c = 2/3$  eixo b) e o volume da partícula foi determinado por  $\frac{\pi}{6} * (a * b * c)^3$  e seu peso determinado indiretamente pela relação com a densidade do quartzo (2,65 g/cm<sup>3</sup>).

Após a pesagem, foram geradas as curvas acumuladas do percentual não passante ou retido em cada classe para determinar o percentual total de partículas que são menores a determinados diâmetros. Na

Figura 22 são apresentadas a DTP para as diferentes seções e o valor da amostragem geral, com os valores combinados das quatro seções.

Figura 21 - Procedimento amostral de coleta de partículas do leito. (A) regiões de coleta, (B) coleta manual de partículas, (C) exposição da camada subsuperficial, (D) processo de secagem e (E) pesagem do material seco.



(A)



(B)



(C)

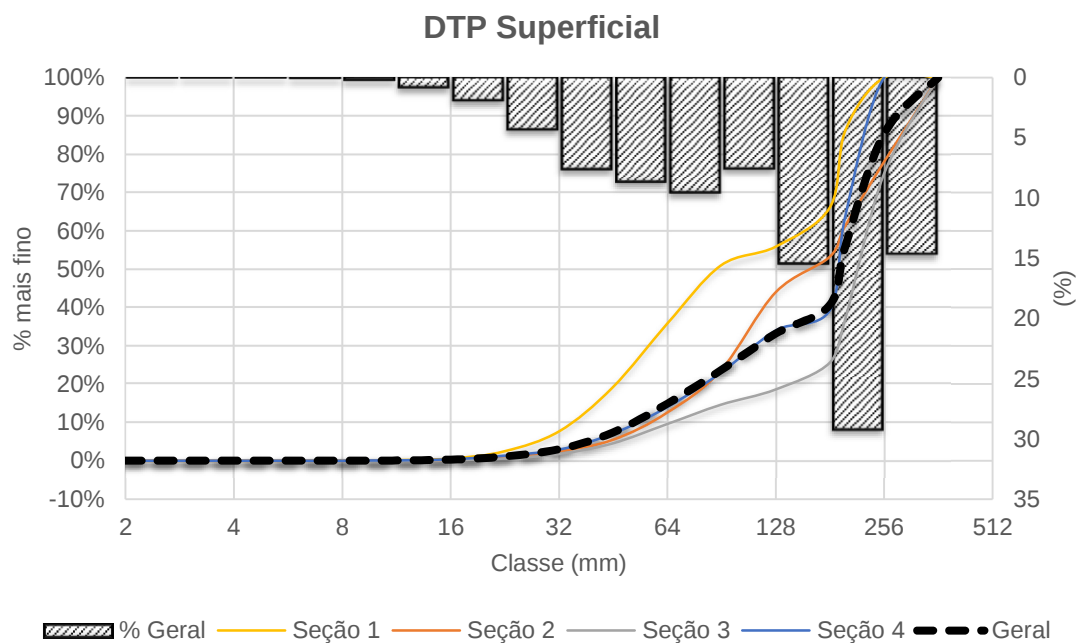


(D)



(E)

Figura 22 - Distribuição de Tamanho de partículas para a (A) camada superficial e (B) subsuperficial.



A determinação das distribuições de tamanho de partículas permitiu realizar a descrição de características que são importantes para análises de transporte de sedimentos. O fator de Inman ( $S_{Inman}$ ) representa o grau de organização pela distribuição de tamanho de partículas (Equação (24) com dois percentis que expressam os pontos de curvatura de uma distribuição gaussiana ( $D_{16}$ ,  $D_{84}$ ), que resultam em, aproximadamente, o intervalo de dados de um desvio padrão em torno da média. O diâmetro de referência ( $D_i$ ) pode ser diretamente expresso em  $\phi$  por  $-\log(D_i)/\log(2)$ .  $S_{Inman}$  é um coeficiente aritmético pois determina o desvio padrão pela relação aritmética de diâmetros em unidades  $\phi$ . A distribuição em escala  $\phi$  tende a apresentar uma distribuição próxima a normal da Distribuição do tamanho de partículas. O valor de  $S_{Inman}$  permite a classificação em 7 classes de grau de organização (Tabela 1), desse modo, quanto mais distintos os valores de  $D_{16}$  \*  $D_{84}$  maior será o valor de  $S_{Inman}$ .

$$S_{Inman} = \left| \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2} \right| \quad (24)$$

Tabela 1 – Classificação de valores do coeficiente de Inman quanto ao grau de organização

Valores de <i>Inman</i>	grau de organização
> 4	Extremamente pobre
2 – 4	Muito pobre
1 – 2	Pobre
0,71 – 1	Moderado
0,5 – 0,71	Moderadamente bem
0,35 – 0,5	Bem
< 0,35	Muito bem

Fonte: autor

Análogo ao coeficiente de  $S_{Inman}$ , que utiliza um desvio padrão dos tamanhos de partículas em unidades  $\phi$  usando  $D_{84}$  e  $D_{16}$  em uma distribuição normal, o desvio padrão pode ser diretamente expresso em mm por uma função lognormal ( $S_{g \log}$ , Equação 25).  $S_{g \log}$  é um coeficiente geométrico por retornar um valor referente aos diâmetros em mm.

$$S_{g \log} = 10^{\left(\frac{\log\left(\frac{D_{84}}{D_{16}}\right)}{2}\right)} \quad (25)$$

O coeficiente de gradação (*S Grad*) (Equação 26) calcula a propagação de uma distribuição de percentis em mm. O coeficiente fornece uma medida da diversidade de tamanhos de partícula de modo que quanto maior a faixa de tamanhos de grãos presentes em uma amostra, maior o coeficiente de classificação, sendo que uma amostra uniforme teria um coeficiente de classificação de uma unidade.

$$S_{Grad} = \frac{\left(\frac{D_{84}}{D_{50}} + \frac{D_{50}}{D_{16}}\right)}{2} \quad (26)$$

A relação entre o coeficiente geométrico de  $S_{g \log}$  e *S Grad* fornecem valores ligeiramente diferentes se a distribuição de tamanho for assimétrica. Além das análises de distribuição de tamanho, foi possível calcular o grau de distorção das amostras (*Skewness*, Equação 27)(27), que representa o quão desviada em relação a normal a amostra está. Distribuições com *Skewness* negativa vão apresentar assimetria negativa desviadas para a extremidade inferior das distribuições, enquanto as distribuições com *Skewness* positivos são inclinadas para a parte mais alta. A classificação é apresentada na Tabela 2.

$$Skewness = -\left(\frac{\phi_{16} + \phi_{16} + 2 * \phi_{50}}{\phi_{84} - \phi_{16}}\right) \quad (27)$$

Tabela 2- Classificação de valores de *Skewness* quanto sua assimetria

<i>Skewness</i>	Classificação
-0,3 até -1	Muito assimétrica para o lado fino
-0,1 até -0,3	Assimétrica para o lado fino
-0,1 até 0,1	Quase simétrica
até 0,3	Assimétrica para o lado grosso
0,3 até 1	Muito assimétrica para o lado grosso

Fonte: autor



Os diâmetros relativos  $D_{16}$ ,  $D_{50}$ ,  $D_{84}$  e  $D_{90}$  e os coeficientes  $S_{Ilman}$ ,  $S_{g\ log}$ ,  $S_{Grad}$  e  $Skewness$  são apresentados na Tabela 3 para a distribuição de tamanho de partículas para as quatro seções e para a amostra completa (Geral).

Tabela 3 - Diâmetros de referência da DTP superficiais e subsuperficiais apresentados na

Figura 22

<b>Superficial</b>					
Parâmetro	Seção 1	Seção 2	Seção 3	Seção 4	Geral
$D_{16}$ (mm)	41,50	72,13	103,25	69,81	<b>60,67</b>
$D_{50}$ (mm)	88,43	162,28	218,87	189,13	<b>192,45</b>
$D_{84}$ (mm)	197,76	284,98	294,37	230,95	<b>253,37</b>
$D_{90}$ (mm)	214,85	313,86	319,73	240,34	<b>289,54</b>
$S_{Ilman}$	6,50	7,16	7,45	6,99	<b>6,95</b>
Classificação de $S_{Ilman}$	EP	EP	EP	EP	<b>EP</b>
$S_{g\ log}$	2,18	1,99	1,69	1,82	<b>2,04</b>
$S_{Grad}$	2,18	2,00	1,73	1,97	<b>2,24</b>
$Skewness$	-0,03	0,18	0,43	0,67	<b>0,62</b>
Classificação de $Skewness$	MAG	AG	MAG	MAG	<b>MAG</b>
<b>Subsuperficial</b>					
Parâmetro	Seção 1	Seção 2	Seção 3	Seção 4	Geral
$D_{16}$ (mm)	1,83	2,69	6,99	5,73	<b>3,25</b>
$D_{50}$ (mm)	28,39	14,64	23,71	28,66	<b>24,38</b>
$D_{84}$ (mm)	61,73	43,66	59,15	68,34	<b>60,87</b>
$D_{90}$ (mm)	84,46	65,55	70,55	76,46	<b>73,37</b>
$S_{Ilman}$	3,41	3,44	4,35	4,31	<b>3,81</b>
Classificação de $S_{Ilman}$	MP	MP	EP	EP	<b>MP</b>
$S_{g\ log}$	5,81	4,03	2,91	3,45	<b>4,33</b>
$S_{Grad}$	8,84	4,22	2,94	3,69	<b>5,00</b>
$Skewness$	0,56	0,22	0,14	0,30	<b>0,38</b>
Classificação de $Skewness$	MAG	AG	AG	MAG	<b>MAG</b>

Fonte: autor. EP- Extremamente pobre, MP – Muito pobre, MAG – Muito assimétrica para a parte grossa, AG – Assimétrica para a parte Grossa.

A determinação de DTP para as camadas subsuperficiais e superficiais indicam uma composição do leito muito assimétrica para a composição mais grossa do material tanto para subsuperficial. A composição do leito representa um grau de organização extremamente pobre para a camada superficial e muito pobre para a

camada subsuperficial. Essas características de DTP indicam que a composição do material do leito é composta majoritariamente por partículas grossas com pouca disponibilidade de material mais fino. É previsível que as funções de exposição e proteção das partículas sejam muito relevantes na simulação dos processos neste trecho do rio em função das características da DTP. Como as grandes partículas tendem a estar mais expostas, o material transportável tendem a ser muito influenciadas pela disposição e disponibilidade do material grosseiro.

### 3.4 ANÁLISE DOS EVENTOS DE CHUVA VAZÃO

Os dados de monitoramento hidrológico foram usados para quantificar precipitação, vazão, turbidez e concentração de sedimentos em suspensão continuamente visando caracterizar o comportamento dos escoamentos e dos processos erosivos da bacia durante o período de monitoramento. Foram computadas “variáveis características” dos eventos monitorados para compreender o impacto de magnitude das chuvas nas respostas hidrológicas (escoamentos e na produção de sedimentos) na calha fluvial. Essas variáveis refletem as repostas da bacia em relação aos estímulos proporcionados pela chuva em 11 eventos com valores de precipitação significativos. O conjunto de dados foi relativamente escasso para um período de monitoramento de, aproximadamente, dois anos, entretanto, reflete as condições climáticas de seca que presenciou o sul do Brasil. As variáveis são extraídas dos hietogramas, hidrogramas e sedimentogramas e são medidas de posição (média, máxima etc.) ou quantificações totais de variáveis descritas em cada intervalo de tempo.

A caracterização do potencial erosivo da chuva pode ser determinada por relações empíricas derivadas da intensidade da chuva. A intensidade média de chuva do evento foi calculada para compor uma medida referencial, e as variáveis intensidade máxima de trinta minutos ( $I_{30max}$ ), pela máxima precipitação ocorrida no intervalo de trinta minutos de eventos. A energia cinética foi determinada pela relação empírica com a intensidade máxima de 30 minutos determinadas por Sanchez-Moreno et al. (2012). As especificações de cada variável estão apresentadas na Tabela 4.

Tabela 4 - Variáveis hidrológicas características da precipitação

Variável	Equação	Descrição
Intensidade média (mm/h)	$P/\Delta t$	A razão entre Precipitação total do evento e intervalo de tempo. $\Delta t$ é o tempo de duração da chuva, sendo excluído intervalos com tempo seco maiores a 4h desse intervalo.
I30max	-	Máxima precipitação de 30 minutos.
Máxima energia cinética	$KEr = a \cdot I30max^b$	KEr é energia cinética da chuva determinada por Sanchez-Moreno et al. (2012) onde $a = 7,6$ e $b = 0,220$ em $J \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$

Fonte: autor.

Como há dois postos de monitoramento na bacia hidrográfica, as variáveis características da precipitação foram computadas pela precipitação ponderada pela área de influência de cada ponto, ou seja  $(P1 * A1) + (P2 * A2) / (A1 + A2)$ , sendo P1 e P2 as precipitações observadas em intervalos de 10 minutos pelos pluviômetros automáticos e A1 e A2 suas respectivas áreas de abrangência (Figura 16).

As variáveis de descargas líquidas computadas são referentes a quantificação volumétrica de perda de água da unidade de monitoramento. A quantificação do volume total escoado ( $Vqt$ ) e do volume superficial escoado ( $Vqs$ ) permite quantificar a relação entre as respostas totais e superficiais da unidade de monitoramento frente a volumes de chuvas. As equações e detalhes são apresentados na Tabela 5.

Tabela 5 - Variáveis hidrológicas características de escoamento

Variável	Equação	Descrição
Volume escoado total	$Vqt = \sum Qt * \Delta t$	$Qt =$ Vazão total no intervalo t ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ), $\Delta t =$ Intervalo de tempo da série (600s)
Volume superficial escoado	$Vqs = \sum qst * \Delta t$	$qs =$ Vazão superficial no intervalo t ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ), $Qt - qbt, \Delta t =$ Intervalo de tempo da série (600s)

Fonte: autor.

As variáveis características de sedimentos calculadas são dois valores de posição para a SSC (máxima e média) e a produção total de sedimentos (PS). Também é calculada a perda de solo por área total, expressa através do cálculo de

PS e a carga instantânea, que remete a massa de sólidos perdidos por intervalo de tempo. A descrição é apresentada na Tabela 6.

Tabela 6 - Variáveis características para sedimentos em suspensão

Variável	Equação	Descrição
SSCmax		Máxima concentração de sedimentos em suspensão no período de evento
SSCmed		Concentração média de sedimentos no período de evento.
Produção de sedimentos em suspensão	$PS = \frac{1}{10^3} \sum (Qt * \Delta t * CSSt)$	$CSSt$ = Concentração de sedimentos ( $\text{g.L}^{-1}$ ). O prefixo $\frac{1}{10^3}$ converte para toneladas (t).
Produção de Sedimentos específica	$PSe = \frac{PS}{At}$	$At$ é a área total da bacia
Dss	$Qt * CSSt$	Descarga Sólida em Suspensão.

Fonte: autor.

As variáveis características têm o objetivo de sumarizar as informações de eventos de chuva para caracterização geral das perdas de água e de solo que refletem a sensibilidade da bacia considerando o impacto das chuvas. Essas variáveis foram utilizadas para calibração do modelo LISEM, indicando a certeza de valores totais na simulação de perda de solo e água. O modelo LISEM será ajustado para representar o escoamento sólido em suspensão pela representação da Dss ou a PS.

### 3.5 MODELAGEM DA BACIA VERTENTE

O processo de parametrização do LISEM é conduzido para atribuir os valores das variáveis físicas às unidades de mapeamento responsáveis pela sua espacialização. O modelo utiliza a biblioteca PCRaster para processos de cálculo, manipulação e geração de dados distribuídos em camadas raster. A biblioteca PCRaster está disponível em um módulo da linguagem Python, o qual foi utilizado para o processo de criação e manipulação de mapas desse trabalho. Para representar

o ambiente da bacia do Guarda Mor, uma resolução de 10m de tamanho de pixel foi selecionada visando mapear os diferentes usos (estradas, sistemas de cultivo, pastagem, canais fluviais e regiões impermeáveis) sem comprometer a eficiência de processamento.

Para a geração dos mapas, quatro mapas-bases foram fornecidos: Modelo Digital de Elevação (MDE, Figura 6), Mapa de uso (Figura 9), Mapa de solo (Figura 8) e mapa de influência pluviométrica de cada posto (Figura 16 A). A maioria dos mapas bases são unidades de mapeamento em que as propriedades de relevo, canais, infiltração, superfície, cobertura do solo e erosão são geradas. Isso é realizado atribuindo dados tabelados (referente às variáveis físicas representadas pelo modelo) às unidades de mapeamento. Os aspectos gerais da manipulação e criação de mapas para a simulação são apresentados nesta seção.

### **3.5.1 Representação da superfície, distribuição do escoamento e processo em canais**

O MDE pode ser considerado o principal atributo do modelo tendo em vista a rotina de simulação superficial. O relevo foi representado no modelo a partir de dados MDE ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer ou Radiômetro de Reflexão e Emissão Térmica Espacial avançada) oriundos do satélite ALOS PALSAR fornecido pelo repositório *Earth Data* (<https://search.asf.alaska.edu/>). A cena utilizada corresponde a data de 23/03/2011, ao caminho 76 e ao quadro 6580. A imagem fornecida possui pixel com resolução de 12,5m, essa imagem foi reamostrada para 10m de resolução (escala dos mapas base), sendo interpolada pelo método bilinear e convertida para o formato PCRaster (.map). Por meio do sub-rotinas da biblioteca PCRaster, o MDE é reprocessado para informar a direção de escoamento (nomeado de LDD pois significa *local drain direction* ou local de direção de drenagem) que irá representar espacialmente a distribuição espacial do escoamento. Subprocessos do LISEM utilizam a declividade e a área acumulada para calcular o *Stream Power Index*, índice topográfico que representa o poder do escoamento e é utilizado para o cálculo da desagregação nos processos erosivos. O método de distribuição unidimensional do escoamento foi selecionado para que a simulação dos processos cinéticos de superfície fosse conduzida unicamente na direção coordenada pela rede de drenagem local (LDD).

Os parâmetros de superfície informados para a parametrização a simulação superficial dos escoamentos, além do MDE, são a RR e o valor de n de Manning. Para a sub-bacia do Guarda Mor, RR foi coletado de trabalhos determinados no sul do Brasil em regiões com semelhanças de relevo e tipo de solo (BARROS, 2012; BARROS et al., 2014; SILVA et al., 2021), não sendo determinados no local. Os valores de n de Manning são observações de valores médios de Engman (1986) para coberturas de solo correspondentes às encontradas na bacia do Guarda mor.

A etapa de ajuste do LISEM irá considerar a adequação desses parâmetros para estabelecer valores funcionais para o local. Os valores de n de Manning e de RR utilizados como valores de entrada no modelo são apresentados na Tabela 7.

Tabela 7 - Valores de parâmetros de superfície de entrada na modelagem com LISEM.

Tipo de uso	RR	n	Descrição do autor	Fonte
Pastagem	1,2	0,529	Gramma	Engman (1986)
Floresta	4,5	0,750	Floresta	Rodrigues et al. (2014)
Cultivo	2,5	0,353	Sem revolvimento	Engman (1986)
Impermeável	0,0	0,011	Concreto - Asfalto	Engman (1986)
Estrada	3,9	0,010	Estrada	Barros (2012)

Fonte: Autor.

Os parâmetros de cobertura expressam a interceptação pelo dossel utilizando o índice de área folhar (IAF), fração vegetada e altura de planta. Os valores desses parâmetros foram determinados para os diferentes tipos de uso da bacia seguindo o calendário agrícola apresentado por Barros (2012), com os valores de cobertura vegetal do uso cultivo utilizado o parâmetro para soja de cultivo mínimo, preponderante na região de estudo. O uso floresta possui valores IAF = 3, pastagem IAF = 4 e o cultivo variando de 0,45 em períodos de inverno (representando a cobertura vegetal do plantio direto) a 6,8 para meses de verão (representando os estágios reprodutivos com maior cobertura vegetal da planta cultivada). A altura de planta foi assumida 5m para floresta, 0,1m para para pastagem e o cultivo de soja variando de 0,2 (período de inverno) a 1,1 (verão). Por fim, a fração vegetada de florestas e pastagem recebe o valor 1 (100%) e para cultivo varia de 0,6 a 1 seguindo o calendário agrícola proposto por Barros (2012).

### 3.5.2 Infiltração

O modelo de infiltração de Green and Ampt requer a informação espacial dos parâmetros  $\theta_s$ ,  $\theta_i$ ,  $\Psi$ ,  $K_s$  e a profundidade do solo. As propriedades físico-hídricas do solo foram determinadas em um estudo de campo apresentado no Apêndice A. Os valores de  $K_s$ ,  $\theta_s$ ,  $\Psi$  são determinados pela análise laboratorial de 54 pontos espacializados na bacia hidrográfica. O mapa base para espacialização é determinada seguindo a avaliação estatística apresentadas também no Apêndice A na etapa de análise de importância do modelo estatístico. Segundo essa análise, a informação espacial mais expressiva para a determinação da  $K_s$  e da porosidade do solo é o uso do solo. Sendo assim, os valores de propriedades de infiltração foram especializados seguindo as unidades de mapeamento de uso do solo (Figura 9) com exceção da profundidade do solo, que é uma característica geomorfológica intrínseca da formação do solo e foi especializada para o mapa pedológico (Figura 8).

De acordo com a Tabela 30 do Apêndice A, há alta variabilidade para essa variável dentro de uma mesma classe de uso ( $CV > 25\%$  em todos os casos). Isso indica que a  $K_s$  não segue uma distribuição normal e a média não é uma medida de posição representativa. Dessa forma, a mediana foi utilizada como uma medida de posição para a representação para cada classe com exceção do uso estrada que, como possui apenas duas medidas se utilizou a de menor valor. Os valores de  $K_s$  utilizado como valores de entrada para a simulação do LISEM são rerepresentados na Tabela 8.

A  $\theta_s$  pode ser tomado como o valor máximo derivados da CRA. Assim os valores de  $\theta_s$  foram tomados dos ajustes (Figura 49, Apêndice A) e estão apresentados na Tabela 8. Bem como os valores de  $\Psi$  seguem a parametrização das CRA para composição de ajustes de equação (Apêndice A). Os valores de  $\Psi$  dependem da umidade inicial  $\theta_i$  parâmetro de calibração do modelo na aplicação na bacia do Guarda Mor.

Tabela 8 - conjunto de valores de parâmetros iniciais do modelo distribuídos pelo mapa de uso.

Uso do solo	Ks (mm.h <sup>-1</sup> )	$\theta_s$ (m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup> )	$\Psi$ (cm)
Cultivo	16,48	0,491	$ \Psi  = \frac{\left[ \left( \frac{0,491 - 0,050}{\theta - 0,050} \right)^{\frac{1}{0,082}} - 1 \right]^{1/1,09}}{0,101}$
Estrada	3,80	0,506	$ \Psi  = \frac{\left[ \left( \frac{0,506 + 0,111}{\theta + 0,111} \right)^{\frac{1}{0,031}} - 1 \right]^{1/1,033}}{0,172}$
Floresta	182,2	0,592	$ \Psi  = \frac{\left[ \left( \frac{0,592 + 0,217}{\theta + 0,217} \right)^{\frac{1}{0,067}} - 1 \right]^{1/1,072}}{0,464}$
Pastagem	37,02	0,563	$ \Psi  = \frac{\left[ \left( \frac{0,563 + 0,209}{\theta + 0,209} \right)^{\frac{1}{0,075}} - 1 \right]^{1/1,081}}{0,045}$

Fonte: autor.

A profundidade efetiva do solo foi determinada pela profundidade aproximada dos horizontes A para Neossolos (500mm para as unidades RL e 400mm RL+RR do mapa de solos, Figura 8) e Cambissolos receberam o mesmo valor aos Neossolos Regolíticos, por haver semelhanças pedológicas entre ambos com o horizonte Bi pouco propício para drenagem.

Para Nitossolos, foi considerada a profundidade aproximada de horizontes A, AB e BA podendo estender até o horizonte B. Isso é justificado pela estrutura de camadas subsuperficiais que podem garantir boa condição de drenagem. Os Gleissolos da região possuem profundidade do horizonte A próximo a 40cm, entretanto um horizonte B é relativamente arenoso, que garantem grandes taxas de infiltração, logo o valor de 800mm foi adotado. Semelhante ao Argissolo, que possui um B textural com alta capacidade de infiltração tendo sido selecionado o valor de 1000mm em função dos valores de Ks encontrados em grandes profundidades do



horizonte B. Os valores de profundidade efetiva do solo são apresentados na Tabela 9.

Tabela 9 - Profundidade efetiva dos solos

Solos	Profundidade efetiva (mm)
Cambissolo (Cx)	500
Gleissolo (Gx)	800
Nitossolo (Nv)	1100
Argissolo (PAC)	1000
Neossolo (RL)	400
Neossolos (RR+RL)	500

Fonte: autor.

### 3.5.3 Parâmetros de Erosão

A coesão do solo foi determinada para os diferentes usos da bacia com o uso do aparelho Torvane, seguindo o procedimento metodológico apresentado no Apêndice B. Foi utilizado o valor médio observado para cada uso (Tabela 33), ou seja, 21,83 KPa para Cultivo, 25,01 Kpa para estrada, 13,73 KPa para floresta e 30,69 KPa para pastagem. A coesão adicional pelas raízes foi tomada como referência o trabalho de Barros (2012), resultando uma coesão adicional de 1 KPa para cultivo, 10 KPa para Floresta e 6 KPa para Pastagem.

A estabilidade de agregados foi determinada pelo teste de impacto de gotas sobre agregados (Apêndice C). O teste permitiu referenciar os valores para diferentes tipos de uso e solo. Foi selecionado o uso do solo como mapa base, sendo o valor de referência para o Cultivo a amostra A-35 (482,45), de floresta a amostra A-38 (1506,6) e pastagem a amostra A-46 (402,65).

Dois parâmetros de tamanho de partículas são informados para compor a equação de desagregação do modelo referente aos diâmetros relativos  $D_{90}$  e  $D_{50}$ . Para isso foi realizado a determinação do tamanho de partículas conforme apresentado no Apêndice D, o qual resultou nos valores  $D_{90}$  e  $D_{50}$  apresentados na Tabela 10.

Tabela 10: determinação de  $D_{50}$  e  $D_{90}$  para os tipos de solo

Tipo de solo	$D_{50}$	$D_{90}$
Cambissolo	26,6	169
Neossolo	24,3	146
Argissolo	44,2	279
Neossolo	18,8	258

Nitossolo	26,6	169
Gleissolo	18,4	212

Fonte: autor.

### 3.5.4 Calibração do modelo LISEM

#### 3.5.4.1 Parâmetros de Calibração

A calibração do modelo LISEM foi executada com objetivo de redimensionar, por meio de fatores escalares, parâmetros que se apresentam sensíveis ao ajuste do modelo e possuem incertezas em suas determinações ou são medidas indiretas. No ajuste hidrológico do modelo, a capacidade de simulação é determinada pela similaridade entre a vazão simulada e a monitorada. Já a capacidade do modelo em representar os processos de produção de sedimentos decorre da capacidade do LISEM em reproduzir a concentração de sedimentos temporalmente distribuída em conformidade com o observado pelas técnicas de monitoramento ambiental aplicadas.

O parâmetro  $K_s$  foi tratado como um parâmetro de calibração devido sua variabilidade espacial e incertezas referente à sua representação sobre um ambiente anisotrópico.  $K_s$  foi modificada de maneira proporcional para os diferentes tipos de uso e ocupação para a calibração dos eventos e análise de sensibilidade. O parâmetro respeitou a diferença proporcional entre os valores determinados para os diferentes usos do solo pelo método de amostras indeformada. A estratégia foi adotada também para os parâmetros  $RR$  e  $n$  de Manning na etapa de calibração, sendo os fatores proporcionais aplicados ao mapa dos parâmetros também respeitando proporcionalidade. Os fatores proporcionais foram nomeados de  $fK_s$ ,  $f_n$  e  $fRR$  para representar os fatores de  $K_s$ ,  $n$  de manning e  $RR$  respectivamente e são valores proporcionais do valor calculado ao ajustado.

O conteúdo volumétrico de água no solo  $\theta_i$ , por não ser uma variável observada, mas influente principalmente na umidade inicial do solo antecedente ao evento foi tratado como um parâmetro de calibração. Os valores de  $\theta_i$  foram atribuídos como grau de saturação, que são expressos como um percentual da porosidade total ( $f\theta_s$ ) de cada unidade de mapeamento (uso do solo). A tensão matricial  $\Psi$  foi determinada com o uso de  $\theta_i$  adotado na simulação. Para cada rodada de simulação

a tensão é calculada com o valor escolhido de  $\theta_i$  aplicado às equações resultantes do ajuste de CRAs do solo (Tabela 8).

Ainda usando o sistema de atribuição proporcional, o valor de coesão do solo (coe) foi modificado para reproduzir a CSS e comparar com valores observados de CSS no exutório. O valor de coe é o parâmetro de calibração de sedimentos devido às incertezas em sua determinação pelo Torvane e maneira indireta de produzir funcionalidade nas funções de transporte de sedimentos. Foi ajustado a funcionalidade da resistência do solo à erosão à equação de transporte de Govers, implementada no modelo, com a eficiência de desagregação para solos coesos. A funcionalidade dos valores representa uma adaptação para uma equação de eficiência específica. As equações de eficiência atuam com limitadores de taxas de desagregação do solo e assumem valores em função da magnitude de coe. Não cumprindo com a funcionalidade de projetar a CSS simulada, o valor de coe será ajustado para calcular a produção de sedimentos total de eventos simulados ocorridos na bacia.

A concentração de sedimentos observada no exutório é mensurada em relação a vazão total escoada. A CSS observada, nesse sentido, está diluída com a parcela de escoamento subsuperficial. Sendo assim foi determinado a concentração de sedimentos em suspensão da parcela superficial ( $CSS_s$ ) onde a concentração é expressa pela quantidade volumétrica do escoamento superficial, determinado no processo de separação do escoamento.

#### 3.5.4.2 Preditores estatísticos de simulação

A seleção dos melhores valores de parâmetros no processo de calibração do modelo foi definida pelo valor de preditor estatístico Nash-Sutcliffe (Equação (16)) sendo a variável observada  $X_o^t$  e predita  $X_s^t$  assumindo os valores de vazão e concentração de sedimentos para calibrar o modelo hidrológico e sedimentológico. Esse preditor expressa o desvio da variância do erro da série temporal modelada em relação a variância da série temporal observada (NASH; SUTCLIFFE, 1970). O valor de melhor predição de um modelo pelo NSE é 1. Valores de  $NSE < 0$  expressam um desvio da série temporal maior que a variância da série temporal observada.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_1^T (X_o^t - X_s^t)^2}{\sum_1^T (X_o^t - \bar{X}_o)^2} \quad (16)$$

Sendo  $X_o^t$  a variável observada no tempo t,  $X_s^t$  a variável simulada para o tempo t,  $\bar{X}_o$  a média da variável. Além de NSE, os preditores erro percentual médio (Percentual Bias, PBias), RMSE (do inglês *root-mean-square deviation*, ou raiz quadrada do erro quadrático médio), Erro quadrático médio ( $R^2$ ) foram determinados para avaliar a eficiência do LISEM na ação de predição de vazão e CSS (Tabela 11). Além disso, a eficiência volumétrica (VE) foi calculada para a simulação de vazão. O grau subjetivo de assertividade do modelo segue o exposto na Tabela 12, que apresenta também o valor do preditor RAE (*relative absolute error* ou erro relativo absoluto) que foi utilizado para quantificar a diferença entre variáveis hidrológicas ou de sedimentos características. Essas variáveis não distribuídas temporalmente e são representadas por  $X_s$  que é a variável simulada e  $X_o$  a variável observada.

Tabela 11: Preditores estatísticos usado para análise qualitativa da simulação:

Preditor	Equação	Descrição
PBias	$100 * \left( \frac{\sum_{t=1}^n (X_s^t - X_o^t)}{\sum_{t=1}^n (X_o^t)} \right)$	Mensura a tendência média dos valores simulados de super ou subestimar os valores observados.
RMSE	$\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^n (X_s^t - X_o^t)^2}$	O RMSE fornece o desvio padrão do erro de previsão do modelo em mesma unidade da variável
$R^2$	$\left( \frac{\sum_{t=1}^n (X_s^t - \bar{X}_o) * (X_o^t - \bar{X}_s)}{N} \right)^2$ $\frac{SX_s^t * SX_o^t}{SX_s^t * SX_o^t}$	Covariância ou correlação de Pearson. $SX_s^t$ e $SX_o^t$ são as variâncias da variável observada e simulada.
VE	$1 - \frac{\sum_{t=1}^n  X_s^t - X_o^t }{\sum_{t=1}^n (X_o^t)}$	Varia de 0 a 1 e representa a fração de água entregue na Tempo. seu complemento representa a incompatibilidade volumétrica fracionária.
RAE	$\frac{ X_s - X_o }{X_o} * 100$	Erro relativo absoluto em relação a uma variável observada. Usado para avaliar a

simulação variáveis não distribuídas no tempo em eventos. Expressa em %.

Fonte: autor.

Tabela 12 - Classificação subjetiva dos valores dos preditores estatístico

Classificação	Valor de NSE	PBias	R <sup>2</sup>	VE
Muito bom	0,75 < NSE ≤ 1	0 < PBias ≤  10	0,8 < R <sup>2</sup> ≤ 1	0,75 < VE ≤ 1
Bom	0,6 < NSE ≤ 0,75	10  < PBias ≤  15	0,6 < R <sup>2</sup> ≤ 0,8	0,6 < VE ≤ 0,75
Satisfatório	0,5 < NSE ≤ 0,6	15  < PBias ≤  25	0,4 < R <sup>2</sup> ≤ 0,6	0,5 < VE ≤ 0,6
Insatisfatório	NSE ≤ 0,5	PBias <  25	R <sup>2</sup> ≤ 0,4	VE ≤ 0,5

Fonte: autor.

Os preditores estatísticos foram usados para a análise de sensibilidade e na etapa de calibração por tentativa e erro.

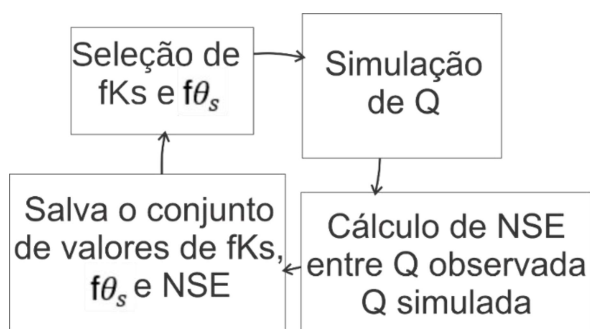
#### 3.5.4.3 Análise de sensibilidade do modelo e estratégia de calibração

Para verificar a sobreposição de importância de variáveis e a sensibilidade no modelo para simulação da infiltração, foi construída uma rotina desenvolvida em ambiente *python* para sequenciar a aplicação de valores combinados de fKs e  $\theta_i$  (principais parâmetros de modelagem da taxa de infiltração e da capacidade de armazenamento no solo) a eventos em que apresentaram diferenças na amplitude de funcionamento do parâmetro. Como a umidade inicial é uma função proporcional de  $\theta_s$ , será apresentado a relação grau de saturação ( $f\theta_s$ ) que indica o percentual volumétrico de água em relação a porosidade total. A rotina reproduziu o modelo LISEM com valores de fKs para os intervalos de 0,05 a 1 variando em 0,005 (0,5%) em cada aplicação. Para  $f\theta_s$  o intervalo foi de 0,5 a 1 para  $f\theta_s$  (abrangendo uma condição média de umidade até a saturada) variando os valores de  $f\theta_s$  em 0,015

(1,5%) em cada aplicação. A rotina executou o modelo LISEM 3717 vezes para dois eventos selecionados coletando em cada rodada os valores de NSE.

A análise de sensibilidade foi realizada variando os fatores proporcionais a fim de observar valores de intervalos de aplicação dessas variáveis e a amplitude de valores que convergem para cenários satisfatórios dos preditores estatísticos NSE. Essa etapa tem o objetivo de inferir na importância das escolhas de magnitudes das variáveis e principalmente no número de conjuntos de  $fK_s$  e  $f\theta_s$  que satisfazem a calibração dos eventos. Os valores serão apresentados em mapas de calor para as combinações utilizadas de valores de  $fK_s$  e  $f\theta_s$ . A rotina é esboçada na Figura 23.

Figura 23 - Rotina de simulação sequenciada para aplicação de combinações de valores de  $fK_s$  e  $f\theta_s$



Fonte: autor

Além de identificar os limites de intervalos em que  $K_s$  e  $f\theta_s$  podem ocorrer, a etapa tem o objetivo de identificar a sobreposição de funcionalidade dos parâmetros testados, que ocorre quando múltiplas configurações de valores garantem o ajuste do modelo (equifinalidade). Para modelagens de eventos, isso é desaconselhável pois não direciona para uma solução única e aplicável para uma variação restrita dos parâmetros ajustados.

A etapa de calibração foi executada por tentativa e erro tem o objetivo de encontrar valores aplicáveis dos parâmetros para viabilizar a avaliação de cenários, respeitando o conjunto de equações e de parâmetros utilizados. Um conjunto único de parâmetros deve ser utilizado para a simulação de múltiplos eventos em caso de verificação de equifinalidade entre os parâmetros na etapa de análise de sensibilidade.

### 3.5.5 Projeção do aumento de impacto erosivo de grandes chuvas causadas por de mudanças climáticas

O processo de calibração do LISEM foi realizado para construir um conjunto de parâmetros ajustados para representar os processos hidrológicos da bacia hidrográfica do Guarda mor com confiabilidade para simular cenários. Os cenários projetados foram utilizados para avaliar o impacto de grandes chuvas nas respostas do escoamento superficial e da produção de sedimentos no trecho fluvial a jusante. As grandes precipitações são responsáveis por significativas quantidades de escoamento e produção de sedimentos. É de consenso, que poucos eventos de precipitação podem ser responsáveis pela maior parcela de uma produção de sedimentos total anual.

As projeções de cenários do IPCC (IPCC, 2022) foram consideradas como agravantes de uma precipitação de projeto de 20 anos de tempo de retorno com duas horas de duração ( $P_{2h20A}$ ) na simulação de impactos com o modelo LISEM calibrado. A projeção de acréscimo de precipitação pelo IPCC é utilizada nesse trabalho pois utiliza uma base de dados de mais de 30 modelos com diferentes períodos para o cálculo de acréscimos no montante de precipitações diárias causados por mudanças de temperatura média anual em todo o globo.

As chuvas de projeto são as projeções de acréscimo de precipitação estimados para aumento da precipitação diária de acordo com os cenários do IPCC aplicadas sobre a  $P_{2h20A}$ . Logo, as chuvas de projetos  $P_{IPCC1.5}$ ,  $P_{IPCC2}$ ,  $P_{IPCC3}$  e  $P_{IPCC4}$  são a nomenclatura para uma chuva  $P_{2h20A}$  com o acréscimo de acumulado diário determinado pelas projeções dos cenários de aumento de 1,5°C, 2°C, 3°C e 4°C do último relatório do IPCC, respectivamente.

Uma chuva de projeto foi determinada utilizando a função de densidade de probabilidade da distribuição Gumbel (1958) para projetar uma chuva diária para a região baseadas em um histórico de dados. Com base na chuva diária, fatores de conversão temporal regional foram aplicados derivados de izosonas hidrológicas. A chuva de um dia de duração e 20 anos de tempo de retorno ( $P_{1d20A}$ ) foi determinada a partir da equação 28(28):

$$P_{1d20A} = Xm - 0,45 * DP - 0,7797 * DP * \ln \left[ -\ln \left( 1 - \frac{1}{TR} \right) \right] \quad (28)$$

Sendo  $Xm$  a média das máximas precipitações diárias anuais,  $DP$  o desvio das máximas precipitações diárias anuais e  $TR$  é o tempo de retorno (definido para 20 anos para determinação de  $P_{1d20A}$ ). A estação próxima a bacia hidrográfica com

menos falhas de dados é referente a estação Agência Nacional das Águas (Hidroweb) referente a estação de código 2953008 com mais de 50 anos de dados observados com poucas falhas. Para a construção de precipitação de projeto foi utilizado o período de 1972 a 2021 (50 anos). O registro de dados na estação contém falhas em 25% e 33% das observações para os anos de 2009 e 2010, respectivamente, em que não foram possíveis de serem preenchidas com estações adjacentes de 30km de raio.

A média de chuvas diárias máximas anuais ( $X_m$ ) na estação de código 2953008 é de 99,95 mm. O  $DP$  das máximas chuvas diárias foi de 26,07, o que resultou em  $P_{1d20A}$  de 148,59 mm. Para a conversão de uma chuva diária para uma chuva de 24 h, o fator de 1,14 é aplicado, resultando em 169,39mm. Seguindo o trabalho de Basso et al. (2016), o fator de conversão de uma chuva de 24h para 120min é 0,527, sendo a precipitação  $P_{2h20A}$  com esse fator de conversão calculada em 89,21mm.

A projeções do IPCC, pela média de 32 modelos de simulação climática e utilizando a base histórica são disponibilizadas via atlas digital em escala regional por mapas para seguindo a escolha do modelo e base de dados mais retroativa (1850 a 1900), a precipitação máxima diária anual e o percentual de acréscimo para o pixel espacialmente coincidente com a área experimental do Guarda Mor (centro do pixel localizado sob as coordenadas -53,5 e -29,5) são apresentados na Tabela 13. É válido destacar que as projeções de acréscimo percentual são referentes a chuva máxima diária anual e não se referem diretamente a uma projeção sobre chuvas extremas (TR = 20 anos). Entretanto, os acréscimos percentuais diretos são usados nesse trabalho creditando essas modificações em ocorrências de chuvas extremas.

Tabela 13: precipitação total estimadas seguindo a projeção do IPCC para TR=20 anos e 2h de duração.

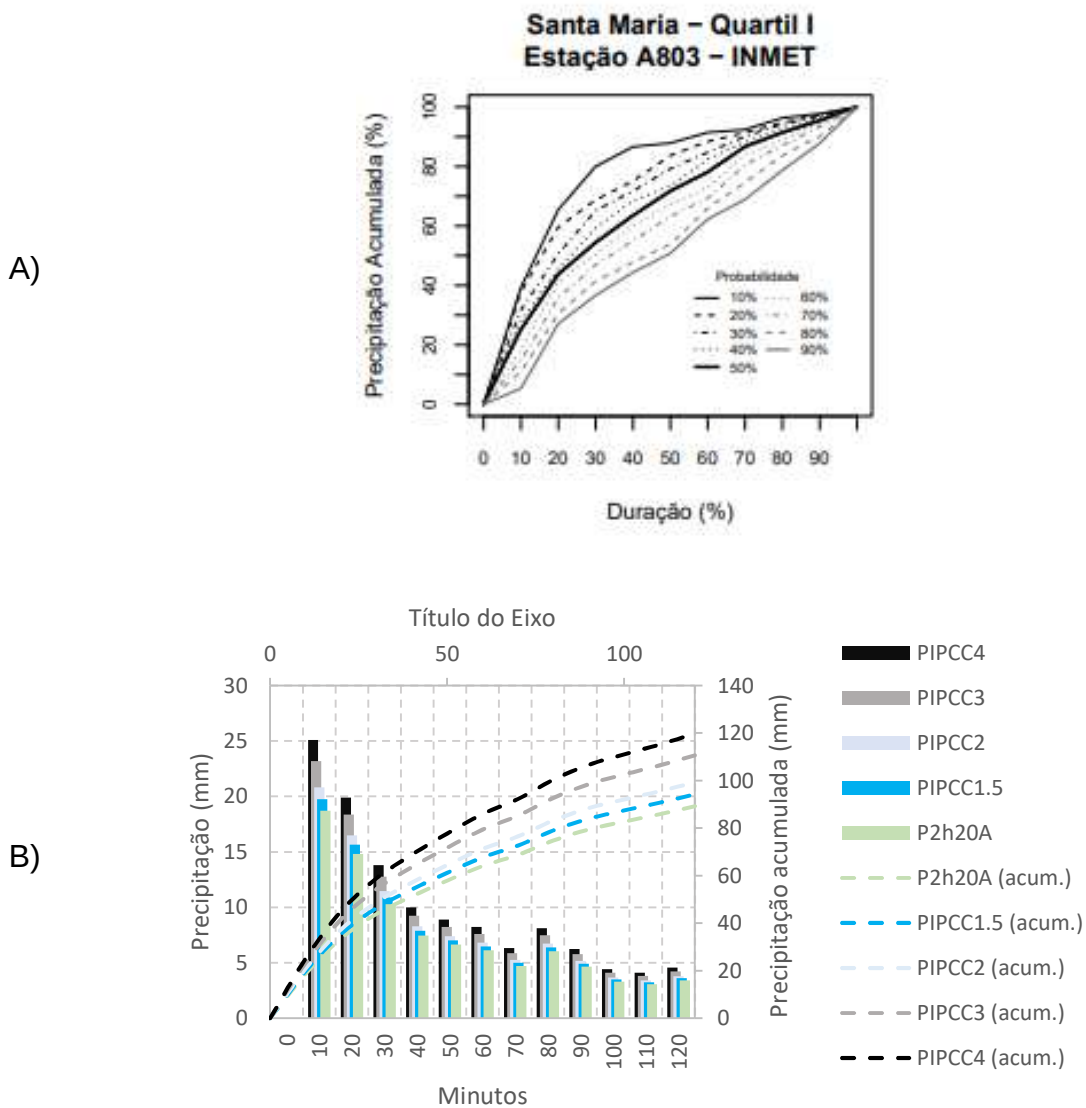
Cenário	aumento em relação a chuva segundo IPCC (%)	Precipitação (mm)
1.5°C $P_{IPCC1.5}$	5,68 %	94,28
2°C $P_{IPCC2}$	11,30 %	99,29
3°C $P_{IPCC3}$	23,98%	110,60
4°C $P_{IPCC4}$	34,22%	119,74

A distribuição temporal das chuvas de projeto segue o trabalho de Fontoura (2019) (Figura 24) que determinou padrões de distribuição adimensional temporal para diversas estações meteorológicas com dados horários do Rio grande do Sul. A



distribuição temporal escolhida foi da estação A803 do INMET, localizada em Santa Maria, distanciada de aproximadamente 19km da bacia hidrográfica e é referente ao pico de chuva no primeiro quartil (seguindo o comportamento padrão de Santa Maria observado por Paiva, 1997) e referente a probabilidade de 50%. Os hietogramas gerados para intervalos de 10 minutos com a distribuição temporal de Fontoura (2019) são apresentados na Figura 24 B para  $P_{2h20A}$ ,  $P_{IPCC1.5}$ ,  $P_{IPCC2}$ ,  $P_{IPCC3}$  e  $P_{IPCC4}$ .

Figura 24 - Distribuição temporal adimensional de Fontoura (2019) e precipitações projetadas para os cenários do IPCC e distribuídas temporalmente para 2h de duração:



Fonte: A) Fontoura (2019), B) Autor

A análise de impacto erosivo de chuvas intensas na bacia hidrográfica por meio das chuvas projetadas  $P_{2h20A}$ ,  $P_{IPCC1.5}$ ,  $P_{IPCC2}$ ,  $P_{IPCC3}$  e  $P_{IPCC4}$  foi conduzida por meio da simulação com o modelo LISEM calibrado para a bacia hidrográfica com os dados de monitoramento para evidenciar a influência da perda de água de chuvas excedentes baseadas em eventos extremos seguindo as projeções climáticas. A configuração do modelo para a simulação de cenários é realizada seguindo diretrizes do processo de validação de um conjunto de parâmetros selecionados aptos a representar os processos erosivos do modelo.

### 3.6 DEPENDÊNCIA HIDRÁULICA E CARACTERIZAÇÃO DO FLUXO DE SEDIMENTOS

#### 3.6.1 Construção da $CC_{SAR}$

Para projetar as descargas em arraste com uma relação empírica direta entre a descarga sólida em arraste e a vazão instantânea foi construída a  $CC_{SAR}$ . A curva é composta pelo pareamento dos dados de vazão ( $m^3.s^{-1}$ ) e taxa de sedimentos em arraste por largura de leito ( $q_{SAR}$  em  $g.s^{-1}.m^{-1}$ ). Em cada amostragem de sedimentos em arraste, foram coletadas as cotas iniciais e finais da lâmina de água nas régua linimétricas da seção transversal do exutório. A vazão instantânea que representa a taxa de transporte de sedimentos em arraste amostrada foi expressa pela  $CC_Q$  com a estimativa média das vazões determinadas pelas cotas iniciais e finais.

Um modelo estatístico foi ajustado para expressar a  $CC_{SAR}$  para gerar uma equação baseada na correlação de  $q_{SAR}$  e  $Q$  com a finalidade de representar as taxas de sedimentos em arraste estimadas com valores de vazão ( $q_{CC}$ ). A  $CC_{SAR}$  foi determinada de forma única considerando todas as observações de  $q_{SAR}$  para estimar taxas de fluxo de sedimentos em arraste com  $Q$  observadas ou projetadas.

Uma análise da  $CC_{SAR}$  foi realizada para indicar tendências nas taxas de sedimentos de arraste causadas pelas magnitudes de eventos, o impacto das principais variáveis hidráulicas e da disponibilidade de sedimentos. Além disso, foi verificado o impacto da disponibilidade de sedimentos oriundos de fontes da bacia hidrográfica por oscilações nas taxas de transporte para uma mesma condição de escoamento.

### 3.6.2 Correlação com preditores hidráulicos de equações de transporte

Com o objetivo de inspecionar a predição de  $q_{SAR}$ , foi realizada uma análise da correlação entre as taxas mensuradas e parâmetros hidráulicos registrados na seção de monitoramento. Diferentemente da relação entre a relação estabelecida pela  $CC_{SAR}$ , que utiliza a relação  $q_{SAR} \times Q$ , essa etapa tem como objetivo estabelecer uma correlação da  $q_{SAR}$  com parâmetros que envolvem à dissipação de energia.

A análise foi realizada para dois parâmetros que utilizam a declividade da linha de água como dissipação de energia a tensão de cisalhamento e a potência de escoamento. A tensão de cisalhamento  $\tau$  é expressa de acordo equação 29(29):

$$\tau = \left(\frac{ng}{n}\right)^{\frac{1}{5}} \cdot \rho g \cdot Rh \cdot Sa \quad (29)$$

Sendo  $g$  a aceleração da gravidade,  $\rho$  a densidade do fluido,  $Rh$  o raio hidráulico da seção e  $Sa$  a declividade da linha de água.  $ng/n$  é baseado na fórmula de Meyer-Peter e Muller (1948).  $ng$  é o coeficiente de rugosidade aplicado às partículas do leito (determinado por  $26/D_{90}^{1/6}$ ), e  $n$  é o coeficiente de rugosidade aplicado a toda a seção transversal, sendo usada a equação de Jarret (1985) para rios com alto gradiente ( $0,39 \cdot S^{0,38} \cdot R^{-0,16}$ ). A determinação de  $\tau$  segue o método apresentado por Garcia et al. (2000). Por outro lado, a potência de escoamento é expressa pelo produto da velocidade média na seção e da declividade do terreno ( $U * S$ ).

As equações de transporte de sedimentos mais utilizadas na modelagem são determinadas pela relação de variáveis hidráulicas e análise adimensional de parâmetros derivados do escoamento ou velocidade. Sendo assim, foi realizado um ajuste entre as variáveis  $\tau$  (Equação 29) e a potência de escoamento, expresso pelo produto da declividade e a velocidade determinada a partir da  $CC_v$ .

A análise de dependência entre as variáveis hidráulicas permite, indiretamente, inferir sobre o funcionamento de equações de transporte. Uma boa relação entre as variáveis indica que os atributos hidráulicos são suficientes para expressar taxas de transporte de sedimentos e que o transporte no sistema fluvial é menos dependente de fatores externos.

### 3.6.3 Análise da similaridade granulométrica

Considerando as características morfológicas e físicas de rios de leito de cascalho e as condições de equilíbrio energético para o movimento de partículas, é plausível que, em condições energéticas insuficientes para transportar o material do leito, a capacidade de transporte possa ser maior do que a taxa de transporte. Para verificar a condição de equilíbrio foi realizada uma análise de similaridade pela relação granulométrica do leito e do material em transporte. A relação  $D^*$ , que é expressa pela relação da  $D_{50}$  do material de superfície ou de subsuperfície do leito e  $D_{50}$  do material em transporte e é o indicador de semelhança granulométrica usado. O valor de  $D^*$  próximo a 1 expressa a condição de equilíbrio pela relação granulométrica entre o material transportado e disponível para transporte.

Além disso, a ocorrência de partículas superior a 2mm do material em transporte foi verificada, que pode significar um material oriundo do material do leito. Essas observações foram respaldadas também na análise de histerese entre taxa e vazão em algumas situações de eventos.

### 3.7 MODELAGEM HIDRODINÂMICA FLUVIAL

O transporte de sedimentos em canal foi modelado em um ambiente de simulação hidrodinâmica de duas dimensões (2D) pelo modelo HEC- RAS no trecho caracterizado topograficamente (Seção 3.2.1) e em relação a DTP do material do leito (Seção 3.3.3.3). Os dados hidrológicos de entrada (vazões) foram extraídos dos resultados simulados pelo modelo LISEM no local da linha de condição de contorno visando a representação espacial dos processos hidrológicos.

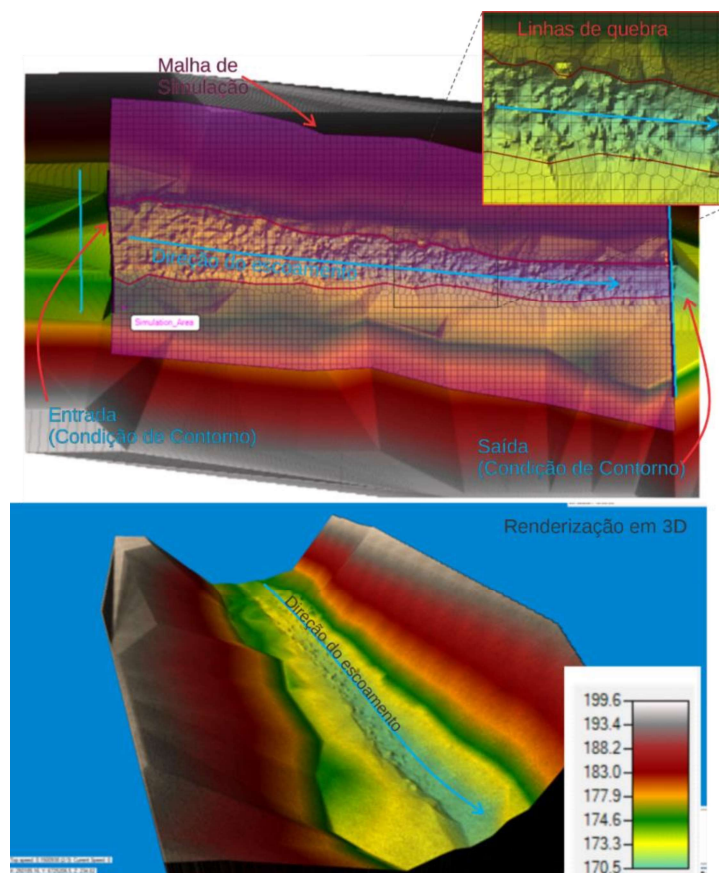
Inicialmente foi realizado uma verificação do comportamento de combinações de equações de transporte e de blindagem do leito no ambiente 2D com os dados de entrada para uma análise do impacto das equações na modelagem do processo de erosão em canal. O modelo foi testado sua habilidade de simulação para representar o equilíbrio entre a capacidade de transporte e a taxa de erosão do leito com os dados da  $CC_{SAR}$ . A representação espacial do modelo utilizou os produtos de discretização espacial dos mapas topográficos e de partículas (Figura 13 B) para testar combinações de equações de capacidade de transporte e funções de proteção e exposição de partículas.

#### 3.7.1 Malha de simulação, propriedades hidráulicas e condições de contorno

A simulação de processos hidrodinâmicos pelo HEC-RAS em ambiente 2D utilizou a representação topográfica com uma resolução espacial de 0,3m (Figura 13 A). O MDE foi utilizado para a geração de atributos geométricos para uma malha de simulação de tamanho de célula escolhido de 1.5m, sendo considerada as margens plenas como linhas de contorno (ou linhas de quebra). Essa configuração ajustou o formato dos volumes de controle com uma linha que representa a divisão entre margens e leito (Figura 25).

Dessa forma foi criado 1116 células com 4523 faces. Para cada face, as informações topográficas são computadas como os atributos de área da seção, perímetro molhado e para as células são calculados o atributo de volume. Na Figura 25 B é apresentado a projeção do em 3D do leito, evidenciando que a protuberância de grandes partículas ou material geológico fixo do leito foram representados espacialmente.

Figura 25 - A) malha de simulação com células de volume de controle e B) representação do MNE em 3D.



Fonte: autor.

As condições de contorno representam uma interface para inserção e verificação do processo de simulação. A condição de contorno de entrada recebeu os hidrogramas simulados pelo modelo LISEM e o escoamento de base determinado pelo FDR. Essa estratégia é realizada para acoplar os resultados de simulação do LISEM da bacia vertente no início do trecho fluvial modelado pelo HEC-RAS que é uma seção sem dados de monitoramento.

A condição de contorno de saída do trecho fluvial simulado pelo HEC-RAS é a seção de monitoramento do exutório, e representa a seção de controle da simulação dos processos. A seção de saída é o local de coleta de dados simulados para a verificação das respostas produzidas por diferentes equações comparando com as observações da  $CC_q$ ,  $CC_v$  e  $CC_{SAR}$ .

### 3.7.2 Simulação hidrodinâmica

Para a simulação de processos erosivos em 2D no trecho de canal foi realizada sob a condição de escoamento variável. A modelagem com o LISEM forneceu os hidrogramas na entrada do trecho fluvial a ser modelado pelo HEC-RAS. Dessa forma, os hidrogramas inseridos para simulação no trecho fluvial são os hidrogramas simulados na bacia vertentes na coordenada próxima da linha de contorno de entrada. Esse procedimento garante não somente a confiabilidade espacial de valores de vazão como também estabelece um acoplamento permitindo a simulação de cenários. Os dados de vazão oriundos da modelagem são verificados pela linha de condição de contorno a jusante (saída) pelas condições verificadas na  $CC_q$  determinada na seção de monitoramento. Os hidrogramas inseridos na condição de contorno possuem a resolução temporal de análise do modelo LISEM (10 minutos). O intervalo computação pré-selecionado foi de 6 segundos por critérios de estabilidade.

Foram utilizados no HEC-RAS os eventos hidrológicos que apresentaram uma simulação satisfatória do escoamento do modelo LISEM. O modelo LISEM computou o escoamento superficial, sendo que o escoamento subsuperficial é incorporado no hidrograma de simulação pela separação de escoamento.

A calibração hidrodinâmica do modelo foi realizada por meio da equidade entre a cota simulada pelo HEC-RAS na região das réguas linimétricas e uma cota ( $Hrv$ ) que é a cota de uma vazão simulada derivada da  $CC_q$ . Ou seja, a cota do escoamento

simulada é assumida como uma cota pela equação inversa da  $CC_q$ ,  $Hrv = \left(\frac{Q \text{ simulada}}{12,45}\right)^{\frac{1}{3,567}}$ .

O ajuste do hidrodinâmico do HEC-RAS foi realizado atuando sobre o valor do parâmetro de rugosidade do modelo ( $n$  de Manning). Foi selecionado um valor de  $n$  de Manning que representasse a cota máxima simulada pelo HEC-RAS ( $H_{HEC}$ ) com a cota virtualmente representada na régua ( $Hrv$ ). Os desvios apresentados pela cota simulada no HEC-RAS e pela  $Hrv$  foram apresentados por erros percentuais em relação a  $Hrv$  ( $EHp$ ) (Equação 30).

$$EH = \frac{|(H_{HEC} - Hrv)|}{(Hrv)} * 100 \quad (30)$$

O valor de  $EHp$  expressa o desvio percentual absoluto do erro da cota simulada pelo HEC-RAS ( $H_{HEC}$ ) em relação à  $CC_Q$ .

Os valores de  $Hrv$  foram convertidos também em velocidade pela equação da  $CC_v$  para formar os dados de velocidade que, teoricamente, seriam observados na seção de monitoramento, denominado aqui analogamente de velocidade virtual ( $Uv$ ). Para avaliar desvios de valores de velocidade calculada pela simulação com o HEC-RAS ( $U_{HEC}$ ), de maneira análoga ao cálculo de desvios de cota, a o erro relativo de velocidade ( $EUp$ ) foi determinado pela Equação 31.

$$EUp = \frac{|(U_{HEC} - Uv)|}{(Uv)} * 100 \quad (31)$$

### 3.7.3 Inserção de dados de sedimentos para a simulação de erosão fluvial

A  $CC_{SAR}$  foi o método aplicado para produzir taxas de descarga sólida na condição de contorno de entrada ( $q_{cc}$ ). Os valores de entrada no modelo HEC-RAS para simulação com a curva chave são informados com o pareamento de informações de taxa de transporte em arraste (em  $t.dia^{-1}$ ), vazão ( $m^3.s^{-1}$ ) e distribuição granulométrica para classes de partículas (por padrão do modelo são separadas em valores de  $1\phi$  na escala de Wentworth). Os valores de  $q_{cc}$  foram informados pareados com valores de  $Q$  oriundos do processo de geração da  $CC_{SAR}$ . Os valores informados de DTP para cada pareamento de  $Q$  e  $q_{cc}$  que compõem a curva chave de entrada do

modelo foram determinados no processo de peneiramento de material coletado para determinação das taxas  $q_{SAR}$ .

Com as informações de curva chave disponibilizadas dessa forma, o modelo HEC-RAS simula a entrada de taxas de sedimentos estimadas empiricamente pelas vazões informadas na condição de contorno. Os valores de  $q_{cc}$  são interativamente interpolados no processo de modelagem ao passo que as vazões são alteradas em cada tempo de simulação. De maneira análoga, as DTP também são interpoladas entre as informações que compõem a curva chave. Logo, nem todos os valores de DTP da  $CC_{SAR}$  devem compor os dados pareados de entrada no modelo, sendo esse um critério de projeto dependente de análise.

#### **3.7.4 Avaliação de equações de transporte fluvial com o HEC-RAS**

Após a configuração de dados de entrada do HEC-RAS para o trecho de simulação foi realizada simulações com diferentes combinações de equações de capacidade de transporte e funções que calculam a blindagem do leito pelo modelo. Foi determinado o intervalo de tempo de simulação de 6s.

A versão 6.2 do modelo HEC-RAS foi utilizada para simular o trecho de rio com a equação de Meyer-Peter e Muller (1948) e a equação de Yang (1984). O cálculo da velocidade de escoamento do transporte em arraste foi executado pela equação de Van Rijn (1984). Em conjunto com as equações de transporte, nesse trabalho foram testadas as equações de correções de Egiazaroff (1965) e de Parker, Anthony e Klingeman (1982).

As simulações no HEC-RAS foram executadas com a combinação das duas equações de capacidade de transporte e das duas funções de proteção e exposição, sendo as simulações nomeadas pelas iniciais da equação da capacidade de transporte seguida da função de exposição e proteção, sendo MPM+E (Meyer Peter Miller e Egiazaroff), MPM+P (Meyer Peter Miller e Parker), Y+E (Yang e Egiazaroff) e Y+P (Yang e Parker). Dessa forma, cada evento apresentou quatro simulações com as combinações citadas.

Após o processo de configuração de propriedades hidráulicas do volume de controle do trecho, inserção de informações como propriedades físicas do material do leito, hidrogramas oriundos da simulação com o LISEM e curva chave de sedimentos,



o HEC-RAS foi executado para as diferentes combinações de equações para avaliar o comportamento erosivo de cada associação de equações.

A avaliação do comportamento de cada equação foi realizada para os eventos selecionados comparando os valores de  $q_{cc}$  com as taxas de sedimentos geradas pelas simulações MPM+E, MPM+P, Y+E e Y+P. Após, foi realizada a verificação do impacto de cada simulação na modificação do leito e sua consequência na magnitude da produção de sedimentos. Os valores de mapas de modificação volumétrica do leito, os valores de capacidade média de transporte instantânea e os valores de taxa de sedimentos entregues na condição de contorno de saída foram agrupados a cada passo de tempo de simulação da e organizados em um padrão gráfico. O HEC-RAS permite visualizar espacialmente os valores calculados em cada intervalo de tempo de saída (pré-definido em 10 minutos) por mapas derivados de informações espaciais armazenados em arquivos do tipo “.hdf”. Os dados gerados de simulações do HEC-RAS podem ser acessados pela exploração desses arquivos por programas ou pacotes de linguagens de programação.

A modificação volumétrica do leito é um mapa de saída que expressa a soma da erosão e deposição em relação a condição inicial de simulação em termos de volume de material perdido. O HEC-RAS informa como mapa de saída a perda ou o acréscimo de material do leito em cada célula e a cada passo de tempo em unidades de altura (m). A erosão é expressa em alturas negativas e a deposição em alturas positivas. Para trabalhar com dados volumétricos, foram multiplicadas as alturas erodidas ou depositadas pela área da célula e sumarizadas para um único valor total (em m<sup>3</sup>) em cada passo de tempo de saída.

A capacidade de transporte instantânea é calculada para cada célula como resultado do equilíbrio dinâmico pela equação de Exner da capacidade de transporte derivada de parâmetros hidráulicos e da concentração de sedimentos instantânea. Para um valor de posição representativo e instantâneo da capacidade, foi determinado a média dos valores de capacidade de todas as células de simulação em cada passo de tempo. As duas variáveis espaciais sintetizadas temporalmente foram apresentadas com as taxas de sedimentos em transporte entregues no exutório e os valores de vazão para uma análise visual do impacto das configurações de simulações MPM+E, MPM+P, Y+E e Y+P para os diferentes eventos simulados.

A análise visual das simulações a cada passo de tempo, considerando variáveis espacialmente distribuídas, tem o objetivo de evidenciar diferentes magnitudes de

taxas de erosão de equações em diferentes níveis de energia de escoamento dos hidrogramas simulados. Além disso, permite identificar o desempenho das equações ao longo do processo de simulação evidenciando o comportamento erosivo e possíveis desvios de funcionalidade de cada configuração de simulação no contexto dos eventos.

### **3.7.5 Uso do HEC-RAS para a análise de cenários**

A avaliação do funcionamento de equações de transporte é uma etapa voltada para a escolha de um conjunto de equações que melhor representam a erosão fluvial pela capacidade de transporte e blindagem de múltiplos tamanhos de partículas no modelo HEC-RAS no trecho dedicado à simulação hidrodinâmica. Após essa etapa, o HEC-RAS foi utilizado para calcular o impacto das respostas da bacia hidrográfica calculados pela modelagem com o LISEM nos cenários de simulação de chuvas extremas em modificações espaciais do leito e o consequente acréscimo de produção de sedimentos.

Os hidrogramas gerados na simulação de cenários com o LISEM foram extraídos no ponto coincidente espacialmente com a condição de contorno de entrada do modelo HEC-RAS para a simulação hidrodinâmica no trecho de simulação. O HEC-RAS foi configurado seguindo a análise de eficiência de equações de transporte e alimentado com o conjunto de dados apresentados na etapa de caracterização sedimentológica do modelo utilizando as projeções da  $CC_{SAR}$ .

A etapa de calibração do escoamento hidrodinâmico com a seleção do valor de  $n$  de Manning juntamente com os valores observados em campo (Figura 20) tem como objetivo formalizar e orientar a seleção do valor de parâmetro para a simulação de eventos de grande magnitude. A capacidade do modelo em representar as cotas da vazão de pico na simulação de eventos foi diretriz para o uso do modelo nos cenários de chuvas extremas.

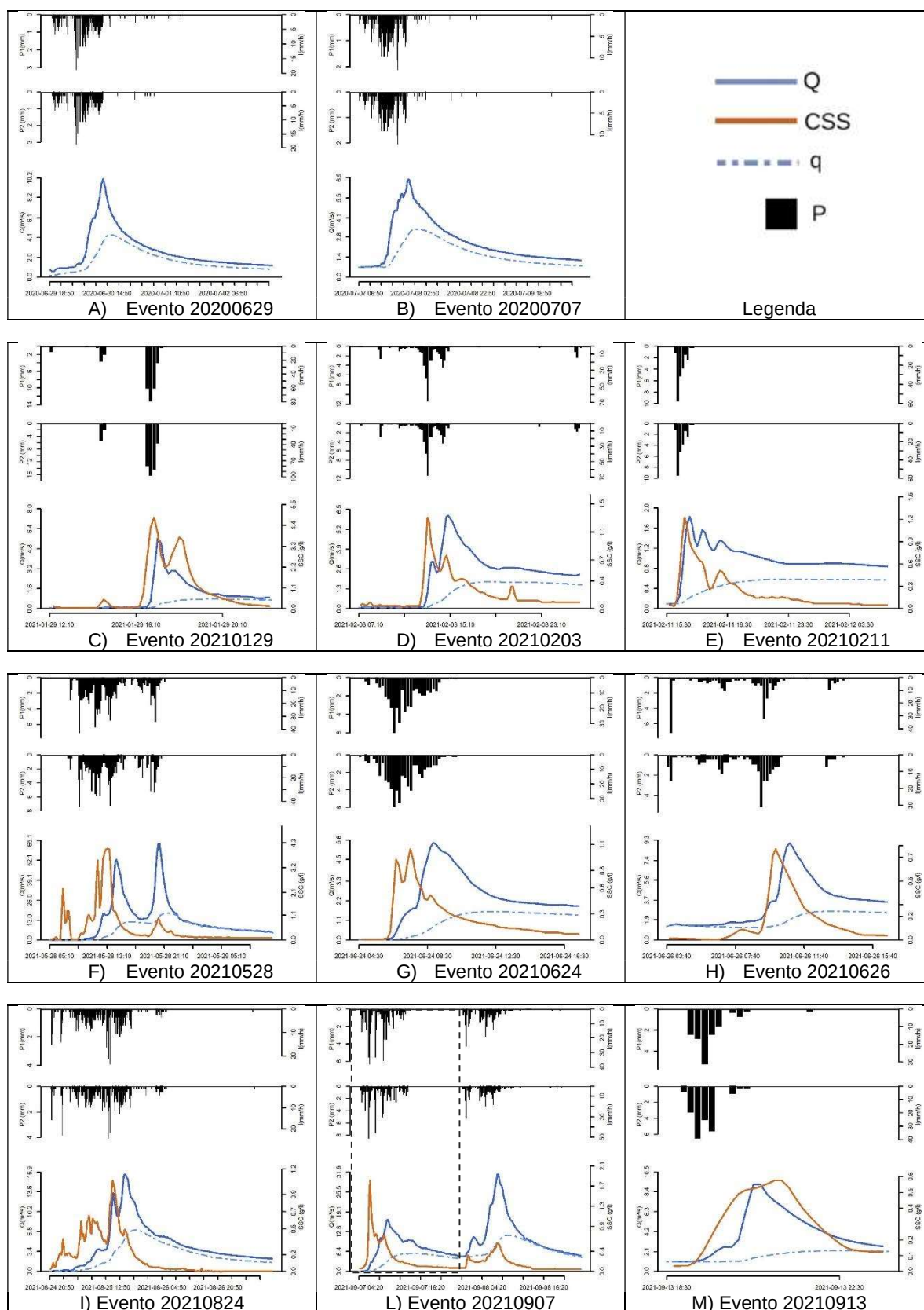
## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 MONITORAMENTO HIDROLÓGICO

O monitoramento das variáveis hidrológicas foi determinado a fim de realizar a quantificação das precipitações e das descargas sólidas e líquidas da unidade de monitoramento. A abordagem possibilitou a análise das variáveis no contexto de evento de chuva para relacionar as respostas da bacia às precipitações. As variáveis características calculadas são uma síntese dos valores observados e são referência para a assertividade de processos de modelagem da bacia vertente.

As técnicas de monitoramento aplicadas resultaram em 11 eventos de chuva vazão sendo que em nove desses eventos foram observadas as descargas sólidas em suspensão. Os eventos foram nominados conforme sua data de início expressando em valores numéricos contínuos o ano, mês e dia. Os hietogramas, hidrogramas e sedimentogramas são apresentados na Figura 26 sendo as precipitações P1 e P2 referentes aos dois postos distintos de monitoramentos. A Figura 26 apresenta as variáveis diretamente determinadas pelas técnicas de monitoramento  $Q$ ,  $CSS$  e  $q$  (derivada da aplicação do FDR). O evento hidrológico 20210907 foi segmentado em dois eventos de simulação 20210907-1 e 20210907-2 (Figura 26 L).

Figura 26 - Variáveis hidrológicas P1, P2, Q, qb e CSS, de eventos monitorados.



Fonte: autor. As variáveis de precipitação P1, P2 são referentes aos dois postos de observação da bacia, Q é oriunda das observações de nível e a transformação  $CC_Q$ , qb é determinada pela aplicação do FDR e CSS do processo de calibração do turbidímetro.

O comportamento de CSS observado temporalmente nos eventos apresentados na Figura 26 indicam que há um efeito de histerese no sentido horário, com adiantamento da CSS em relação a Q para quase todos os eventos em razão de redução de suprimentos de sedimentos. Esse comportamento de histerese mais comum em bacias hidrográficas (EDER et al., 2010; GUNSOLUS e BINNS, 2018; MALUTTA et al., 2020). O adiantamento das descargas sólidas em relação às líquidas implica em dificuldades de modelar o fenômeno da erosão hídrica, exigindo estratégias e desenvolvimento de abordagens direcionadas para resolver esse problema, como melhorando a discretização dos processos de deposição de canal (PIETRONÍ et al., 2015) ou modelando condições iniciais de disponibilidade de sedimentos (BUSSI et al., 2014).

As variáveis hidrológicas características foram calculadas para os 11 eventos hidrológicos monitorados a fim de evidenciar a influência de variáveis de posição ou que expressam resumidamente o impacto de magnitudes de observações hidrológicas na produção de sedimentos. Na Tabela 14 são apresentados os valores das variáveis características hidrológicas de precipitação e de escoamento P, Im, i30max, Ker, Qt, Qsup. Na Tabela 15 são apresentadas as variáveis características de sedimentos CSSma, CSSmed, PS, PSm. As variáveis quantitativas P, Vqs e PS são apresentadas separadamente para os eventos de simulação unindo os valores de 20210907-1 e 20210907-2, respectivamente, por um símbolo de adição pois são valores usados no processo de calibração do modelo LISEM.

Tabela 14: Variáveis hidrológicas características para os 11 eventos monitorados

Evento	P mm	Im mm.h <sup>-1</sup>	i30max mm.h <sup>-1</sup>	Ker J.s <sup>-1</sup> .m <sup>-2</sup>	Vqt 10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup>	Vqs 10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup>	Qmax m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
20200629	57,24	3,1	10,2	12,7	301,75	169,5	10,23
20200707	61,2	2,6	6,2	11,4	298,97	164,9	6,90
20210129	35,91	10,5	48,8	17,9	49,09	22,0	7,97
20210203	56,04	5,2	30,7	16,1	150,98	56,7	6,52
20210211	24,21	14,5	26,7	15,7	49,28	19,1	1,98
20210528	144,32	8,9	21,8	15,0	1118,88	637,5	65,09
20210624	56,65	10,0	22,4	15,1	155,86	53,2	5,56
20210626	38,31	3,0	11,9	13,1	99,80	58,9	9,26
20210824	94,04	3,4	12,7	13,3	574,33	289,3	16,94
20210907	78,47 +48,76	6,1	19,7	14,6	1147	241,7 + 322,9	31,92
20210913	19,18	3,6	18,2	14,4	98,09	42,3	10,49

Fonte: autor. P é a precipitação ponderada pela área. Im, é a intensidade média, i30max é máxima intensidade em 30 minutos, Ker, é a energia cinética da chuva derivada de I30, Vqt é o volume líquido total gerado, Vqs é o volume superficial gerado e Qmax é a vazão máxima.

Tabela 15: variáveis Características das descargas sólidas em suspensão:

Evento	CSSmax g/L	CSSmed g/L	PS t	PSe t/km <sup>2</sup>
20210129	5,47	0,89	64,2	3,5
20210203	1,83	0,22	39,4	2,1
20210211	1,49	0,22	13,2	0,7
20210528	5,37	0,53	963,1	52,1
20210624	1,38	0,25	28,6	1,5
20210626	0,82	0,15	34,0	1,8
20210824	1,15	0,17	240,8	13,0
20210907	2,13	0,20	135,3 + 256,1	21,2
20210913	0,60	0,28	28,2	1,5

Fonte: autor. CSSmax é a concentração máxima. CSSmed é a concentração média. PS é a produção de sedimentos. PSe é a Produção de sedimentos específica.

De acordo com os valores compilados dos 11 eventos hidrológicos observados Im ou I30max não apresenta uma correlação evidente com os valores de vazão máxima e nos valores de variáveis volumétricas. Os múltiplos fatores controladores se somam e interferem nas principais variáveis hidrológicas na bacia hidrográfica do Guarda Mor. A dinâmica hidrológica da bacia está relacionada a grandes volumes de chuvas comumente encontradas na região sul do Brasil e, assim, as respostas

hidrológicas estão mais evidentemente relacionadas ao precipitado acumulado de eventos. As maiores PS estão dependentes das grandes taxas de descarga líquida, principalmente pela expressão da magnitude de valores de vazão de pico  $Q_{max}$ .

A dinâmica de produção de sedimentos em suspensão tende a ser governada pelas magnitudes de capacidade de transporte onde o escoamento exerce governança no processo quantitativo. O montante das taxas sólidas em suspensão do evento 20210528 ( $PSe = 52,1 \text{ t/km}^2$ ) superou a soma dos demais eventos ( $PSe = 45,3 \text{ t/km}^2$ ). Um aspecto relevante de grandes eventos de precipitação, que são responsáveis por grandes magnitudes de PS (MINELLA et al., 2009).

Os valores calculados de energia cinética da chuva ( $Ker$ ) derivados da intensidade máxima de 30 minutos não possui grandes amplitudes. Um indicativo de que a variação da energia cinética calculada pela equação de Sanchez-Moreno et al. (2012) utilizada no LISEM tem características de normalização de valores extremos, não ressaltando variações para grandes intensidades de chuva.

As características gerais de eventos monitorados apresentam dualidades para o direcionamento ao processo de modelagem. Como a magnitude de PS está vinculada às grandes vazões, uma modelagem hidrológica robusta tende a predizer a CSS com maior certeza quando observado os valores totais de eventos. Entretanto, a histerese apresentada no sentido horário (CSS adiantada em relação a  $Q$ ) apresenta um desafio para representação de processos distribuídos no tempo (reprodução do sedimentograma). As taxas de transporte de sedimentos calculadas no modelo LISEM são determinadas pelo poder do escoamento, logo, há uma tendência de a CSS seguir a magnitude de  $Q$  em razão do aumento da velocidade. Sem um limitador da disponibilidade de sedimentos, os efeitos de histerese não são modelados corretamente nesse contexto.

## 4.2 PERFORMANCE DO MODELO LISEM NA MODELAGEM HIDROLÓGICA DA BACIA VERTENTE

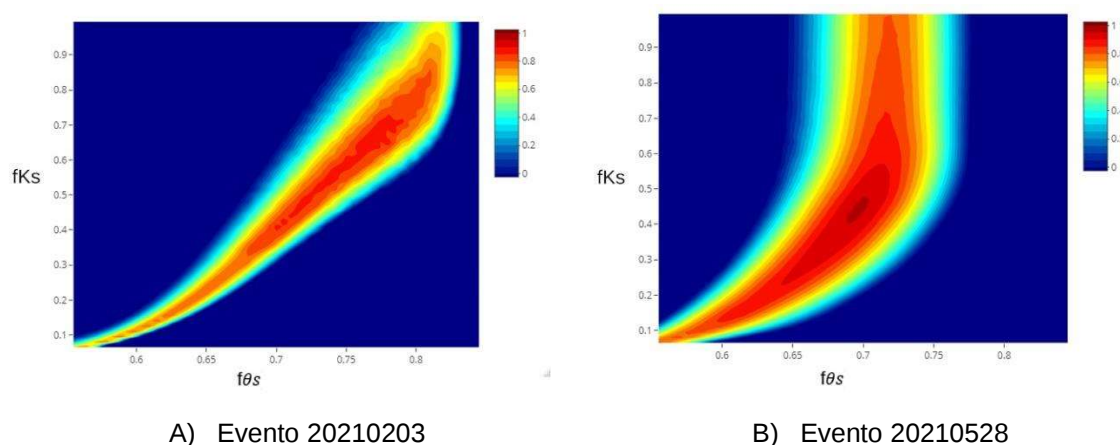
### 4.2.1 Análise de sensibilidade

O produto do monitoramento de variáveis hidrológicas e sedimentológicas resultaram no acompanhamento de 11 eventos hidrológicos. Houve a separação do evento hidrológico 20210907 em dois eventos de simulação (20210907-1 e 20210907-2) devido a ocorrência de um tempo sem precipitações de 10 horas entre as duas

ascensões do hidrograma. Dessa forma, o processo de calibração hidrológica do modelo LISEM foi executado sob 12 eventos, sendo simulado em 10 eventos os processos erosivos.

A etapa de análise de sensibilidade para identificar o impacto da conversão para valores satisfatórios de NSE dos parâmetros  $K_s$  e  $\theta_i$  foi realizada via rotina de aplicação sequencial do modelo LISEM na bacia hidrográfica. A rotina executada em *python* realizou a aplicação do LISEM 3717 vezes com diferentes valores de  $K_s$  e  $\theta_i$  (alteradas pelos respectivos fatores  $fK_s$  e  $f\theta_s$ ) em dois eventos (20210203 e 20210528) coletando iterativamente os valores do preditor NSE calculado com valores observados e simulados de  $Q$ . A Figura 27 apresenta um mapa de calor com a graduação dos 3717 valores de NSE coletados em cada rodada para os dois eventos. No eixo y da Figura 27 é apresentado a variação do fator  $fK_s$  (0,05 a 1 que representa 5% e 100% respectivamente do valor de  $K_s$  determinado em laboratório) e no eixo x é representado os valores de  $\theta_i$  pelo percentual de  $f\theta_s$ , estabelecido de 0,5 a 0,85, que representa diferentes graus de saturação do solo. A amplitude de variação de  $fK_s$  foi estabelecida em limites inferiores a 1 devido a usualmente esse fator apresentar valores abaixo do observado (De BARROS et al., 2014; SILVA et al., 2021). Já a amplitude de  $f\theta_s$  por ser um intervalo que apresenta respostas hidrológicas efetivas na bacia hidrográfica do Guarda Mor.

Figura 27: NSE resultante da simulação sequencial de dois eventos com o LISEM para amplitudes de valores de  $K_s$  e  $\theta_i$  (expressos pelos fatores  $fK_s$  e  $f\theta_s$ ).



Fonte: autor.



As regiões representadas em vermelho e laranja na Figura 27 expressam combinações de valores de fator  $fK_s$  (eixo y) e  $f\theta_s$  (eixo x) com valores do preditor NSE satisfatórios. A aplicação do modelo iterativamente com  $K_s$  e  $\theta_i$  indica grande aptidão desses parâmetros em modelar os processos hidrológicos da bacia do Guarda Mor ao simular com credibilidade as vazões, expressas em termos de NSE. Entretanto, a análise também assinala que há intersecção de responsabilidade das variáveis  $K_s$  e  $\theta_i$  para ajustar hidrológicamente os eventos. Ocorreram 258 combinações de  $K_s$  e  $\theta_i$  no evento 20210203 e 549 combinações de  $K_s$  e  $\theta_i$  no evento 20210528 que geraram  $NSE > 0,75$ . Dessa forma, há muitos valores possíveis para calibrar eventos e atingir valores satisfatórios de simulação hidrológica.

A amplitude de valores de parâmetros que alcançam com sucesso valores de preditores estatísticos satisfatórios demonstrada no teste de sensibilidade propõem que os valores de  $K_s$  e  $\theta_i$  devem ser mais restritos possíveis entre os eventos para que haja direcionamento da seleção dessas variáveis no processo de calibração. Como há diferentes combinações satisfatórias de  $K_s$  e  $\theta_i$ , optou-se por fixar um valor constante para a funcionabilidade de  $K_s$  visando o ajuste geral (todos os eventos), pois  $\theta_i$  representa o grau de saturação do solo, variável pelas condições de pré-evento.

#### 4.2.2 Calibração

Na execução por tentativa e erro foram variados os parâmetros  $K_s$ ,  $\theta_i$ ,  $n$  de Manning e  $RR$  para otimização hidrológica dos eventos de simulação para determinar valores de NSE dentro de limites aceitáveis de simulação. O valor único encontrado de  $K_s$  que melhor computou NSE para todos os eventos de simulação da bacia hidrográfica, em conjunto com a escolha de valores de  $\theta_i$ , foi de 18% do valor inicialmente calculados (determinada em laboratório pela mediana de  $K_s$  em cada unidade de uso e ocupação) ( $fK_s = 0,18$ ). Os valores de  $K_s$  (em  $\text{mm.h}^{-1}$ ) para os tipos de uso do solo são apresentados na Tabela 16.

A rugosidade aleatória  $RR$  foi determinada também como um valor único e funcional para todos os eventos que resultou em um valor de 80% do valor encontrado na literatura ( $fRR = 0,8$ ), sendo os valores discriminados por tipos de uso apresentado na Tabela 16 (apresentada em cm). Os parâmetros  $\theta_i$  e  $n$  de Manning, por outro lado, assumiram valores variáveis entre os eventos. A média dos valores de  $n$  de Manning

utilizado foi 74,2% dos valores tabelados ( $f_n = 0,742$ ), assumindo valores menores em eventos com maiores intensidades. Os valores resultantes de  $n$  de Manning ( $s.m^{-1/3}$ ) calibrados para cada evento e cada unidade de mapeamento são apresentados na Tabela 16.

Tabela 16 – Valores de  $n$  de manning, RR e Ks determinado pela calibração de 12 eventos de simulação.

Evento	n de manning ( $s.m^{-1/3}$ )				RR (cm)				Ks ( $mm.h^{-1}$ )			
	C	E	F	P	C	E	F	P	C	E	F	P
20200629	0,282	0,008	0,600	0,423	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20200707	0,282	0,008	0,600	0,423	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210129	0,106	0,003	0,225	0,159	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210203	0,353	0,010	0,750	0,529	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210211	0,177	0,005	0,375	0,265	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210528	0,282	0,008	0,600	0,423	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210624	0,353	0,010	0,750	0,529	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210626	0,282	0,008	0,600	0,423	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210824	0,265	0,008	0,563	0,397	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210907.1	0,247	0,007	0,525	0,370	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210907.2	0,247	0,007	0,525	0,370	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
20210913	0,282	0,008	0,600	0,423	2,5	3,9	4,5	1,2	2,97	0,68	32,8	6,66
<b>Média</b>	<b>0,262</b>	<b>0,007</b>	<b>0,557</b>	<b>0,393</b>	<b>2,5</b>	<b>3,9</b>	<b>4,5</b>	<b>1,2</b>	<b>2,97</b>	<b>0,68</b>	<b>32,8</b>	<b>6,66</b>

Fonte: Autor. Sendo as unidades de mapeamento Cultivo, Estrada, Floresta e Pastagem representados por C, E, F e P, respectivamente. RR é a rugosidade aleatória (cm) e Ks a condutividade hidráulica saturada ( $mm.h^{-1}$ ).  $n$  de Manning está expresso em  $s.m^{-1/3}$ .

Os valores de  $\theta_i$  tiveram influência divergente em aplicações nos eventos (Tabela 17). O parâmetro  $\theta_i$  gerou taxas de infiltração efetiva em eventos que não eram governados pela saturação do solo, ou seja, eventos com menor precipitação acumulada com valores médios do grau de saturação  $f\theta_s$  de 0,818 (que expressam 81,8% da porosidade, ou 0,402 para cultivo, 0,414 para estrada, 0,484 para floresta, 0,461 para pastagem). Isso é observado nos eventos 20200629, 20200707, 20210626 e 20210913. Para os outros eventos de maior magnitude, os valores de  $\theta_i$  tiveram uma influência maior na capacidade volumétrica de armazenamento de água no solo, o que apresentou valores médios de  $f\theta_s$  de 0,65 sendo  $\theta_i$  em média de 65% da

porosidade (0,319 para cultivo, 0,328 para estrada, 0,384 para floresta e 0,365 para pastagem).

A dualidade numérica na calibração de valores de  $\theta_i$  não torna evidente uma correlação com os valores de chuva antecedente de 5 dias (P5D) e 2 dias (P2D). Entretanto, a baixa variabilidade de  $\theta_i$  em eventos de grande volume de precipitação indica que esse valor médio é preditivo geral para uma grande amplitude de chuva antecedente.

Tabela 17 - Valores de  $\theta_i$  calibrados para os eventos observados.

Evento	$\theta_i$				$f\theta_i$	P antecedentes		
	C	E	F	P		P2D (mm)	P5D (mm)	P (mm)
20200629	0,393	0,405	0,474	0,450	0,80	31,62	44,42	57,24
20200707	0,393	0,405	0,474	0,450	0,80	10,5	10,5	61,2
20210129	0,290	0,299	0,349	0,332	0,59	56,7	79,6	35,91
20210203	0,307	0,316	0,370	0,352	0,63	0	49,9	56,04
20210211	0,334	0,344	0,403	0,383	0,68	18,5	18,5	24,21
20210528	0,309	0,319	0,373	0,355	0,63	0,0	60,5	144,11
20210624	0,308	0,318	0,372	0,354	0,63	0,0	0,0	56,65
20210626	0,412	0,425	0,497	0,473	0,84	0,0	52	38,31
20210824	0,344	0,354	0,414	0,394	0,70	20,5	12	94,04
20210907-1	0,339	0,349	0,408	0,388	0,69	5,53	26,7	78,47
20210907-2	0,442	0,455	0,533	0,507	0,90	-	-	48,76
20210913	0,408	0,420	0,491	0,467	0,83	0,0	0,0	19,18
$\theta_s$	0,491	0,506	0,592	0,563				

Fonte: autor.  $\theta_i$  é a umidade inicial e  $\theta_s$  a porosidade do solo. P2D é a chuva antecedente de dois dias e P5D a precipitação antecedente de 5 dias. P é a precipitação das estações P1 e P2 ponderada por área dos eventos.

Os valores de  $\theta_i$  para os eventos se mantiveram em uma amplitude restrita. Entretanto, ao fixar  $K_s$ ,  $\theta_i$  é o parâmetro responsável pela predição hidrológica da bacia hidrográfica e insere alta sensibilidade de ajuste. O valor médio de ajuste volumétrico, dessa forma, retorna um valor útil para projeção de cenários de chuvas extremas nessa área, principalmente pela habilidade de simular os maiores eventos observados.

A dualidade do funcionamento de valores de  $\theta_i$  pode estar relacionada a não representação de área de afluência variável. Regiões próximas aos recursos hídricos tendem a saturar mais rapidamente e podem produzir rápidas respostas hidrológicas,

dificuldades já relatadas com o modelo LISEM em trabalhos com bacias hidrográficas (BARROS, 2012; SILVA et al., 2021). Outro aspecto relevante é a incapacidade de modelos representar na totalidade as complexidades inseridas pela variabilidade espacial das propriedades físicas do solo (BATISTA et al., 2019; THOMAS et al., 2018). A malha amostral das propriedades físicas do solo (Figura 46, Apêndice A) teve o objetivo de quantificar a variação entre unidades da paisagem (solo, unidades de relevo e uso da terra) porém não contemplam o fenômeno da infiltração na escala de perfil ou catena.

A modelagem para ajuste de sedimentos foi executada variando o parâmetro de coesão do solo (coe) para ajustar valores em relação à PS do evento, uma vez que não foi possível ajustar valores temporalmente distribuídos de CSS. Utilizando a mesma estratégia para a calibração hidrológica, a coesão foi ajustada por um fator proporcional (fcoe) aos valores determinados pelo Torvane para unidades de mapeamento de uso do solo. Dentre os 10 eventos simulados, apenas o evento 20210129 não foi possível calibrar com um erro inferior a 20% em relação ao observado (sendo mantido os valores observados para cálculo de preditores, fcoe = 1). Para o evento 20210129, alterar o valor de coesão não foi suficiente para calibrar a produção de sedimentos, para os outros eventos se apresentou como o parâmetro sensível ao processo de calibração da PS total dos eventos da bacia. Na Tabela 18 são apresentados os valores de coe calibrados.

Mesmo com uma variação relativamente baixa observada entre os eventos, a magnitude de valores de coesão calibrados para os eventos não garante um direcionamento para esse parâmetro em função da sensibilidade apresentada. O valor médio de coesão foi de 25,7% do valor observado (fcoe = 0,257) na simulação dos 9 eventos calibráveis (excluindo o evento 20210129) com dados de sedimentos observados em que o parâmetro se mostrou ajustável. A Tabela 18 contém os valores totalizados do cálculo com variáveis características.

O valor de coe determinado pela média de valores pontuais coletados com o uso do Torvane e especializados para o mapa de uso e ocupação implica em grandes simplificações de uma variável complexa por sua variabilidade espacial (BATISTA et al., 2019; ZIMBONE et al., 1996). Além disso a calibração do modelo alterando unicamente o parâmetro coe ajusta o grau de resistência do solo à erosão para uma configuração de equação de desagregação, não considerando fatores importantes

como o exaurimento de fontes de sedimentos durante o evento e espacialização da disponibilidade de sedimentos.

Tabela 18 - Valores calibrados de coesão do solo para os 11 eventos de sedimentos

Evento	Valores de Coe calibrados (KPa)				
	fcoe	C	E	F	P
20210129	1	21,830	25,010	13,730	30,690
20210203	0,18	3,929	4,502	2,471	5,524
20210211	0,16	3,493	4,002	2,197	4,910
20210528	0,32	6,985	8,032	4,394	9,821
20210624	0,18	3,929	4,502	2,471	5,524
20210626	0,28	6,112	7,003	3,844	8,593
20210824	0,26	5,676	6,503	3,570	7,979
20210907-1	0,28	6,112	7,003	3,844	8,593
20210907-2	0,32	6,986	8,003	4,394	9,821
20210913	0,29	6,331	7,253	3,982	8,900
Média*	0,26	5,632	6,453	3,542	7,918

Fonte: Autor. Média\* se refere a média aritmética de coe para todos os eventos com exceção de 20210129. As unidades de mapeamento de uso da terra Cultivo, Estrada Floresta e Pastagem estão representadas por C, E, F, e P respectivamente. fcoe é o fator de correção da coesão. Os valores de coe são expressos em KPa.

Na Tabela 19 é apresentado, além da PS, a produção de sedimentos simulada PSS e o erro RAE calculado em relação a PS. A Tabela 19 apresenta também os valores totais hidrológicos Volume observado e simulado ( $V_{qo}$  e  $V_{ols}$ , respectivamente), a vazão superficial máxima ( $Q_{maxO}$  e  $Q_{maxS}$ , respectivamente) o erro RAE calculado para essas vazões. Para os sedimentos são apresentados o valor expresso de RAE em relação a vazão máxima superficial ( $Q_{max}$ ) dois eventos tiveram valores de RAE superiores a 20% de desvios na modelagem da variável  $Q_{max}$  (20200707 e 20210203). Para a calibração de sedimentos apenas o valor de RAE para o evento 20210129 apresentou valores acima de 20%. Isso implica que o modelo LISEM calibrado interpreta adequadamente as principais variáveis características.

Tabela 19 - Valores totais observados em eventos e calculados pela modelagem e RAE calculado para Qmax e PS:

Evento	Vqs (*10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> )	VolS (10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> )	QmaxO (l.s <sup>-1</sup> )	QmaxS (l.s <sup>-1</sup> )	RAE (Qmax) (%)	PS (t)	PSS (t)	RAE (PS) (%)
20200629	169,5	136,5	6552	6542	0,2%	-	-	
20200707	164,9	150,8	4147	5931	43,0%	-	-	
20210129	22,0	29,0	7653	7331	4,2%	64,2	92,6	44,2%
20210203	56,7	46,4	5712	4563	20,1%	39,4	42,8	8,6%
20210211	19,1	13,5	1763	1715	2,7%	13,2	12,8	3,0%
20210528	637,5	770,4	50574	47982	5,1%	963,1	1005,0	4,4%
20210624	53,2	48,2	4809	4884	1,6%	28,6	30,8	7,7%
20210626	58,9	59,0	7345	8145	10,9%	34,0	27,6	18,8%
20210824	289,3	227,8	11636	11388	2,1%	240,8	242,9	0,9%
20210907-1	241,7	218,7	13423	13755	2,5%	135,3	144,4	6,7%
20210907-2	322,9	329,2	22605	23768	5,1%	256,1	253,5	1,0%
20210913	42,3	51,0	9073	8417	7,2%	28,2	27,7	1,8%

Fonte: Autor. Vqs é o volume superficial observado dos eventos (\*10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>), VolS é o volume total simulado dos eventos (\*10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>), QmaxO Vazão de pico superficial observada (l.s<sup>-1</sup>), QmaxS Vazão de pico simulada (l.s<sup>-1</sup>), PS é a produção de sedimentos (t) e PSS é a produção de sedimentos simulada (t). Erro (%) é o erro absoluto percentual em da simulação em relação a PS.

Os valores calibrados de Ks, RR, n de Manning,  $\theta_i$  e coe produziram os hidrogramas e sedimentogramas simulados apresentados na

Figura 28, onde é apresentado os hidrogramas e sedimentogramas referentes ao escoamento superficial observados. Os valores de vazão observados são referentes a vazão superficial, resultante do processo de separação de escoamento do hidrograma. Por outro lado, CSS é referente à concentração não diluída, ou seja, a carga de sedimentos computada dividida pela vazão superficial.

Os preditores estatísticos foram calculados tanto para a simulação hidrológica como para a sedimentológica e são apresentados na Tabela 20. O NSE foi o preditor utilizado para o processo de calibração e RMSE, PBIAS e R<sup>2</sup> foram posteriormente calculados. Além disso, VE foi calculado para a simulação do escoamento. A calibração hidrológica alcançou valores satisfatórios de todos os preditores para 9 dos 11 eventos simulados, sendo 4 eventos com todos os preditores classificados como bons (20200707, 20210528, 20210624 e 20210907-1).

Já a simulação de sedimentos apresenta valores insatisfatórios para todas as projeções de CSS temporalmente discretizadas. É possível perceber que nos sedimentogramas simulados e observados os efeitos de histerese, com um

adiantamento da entrega de sedimentos, promovem os maiores desvios ao simulado, que projeta a CSS com o hidrograma. Outra fonte de desvios ao observado é o aumento da CSS na recessão do hidrograma, inseridos pela imperfeição em representação da CSS juntamente com processo de separação do escoamento. A CSS diluída utiliza apenas o escoamento superficial como volume de solução, na recessão do hidrograma as baixas vazões acabam produzindo taxas de concentrações muito grandes.

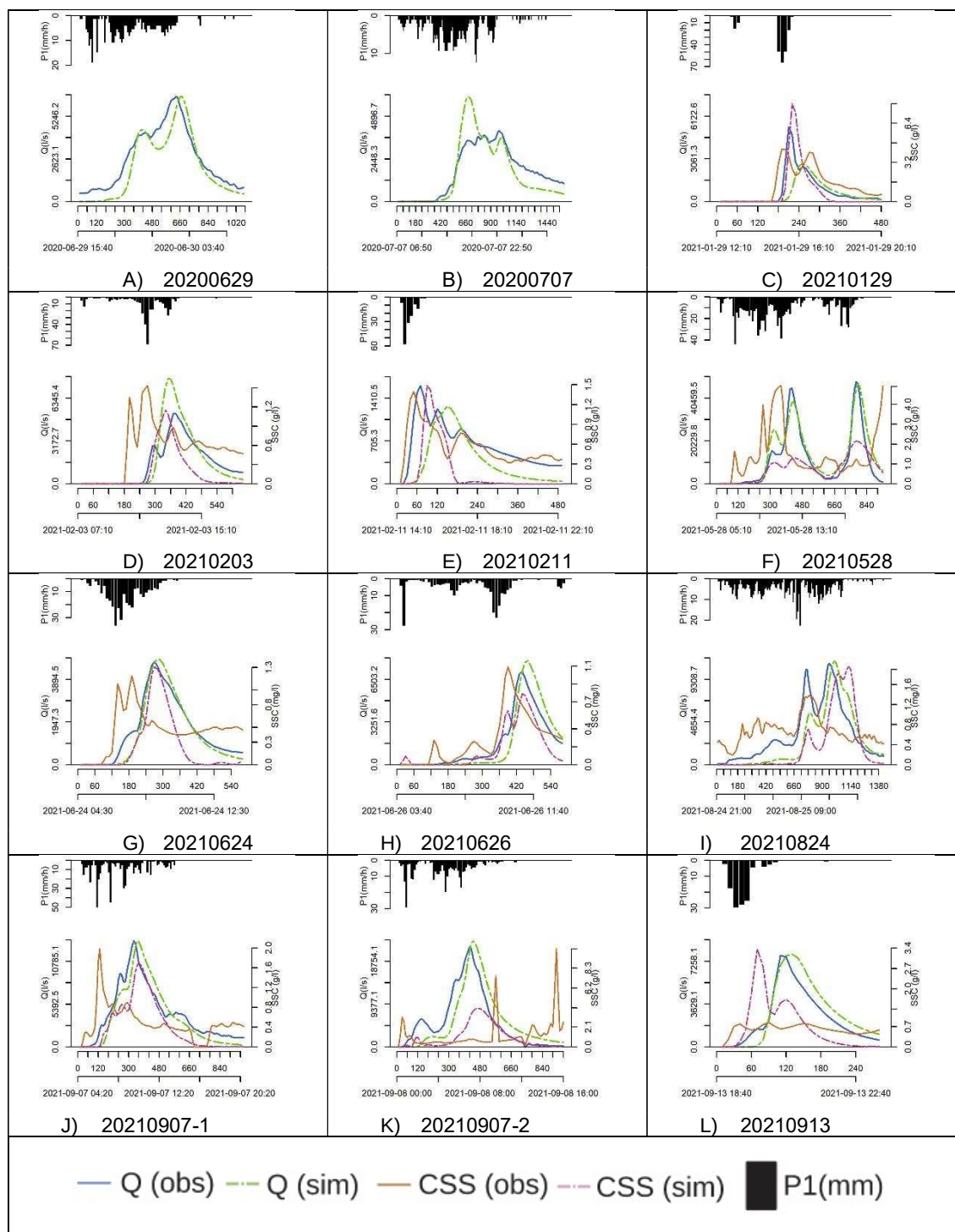
Os efeitos de histerese introduzida principalmente pelo exaurimento de fontes dificultam a simulação da CSS na escala de bacia hidrográfica (De BARROS et al, 2014; LISLE et al., 2017; RODRIGUES et al.,2014). Ainda assim, a simulação com o LISEM para valores totais de sedimentos expressos pela variável PS é promissora para o uso do modelo em projetos na região. A simulação de PS para a bacia hidrográfica do Guarda Mor teve a aptidão em expressar os resultados por meio de ajuste de parâmetros de base física. Além disso, a modelagem hidrológica teve maior credibilidade na representação temporal dos escoamentos e as variáveis características de escoamento ( $Q_{max}$ , principalmente) expressam as magnitudes dos valores de PS.

Tabela 20 - Preditores estatísticos resultantes da simulação do escoamento e de processos erosivos com o modelo LISEM

Event	Simulação do escoamento					Simulação de sedimentos			
	RMSE	PBIAS	NSE	R <sup>2</sup>	VE	RMSE	PBIAS	NSE	R <sup>2</sup>
20200629	877,88	24,3	0,81	0,87	0,65	-	-	-	-
20200707	850,84	7,1	0,79	0,79	0,64	-	-	-	-
20210129	1623,01	-24,4	0,24	0,29	0,32	1,9	50,8	0,2	0,26
20210203	631,58	22,3	0,82	0,87	0,73	0,63	46	-0,51	0,07
20210211	508,16	40,9	0,15	0,29	0,13	0,84	64,4	0,09	0,15
20210528	4787,83	-15,8	0,87	0,95	0,75	1,65	95,5	-5,94	0,10
20210624	445,63	10,5	0,92	0,93	0,79	0,5	95,3	-0,71	0,03
20210626	1014,18	0,7	0,84	0,84	0,57	0,2	62,4	0,33	0,67
20210824	1987,17	27,2	0,63	0,69	0,42	0,71	74	-0,4	0
20210907-1	1403,13	10,5	0,87	0,88	0,69	0,48	67,4	-0,85	0,05
20210907-2	3197,04	-1,8	0,76	0,76	0,52	2,65	282,5	-42,77	0,01
20210913	1096,28	-17	0,85	0,89	0,68	0,7	36	-0,02	0,05

Fonte: autor. RMSE é o preditor erro quadrático médio, PBIAS é o desvio percentual, NSE é o preditor Nash-sutcliffe, R<sup>2</sup> é o erro quadrático médio e VE o erro volumétrico

Figura 28 - Hidrogramas e sedimentogramas resultantes da simulação com o modelo LISEM.



Fonte: autor.

As variações apresentadas nos valores de  $coe$  para os eventos implicam principalmente na disponibilidade de sedimentos de diversas áreas da bacia. Os valores observados de CSS tem impacto da disponibilidade de sedimentos por



eventos antecedentes. Os Eventos sequenciados 20210907-1 e 20210907-2 apresentam diferenças significativas, sendo do segundo evento os valores de  $coe$  calibrados maiores em relação ao primeiro. E eventos grandes, como o 20210528 apresentam valores maiores de  $coe$  para assimilação da restrição de sedimentos.

O ajuste de  $coe$  para simulação de valores de PS é a melhor estratégia de calibração tendo em vista a impossibilidade de assimilação do comportamento de CSS. Os valores de RAE para a maioria dos eventos foi inferior a 10% entre PS e PSS. É uma solução para expressar a quantidade total de PS em razão de um valor único de parâmetro para eventos, que ainda é uma proposição para utilizar o modelo em projetos.

#### **4.2.3 Seleção de um conjunto único de parâmetros na representação hidrológica do LISEM**

Na etapa de calibração, a simulação com o LISEM resultou em respostas satisfatórias para a grande parte dos eventos disponíveis. Entretanto os valores de  $\theta_i$ ,  $n$  de Manning e  $coe$  apresentaram variabilidade entre os eventos simulados. Para realizar uma configuração de conjunto único de parâmetros para a simulação de cenários foram simulados novamente os eventos do processo de calibração pelo modelo LISEM com valores médios de  $n$  de Manning e  $coe$  determinados no processo de calibração.

Valores de  $\theta_i$  são naturalmente variáveis pela condição pré-evento de umidade da bacia. Desconsiderando os eventos que não foram possíveis de calibrar hidrológicamente (20210129 e 20210211) e os eventos controlados pela taxa de infiltração 20200629, 20200707 e 20210913, há evidência da influência da precipitação antecedente sobre os eventos controlados pelo volume. Dessa forma, os eventos 20210203, 20210528 e 20210624 tiveram um valor de umidade de aproximadamente 63% do grau de saturação o que pode ser explicado pelo valor de P2D ser zero. Já os eventos 20210824 e 20210907-1 tem P2D de 20,5 e 5,53 o que pode explicar o valor de  $\theta$  maiores. Ainda que os poucos eventos não tenham permitido uma certeza de estimação de  $\theta_i$  pelas chuvas antecedentes, o grau de saturação médio dos eventos governados pela capacidade volumétrica (20210129, 20210203, 20210211, 20210528, 20210624, 20210626, 20210824, 20210907-1) indica que o valor  $f\theta_s = 0,67$  é razoável para simulação de cenários de grandes eventos.

A variação dos valores de  $n$  de Manning entre os eventos podem se justificar pela mudança da resistência ao cisalhamento com acréscimo de altura, encontrado em escoamentos rasos (AYVA, 2013; BALL et al., 1996; MIGNOT et al., 2006). Os eventos 20210129 e 20210211 apresentaram valores de ajustes muito abaixo da média no processo de calibração provavelmente por apresentarem uma rápida ascensão inicial do hidrograma (

Figura 28) que representa maiores lâminas de escoamento sobre a superfície da bacia em um momento específico do evento.

Os valores de  $n$  de Manning médios (0,262 para Cultivo, 0,007 para Estrada, 0,557, Floresta e 0,393 para Pastagem) foram testados para avaliar a performance do modelo para um valor único desse parâmetro (representado pela média dos valores calibrados) na simulação hidrológica. O impacto de um valor único desse parâmetro sobre os eventos não foi significativo para o NSE (Tabela 21). A ligeira depreciação no preditor se deve a retardos de alguns hidrogramas. Uma piora significativa foi notada para a simulação do evento 20210111 em função dos significativos desvios em relação ao calibrado. O evento 20210129 não apresentou valores aceitáveis na calibração e nessa etapa apresentou valores insatisfatórios também.

A Tabela 21 apresenta também os valores da vazão de pico simulada ( $Q_{maxS}$ ) e da vazão de pico do escoamento superficial observada ( $Q_{maxO}$ ) juntamente com RAE calculada para essas variáveis. O valor de RAE indica uma depreciação na predição da vazão de pico pelo uso de um valor único médio de  $n$  de Manning, para os eventos 20210203, 20210211, 20210626, 20210624 e 20210129. O valor de  $n$  de Manning é tradicionalmente sensível ao ajuste de  $Q_{max}$  (De BARROS et al., 2014; SILVA et al., 2021). E a escolha de um valor único derivado da média na bacia hidrográfica do Guarda Mor é problemático para simular a variedade de magnitudes de escoamentos dos múltiplos eventos. Entretanto, pelo fato do valor médio para os usos do solo se aproximar do evento de maior magnitude (20210528) e garantir uma boa simulação dos processos, tanto temporalmente distribuídos como pela variável característica  $Q_{max}$ , esses valores têm aptidão para simular grandes eventos.

Tabela 21 - Valores dos preditores calculados para vazões superficiais no ajuste de valor único de n de Manning do modelo LISEM:

Evento	RMSE	PBIAS	NSE	R <sup>2</sup>	VE	QmaxO	QmaxS	RAE* (Qmax val. unicos)	RAE** (Qmax Calibração)
20200629	890,93	25,5	0,79	0,87	0,65	6,55	6,44	1,7%	0,2%
20200707	791,31	10,3	0,79	0,81	0,64	4,15	5,85	41,0%	43,0%
20210129	1219,29	32,2	-1,26	0,22	0,33	7,65	2,76	63,9%	4,2%
20210203	1252,15	-10,3	0,71	0,75	0,59	5,71	7,96	39,4%	20,1%
20210211	468,88	67,7	-0,32	0,26	0,12	1,76	1,33	24,4%	2,7%
20210528	4787,83	-15,8	0,87	0,95	0,75	48,37	47,93	0,9%	5,1%
20210624	913,99	-12	0,82	0,92	0,67	4,81	7,06	46,8%	1,6%
20210626	1334,2	-18,1	0,82	0,93	0,6	7,34	10,62	44,7%	10,9%
20210824	2057,96	31,8	0,58	0,67	0,39	11,64	11,11	4,6%	2,1%
20210907-1	1439,74	11,3	0,86	0,87	0,68	13,42	13,49	0,5%	2,5%
20210907-2	3300,61	-1,3	0,74	0,75	0,5	22,60	23,37	3,4%	5,1%
20210913	1047,84	-14,4	0,85	0,87	0,69	9,07	8,02	11,6%	7,2%

Fonte: autor. RMSE é o preditor erro quadrático médio, PBIAS é o desvio percentual, NSE é o preditor Nash-sutcliffe, R<sup>2</sup> é o erro quadrático médio e VE o erro volumétrico. QmaxO é a vazão máxima observada, QmaxS é a vazão máxima simulada, RAE é o erro relativo absoluto para a vazão máxima calculada nas etapas de seleção de único valor e da etapa de calibração.

Na escolha de um valor único de *coe*, os valores de produção de sedimentos foram significativamente afetados pelo uso do valor médio de coesão dos eventos calibráveis. O valor médio do parâmetro (cultivo = 5,632 Kpa, estrada=6,453 Kpa, floresta = 3,542 Kpa e Pastagem = 7,918 Kpa) simulou com credibilidade apenas os eventos 20210203, 20210624 e 20210824 pois os valores calibrados de *coe* se aproximaram muito do valor médio dos eventos. Os valores totais da simulação para o processo de validação com valores médios são apresentados na Tabela 22, sendo PSS a produção de sedimentos simulada, PS a produção de sedimentos observada e RAE o erro relativo calculado em relação a PS. Os maiores valores de RAE se concentram justamente no maior evento (20210528) e em um evento ocorrido subsequentemente a outro (20210907-2). A dificuldade de produzir uma similaridade dos valores simulados e observados justamente nesses eventos está no fato de *coe* não abranger a complexidade de diluição e exaurimento de fontes de sedimentos, que são relevantes em eventos de grande magnitude.

Tabela 22- Valores e RAE de produção de sedimentos determinados pela simulação com valores médios de coe:

Evento	P mm	QmaxO	QmaxS	PS Sim t	PS t	RAE
20210129	35,91	7,65	2,76	17,89	64,21	72,1%
20210203	56,04	5,71	7,96	37,51	39,38	4,7%
20210211	24,21	1,76	1,33	4,64	13,18	64,8%
20210528	144,32	48,37	47,93	3103,1	963,1	222,2%
20210624	56,65	4,81	7,06	27,95	28,63	2,4%
20210626	38,31	7,34	10,62	70,78	33,98	108,3%
20210824	94,04	11,64	11,11	230,29	240,78	4,4%
20210907-1	78,47	13,42	13,49	197,79	135,30	46,2%
20210907-2	48,76	22,60	23,37	767,57	256,08	199,7%
20210913	19,18	9,07	8,02	41,39	28,22	46,7%

Fonte: autor. P é a precipitação de P1 e P2 ponderada pela área, PSS é a produção de sedimentos (t) simulada pelo LISEM e PS é a produção de sedimentos (t) observada. RAE é o erro relativo absoluto da simulação de PS.

O valor médio para o parâmetro coe deve ser evitado na simulação de cenários de grandes chuvas por inferir em superestimação nos grandes eventos. É preferível adotar o valor de maior coe do processo de calibração encontrado para os eventos que tendem a ocorrer o exaurimento de fontes (20210528 e 20210907-2) com o fator fcoe=0,32 (sendo coe de cultivo 6,985 KPa, Estrada 8,032 Kpa, Floresta 4,394 Kpa e Pastagem 9,821Kpa).

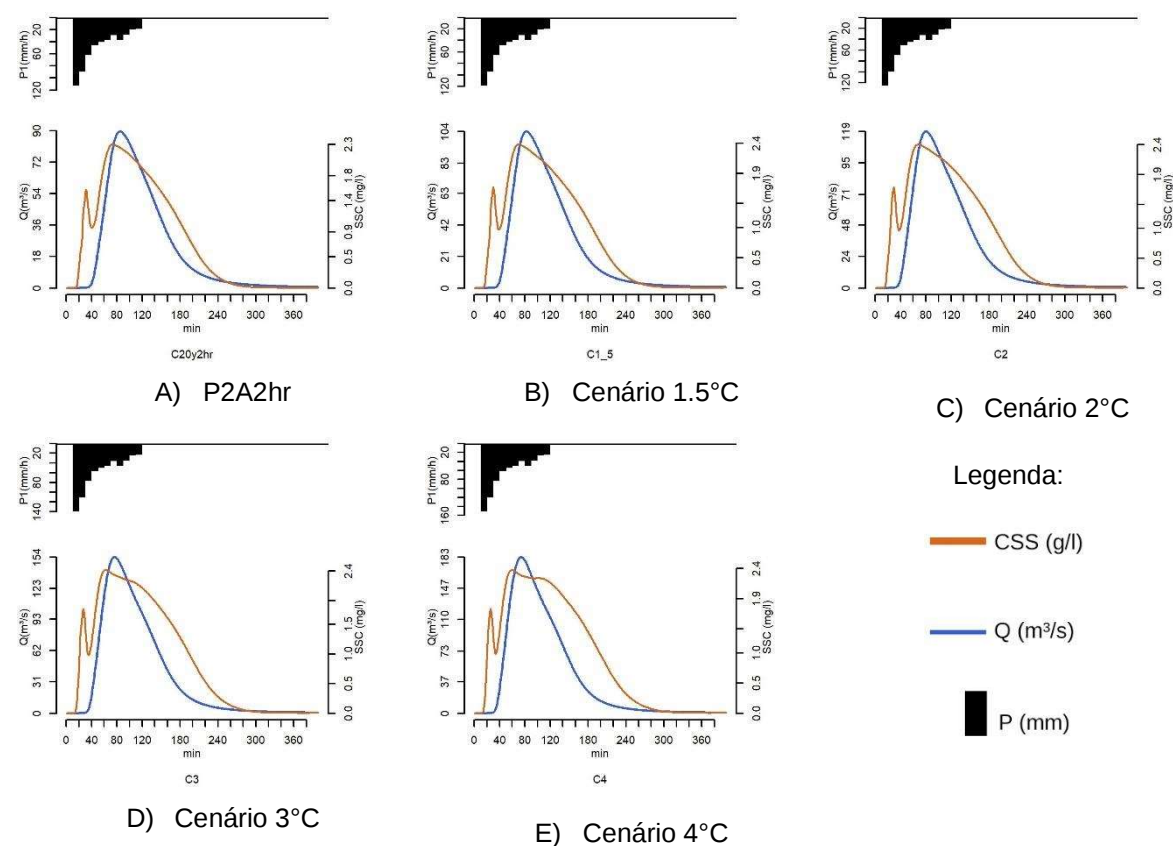
A seleção de um conjunto de valores para representar os processos hidrológicos na bacia do Guarda Mor pelo modelo LISEM tem capacidade para simular grandes eventos. O uso de um valor único de Ks com valores de umidade que remetem a uma condição geral de capacidade volumétrica do solo permite a simulação de uma grande diversidade de eventos, inclusive eventos de grande magnitude. A média do valor de n de Manning calibrado simulou bem a maior parte dos hidrogramas e simulou a vazão de pico dos maiores eventos. A sensibilidade do valor de coe não permite um a seleção de valor médio, sendo preferível utilizar o valor calibrado para predição de PS de um grande evento. O uso do valor médio tende a superestimar a produção PS em eventos extremos devido a seu valor não expressar a limitação de material disponível para erosão que tende a sessar em grandes eventos.

#### **4.2.4 Simulação hidrológica e de produção de sedimentos para chuvas intensas seguindo as projeções de cenários climáticos do IPCC**

A análise para a seleção de um conjunto de valores de parâmetros únicos direcionou um arranjo numérico que expressa fisicamente o comportamento hidrológico da bacia do Guarda Mor. Esse conjunto de valores de parâmetros foi utilizado no LISEM para simular a chuva projetada P2A2hr e as precipitações com incremento calculadas pelos cenários de mudança climática do relatório do IPCC para aumentos da temperatura média global de 1.5°C (P1.5°C), 2°C (P2°C), 3°C (P3°C) e 4°C (P4°C).

Os hidrogramas e sedimentogramas resultantes da simulação de P2A2hr, P1.5°C, P2°C, P3°C e P4°C com o modelo LISEM são apresentados na Figura 29. Na Tabela 23 é apresentado os valores das variáveis vazão máxima superficial ( $Q_{\text{máx}}$ ), volume escoado (em  $10^3 \text{ m}^3$ ) e a relação percentual entre o total escoado e o precipitado ( $Q/P$ ) resultante da simulação de cenários. A Tabela 23 apresenta os respectivos aumentos das chuvas simuladas com as projeções do IPCC em relação a chuva de projeto P2A2hr.

Figura 29: hidrogramas e sedimentogramas simulados no LISEM para chuvas de projetos P20A2hr, P1.5°C, P2°C, P3°C e P4°C:



Fonte: autor.

Tabela 23 - Valores de variáveis hidrológicas da simulação de cenários do IPCC:

Cenário	P	Q <sub>maxS</sub>		VolS		Q/P
	(mm)	(m³.s <sup>-1</sup> )	aumento % à P20A2h	(10 <sup>3</sup> .m³)	Aumento % à P20A2h	%
P20A2h	85,8	89,1	-	501,6	-	31,2
P1.5°C	90,7	103,5	16%	575,473	15%	33,9
P2°C	95,5	118,4	33%	650,645	30%	36,4
P3°C	106,4	153,1	72%	826,349	65%	41,5
P4°C	115,2	182	104%	972,742	94%	45,1

Fonte: autor. P é a precipitação acumulada (mm). Q<sub>maxS</sub> é a vazão de pico superficial simulada (m³.s<sup>-1</sup>). VolS é o vume simulado. Q/P é a relação do montante precipitado e escoado.

A simulação de cenários evidencia significativos impactos no aumento do escoamento na bacia do Guarda Mor causados por mudanças climáticas. Considerando o cenário iminente (1.5°C) o aumento da precipitação na região causa

um acréscimo de 16% na vazão superficial de pico e de 15% no volume superficial escoado. O cenário mais extremo projeta um aumento na vazão é de 104% e 94% de volume. De acordo com a relação Q/P calculada na simulação, os incrementos volumétricos e de vazão são expressos por pequenos incrementos da relação Q/P. Valores relativamente pequenos do excedente de precipitação são responsáveis por grandes impactos de perda de água da unidade. Um pequeno aumento no montante de precipitação proporciona aumentos significativos de Q/P.

A Tabela 24 apresenta os valores das variáveis sedimentológicas PS e PSe calculadas para as simulações contendo o aumento calculado por cenários do IPCC em relação a chuva P2A2hr. O Aumento percentual de PS em relação à PS calculada para P20A2h segue projeções ligeiramente superiores aos aumentos das variáveis hidrológicas Qmax e Vol, evidenciando que as respostas hidrológicas conduzem as respostas sedimentológicas.

Tabela 24 - Valores de variáveis sedimentológicas da simulação de cenários do IPCC:

Cenário	P (mm)	PS		PSe t.km <sup>-2</sup>
		(t)	Aumento % à P20A2h	
P20A2h	85,8	907,2	-	47,1
P1.5°C	90,7	1088,8	20%	56,5
P2°C	95,5	1267,3	40%	65,8
P3°C	106,4	1674,6	85%	86,9
P4°C	115,2	1994,4	120%	103,5

Fonte: autor. P é a precipitação simulada (mm), PS é a produção de sedimentos totais e PSe a produção de sedimentos específica.

A simulação indica que precipitações intensas podem causar severas modificações na bacia hidrográfica em termos de perda de solo e água. O pequeno excedente expresso no aumento da relação Q/P pode ser responsável por grande deterioração ambiental no desencadeamento dos processos hidrológicos e erosivos da bacia hidrográfica do Guarda Mor. Isso remete na importância ambiental dos sistemas de manejo do escoamento superficial em conter o impacto de eventos de grande magnitude.

Sob sistemas de plantio direto, principal sistema de cultivo adotada na bacia hidrográfica do Guarda Mor, a rotação de cultura pode promover melhorias hidrológicas significativas (ALHAMEID et al., 2020; DEUSCHLE et al., 2019; SIETZ et

al., 2021) atuando em conjunto com as plantas forrageiras que melhoram a qualidade física do solo nos aspectos básicos como aeração, retenção de água, compactação, estruturação (DEBINSKI et al., 2010; PARK et al., 2017). Entretanto, a grande parte da produção de sedimentos decorre da dissipação cinética dos escoamentos superficiais representadas nas magnitudes de vazões máximas. Assim, mesmo com benefícios relevantes de práticas edáficas de controle de escoamento, as práticas mecânicas têm se apresentado como as soluções mais eficientes para manejo superficial das águas em sistemas agrícolas (ARNÁEZ et al., 2015; MORENO-DE-LAS-HERAS et al., 2019; STOPS et al., 2022) e para estradas não pavimentadas (SILVA et al., 2021). O estudo de Londero et al. (2018), realizado no Planalto Sul brasileiro, mostrou que a aplicação de terraços reduziu as vazões superficiais de pico e, 79% e PS em 63% e evidenciou a ineficácia do sistema plantio direto quando aplicado sem práticas mecânicas. A técnica, além de exercer a função ambiental na retenção de massa e energia de grandes volumes de chuva, garante aumento de produtividade (HÖRBE et al., 2021).

Dessa forma, as áreas agrícolas da região do rebordo do planalto podem exercer um controle de processos hidrológicos a fim de minimizar os efeitos de precipitações extremas causadas por impactos climáticos. Os sistemas agrícolas podem exercer funções ambientais para a bacia do Soturno aumentando a segurança sobre obras de infraestrutura e controlando enchentes com a atenuação das vazões de cheias. A técnica pode garantir um controle de perda de solo e nutrientes, aumentando a qualidade ambiental e a rentabilidade, além de melhorias em aspectos paisagísticos em um ambiente valorado pela paisagem cênica.

#### 4.3 ASPECTOS QUANTITATIVOS DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM ARRASTE DO RIO GUARDA MOR

A  $CC_{sar}$  foi elaborada na seção de controle do rio Guarda Mor a fim de estabelecer dependência de variáveis hidráulicas da seção com o transporte de sedimentos em arraste. As campanhas de coleta de sedimentos realizadas com o amostras integradas coletadas com o Helley-Smith em sete verticais na seção de monitoramento são apresentadas na Tabela 25. As 7 campanhas de monitoramento realizadas de 16/09/2020 a 07/09/2021 resultaram em um total de 40 valores medidos de descarga de sedimentos em arraste em diferentes níveis de água e estágios do



hidrograma. A nomenclatura das amostras foi feita pela aglutinação da letra A (remetendo a arraste) com o ano seguido do mês e dia da campanha.

As taxas de transporte  $q_{SAR}$  variaram de  $0,267 \text{ g.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$  a  $66,419 \text{ g.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ . Na Tabela 25 são apresentadas as taxas unitárias de transporte  $q_{SAR}$  (em  $\text{g.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ) e as taxas totais (TaxaT) expressas em  $\text{kg.s}^{-1}$  considerando a largura de 8,8m de leito de rio. A Tabela 25 apresenta também características de tamanho de partícula, características hidráulicas observadas no momento de cada medição e variáveis hidráulicas calculadas. Os valores de diâmetro de partículas foram determinados por peneiramento, sendo a DTP do material transportado em arraste apresentado no Apêndice F. Os valores se concentraram na classe de areia média (0,2 a 0,6 mm) com apenas seis amostras contendo material transportado em classes maiores (observado no D90 de A20210528 para IDs = 4, 5, 8, 9, 10 e 11). De acordo com a relação  $D_{sub}^*$  e  $D_{sup}^*$ , há apenas duas amostras com características granulométricas semelhante a encontrada no leito.

O escoamento foi caracterizado como subcrítico em exceção a três ocasiões, cujos valores de cota são superiores a 1,45cm. As variáveis hidráulicas  $Q$  (em  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) e  $V_m$  são derivadas da  $CC_q$  e  $CC_v$  para as médias das cotas observadas de início e fim da amostragem ( $H_r$  em m). A classificação do escoamento foi baseada nos números de Froude. Os valores de  $\tau$  foram calculados pela Equação 15.(29) O levantamento dessas principais variáveis foi usado para indicar o comportamento geral de atributos hidráulicos, equilíbrio de escoamento e tendências erosivas da interpelação cinética do fluido com o material do leito. Características fundamentais para a aplicação de modelos de erosão fluvial.

Tabela 25 - Características das mensurações de monitoramento de carga de sedimento em arraste realizadas na seção transversal da área experimental do Guarda Mor.

ID	data	hora	$q_{SAR}$ ( $g.s^{-1}.m^{-1}$ )	TaxaT ( $Kg.s^{-1}$ )	D50 (mm)	D90 (mm)	Dsub*	Dsup*	Hr(m)	Q ( $m^3.s^{-1}$ )	S (m/m)	Vm (m/s)	Classif. do escoamento	$\tau$ ( $N.m^{-2}$ )
A20200916	1	16/09/2020	1,752	0,015	0,167	0,242	146,20	1151,41	0,64	2,47	0,0090	0,46	Subcrítico	177,5
	2	16/09/2020	13,733	0,121	0,136	0,264	178,83	1408,33	0,61	2,08	0,0090	0,41	Subcrítico	170,8
	3	16/09/2020	6,450	0,057	0,112	0,230	217,23	1710,75	0,68	3,07	0,0110	0,53	Subcrítico	225,4
	4	16/09/2020	8,027	0,071	0,225	0,449	108,32	853,09	0,75	4,47	0,0037	0,70	Subcrítico	88,3
	5	16/09/2020	6,135	0,054	0,181	0,475	134,47	1058,99	0,72	3,77	0,0042	0,63	Subcrítico	95,9
	6	16/09/2020	3,454	0,030	0,239	0,457	101,93	802,70	0,75	4,37	0,0020	0,68	Subcrítico	50,0
A20210129	1	28/01/2021	0,267	0,002	0,233	0,598	104,60	823,76	0,78	5,14	0,0017	0,77	Subcrítico	44,4
	2	29/01/2021	0,788	0,007	0,125	0,368	195,23	1537,53	0,69	3,24	0,0020	0,55	Subcrítico	47,4
	3	29/01/2021	2,860	0,025	0,172	0,399	141,91	1117,59	0,63	2,40	0,0022	0,45	Subcrítico	47,6
	4	29/01/2021	0,538	0,005	0,263	0,463	92,72	730,24	0,59	1,90	0,0011	0,42	Subcrítico	22,4
A20210203	1	03/02/2021	0,654	0,006	0,103	0,219	235,73	1856,43	0,43	0,62	0,0012	0,17	Subcrítico	20,3
	2	03/02/2021	2,919	0,026	0,184	0,376	132,85	1046,25	0,81	5,75	0,0016	0,83	Subcrítico	42,8
	3	03/02/2021	3,013	0,027	0,108	0,234	225,49	1775,81	0,76	4,58	0,0042	0,71	Subcrítico	101,1
	4	03/02/2021	2,173	0,019	0,232	0,453	104,90	826,15	0,72	3,77	0,0016	0,63	Subcrítico	39,3
	5	03/02/2021	2,050	0,018	0,266	0,461	91,82	723,12	0,65	2,69	0,0018	0,49	Subcrítico	40,8
	6	03/02/2021	3,789	0,033	0,154	0,399	158,02	1244,46	0,65	2,61	0,0035	0,48	Subcrítico	75,3
A20210528	7	04/02/2021	1,314	0,012	0,149	0,398	163,68	1289,06	0,60	1,96	0,0011	0,39	Subcrítico	24,4
	8	04/02/2021	0,289	0,003	0,239	0,453	102,19	804,75	0,56	1,53	0,0010	0,33	Subcrítico	21,3
	1	28/05/2021	0,519	0,005	0,170	0,370	143,77	1132,23	0,55	1,45	0,0010	0,33	Subcrítico	41,8
	2	28/05/2021	14,015	0,123	0,157	0,298	155,76	1226,70	0,81	6,01	0,0011	0,82	Subcrítico	61,7
	3	28/05/2021	49,709	0,437	0,230	0,467	105,78	833,03	1,09	16,99	0,0090	2,08	Subcrítico	548,2
	4	28/05/2021	37,058	0,326	0,292	0,679	83,54	657,93	1,51	53,61	0,0067	3,45	Supercrítico	492,2
	5	28/05/2021	14,123	0,124	0,356	1,984	68,39	538,61	1,43	44,59	0,0060	3,23	Subcrítico	439,7

Tabela 25 - Características das mensurações de monitoramento de carga de sedimento em arraste realizadas na seção transversal da área experimental do Guarda Mor.

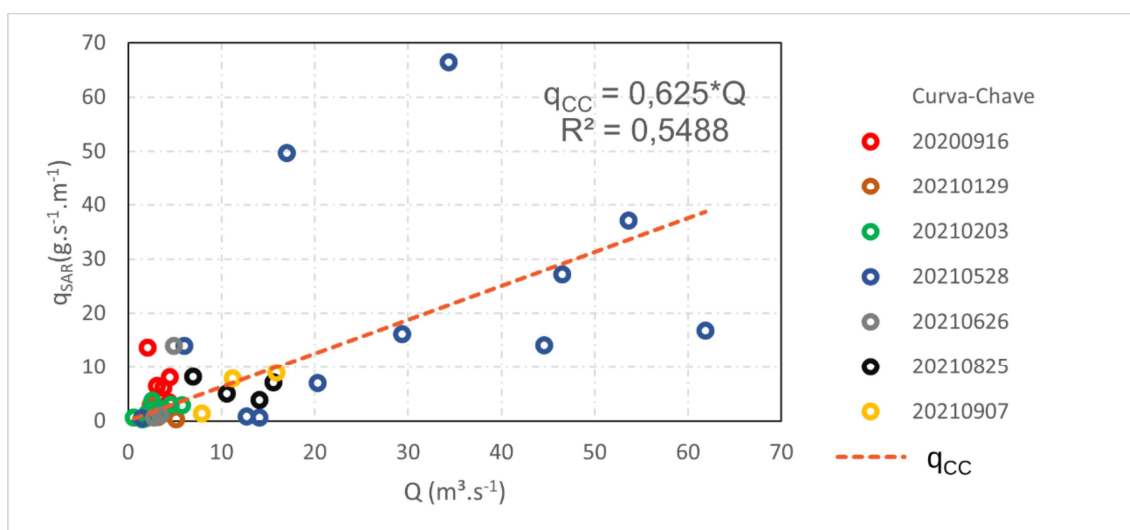
ID	data	hora	$q_{SAR}$ ( $g.s^{-1}.m^{-1}$ )	TaxaT ( $Kg.s^{-1}$ )	D50 (mm)	D90 (mm)	Dsub*	Dsup*	Hr(m)	Q ( $m^3.s^{-1}$ )	Sa (m/m)	Vm (m/s)	Classif. do escoamento	$\tau$ ( $N.m^{-2}$ )		
A20210528	6	28/05/2021	15:19	16,217	0,143	0,343	0,364	71,09	559,84	1,27	29,38	0,0011	2,57	Subcrítico	91,7	
	7	28/05/2021	18:00	0,609	0,005	0,221	0,447	110,08	866,88	1,03	14,04	0,0010	1,29	Subcrítico	66,1	
	8	28/05/2021	19:45	66,419	0,584	0,242	0,634	100,84	794,17	1,33	34,34	0,0090	5,25	Subcrítico	613,4	
	9	28/05/2021	20:15	16,800	0,148	33,225	42,645	0,73	5,78	1,57	61,87	0,0030	4,35	Supercrítico	256,6	
	10	28/05/2021	20:40	27,216	0,240	0,258	26,453	94,56	744,72	1,45	46,49	0,0011	3,74	Supercrítico	102,7	
	11	28/05/2021	22:05	7,036	0,062	24,058	30,412	1,01	7,98	1,15	20,28	0,0010	2,14	Subcrítico	78,2	
	12	28/05/2021	23:30	0,819	0,007	0,259	0,463	94,07	740,84	1,01	12,73	0,0011	1,34	Subcrítico	71,9	
	A20210626	1	26/06/2021	9:25	0,674	0,006	0,220	0,352	110,69	871,75	0,66	2,76	0,0010	0,49	Subcrítico	47,7
		2	26/06/2021	12:05	14,001	0,123	0,171	0,241	142,93	1125,65	0,77	4,91	0,0090	0,75	Subcrítico	381,6
		3	26/06/2021	16:12	1,032	0,009	0,239	0,463	101,88	802,36	0,70	3,45	0,0012	0,59	Subcrítico	58,9
	A20210825	1	25/08/2021	13:46	8,174	0,072	0,189	0,486	128,78	1014,17	0,85	6,98	0,0045	0,95	Subcrítico	228,9
		2	25/08/2021	15:22	5,029	0,044	0,300	0,439	81,32	640,44	0,96	10,57	0,0013	1,27	Subcrítico	82,4
3		25/08/2021	17:29	7,072	0,062	0,263	0,450	92,81	730,89	1,07	15,59	0,0013	1,66	Subcrítico	90,1	
4		25/08/2021	19:36	3,869	0,034	0,323	0,491	75,54	594,86	1,04	14,08	0,0010	1,55	Subcrítico	69,0	
A20210907	1	07/09/2021	9:28	8,923	0,079	0,240	0,415	101,76	801,37	1,07	15,86	0,0012	1,67	Subcrítico	84,9	
	2	07/09/2021	12:00	7,812	0,069	0,171	0,344	142,21	1119,91	0,97	11,18	0,0065	1,31	Subcrítico	347,1	
	3	07/09/2021	15:45	1,438	0,013	0,297	0,451	81,96	645,47	0,88	7,90	0,0014	1,04	Subcrítico	81,3	

Fonte: autor.  $q_{SAR}$  é a taxa por unidade de largura ( $g/s.m$ ). TaxaT é taxas totais ( $Kg/s$ ). D50 é o diâmetro médio(mm). D90 é o diâmetro do percentil 90% (mm). Dsub\* e Dsup\* é a relação entre D50 da amostra transportada e material do leito. Hr é a cota da régua média da amostragem (m). Q é a vazão determinada pelo  $CCQ$  ( $m^3/s$ ). Sa é a declividade da linha de água (m/m). Vm é a velocidade média da seção determinado pela  $CC_v$  (m/s) e  $\tau$  é a tensão de cisalhamento.

### 4.3.1 Curva chave de sedimentos em arraste

A  $CC_{SAR}$  foi elaborada com o ajuste de um modelo estatístico com base nas diferenças mínimas do erro quadrático médio ( $R^2$ ) por meio dos dados coletados apresentados na Tabela 25,  $Q$  com  $q_{SAR}$ . Essa etapa foi elaborada para quantificar as taxas de sedimentos em arraste transferidas pelo canal de drenagem computando-as com a informação de valores de vazão. Considerando o conjunto de dados pareados de todos os eventos apresentados na Tabela 25, o melhor modelo de  $CC_q$  apresenta a relação entre a taxa unitária de sedimentos em arraste ( $q_{SAR}$ ) com a vazão ( $Q$ ) que é expressa pelo modelo linear  $q_{CC} = 0,625*Q$  (Figura 30) com o valor de preditor  $R^2$  de 0,5488.

Figura 30 - Equação da curva chave de sedimentos em arraste ( $CC_{SAR}$ ):



Fonte: autor.

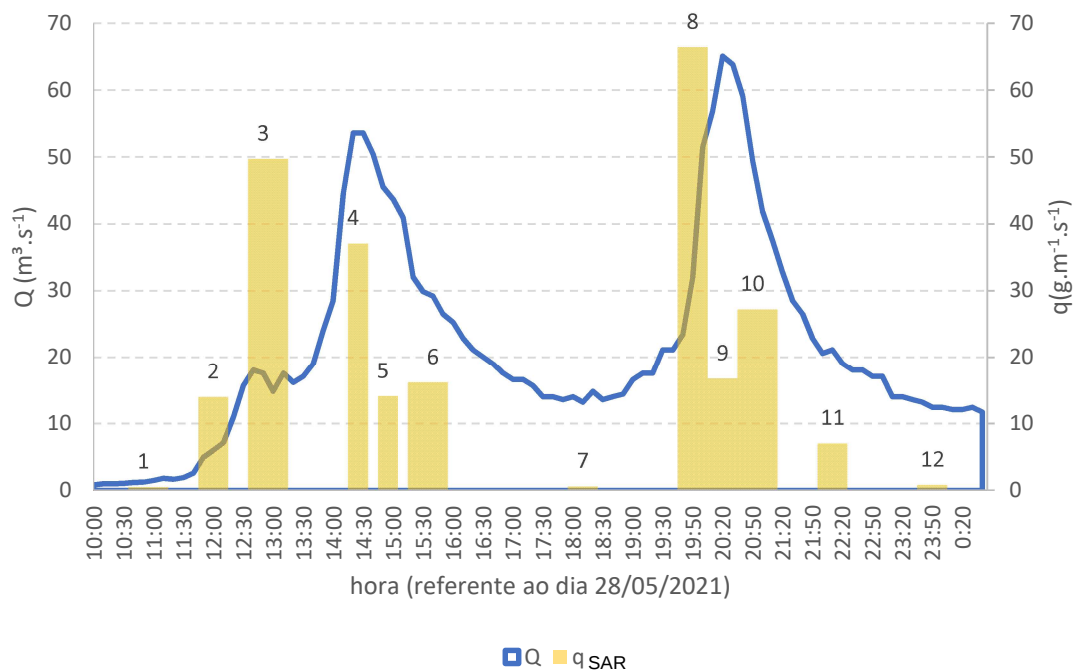
Além de uma baixa relação linear expressa pelo preditor  $R^2$ , o ajuste pela potência de uma ordem de magnitude difere significativamente de modelos de curva chave de bacias hidrográficas com sistemas *Step-pool*, que apresentam a potência na ordem de 3 a 4 (MERTEN; MINELLA, 2014). Há casos de faixas de valores do expoente próximas a 1 (valores de 1,56 a 5,54 em Green et al. (2015)) mas é usualmente encontrado valores muito superiores (10,6 em Yager et al. (2012)). Ou seja, tradicionalmente, as taxas de sedimentos aumentam significativamente devido ao ajuste exponencial de ordem maior a 1 com o

aumento de taxas de vazão. Esse não é o caso do observado na área experimental em que a relação com o expoente tende estar relacionada ao suprimento de sedimentos.

O baixo valor de ajuste  $R^2$  se dá principalmente pelos desvios encontrados em escoamentos muito baixos. O evento 20210528 registrou valores de  $q_{SAR}$  de  $16,6 \text{ g.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$  para uma vazão de  $66,47 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , semelhante a  $14 \text{ g.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$  apresentada no evento 20200916 para uma vazão de  $4,91 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ . A  $q_{CC}$  para a área experimental do Guarda Mor tem influência direta do evento do dia 28/05/2021 (A20210528), sendo as magnitudes de  $q_{SAR}$  observadas nesse período influentes na relação linear do ajuste.

O comportamento variável é bastante dependente da histerese de eventos. Na Figura 31, é apresentado o hidrograma observado do evento A20210528 com os valores de  $Q$  antepostos as descargas sólidas  $q_{SAR}$ . As vazões no período de recessão do hidrograma no evento A20210528 apresentam taxas menores às observadas no período de ascensão, considerando uma mesma vazão, apresentando o comportamento de histerese no sentido horário, muito relatado para canais de leito de cascalho sob condições de não equilíbrio (GUNSOLUS e BINNS, 2018; PLUMB et al., 2020; WANG et al., 2021). Esse aspecto é notável principalmente na relação entre ID=4 e ID=6 para o primeiro pico e ID=8 e ID=10 no segundo pico.

Figura 31 - Hidrograma e taxas de sedimento em arraste ( $q_{SAR}$ ) coletadas no evento A20210528



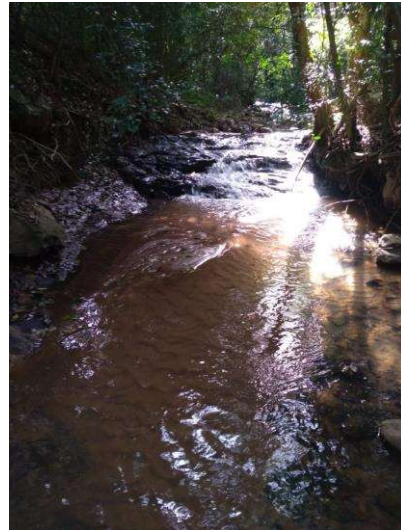
Fonte: autor

Condições de pré-evento podem favorecer não só um aumento no fornecimento de material como em condições hidráulicas para o escoamento de descargas sólidas. Conforme registros realizados em campanhas de coletas apresentado na Figura 32, os efeitos cumulativos de eventos fornecem quantidades de sedimentos que podem preencher macro rugosidades do leito e proporcionar condições de menor resistência ao escoamento tanto nos canais em que o leito é composto por cascalho (de tipo B3, Figura 32 A), como nos canais de afloramento rochoso (tipo B1, Figura 32 B). Os valores elevados de  $q_{SAR}$  em relação a  $Q$  do evento A20200916, especificadamente ID=2, pode estar sendo influenciado por condições iniciais, uma vez que a vazão de baixa magnitude registrada ( $2,08 m^3 \cdot s^{-1}$ ) proporciona relativamente grandes valores de  $q_{SAR}$  ( $13,73 g \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ).

Figura 32 - Depósitos de sedimentos no leito para canais do tipo B3 (A) e do tipo B1(B).



A)



B)

Fonte: autor

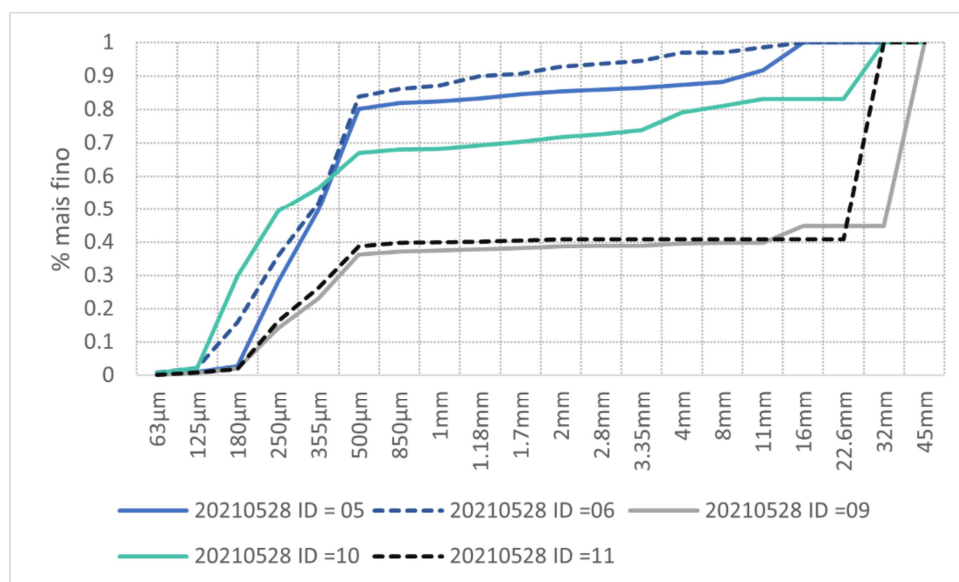
O evento A20210528, apresentado na Figura 31, revela informações importantes sobre a influência do suprimento de sedimentos na mobilidade relativa de partículas do leito. A amostra ID = 6 possui maior Q (Figura 31) em relação a ID=11, entretanto menor diâmetro  $D_{50}$  do material transportado. Figura 33 apresenta a relação granulométrica para ID = 6 ( $D_{50} = 355\mu\text{m}$ ), ID=11 ( $D_{50}=22.6\text{mm}$ ). Ambas as amostras foram coletadas na recessão do hidrograma entretanto, as amostras da segunda recessão, mesmo com vazões menores, dentem uma DTP distorcida para frações mais grossas.

Naturalmente, respostas hidrológicas subsequentes observadas em eventos tendem a diminuir as descargas justificadas principalmente pelo exaurimento de fontes. Na Figura 33 é apresentado a DTP para cinco amostras de sedimentos em arraste coletadas no evento A20210528. As amostras que foram coletadas ao final do segundo pico do evento A20210528 (ID = 9, 10, e 11) possuem maiores frações de material acima de 32mm que as amostras coletadas no final do primeiro pico (ID= 05 e 06). Isso indica a maior suscetibilidade de transporte de material grosso oriundo do leito quando o sistema tem menores taxas de transporte de frações de areia. A recessão do segundo pico registrado no evento indica que havia uma maior disponibilidade

de partículas grossas para movimento na superfície que foi transportada seguindo os critérios de menor mobilidade intrínseca das distribuições de partículas do leito.

É possível verificar que, na sequência das amostras ID = 9 para ID = 10, há um aumento de  $q_{SAR}$  em relação a diminuição de  $Q$  (uma histerese no sentido anti-horário para  $q_{SAR}$ ) e uma diminuição de  $D_{50}$  do material com diâmetros entre 2mm e 22,6mm (histerese no sentido anti-horário para diâmetro de partículas). A amostra ID=10 representa um pulso atrasado de material mais fino podendo ter origem na exposição da camada subsuperficial do leito, decorrida no momento da amostra ID=9. Uma condição de histerese causada por mobilidade subsuperficial do leito foi relatada no estudo de Bombar (2016) . Reforçado pelo facto da amostra ID = 11 possuir uma distorção evidente para partículas acima de 32mm coletada na sequência. Isso realça a influência da seletividade do fornecimento de partículas menores do leito (ID = 10) que quando cessadas, favorecem o transporte de partículas maiores (ID = 11).

Figura 33 - DTP das amostras de sedimentos em arraste coletadas para o evento A20210528 (IDs = 5,6,9,10 e 11)



Fonte: autor. As DTP, juntamente com o percentual acumulado em cada classe de partículas, para todas as amostras da Tabela 25 são encontradas no Apêndice F.



As amostras ID=7 e ID=12 representam a condição de maior exaurimento de fontes e baixa energia de escoamento para transportar materiais mais grossos, o que insere desvios significantes para a curva chave, pois apresenta valores maiores de  $Q$  encontrado em outros eventos. A relação granulométrica  $D_{sub}^*$  e  $D_{sup}^*$  indica que a grande parte dos escoamentos registrados na seção de monitoramento estão sob uma condição de desequilíbrio ( $D_{sub}^*$  ou  $D_{sup}^* \neq 1$ ). A dispersão de valores de  $q_{SAR}$  em relação a  $CC_{SAR}$  indicam que a capacidade de transporte tende a ser maior na maioria dos casos em baixas vazões, não atingindo o estado de equilíbrio em função da blindagem superficial do leito.

As dificuldades de estabelecer relação hidráulica pode estar relacionada a variabilidade das condições de escoamento durante a coleta, que representa uma das principais condições hidráulicas para altas taxas de transporte (GUNSOLUS; BINNS, 2018; MROKOWSKA et al., 2018). A amostra ID=8 do evento A20210528, por exemplo, iniciou com  $21,04 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  e foi finalizada com a vazão de  $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , apresentado as maiores taxas da série de sedimentos em arraste.

A condição limite para movimentação de partículas do leito, contando com o suprimento de material mais fino, aparentemente ocorreu para vazões acima de  $34 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  na coleta realizada para as amostras 4 e 8 do evento A20210528. Além de ser uma magnitude relativamente alta de vazão, ela se apresenta em um momento de escoamento muito variável. A condição observada nas amostras de referência não exclui efeitos de histerese, pois as amostras foram coletadas em período de 12 (ID=4) e 20 minutos (ID=8) e sob condição de escoamento variável e não há garantias de que o suprimento de sedimentos de fontes externas do canal não tenha sido cessado no período de amostragem. Entretanto é a condição mais próxima da ruptura e fornecimento de partículas do leito sob uma condição de suprimento de sedimentos observada

Não é negligenciável que haja influência espacial da disponibilidade de sedimentos no comportamento padrão das descargas sólidas em arraste. A bacia hidrográfica do Guarda Mor possui unidades geomorfológicas (Botucatu e Caturrita) com composição arenosa que, além de serem altamente sensíveis à erosão hídrica, estão intimamente conectadas ao canal de drenagem. Estas fontes de sedimentos arenosos estão muito próximas ao exutório da bacia,

sendo que a disponibilidade desse material pode ser diminuída ou exaurida antes da ocorrência do pico de vazão, pois a grande contribuição de escoamento oriunda da região do planalto possui um tempo de trânsito maior até o exutório.

Dessa forma, as condições hidráulicas do canal não exercem exclusivamente influência nas taxas de descarga sólida, sendo o sistema fluvial aparentemente muito influenciado pelas condições de contorno. Expressar uma curva chave para sedimentos em arraste sob condições dinâmicas de leito, escoamento e disponibilidade de sedimentos resulta em uma simplificação de uma série de fenômenos que influenciam consideravelmente no processo de erosão e deposição no canal.

A  $CC_{SAR}$  expressa a relação  $q_{SAR}$  em relação a  $Q$  considerando a ampla magnitude dos eventos. As menores magnitudes são mais tendenciosas a subestimação em relação a  $CC_{SAR}$ . Entretanto, como os efeitos de histerese, efeitos cumulativos entre eventos e a dinâmica do suprimento com os fenômenos de blindagem são muito influentes.

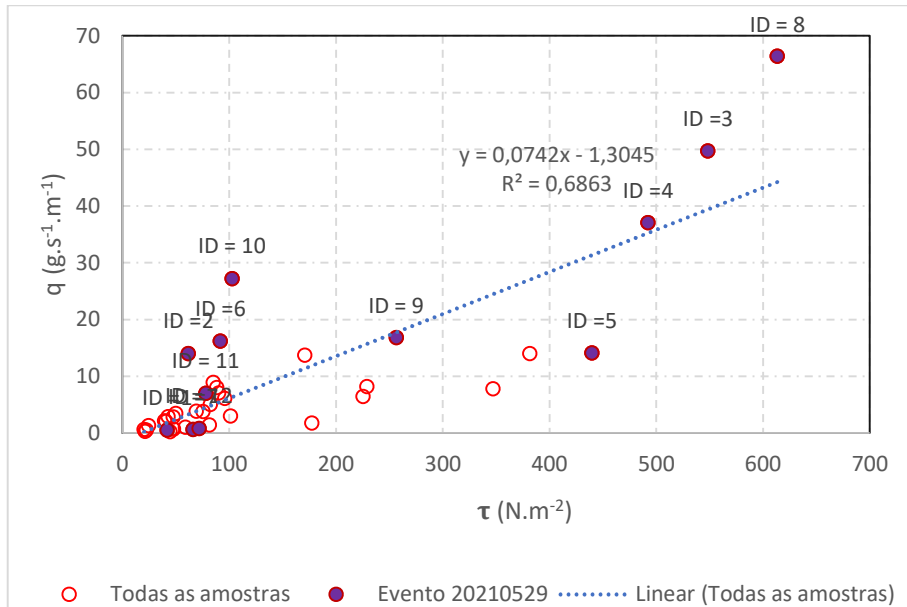
#### **4.3.2 Atributos hidráulicos e taxa de transporte**

Com a finalidade de explorar a potencialidade de equações de transporte de sedimentos em arraste no sistema fluvial, foi realizada a análise da relação entre taxas de transporte e a tensão de cisalhamento (que utiliza a dissipação energética com inserção da declividade da linha de água como um preditor) e o potência de escoamento (produto da velocidade e declividade do terreno). A inspeção por relação linear permite verificar indiretamente quais as variáveis são intrínsecas ao transporte de sedimentos e apontar as tendências de aptidão de simulação de equações de transporte que utilizam essas variáveis hidráulicas. As equações de transporte são determinadas com a análise adimensional desses preditores derivados da taxa de transporte.

Dentre os grupos de variáveis hidráulicas utilizadas no transporte de sedimentos em canais, a tensão de cisalhamento e a potência de escoamento são constantemente aplicados para cálculo de transporte de sedimentos. O ajuste de um modelo linear entre a  $\tau$  calculada apresenta uma linearidade com a taxa de transporte ligeiramente baixa ( $R^2=0,68$ , Figura 34). A variável Poder de escoamento VS possui uma explicação linear menor ( $R^2 = 0,363$ , Figura 35).

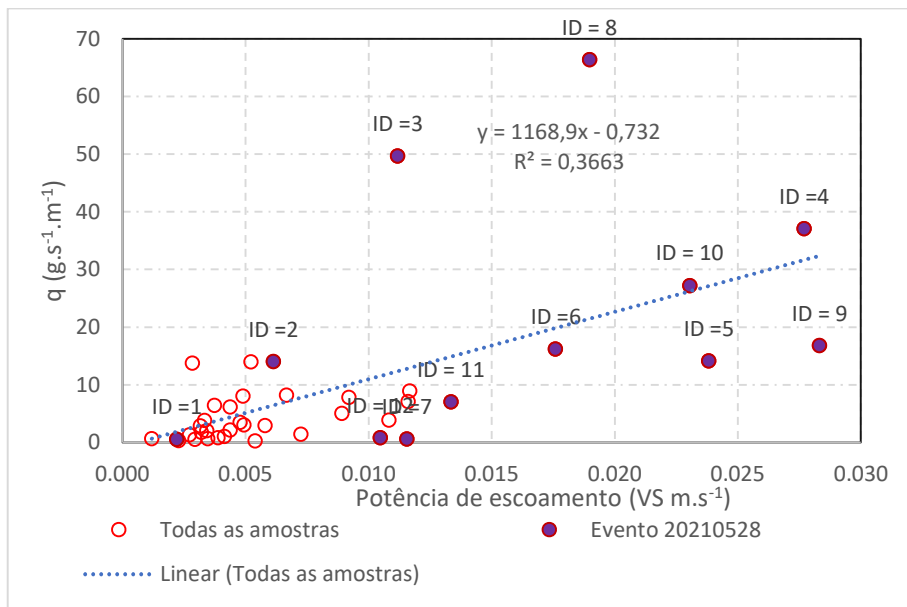
Ambos os modelos ajustados apresentam destacados os pontos do evento A20210528, apresentados na ocorrência do hidrograma.

Figura 34 - Relação entre tensão de cisalhamento ( $\tau$ ) e taxa sólida unitária ( $q$ ,  $\text{g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ )



Fonte: autor.

Figura 35 – Relação entre Potência de escoamento (VS) e taxa sólida unitária ( $q$ ,  $\text{g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ )



Fonte: autor.

Embora os valores apresentem certa relação intrínseca, a amplitude de ocorrência favorece um aumento de  $R^2$ , onde poucos pontos representam altas magnitudes. É possível verificar que a dispersão ocorre em valores significativos para altos valores de preditores hidráulicos. A relação de histerese indicando taxas quase nulas para valores de preditores intermediários e taxas relativamente grandes para preditores menores, principalmente para as amostras ID=10 e ID = 6 do evento A20210528, são da recessão do hidrograma.

A inserção de observações de declividade da linha de água como parâmetro de dissipação energética não contribuiu para explicar a relação entre os  $\tau$  à taxa  $q_{SAR}$ . Os valores de dispersão linear expressa pelo  $R^2$  não diferiu amplamente de valores encontrados na  $CC_{SAR}$ . De mesma forma, a potência de escoamento com a velocidade como preditor teve o pior desempenho de ajuste testado. Assim como na análise da  $CC_{SAR}$ , não foi possível estabelecer uma forte dependência hidráulica com os preditores. O que indica que o sistema fluvial tem influência das condições de contorno já discutidas (disponibilidade de sedimentos e blindagem do leito).

A não dependência hidráulica de transporte parece ser uma tendência de rios com leito de cascalho onde pulsos de entregas de sedimentos derivadas de processos de constante modificação morfológica parece ter grande influência no processo. Dhont e Ancey (2018), em trabalho laboratorial em calha, indicaram a formação espontânea de barras (regiões elevadas formadas por sedimentos) e Pools alternados. Os autores apresentam um comportamento de estabilidade das estruturas sob períodos longos e uma repentina ruptura que produziu uma quantidade significativa de sedimentos (36% do total) em pulsos intensos. Além disso, o trabalho indica uma forte correlação dos pulsos à fenômenos como preenchimento e esvaziamento de estruturas tipo Pools.

Os pulsos tendem a ser uma função adaptativa da geometria do canal e da modificação da granulometria de superfície (AIGNER et al., 2017; PFEIFFER et al., 2017; LIEDERMANN et al., 2018) sendo um fenômeno complexo para ser hidraulicamente estimado. Além disso, as condições de pré-eventos, como a apresentada na Figura 32, também são muito influentes nos processos e acabam inviabilizando a estimativa por curvas-chave. Kreisler et al. (2017) indicou que taxas intensas de descarga sólida medidas no rio Urslau, mesmo em condições

de baixo fluxo, ocorreram após eventos excepcionalmente altos e o principal fator de transporte de sedimentos desse local é a disponibilidade de sedimentos.

A complexidade imposta para a estimativa das taxas sólidas resulta em soluções específicas para a estimativa hidráulica de taxas de sedimentos em rios de leito de cascalho. Banerjee et al. (2019) criaram para determinar uma função de resistência ao cisalhamento modificada para condições de descarga sólida intensa. O modelo apresenta resultados satisfatórios para correlacionar fatores de geometria de canal e atributos físicos de partículas do leito com taxas de transporte. Roushangar; Shahnazi (2019) executaram uma técnica de *machine learning* para relacionar atributos hidráulicos instantâneos à taxas de transporte em 19 rios dos EUA. Os autores construíram um modelo com grande eficácia de predição de descargas sólidas, entretanto, o modelo é estritamente dependente dos dados fornecidos. O melhor atributo preditivo foi a velocidade de cisalhamento.

Mesmo com técnicas sofisticadas para a estimativa de taxas de descargas sólidas, a literatura indica que a melhor solução para a predição hidráulica é a combinação de monitoramento diretos e indiretos. Downs et al. (2016) derivou uma curva chave utilizando tanto medições convencionais com amostradores manuais como medições determinadas por placas de impactos. Os autores indicaram que o uso combinado permitiu caracterizar os pulsos de sedimentos e a sua relação com a disponibilidade de sedimentos.

Para o caso do Rio Guarda Mor, técnicas de monitoramento combinando amostragens integradas de longa duração, amostragens indiretas instantâneas e amostragens de curta duração, como a realizada pelo Helley Smith poderiam elucidar as incertezas do comportamento das descargas sólidas na região.

#### **4.3.3 Diretrizes para a modelagem erosiva fluvial**

Tendo em vista a análise dos principais aspectos qualitativos, a representação dos fenômenos erosivos fluviais na bacia do Guarda Mor em simulação depende de diretrizes em função dos objetivos da modelagem principalmente no fornecimento de informações oriundos da  $CC_{SAR}$ . Como modelo HEC-RAS projeta sequencialmente as taxas  $q_{CC}$  em função das vazões, independentemente em qual estágio do hidrograma ela se apresente, a DTP é a mesma para a ascensão e recessão do hidrograma. Como a relação

granulométrica varia consideravelmente seguindo a histerese de eventos e não é um comportamento prévio sequencial ou de alguma magnitude de vazão em específico, a inserção não pragmática dessas informações para simulação pode gerar instabilidade e reproduzir resultados não avaliáveis em condições de projeto. O processo de simulação pode determinar uma sedimentação de partículas mais grossas e a suspensão de partículas menores do leito, promovendo uma troca (respeitando as teorias de velocidade de sedimentação e equações de equilíbrio).

Nas simulações espacializadas (2D), essas trocas podem propagar o refinamento do material em suspensão e modificar consideravelmente padrões de erosão e deposição. Logo, a relação granulométrica de todas as amostras da curva chave de sedimentos é desaconselhável para simulações de condições generalistas que englobam a aplicação de curvas chave de sedimentos. Para simulação de processos que envolvem a histerese, as taxas e granulometrias do monitoramento contínuo (série de dados) devem ser inseridas como condição de contorno ao invés da  $CC_{SAR}$ .

As observações da  $CC_{SAR}$  indicam que apenas em 5 amostras de sedimento em arraste coletadas apresentam valores de  $D_{90}$  com faixas granulométricas similares a encontradas no leito ( $>4\text{mm}$ ). Todas elas foram coletadas no evento A20210528, e são referentes aos IDs = 4,5,9,10 e 11, sendo que ID = 9, 10 e 11 apresentam efeito de histerese. Essas amostras não foram inseridas para a composição da simulação da erosão fluvial devido a possíveis perturbações na análise de capacidade de transporte.

Como a análise de dependência hidráulica não indicou correlação entre as variáveis de predição  $\tau$  e poder de escoamento, não foi possível indicar as variáveis hidráulicas mais influentes no transporte. O que reafirma a importância de testar os impactos de equações na etapa de modelagem do HEC-RAS.

O efeito de histerese influencia significativamente a mobilidade de partículas oriundas do leito. Observando as condições limites, o movimento de material do leito foi encontrado para vazões acima de  $34 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  sem haver aparente exaurimento de sedimentos finos.

O rio Guarda Mor apresenta o padrão erosivo de rios de leito de cascalho, com a mobilidade de partículas do leito sendo governada pelo efeito de blindagem. Essas informações são pertinentes para a modelagem, pois o cálculo

da capacidade de transporte por preditores hidráulicos não tem a importância individual na estimativa de transporte fluvial, e sim, importância conjugada com a representação do movimento de uma mistura diversificada de tamanho de partículas.

#### 4.4 MODELAGEM DO TRECHO DE CANAL COM HEC-RAS

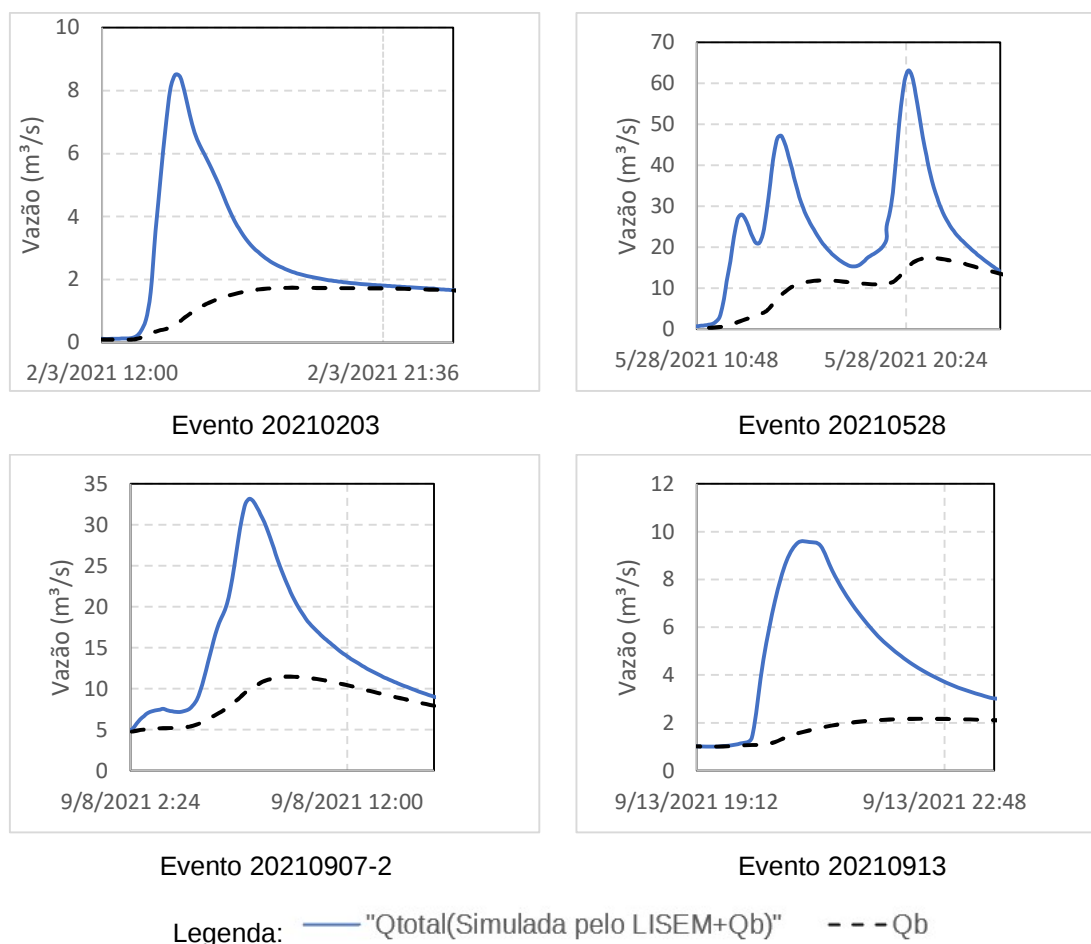
O modelo HEC-RAS versão 6.2 foi avaliado em relação a sua capacidade em representar a erosão fluvial em um trecho de rio com leito de cascalho. Foram testadas as aptidões de simulação hidrodinâmica levando em consideração as características de ambiente hidraulicamente rugoso do canal e verificadas a dinâmica erosiva de equações de transporte combinadas com equações de proteção e exposição utilizando como referência as curvas chaves  $CC_{SAR}$ ,  $CC_Q$ ,  $CC_v$  como dados de entrada.

Os hidrogramas simulados pelo modelo LISEM coincidentes espacialmente com a condição de contorno de entrada do HEC-RAS foram informados para avaliação de escoamento variado em ambiente 2D. Essa estratégia é realizada para estabelecer uma conexão entre as respostas da bacia vertente e o sistema fluvial respeitando o arranjo espacial de escoamentos e possibilitando uma comunicação entre LISEM e HEC-RAS.

##### 4.4.1 Modelagem hidrodinâmica no trecho fluvial

Quatro eventos simulados pelo modelo LISEM foram selecionados como dados de entrada para a modelagem hidrodinâmica de escoamento variado em ambiente 2D no modelo HEC-RAS (20210203, 20210528, 20210908, 20210913). Os hidrogramas foram extraídos no pixel da grade de simulação do LISEM correspondente espacialmente a condição de contorno de entrada do HEC-RAS. Como o LISEM simula apenas o escoamento superficial, uma integração com o escoamento de base determinados por FDR ( $q$ ) foi realizada. Os hidrogramas são apresentados na Figura 36.

Figura 36 - Hidrogramas usados para simulação hidrodinâmica no HEC-RAS:



Fonte:autor.

A aptidão do modelo HEC-RAS em simular o ambiente fluvial é testada pela similaridade da simulação representar as variáveis cota da régua linimétrica e velocidade média na seção com valores observados. Como o hidrograma inserido é composto por valores simulados pelo modelo LISEM, os valores de vazões simulados no HEC-RAS foram convertidos em valores de cotas pela aplicação inversa da  $CC_q$ . Isso permitiu gerar a informação de altura de lâmina de água virtual na cota de régua ( $H_{rv}$ ). Os valores de velocidade da seção foram derivados da  $CC_v$  com os valores de  $H_{rv}$  recalculados. Dessa forma, a análise de similaridade é feita comparando os valores de cotas linimétricas simuladas ( $H_{HEC}$ ) e velocidades simuladas ( $U_{HEC}$ ) com valores derivados das curvas chaves  $CC_q$  e  $CC_v$ .

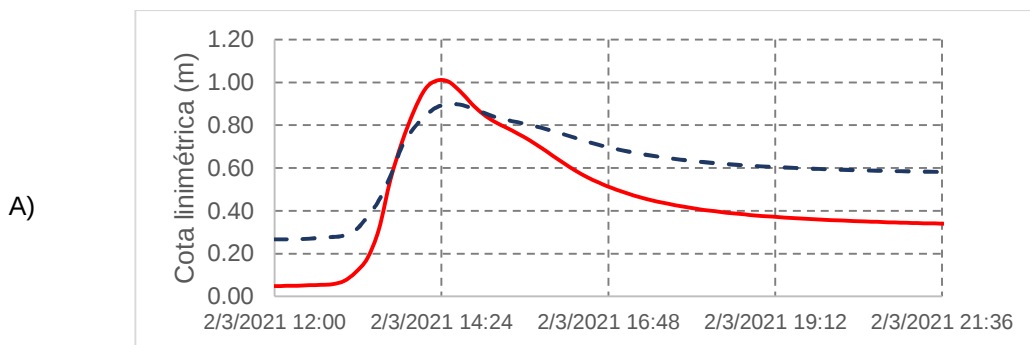
O processo de calibração do modelo hidrodinâmico foi realizado de modo a definir um valor de  $n$  de Manning do canal para ajustar a cota máxima de eventos ( $H_{rv}$ ). O valor de  $n$  de Manning foi selecionado por tentativa e erro a fim



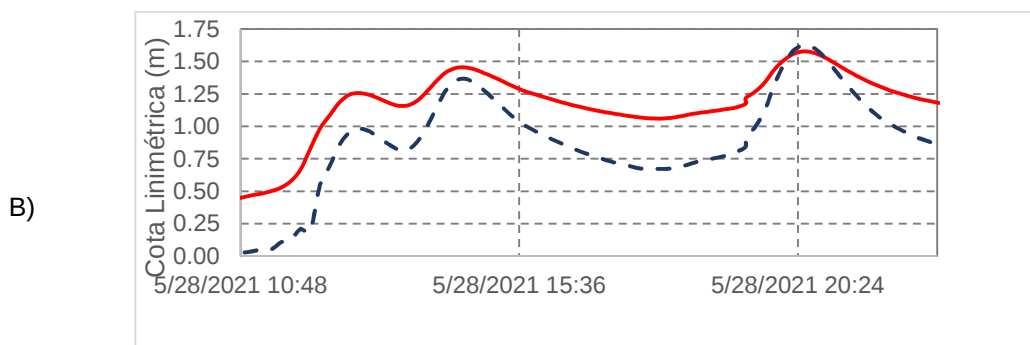
de definir a menor diferença absoluta entre o valor observado e simulado. Conforme apresentado na Figura 37, os valores de  $n$  de Manning selecionados para o melhor ajuste de cota máxima se apresentou muito variável. Os quatro eventos foram ajustados com três valores de  $n$  de Manning sendo o evento de maior magnitude  $n = 0,027$  (evento 20210528, vazão de pico de  $63,15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) o evento de média magnitude (evento 20210907-2 com vazão máxima de  $32,89 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) e  $n = 0,04$  e os eventos de menor magnitude  $n = 0,069$  (evento 20210203 com vazão máxima de  $8,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  e 20210913 com vazão máxima de  $9,56 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Os valores de  $n$  de Manning ajustados para a cota máxima corroboram com a associação entre cota e  $n$  de Manning derivados das observações de vazão apresentado na Figura 20, em função da proximidade da representação da régua linimétrica com a condição de contorno de saída. A modelagem 2D costuma apresentar valores substancialmente menores a valores da literatura ou em comparação com modelos 1D (HORRITT et al., 2007; MORALES-HERNÁNDEZ et al., 2013; MORVAN et al., 2008).

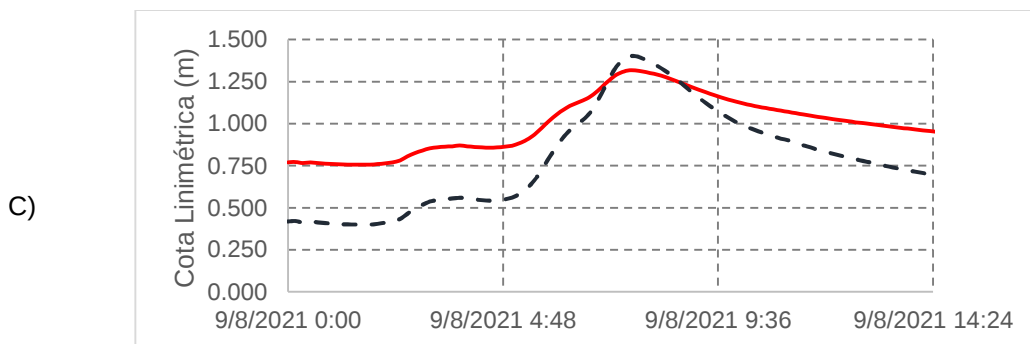
Figura 37 - Cotas linimétricas simuladas e cotas projetadas pela CC<sub>Q</sub> (Hrv) para os eventos (A) 20210203, (B) 20210528, (C) 20210907-2, (D) 20210913



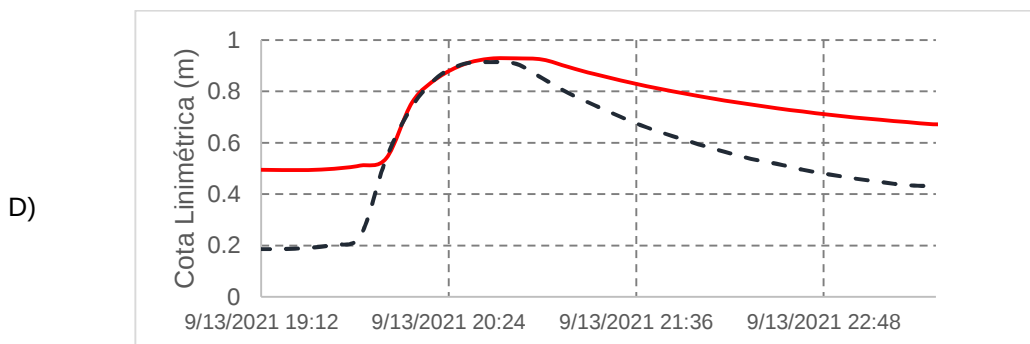
Evento 20210203 – n = 0,069



Evento 20210528 - n=0,027



Evento 20210907-2 - n = 0,040



Evento 20210913 - n= 0,069

Legenda:

— Hrv      - - - HHEC

Fonte:autor.

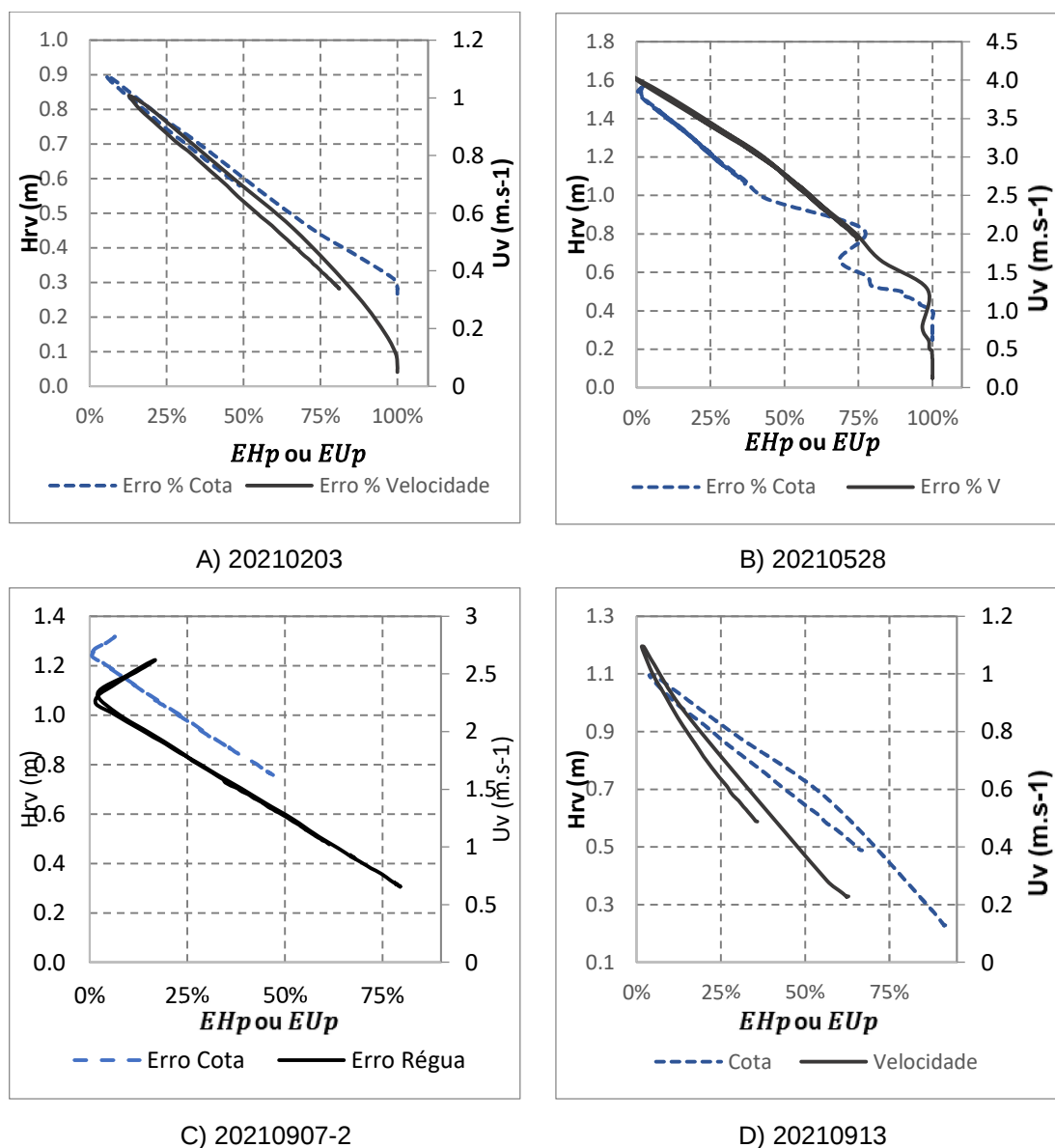
A variabilidade do parâmetro  $n$  de Manning em função da cota linimétrica na seção impõem em dificuldade de modelar diferentes magnitudes de escoamento com um valor constante de  $n$  de Manning. Como observado na Figura 37, como o ajuste de  $n$  de Manning priorizou minimizar o erro de cota para as vazões de pico, as diferenças entre valores de cotas linimétricas  $H_{rv}$  e  $H_{HEC}$  aumentam à medida que as vazões diferem da vazão de pico.

Na Figura 38, são apresentados os erros relativos absolutos  $EH_p$  e  $EU_p$  calculados individualmente para todos os valores simulados do hidrograma dos eventos para as variáveis cota linimétrica e velocidade, respectivamente. Os valores de  $EH_p$  são calculados com as cotas linimétricas  $H_{HEC}$  e  $H_{rv}$ . Por outro lado,  $EU_p$  foram calculados com valores de velocidade média virtual na seção  $U_v$  (convertidos pela  $CC_v$ ) e velocidade média na seção simulada pelo HEC-RAS.

A Figura 38 evidencia os erros observados em função da cota, indicando erros superiores de 75% em três dos quatro eventos. Nos eventos 20210203 e 20210528 a simulação registrou valores nulos de cota (em função do valor 0 da régua linimétrica não estar posicionada na parte mais baixa do canal) e projetou erros de 100% para cota linimétrica e conseqüentemente velocidade (pois é projetada pela  $CC_v$ ).

O modelo HEC-RAS promove resultados de modelagem insatisfatórios para valores de velocidade e cota com um valor único de  $n$  de Manning em função das características de comportamento hidraulicamente rugoso. A calibração do valor da cota máxima no evento de maior magnitude simulado (20210528), por exemplo, indica que o erro absoluto de cota  $EH_p$  inferior a 25% entre as cotas  $H_{rv}$  de 1,6m e 1,4. Para velocidade, esse evento apresentou erros  $EU_p$  menores a 25% compreendem apenas entre os valores de 4,2  $m.s^{-1}$  a 3.4  $m.s^{-1}$ . São intervalos muito restritos que garantem uma aceitável similaridade entre simulado e observado.

Figura 38 - Erros percentuais em relação a cota (EHp) e velocidade (EUp) reprojatados da CC<sub>Q</sub> e CC<sub>v</sub>.



Fonte:autor

Assim, o ajuste da cota máxima prioriza as condições de alta energia de escoamento, quando os atributos hidráulicos (velocidade e profundidade) assumem maior importância nas equações de transporte de sedimentos. Entretanto, é restrita a magnitude de vazões que o HEC-RAS apresentou similaridade com as condições hidráulicas observadas no rio Guarda Mor.

No rio Guarda Mor, o valor de  $n$  de manning variável está vinculado ao comportamento hidráulicamente rugoso. As mudanças de resistência ao

escoamento estão intimamente relacionadas à mudança de turbulência que podem ser verificadas pela espessura da camada viscosa (Figura 20). Algumas soluções implementadas em modelos de simulação atualmente representam a resistência ao escoamento como funções de percentis de diâmetros da mistura de partículas do leito (HEY, 1979; LIMERINOS, 1970; WIBERG e SMITH, 1991). É o caso do HEC-RAS 1D, que modifica o parâmetro de  $n$  de Manning empiricamente com valores de diâmetros de partículas de leito com base em uma equação pré-selecionada. Entretanto, essa abordagem vem sendo refutada para rios com leito de cascalho por pesquisadores, sendo preferível uma implementação de equações de velocidade baseadas em parâmetros geométricos, chamada de geometria hidráulica (POWELL, 2014). Smart et al. (2002) utilizou o conceito de raio volumétrico (volume de água sobrejacente por unidade de área plana do leito) em uma para elaborar uma equação de velocidade baseada na lei de potência. De mesma forma, Aberle e Smart (2003) indicaram que o desvio padrão da topografia do leito pode ser uma medida local para ser usada em equações de resistência ao escoamento, aspecto corroborado por resultados de Yochum et al. (2012). Isso caracteriza a condição hidráulica de rios com leito de cascalho como um tópico científico e técnico a ser explorado com relativa urgência para ganhos na implementação de projetos hidráulicos nesses ambientes.

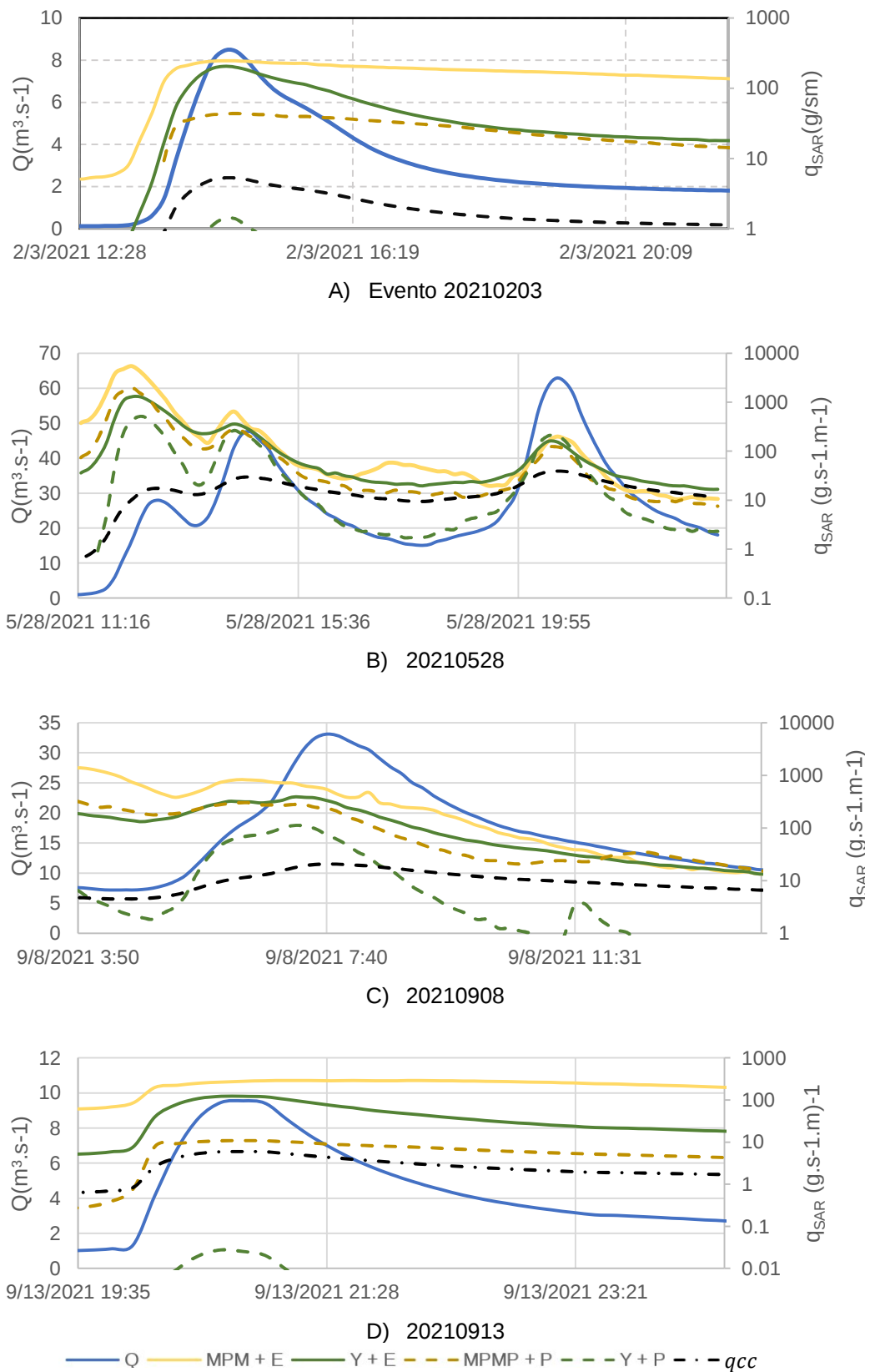
#### **4.4.2 Modelagem da erosão fluvial com o HEC-RAS**

O modelo HEC-RAS foi utilizado para representar a capacidade de transporte e da resistência do leito com característica de suprimento contínuo de sedimentos informados pela  $CC_{SAR}$  ( $q_{cc}$ ), excluindo as amostras com evidentes efeitos de histerese. A aplicação e realizada com quatro configurações de simulações (MPM+E, MPM+P, Y+E e Y+P) para cada um dos quatro eventos (20210203, 20210528, 20210908, 20210913) resultou na organização temporal de dados registrados na condição de contorno de saída para taxa de sedimentos por largura ( $g.m^{-1}.s^{-1}$ ) (Figura 39). E o valor de  $q_{cc}$  representa a condição de contorno de entrada. Desse modo, taxas com valores maiores às da  $q_{cc}$  indica a simulação de erosão do material de leito, e taxas menor a  $q_{cc}$  indica sedimentação. Os valores de  $q_{SAR}$  são apresentados em escala logarítmica para apresentar as amplitudes de todas as simulações.

As simulações com a equação de Meyer-Peter e Miller superestima a descarga em arraste em relação a equação de Yang. A função de proteção e exposição de Parker introduz maior controle de taxas de sedimentos do leito que a de Egiazaroff. As taxas apresentadas pelas simulações com a função de proteção e exposição de Egiazaroff acarretam um fornecimento de sedimentos na ordem de dezenas de vezes o valor da  $q_{cc}$  (observado nos quatro eventos simulados), indicando que essa equação proporciona uma resistência intrínseca de partículas muito baixa. A função de Parker, por outro lado equaliza o fornecimento com maior eficiência, proporcionando maior resistência do leito às condições observadas. Nenhuma equação simulou uma situação próxima ao equilíbrio, resultando em taxas substancialmente maiores às observadas na condição de rompimento de camada de leito.

O evento 20210908 (Figura 39 C) contribui para o entendimento do processo, pois ele representa uma magnitude de vazão onde ocorreu o fornecimento de material do leito na ocasião de evento A20210528 para ID=8 ( $34\text{m}^3/\text{s}$ ). A simulação mais restrita dessa condição foi a Y+P ainda assim proporcionou uma taxa de erosão 5,65 vezes maior  $CC_{SAR}$ . Outra situação de altas taxas de vazão em que ocorreu alta mobilidade de material é na simulação do evento 20210528, onde Y+P gerou uma taxa de 61,35 vezes maior a observada pela  $CC_{SAR}$ . As simulações em 20210528 revelam que uma energia maior de escoamento gerou valores substancialmente menor de  $q_{SAR}$  no segundo pico do hidrograma, resultado da resistência de materiais mais grossos remanescentes do transporte simulados no primeiro pico do hidrograma.

Figura 39 - Taxas sólidas e líquidas da modelagem hidrodinâmica para os quatro eventos com duas equações de capacidade de transporte e duas funções de exposição e proteção de partículas



Fonte: autor.

O conjunto de equações Y+P aponta também a peculiaridade de ocorrência de deposição em diversas situações. Para o menor evento simulado (20210913) a taxa de entrega de sedimentos da simulação Y+ P foi irrisória (a média de taxas simuladas foi de 0,003 g/s.m, tendo sido simulado um processo de deposição para essas condições). Para o mesmo evento as taxas de sedimentos entregue por MPM + P foram acima da  $CC_{SAR}$ , indicando a relevância da equação de proteção e exposição no impacto das simulações de  $q_{SAR}$ .

Os testes de simulações com as equações indicam que o padrão erosivo simulado pela combinação da capacidade de transporte calculada pela equação de Meyer-Peter Miller é mais erosiva que a equação de Yang, entretanto, o maior impacto é promovido pela equação de exposição e proteção do leito. As sequências de duas ascensões na simulação do evento 20210528 mostram que a mudança estrutural do leito promove também uma modificação expressiva nas taxas de erosão simuladas. Como o fornecimento de partículas do leito afetam as taxas de desagregação os padrões erosivos podem oscilar durante a simulação equilibrando a capacidade de transporte potencial e total com taxas de desagregação do leito.

A equação de Meyer-Peter Miller é uma das mais utilizadas para simulação de transporte de leito de cascalho, pois a sua concepção foi criada para quantificar esse ambiente (MEYER-PETER; MULLER, 1948). Entretanto, Nakato (1990) indicou que a equação de Yang obteve os melhores resultados em comparação com outras equações em rios de leito de cascalho. No mesmo sentido, Chang (1994) indicou que a equação de Yang proporcionou os melhores resultados para a simulação em rios com leito de cascalho em comparação com outras equações. O estudo, entretanto, apresentou menores taxas de transporte da equação de Meyer-Peter e Miller, o que diverge da simulação realizada nesse trabalho. No mesmo sentido, Claude et al. (2012) concluíram que a equação de Meyer-Peter e Miller é inapta a simular o transporte em condições de médio escoamento. A fórmula de Yang apresentou similaridade com outras equações de transporte em diferentes situações (Jeong et al, 2010; Chang, 1994) , indicando uma potencialidade em aptidão para simular diferentes ambientes.

O contexto de aplicação desses trabalhos torna difícil a tarefa de corroboração de resultados baseados numa seleção de equação, não sendo possível direcionar a escolha direta de uma equação pela análise de outros



autores. As análises são realizadas de maneira analítica e não no contexto de modelagem hidrodinâmica, na maioria dos casos, além de que os trabalhos não analisam condições de não equilíbrio.

A importância das funções de proteção e exposição de mistura de partículas, evidenciada na comparação entre equações no uso do HEC-RAS, indica que a escolha da representação de partículas é o aspecto mais relevante para a simulação em leitos de cascalho. As características de mistura de leito de cascalho e os regimes de não equilíbrio foram objetos de estudos com calhas que evidenciaram as equações para sedimentos uniformes são inapropriadas em sistemas naturais (KHOSRAVI et al., 2020) e as funções de proteção e exposição são as estratégias mais eficientes para esses ambientes (LI et al., 2016; PARKER; ANTHONY; DHAMOTHARAN et al., 1982).

A etapa de avaliação da capacidade de transporte dinâmica dos quatro eventos e dos quatro conjuntos de equações formaram um conjunto de 16 simulações que tiveram as informações espacialmente e temporalmente apresentadas. A coleta de dados espaciais resultou em um conjunto de dados compilados que apresenta a capacidade de transporte média de todo o trecho (considerando os valores médios dos mapas resultante da saída da simulação) e a modificação do leito em relação a condição inicial (computados em  $m^3$  do mapa de modificação do leito, sendo valores negativos perdas e positivos deposição) em intervalos de 10 minutos de simulação.

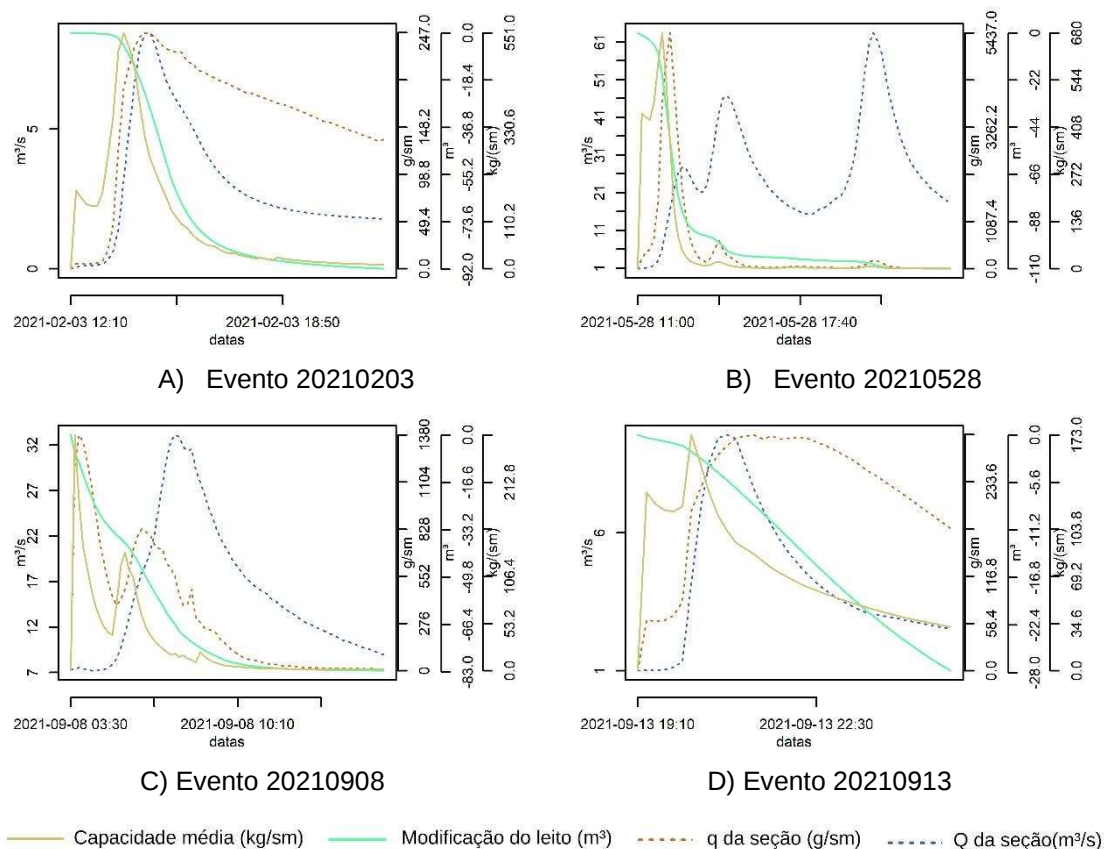
As simulações com a equação de proteção e exposição de Egiazaroff (MPM+E, Y+E) são apresentadas na Figura 40 e Figura 41 respectivamente. O conjunto de simulações com a equação de Egiazaroff apresentam a capacidade de transporte instantânea nos primeiros intervalos de simulação sendo reduzida drasticamente com o fornecimento de partículas do leito, mesmo sob condições de vazões relativamente baixas. Como a capacidade de transporte dinâmica é modificada pela execução da equação de Exner, o equilíbrio da capacidade de transporte promovida pelos preditores hidráulicos com o fornecimento de sedimentos do leito é realizado sob baixas condições de energia demonstrando imperfeições da equação de Egiazaroff como um limitador da capacidade de transporte para calcular a resistência de uma amplitude mais baixa de partículas.

Há uma considerável movimentação inicial de partículas do leito sob condições de energia baixas em que não se observa movimento de partículas

nas condições de campo nas simulações com a equação de Egiazarof. A seletividade de partículas menores para transporte torna o leito muito mais resistente para movimentos subsequentes. É perceptível principalmente nas projeções de baixas taxas de transporte no segundo pico do Evento 20210528.

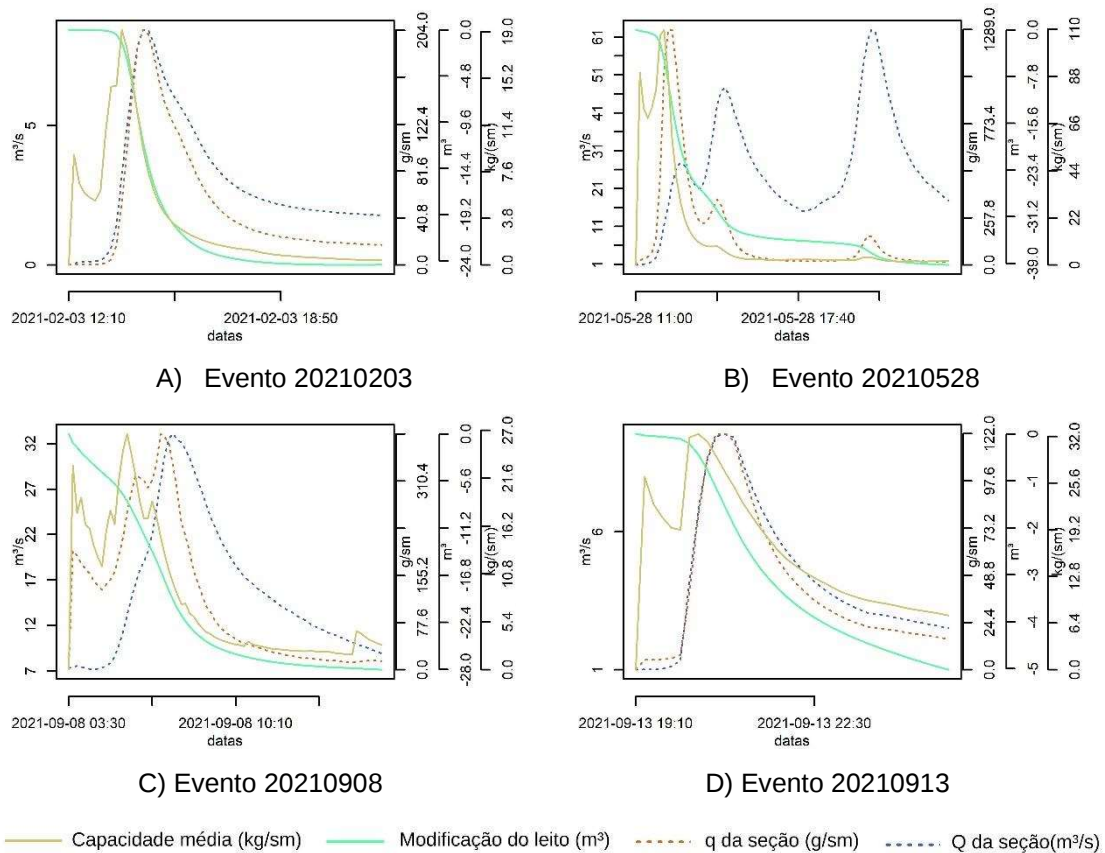
É perceptível que, como a equação de Yang é menos capacitiva para a erosão, há menor efeito de superestimação da resistência do leito. As taxas para o segundo pico do evento 20210528 são mais expressivas e a resposta para o a ascensão do escoamento é maior às condições iniciais no evento 20210908.

Figura 40 - Resultado da simulação de transporte de sedimentos no HEC-RAS observando a capacidade de transporte dinâmica para MPM+E:



Fonte: autor.

Figura 41 - Resultado da simulação de transporte de sedimentos no HEC-RAS observando a capacidade de transporte dinâmica para Y+E



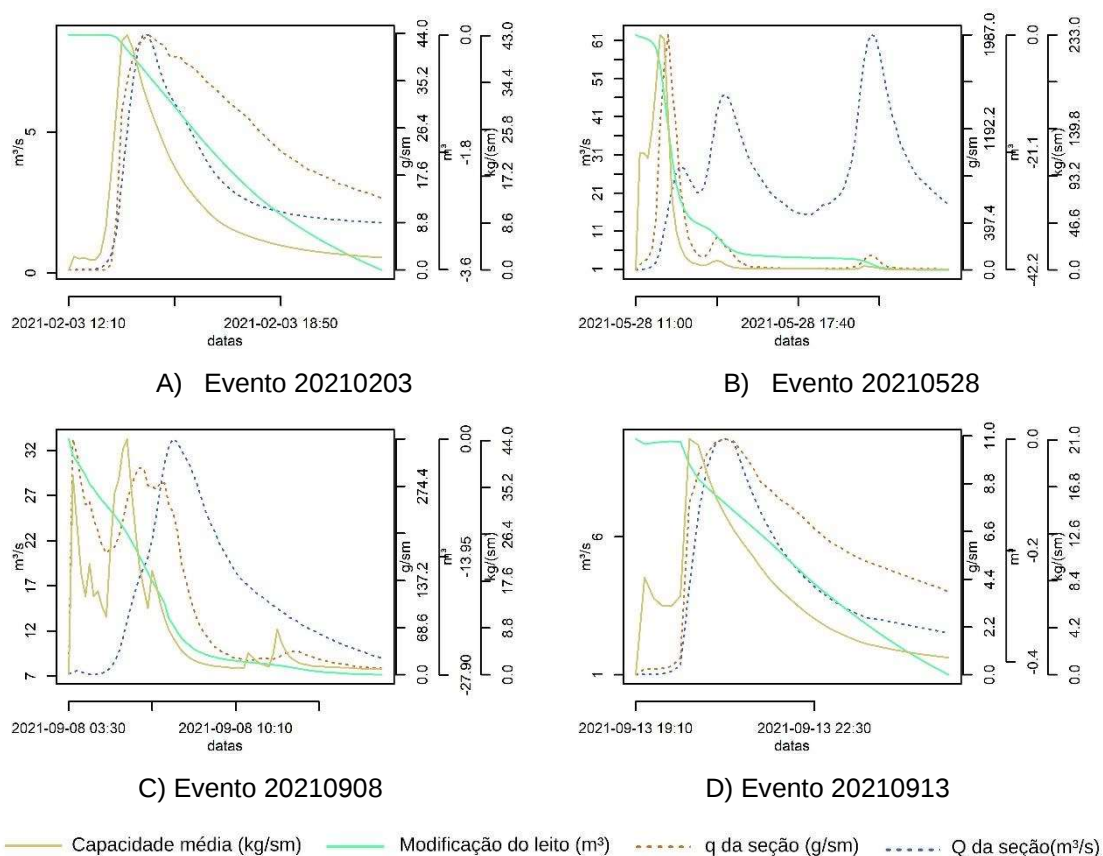
Fonte: autor.

As simulações com a equação de proteção e exposição de Parker (MPM+P, Y+P) são apresentadas na Figura 42 e na Figura 43.

A combinação de equações nas simulações de Y+P (Figura 43) indicam que esse é o processo de simulação menos erosivo. A capacidade de transporte média da área de simulação é substancialmente menor às apresentadas em MPM+E, Y+E e MPM+P. O que acarreta processo de deposição para os eventos menos energéticos 20210203 e 20210913, no início do evento 20210908 e entre as ascensões do hidrograma 20210528. A equação de exposição e proteção de Parker limita consideravelmente o fornecimento de material do leito e a capacidade de transporte de determinadas partículas que resulta em deposição para condições de escoamento menos energéticos.

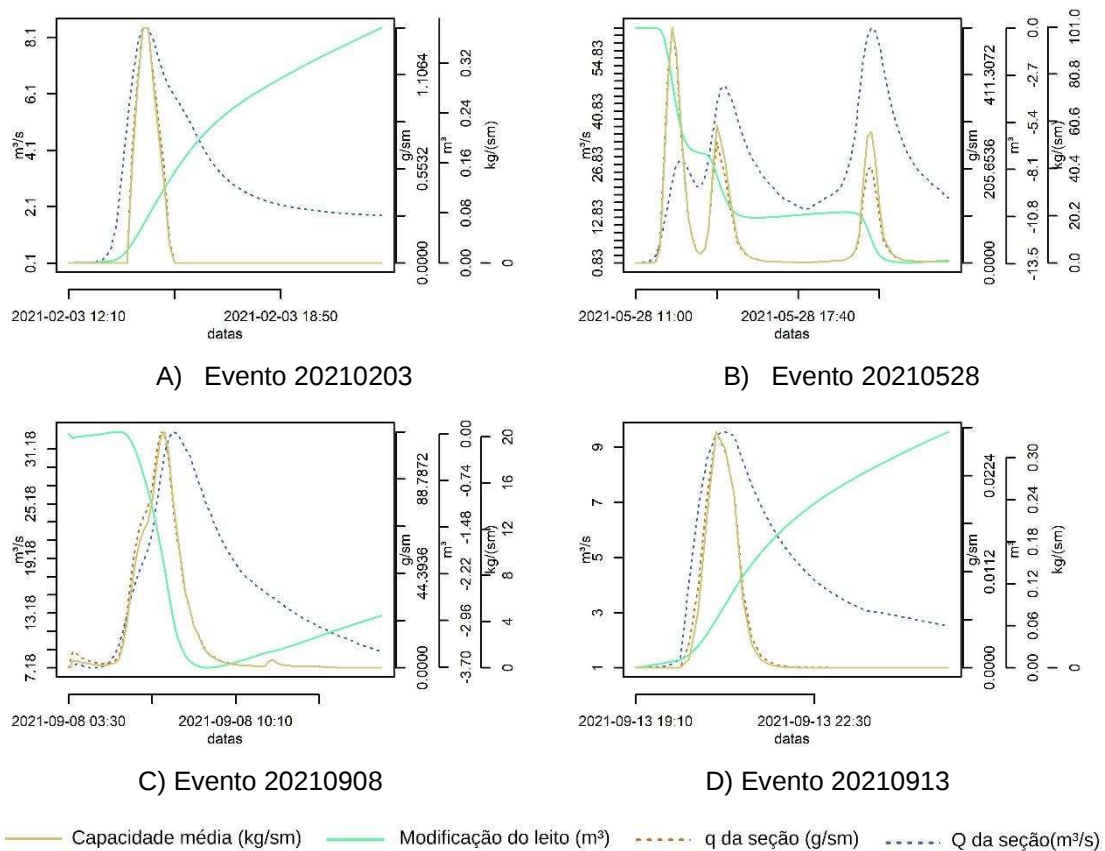
A equação de Parker em conjunto com uma equação de menor potencial erosivo indicou maior estabilidade de simulação do evento 20210528, sendo que as taxas geradas foram similares na primeira ascensão do hidrograma e na segunda. O padrão erosivo apresentado no evento 20210528 é semelhante ao observado na Figura 31.

Figura 42 - Resultado da simulação de transporte de sedimentos no HEC-RAS observando a capacidade de transporte dinâmica para MPM+P



Fonte: autor.

Figura 43 - Resultado da simulação de transporte de sedimentos no HEC-RAS observando a capacidade de transporte dinâmica para Y+P



Fonte: autor.

A simulação do padrão erosivo com a combinação Y+P se mostra mais equilibrada e indica que o HEC-RAS tem capacidade de representar a histerese de eventos. As maiores taxas foram geradas na primeira ascensão do hidrograma e há nitidamente um adiantamento da entrega de sedimentos em relação a vazão na simulação do HEC-RAS. Os padrões de deposição apresentados na simulação Y+P são difíceis de validar pois não foram observadas as condições de formação em campo, entretanto, sabe-se que é decorrente principalmente em eventos de menor magnitude.

A simulação combinada com o HEC-RAS indica que a escolha das equações para representar o processo erosivo em canais de leito de cascalho e a importante representação do processo de blindagem do leito, no ambiente 2D, influencia não somente quantitativamente nas respostas, mas na dinâmica de equilíbrio em todo o processo de simulação. Foi possível observar que as

equações de exposição e blindagem são primordiais para a simulação nesses ambientes pois exercem maior controle no fornecimento de sedimentos pelo leito e maior estabilidade na simulação em comparação às equações de transporte.

A melhor equação para simulação hidrodinâmica só pode ser designada frente a um processo robusto de calibração e validação. Para isso, um banco de dados mais amplo pode fornecer essas informações. Uma das estratégias mais utilizadas é comparar as mudanças topográficas do leito entre períodos para validação da modificação topográfica do leito simulada (como o estudo de Sawyer et al. (2010)). Para uma análise robusta da simulação hidrodinâmica fluvial, mensurações temporalmente coincidentes das duas condições de contorno definiriam objetivamente as entradas e saídas de um ambiente de controle.

Entretanto foi possível verificar que a combinação das equações de transporte de Yang e de blindagem do leito proposta por Parker forma o conjunto de equações mais estáveis testadas e aptas a representar os padrões de erosão no sistema fluvial. Como não há um processo de validação das equações, o uso é restrito para projetos tendo apenas a referência comparativa do impacto.

As evidências que o suprimento de sedimentos tem importância extrema no controle de taxas de transporte. Como a granulometria do leito se apresenta como muito pobremente sortida, e a blindagem é o principal fator limitante de taxas de sedimentos, a verificação de equações de transporte deve simular o fornecimento de material do leito sob condições de desequilíbrio energético considerando cada faixa de tamanho de partículas em proporção à sua disponibilidade na camada superficial. Dessa forma, é evidente que as equações de exposição e proteção de faixas granulométricas assumam um papel importante no equacionamento do transporte fluvial pelo HEC-RAS para o rio Guarda Mor.

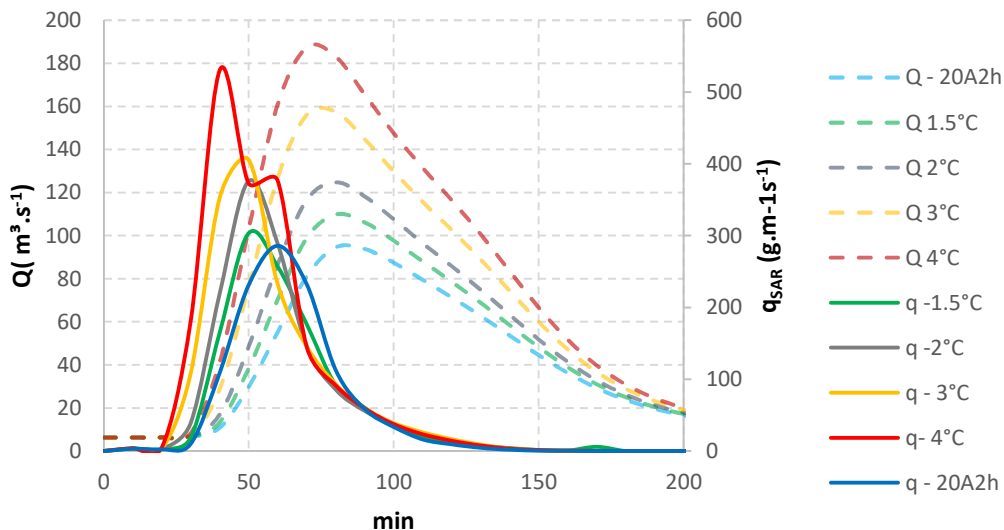
#### **4.4.3 Simulação da erosão fluvial para cenários projetados do IPCC**

O cálculo de hidrogramas sintéticos simulados em função das mudanças climáticas permitiu avaliar os impactos hidrológicos de bacias hidrográficas com o uso do modelo LISEM e foram usados como entrada no modelo HEC-RAS parametrizado. Além do hidrograma superficial modelado pelo modelo LISEM,

foi incrementado a parcela de escoamento subsuperficial, determinada pela média do escoamento subsuperficial calculada pelo FDR para o evento de maior magnitude. O evento 20210528 apresentou as maiores magnitudes de vazão observada e a média do escoamento subsuperficial calculada foi de  $6,28\text{m}^3/\text{s}$ , tendo apresentado valores de  $0,1\text{m}^3/\text{s}$  a  $17,7\text{m}^3/\text{s}$ .

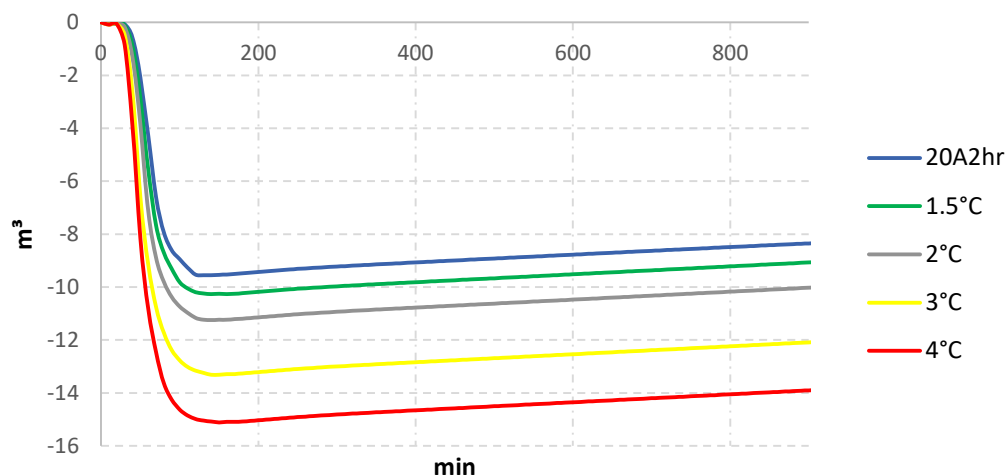
Conforme explorado na análise de equações no modelo HEC-RAS, a equação de Yang com a função de exposição e proteção de Parker apresenta os melhores resultados e foi então escolhida para simular os processos na bacia do rio Guarda Mor. Os valores de  $q_{SAR}$  oriundos da simulação do modelo HEC-RAS parametrizados com conjunto de informações espaciais coletados e executada com os hidrogramas construídos são apresentados na Figura 44. Os valores simulados de  $q_{SAR}$  apresentado na Figura 44 foram coletados na condição de contorno de saída juntamente com também os hidrogramas construídos. A Figura 45 apresenta os resultados da simulação quanto a modificação morfológica do leito pela quantificação de material erodido (ou depositado) em  $\text{m}^3$ .

Figura 44 - Valores de  $q_{SAR}$  calculados para cenários de mudança climáticas com hidrogramas simulados pelo modelo LISEM



Fonte: autor.

Figura 45 - Perda total de material no trecho determinadas nas simulações:



Fonte: autor.

A Tabela 26 apresenta os valores de simulação sumarizados. Ao passo que a vazão superficial aumenta, a projeção de máxima  $q_{SAR}$  aumenta expressivamente. Conseqüentemente, as mudanças do leito são mais expressivas para cenários mais extremos.

Tabela 26 - Valores simulados pelo HEC-RAS para  $q_{SAR}$  e perda volumétrica de material

Cenários	Max Q ( $m^3.s^{-1}$ )	Máxima $q_{SAR}$ $g.m^{-1}.s^{-1}$	Aumento à 20A2h	Erosão final do leito( $m^3$ )
20A2h	94,55	285,73	-	8,27
1.5°C	109,83	303,30	6%	8,98
2°C	124,70	375,92	32%	9,94
3°C	157,45	405,84	42%	12,00
4°C	187,40	530,62	86%	13,81

Fonte: autor. Max Q é a vazão máxima, máxima  $q_{SAR}$  é a taxa máxima de sedimentos transportados na seção na simulação, e Erosão final do leito é valor total de modificação do leito ao final da simulação.

A erosão de leito promovida pelo acréscimo de energia cinética oriundas de possíveis mudanças climáticas representa uma perda de material que é inerte em condições não extremas. O aumento das taxas significa maior disponibilidade de material para sedimentação em locais de menor energia o que



promove o aumento de enchentes em regiões de várzea, com menor energia de transporte que favorecem a sedimentação.

A representação de cenários permite estabelecer uma relação de processos que quantificam uma mudança antrópica. A interrelação evidencia que os cenários mais extremos promovem um aumento da instabilidade de sistemas naturais frente às ações erosivas.

Os dados apresentados permitem inferir, com todo o arranjo instrumental tecnológico de dois modelos e das projeções de cenários de precipitação, um aumento da produção de sedimentos e da modificação geomorfológica ocasionados por mudanças climáticas. É evidente que os modelos ainda precisam verificações mais robustas, desde arranjos instrumentais e conjunto de dados mais sofisticados até implementação de soluções que melhorem as representações dos fenômenos.

Entretanto, os modelos que compõem arranjo metodológico proposto aqui são promissores para auxiliar na gestão de recursos naturais na bacia do Rio Soturno. Assim como cenários de mudança climática, é possível estabelecer uma relação de causa e efeito de mudanças de diferentes fatores da erosão hídrica na escala de bacia vertente, como sistemas de manejo e controle superficial dos escoamentos.

## 5 CONCLUSÃO

As variáveis hidrológicas para 11 eventos de precipitação monitorados foram precisamente estimadas e permitiram realizar a observação dos principais aspectos erosivos de uma área de contribuição do Rio Soturno. As estratégias de monitoramento, juntamente com a caracterização de atributos físicos da bacia vertente, consistem em instrumentos efetivos para avaliar o modelo LISEM.

O modelo LISEM calibrado permitiu simular com eficiência a formação e a propagação de escoamento superficial e a erosão na bacia hidrográfica do Guarda Mor. A análise de sensibilidade foi uma etapa crucial para a modelagem pois evidenciou a equifinalidade dos parâmetros  $K_s$  e  $\theta_i$  na conversão do preditor estatístico NSE. A seleção de valores únicos de parâmetros de calibração para RR,  $n$  de Manning,  $K_s$  atribuiu confiabilidade ao modelo LISEM para simular cenários de grandes chuvas. A modelagem da produção de sedimentos sofreu limitações pela ampla responsabilidade do parâmetro  $coe$  no ajuste da CSS. Contudo, foi possível definir o valor de  $coe$  devido à tendências apresentadas nos maiores eventos simulados.

O levantamento dos principais atributos hidráulicos da seção de monitoramento e a caracterização topográfica e de DTP do leito permitiram avaliar o comportamento hidrodinâmico do rio Guarda Mor, porém a alta variabilidade temporal e a natureza não estocástica do fenômeno representam as principais dificuldades no monitoramento fluvial.

Não foi possível estabelecer uma correlação robusta entre as variáveis hidráulicas  $Q$ ,  $\tau$  e  $VS$  e a taxa sólida expressa por  $q_{SAR}$  em razão da histerese ocasionada por mudanças no suprimento de sedimentos. As respostas da taxa e da granulometria do material transportado em arraste no rio guarda mor são fortemente influenciados pela disponibilidade de sedimentos. O transporte de partículas do leito é governado pelo aumento da capacidade de transporte do escoamento com o exaurimento de fontes de sedimentos mais finos, oriundos das bacias à montante. Essa característica adaptativa não expressa uma relação analítica eficiente do comportamento hidráulico do rio Guarda Mor e taxas sólidas de arraste, pois o fenômeno de transporte apresenta elementos dinâmicos complexos como transporte seletivo de partículas, dinamismo da capacidade de

transporte e controle da taxa de transporte pela característica de blindagem do leito.

A simulação hidrodinâmica com o modelo HEC-RAS não atingiu resultados satisfatórios devido à não similaridade em reproduzir as cotas em concordância com a  $CC_Q$ . A variação de resistência ao escoamento, característico de um ambiente hidráulicamente rugoso, produziu valores de  $n$  de Manning muito diferentes em função da cota de lâmina de água na seção e o HEC-RAS não possui essa dinamicidade na modelagem da resistência ao escoamento. A seleção do valor de  $n$  de Manning único na simulação de eventos limitou a qualidade do ajuste do HEC-RAS às cotas linimétricas máximas de eventos, possibilitando uma eficiente modelagem para a estimativa hidráulica de grandes vazões dos eventos. O modelo HEC-RAS tem habilidade restrita em simular condição de escoamento variado em ambientes hidráulicamente rugoso, sendo que esses aspectos podem ser melhorados com implementação de rotinas direcionadas ao problema já documentadas na literatura.

A análise de equações de erosão fluvial no modelo HEC-RAS 2D indicou que as funções de exposição e proteção de partículas tem maior importância em relação às fórmulas de transporte de sedimentos para o cálculo da capacidade de transporte para o rio Guarda Mor. A análise permitiu verificar que a equação de Yang em conjunto com a função de exposição e proteção de Parker representou com maior relevância os aspectos da dinâmica da erosão fluvial no trecho testado, principalmente em condições iniciais de simulação, tendo sido selecionada para simular grandes eventos extremos. Dessa forma, o modelo HEC-RAS 2D se mostra promissor para ser usado em projetos hidráulicos envolvendo erosão fluvial em ambientes com leito de cascalho, porém sendo necessário a verificação de funcionalidade das equações devido à dificuldade de universalização e comparação de resultados.

Os impactos de um evento extremo de 20 anos de tempo de retorno e os acréscimos estimados pelos cenários climáticos do IPCC foram simulados com uma robustez garantida pela calibração e análise de eventos no modelo de bacia hidrográfica LISEM e no modelo de canal HEC-RAS. O instrumental formado pelo acoplamento dos dois modelos é muito efetivo para a análise de impactos em diferentes escalas da paisagem (encostas e canal), permitindo evidenciar o acréscimo da produção de sedimentos e da magnitude de vazões de pico. A

projeção do cenário mais extremo (aumento de 4°C na temperatura média global) pode gerar um aumento de 120% na PS e um aumento de 86% nas taxas de transporte em arraste, que intensificam as mudanças morfológicas nos canais de drenagem. Os aspectos metodológicos da predição com o acoplamento dos dois modelos são promissores para formalizar ferramentas eficientes de análise para a gestão da bacia do Soturno.

## REFERÊNCIAS

ABDESSAMED, D.; ABDERRAZAK, B. Coupling HEC-RAS and HEC-HMS in rainfall–runoff modeling and evaluating floodplain inundation maps in arid environments: case study of Ain Sefra city, Ksour Mountain. SW of Algeria. **Environmental Earth Sciences**, v. 78, n. 19, 2019. Springer Verlag.

ABERLE, J.; SMART, G. M. The influence of roughness structure on flow resistance on steep slopes. **Journal of Hydraulic Research**, v. 41, n. 3, p. 259–269, 2003.

AHN, K. H.; STEINSCHNEIDER, S. Time-varying, nonlinear suspended sediment rating curves to characterize trends in water quality: An application to the Upper Hudson and Mohawk Rivers, New York. **Hydrological Processes**, v. 33, n. 13, p. 1865–1882, 2019. John Wiley and Sons Ltd.

AIGNER, J.; KREISLER, A.; RINDLER, R.; HAUER, C.; HABERSACK, H. Bedload pulses in a hydropower affected alpine gravel bed river. **Geomorphology**, v. 291, p. 116–127, 2017. Elsevier B.V.

ALFSEN, K. H.; FRANCO, M. A. DE; GLOMSR, S.; JOHNSEN, T. ECONOMICS The cost of soil erosion in Nicaragua. , v. 16, p. 129–145, 1996.

ALHAMEID, A.; SINGH, J.; SEKARAN, U.; et al. Crop rotational diversity impacts soil physical and hydrological properties under long-term no- and conventional-till soils. **Soil Research**, v. 58, n. 1, p. 84, 2020.

ANCEY, C.; HEYMAN, J. A microstructural approach to bed load transport: Mean behaviour and fluctuations of particle transport rates. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 744, p. 129–168, 2014. Cambridge University Press.

ARNÁEZ, J.; LANA-RENAULT, N.; LASANTA, T.; RUIZ-FLAÑO, P.; CASTROVIEJO, J. Effects of farming terraces on hydrological and geomorphological processes. A review. **CATENA**, v. 128, p. 122–134, 2015.

ASSELMAN, N. E. M. Fitting and interpretation of sediment rating curves. **Journal of Hydrology**, v. 234, p. 228–248, 2000. Disponível em: <[www.elsevier.com/locate/jhydrol](http://www.elsevier.com/locate/jhydrol)>. .

ATTAL, M.; MUDD, S. M.; HURST, M. D.; et al. Impact of change in erosion rate and landscape steepness on hillslope and fluvial sediments grain size in the Feather River basin (Sierra Nevada, California). **Earth Surface Dynamics**, v. 3, n. 1, p. 201–222, 2015.

AYVAZ, M. T. A linked simulation–optimization model for simultaneously estimating the Manning’s surface roughness values and their parameter structures in shallow water flows. **Journal of Hydrology**, v. 500, p. 183–199, 2013.

BAARTMAN, J. E. M.; JETTEN, V. G.; RITSEMA, C. J.; DE VENETE, J. Exploring effects of rainfall intensity and duration on soil erosion at the catchment scale

using openLISEM: Prado catchment, SE Spain. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 7, p. 1034–1049, 2012.

BAARTMAN, J. E. M.; TEMME, A. J. A. M.; VELDKAMP, T.; JETTEN, V. G.; SCHOORL, J. M. Exploring the role of rainfall variability and extreme events in long-term landscape development. **CATENA**, v. 109, p. 25–38, 2013.

BALL, D. J.; STANSBY, P. K.; ALLISON, N. MODELLING SHALLOW WATER FLOW AROUND PILE GROUPS. **Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Water, Maritime and Energy**, v. 118, n. 4, p. 226–236, 1996.

BANERJEE, S.; NAIK, B.; SINGH, P.; KHATUA, K. K. Flow resistance in gravel bed open channel flows case: intense transport condition. **ISH Journal of Hydraulic Engineering**, v. 25, n. 3, p. 298–309, 2019. Taylor and Francis Ltd.

BARROS, C. A. P. DE. Comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica rural utilizando técnicas de monitoramento e modelagem. , p. 180, 2012.

DE BARROS, C. A. P.; MINELLA, J. P. G.; DALBIANCO, L.; RAMON, R. Description of hydrological and erosion processes determined by applying the LISEM model in a rural catchment in southern Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 7, p. 1298–1310, 2014. Springer Verlag.

DE BARROS, C. A. P.; MINELLA, J. P. G.; SCHLESNER, A. A.; RAMON, R.; COPETTI, A. C. Impact of data sources to DEM construction and application to runoff and sediment yield modelling using LISEM model. **Journal of Earth System Science**, v. 130, n. 1, 2021. Springer.

BASSO, R. E.; ALLASIA, D. G.; TASSI, R.; PICKBRENNER, K. Revisão das isozonas de chuvas intensas do Brasil. **Engenharia Sanitaria e Ambiental**, v. 21, n. 4, p. 635–641, 2016.

BATISTA, P. V. G.; DAVIES, J.; SILVA, M. L. N.; QUINTON, J. N. On the evaluation of soil erosion models: Are we doing enough? **Earth-Science Reviews**, v. 197, p. 102898, 2019.

BENISI GHADIM, H.; SALARIJAZI, M.; AHMADIANFAR, I.; HEYDARI, M.; ZHANG, T. Developing a sediment rating curve model using the curve slope. **Polish Journal of Environmental Studies**, v. 29, n. 2, p. 1151–1159, 2020. HARD Publishing Company.

BERNARDI, F. **Técnicas de Separação do Escoamento em uma Pequena Bacia Rural**, 2018. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria (UFSM).

BEVEN, K.; FREER, J. A dynamic topmodel. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 10, p. 1993–2011, 2001.

BOGEN, J. The hysteresis effect of sediment transport systems. **Norsk Geografisk Tidsskrift**, v. 34, n. 1, p. 45–54, 1980.

BOMBAR, G. Hysteresis and shear velocity in unsteady flows. **Journal of Applied Fluid Mechanics**, v. 9, n. 2, p. 839–853, 2016. Isfahan University of Technology.

BOUCHETTE, F.; SCHUSTER, M.; GHIENNE, J.-F.; et al. Hydrodynamics in Holocene Lake Mega-Chad. **Quaternary Research**, v. 73, n. 2, p. 226–236, 2010.

BRAVO-ESPINOSA, M.; OSTERKAMP, W. R.; LOPES, V. L. Bedload Transport in Alluvial Channels. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 129, n. 10, p. 783–795, 2003. American Society of Civil Engineers (ASCE).

BRAY, D. I. Estimating Average Velocity in Gravel-Bed Rivers. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 105, n. 9, p. 1103–1122, 1979.

BRAY, D. I. Evaluation of effective boundary roughness for gravel-bed rivers. **Canadian Journal of Civil Engineering**, v. 7, n. 2, p. 392–397, 1980.

BROWNLIE, W. R. Flow Depth in Sand-Bed Channels. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 109, n. 7, p. 959–990, 1983.

BUFFINGTON, J. M.; MONTGOMERY, D. R. A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. **Water Resources Research**, v. 33, n. 8, p. 1993–2029, 1997. Blackwell Publishing Ltd.

BUNTE, K.; ABT, S. R. **Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring**. 2001.

BUNTE, K.; ABT, S. R. Effect of sampling time on measured gravel bed load transport rates in a coarse-bedded stream. **Water Resources Research**, v. 41, n. 11, p. 1–12, 2005.

BUSSI, G.; FRANCÉS, F.; MONTOYA, J. J.; JULIEN, P. Y. Distributed sediment yield modelling: Importance of initial sediment conditions. **Environmental Modelling & Software**, v. 58, p. 58–70, 2014.

CERDÀ, A.; RODRIGO-COMINO, J.; GIMÉNEZ-MORERA, A.; et al. Policies can help to apply successful strategies to control soil and water losses. The case of chipped pruned branches (CPB) in Mediterranean citrus plantations. **Land Use Policy**, v. 75, p. 734–745, 2018. Elsevier Ltd.

CHANG, H. H. Selection of Gravel-Transport Formula for Stream Modeling. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 120, n. 5, p. 646–651, 1994.

CHARLTON, F. G.; BROWN, P. M.; BENSON, R. W. **The hydraulic geometry of some gravelrivers in Britain. Report No. IT180**. Wallingford, UK, 1978.

CHEVIRON, B.; LE BISSONNAIS, Y.; DESPRATS, J. F.; et al. Comparative sensitivity analysis of four distributed erosion models. **Water Resources Research**, v. 47, n. 1, 2011.

CHIN, A.; ANDERSON, S.; COLLISON, A.; et al. Linking theory and practice for restoration of step-pool streams. **Environmental Management**, v. 43, n. 4, p. 645–661, 2009.

CHURCH, M.; FERGUSON, R. I. Morphodynamics: Rivers beyond steady state. **Water Resources Research**, v. 51, n. 4, p. 1883–1897, 2015. Blackwell Publishing Ltd.

COLLISCHONN, W.; FAN, F. M. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 18, p. 2614–2622, 2013.

COMITI, F.; ANDREOLI, A.; LENZI, M. A. Morphological effects of local scouring in step-pool streams. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 12, p. 1567–1581, 2005.

COMITI, F.; MAO, L. Recent Advances in the Dynamics of Steep Channels. **Gravel-bed Rivers: Processes, Tools, Environments**. First Edition ed., p.353–377, 2012.

COMITI, F.; MAO, L.; LENZI, M. A.; SILIGARDI, M. Artificial steps to stabilize mountain rivers: A post-project ecological assessment. **River Research and Applications**, v. 25, n. 5, p. 639–659, 2009.

COSTABILE, P.; COSTANZO, C.; FERRARO, D.; MACCHIONE, F.; PETACCIA, G. Performances of the new HEC-RAS version 5 for 2-D hydrodynamic-based rainfall-runoff simulations at basin scale: Comparison with a state-of-the art model. **Water (Switzerland)**, v. 12, n. 9, 2020. MDPI AG.

CUDDEN, J. R.; HOEY, T. B. The causes of bedload pulses in a gravel channel: The implications of bedload grain-size distributions. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 28, n. 13, p. 1411–1428, 2003.

CUOMO, S.; DELLA SALA, M.; PIERRI, M. Experimental evidences and numerical modelling of runoff and soil erosion in flume tests. **Catena**, v. 147, p. 61–70, 2016. Elsevier B.V.

CURRAN, J. C.; WILCOCK, P. R. Characteristic dimensions of the step-pool bed configuration: An experimental study. **Water Resources Research**, v. 41, n. 2, p. 1–11, 2005.

DEBINSKI, D. M.; WICKHAM, H.; KINDSCHER, K.; CARUTHERS, J. C.; GERMINO, M. Montane meadow change during drought varies with background hydrologic regime and plant functional group. **Ecology**, v. 91, n. 6, p. 1672–1681, 2010.

DENG, S.; XIA, J.; ZHOU, M. Coupled two-dimensional modeling of bed evolution and bank erosion in the Upper JingJiang Reach of Middle Yangtze River. **Geomorphology**, v. 344, p. 10–24, 2019. Elsevier B.V.

DEUSCHLE, D.; MINELLA, J. P. G.; HÖRBE, T. DE A. N.; LONDERO, A. L.; SCHNEIDER, F. J. A. Erosion and hydrological response in no-tillage subjected



to crop rotation intensification in southern Brazil. **Geoderma**, v. 340, n. January, p. 157–163, 2019a. Elsevier.

DIDONÉ, E. J.; GOMES MINELLA, J. P.; ANDRES SCHNEIDER, F. J.; et al. Quantifying the impact of no-tillage on soil redistribution in a cultivated catchment of Southern Brazil (1964–2016) with <sup>137</sup>Cs inventory measurements. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 284, n. January, p. 106588, 2019. Elsevier.

DOWNS, P. W.; SOAR, P. J. Beyond Stationarity: Influence of Flow History and Sediment Supply on Coarse Bedload Transport. **Water Resources Research**, v. 57, n. 2, 2021. John Wiley and Sons Inc.

VAN ECK, C. M.; NUNES, J. P.; VIEIRA, D. C. S.; KEESSTRA, S.; KEIZER, J. J. Physically-Based Modelling of the Post-Fire Runoff Response of a Forest Catchment in Central Portugal: Using Field versus Remote Sensing Based Estimates of Vegetation Recovery. **Land Degradation and Development**, v. 27, n. 5, p. 1535–1544, 2016. John Wiley and Sons Ltd.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 19, n. 2, p. 507–515, 2005.

ECKHARDT, K. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. **Journal of Hydrology**, v. 352, n. 1–2, p. 168–173, 2008.

EDER, A.; STRAUSS, P.; KRUEGER, T.; QUINTON, J. N. Comparative calculation of suspended sediment loads with respect to hysteresis effects (in the Petzenkirchen catchment, Austria). **Journal of Hydrology**, v. 389, n. 1–2, p. 168–176, 2010a.

EDER, A.; STRAUSS, P.; KRUEGER, T.; QUINTON, J. N. Comparative calculation of suspended sediment loads with respect to hysteresis effects (in the Petzenkirchen catchment, Austria). **Journal of Hydrology**, v. 389, n. 1–2, p. 168–176, 2010b.

EGIAZAROFF, I. V. Calculation of Nonuniform Sediment Concentrations. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 91, n. 4, p. 225–247, 1965.

FACCO, D. S.; BENEDETTI, A. C.; KAISER, E. A.; PEREIRA FILHO, W. Avaliação da dinâmica do uso e cobertura da terra no município de Faxinal do Soturno no estado do Rio Grande do Sul. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, n. c, p. 6846–6855, 2017.

FAN, Y.; CHEN, S.; PAN, S.; DOU, S. Storm-induced hydrodynamic changes and seabed erosion in the littoral area of Yellow River Delta: A model-guided mechanism study. **Continental Shelf Research**, v. 205, 2020. Elsevier Ltd.

FENG, X.; WANG, Y.; CHEN, L.; FU, B.; BAI, G. Modeling soil erosion and its response to land-use change in hilly catchments of the Chinese Loess Plateau. **Geomorphology**, v. 118, n. 3–4, p. 239–248, 2010.

FERGUSON, R. Time to abandon the Manning equation? **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 15, p. 1873–1876, 2010.

FERGUSON, R. I. Estimating critical stream power for bedload transport calculations in gravel-bed rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 1–2, p. 33–41, 2005.

FONTOURA, J. R. **Padrões de distribuição temporal das precipitações intensas no Rio Grande do Sul**, 2019. Dissertação de Mestrado, Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria.

FREY, P.; CHURCH, M. How River Beds Move. **SCIENCE**, v. 325, p. 1509–1511, 2009. Disponível em: <www.sciencemag.org>. .

FRINGS, R. M.; VOLLMER, S. Guidelines for sampling bedload transport with minimum uncertainty. **Sedimentology**, v. 64, n. 6, p. 1630–1645, 2017.

GAEUMAN, D.; HOLT, C. R.; BUNTE, K. Maximum likelihood parameter estimation for fitting bedload rating curves. **Water Resources Research**, v. 51, n. 1, p. 281–301, 2015. Blackwell Publishing Ltd.

GAEUMAN, D.; STEWART, R. L.; PITTMAN, S. Toward the Prediction of Bed Load Rating Curve Parameter Values: The Influence of Scale, Particle Size, and Entrainment Threshold. **Water Resources Research**, v. 54, n. 5, p. 3313–3334, 2018. Blackwell Publishing Ltd.

GARCIA, C.; LARONNE, J. B.; SALA, M. **Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river**. 2000a.

GARCIA, M. (ORG.). **Sedimentation Engineering**. Reston, VA: American Society of Civil Engineers, 2008.

GESSESSE, B.; BEWKET, W.; BRÄUNING, A. Model-Based Characterization and Monitoring of Runoff and Soil Erosion in Response to Land Use/land Cover Changes in the Modjo Watershed, Ethiopia. **Land Degradation & Development**, v. 26, n. 7, p. 711–724, 2015.

VAN DE GIESEN, N.; STOMPH, T. J.; AJAYI, A. E.; BAGAYOKO, F. Scale effects in Hortonian surface runoff on agricultural slopes in West Africa: Field data and models. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 142, n. 1–2, p. 95–101, 2011.

GOMEZ, B.; CHURCH, M. **An Assessment of Bed Load Sediment Transport Formulae for Gravel Bed Rivers**. 1989.

GOMEZ, B.; NAFF, R. L.; HUBBELL, D. W. **TEMPORAL VARIATIONS IN BEDLOAD TRANSPORT RATES ASSOCIATED WITH THE MIGRATION OF BEDFORMS A N D**. 1989.

GOVERS, G. **Empirical relationships for the transport capacity of overland flow**. IAHS Publ, 1990.

GREEN, K.; ALILA, Y.; BRARDINONI, F. Patterns of bedload entrainment and transport in forested headwater streams of the Columbia Mountains, Canada. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 4, p. 427–446, 2015.

GUMBEL, E. J. **Statistics of Extremes**. California, US: Columbia University Press, 1958.

GUNSOLUS, E. H.; BINNS, A. D. Effect of morphologic and hydraulic factors on hysteresis of sediment transport rates in alluvial streams. **River Research and Applications**, v. 34, n. 2, p. 183–192, 2018. John Wiley and Sons Ltd.

HABERSACK, H. M.; NACHTNEBEL, H. P.; LARONNE, J. B. Mesure en continu du charriage de fond dans une rivière alpine à lit graveleux avec une trappe à fente. **Journal of Hydraulic Research/De Recherches Hydrauliques**, v. 39, n. 2, p. 125–133, 2001. International Association of Hydraulic Engineering Research.

HABERSACK, H.; SEITZ, H.; LARONNE, J. B. Spatio-temporal variability of bedload transport rate: Analysis and 2D modelling approach. *Geodinamica Acta. Anais...* v. 21, p.67–79, 2008.

HARRISON, L. R.; KELLER, E. A. Modeling forced pool–riffle hydraulics in a boulder-bed stream, southern California. **Geomorphology**, v. 83, n. 3–4, p. 232–248, 2007.

HEC, H. E. C. **HEC-RAS 2D User's Manual, Version 6.0**. 2022.

HERGARTEN, S.; ROBL, J. Modelling rapid mass movements using the shallow water equations in Cartesian coordinates. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 15, n. 3, p. 671–685, 2015. Copernicus GmbH.

HESSEL, R. Effects of grid cell size and time step length on simulation results of the Limburg soil erosion model (LISEM). **Hydrological Processes**, v. 19, n. 15, p. 3037–3049, 2005.

HESSEL, R.; VAN DEN BOSCH, R.; VIGIAK, O. Evaluation of the LISEM soil erosion model in two catchments in the East African Highlands. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, n. 4, p. 469–486, 2006. John Wiley and Sons Ltd.

HESSEL, R.; JETTEN, V. Suitability of transport equations in modelling soil erosion for a small Loess Plateau catchment. **Engineering Geology**, v. 91, n. 1, p. 56–71, 2007.

HESSEL, R.; TENGE, A. A pragmatic approach to modelling soil and water conservation measures with a catchment scale erosion model. **Catena**, v. 74, n. 2, p. 119–126, 2008a.

HEY, R. D. Flow Resistance in Gravel-Bed Rivers. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 105, n. 4, p. 365–379, 1979.

HÖLZEL, H.; DIEKKRÜGER, B. Predicting the impact of linear landscape elements on surface runoff, soil erosion, and sedimentation in the Wahnbach catchment, Germany. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 11, p. 1642–1654, 2012.

HÖRBE, T.; MINELLA, J. P. G.; SCHNEIDER, F. J. A.; et al. Managing runoff in rainfed agriculture under no-till system: potential for improving crop production. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 45, 2021.

HOROWITZ, A. J. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 17, p. 3387–3409, 2003.

HORRITT, M. S.; DI BALDASSARRE, G.; BATES, P. D.; BRATH, A. Comparing the performance of a 2-D finite element and a 2-D finite volume model of floodplain inundation using airborne SAR imagery. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 20, p. 2745–2759, 2007.

HOU, J.; KANG, Y.; HU, C.; et al. A GPU-based numerical model coupling hydrodynamical and morphological processes. **International Journal of Sediment Research**, v. 35, n. 4, p. 386–394, 2020. Elsevier B.V.

HUANG, J.; HARTEMINK, A. E. Soil and environmental issues in sandy soils. **Earth-Science Reviews**, 1. set. 2020. Elsevier B.V.

HUBBELL, D. W. **Apparatus and techniques for measuring bedload**. Washington, 1964.

IPCC. **Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability Contribution of Working Group II to the IPCC Sixth Assessment Report**. Cambridge, UK e New York, USA, 2022.

JABER, F. H.; SHUKLA, S. MIKE SHE: Model Use, Calibration, and Validation. **Transactions of the ASABE**, v. 55, n. 4, p. 1479–1489, 2012.

JEONG, W.-J.; JI, U.; YEO, W.-K. Sensitivity Analysis of Bed Changes for Different Sediment Transport Formulas Using the HEC-6 Model - The Lower Nakdong River. **Journal of the Environmental Sciences**, v. 19, n. 10, p. 1219–1227, 2010.

JETTEN, V.; GOVERS, G.; HESSEL, R. Erosion models: Quality of spatial predictions. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 5, p. 887–900, 2003.

JETTEN, V.; DE ROO, A.; FAVIS-MORTLOCK, D. **Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models**. 1999.

JIN, F.; YANG, W.; FU, J.; LI, Z. Effects of vegetation and climate on the changes of soil erosion in the Loess Plateau of China. **Science of the Total Environment**, v. 773, 2021. Elsevier B.V.

JULIEN, P. **River Mechanics**. 2<sup>a</sup> ed. New York, US: Cambridge University Press, 2018.

JULIEN, P. Y. **Erosion and Sedimentation**. Cambridge University Press, 2010.

KALANTARI, Z.; JANSSON, P.-E.; STOLTE, J.; et al. Usefulness of four hydrological models Hydrology and Earth System Sciences Discussions Usefulness of four hydrological models in simulating high-resolution discharge dynamics of a catchment adjacent to a road Usefulness of four hydrological models. **Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss**, v. 9, p. 5121–5165, 2012. Disponível em: <www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/9/5121/2012/>. .

KALESS, G.; MAO, L.; MORETTO, J.; PICCO, L.; LENZI, M. A. The response of a gravel-bed river planform configuration to flow variations and bed reworking: A modelling study. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 17, p. 3812–3828, 2015. John Wiley and Sons Ltd.

KHOSRAVI, K.; CHEGINI, A. H. N.; COOPER, J. R.; et al. Uniform and graded bed-load sediment transport in a degrading channel with non-equilibrium conditions. **International Journal of Sediment Research**, v. 35, n. 2, p. 115–124, 2020.

KNIERIN, I. DA S.; ROBAINA, L. E. DE S.; TRENTIN, R. Estudo da Vulnerabilidade Física das Edificações em Áreas Suscetíveis a Movimentos de Massa e Enxurradas na Vila Medianeira - Faxinal do Soturno - RS. **CAMINHOS DE GEOGRAFIA - revista online**, v. 20, n. 69, p. 207–222, 2015.

KRASA, J.; DOSTAL, T.; JACHYMOVA, B.; BAUER, M.; DEVATY, J. Soil erosion as a source of sediment and phosphorus in rivers and reservoirs – Watershed analyses using WaTEM/SEDEM. **Environmental Research**, v. 171, p. 470–483, 2019. Academic Press Inc.

KUHNLE, R. A. **BED LOAD TRANSPORT DURING RISING AND FALLING STAGES ON TWO SMALL STREAMS**. 1992.

KUMBIER, K.; CARVALHO, R. C.; VAFEIDIS, A. T.; WOODROFFE, C. D. Investigating compound flooding in an estuary using hydrodynamic modelling: a case study from the Shoalhaven River, Australia. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 18, n. 2, p. 463–477, 2018.

KVÆRNØ, S. H.; STOLTE, J. Effects of soil physical data sources on discharge and soil loss simulated by the LISEM model. **Catena**, v. 97, p. 137–149, 2012.

DU LAING, G.; RINKLEBE, J.; VANDECASTEELE, B.; MEERS, E.; TACK, F. M. G. Trace metal behaviour in estuarine and riverine floodplain soils and sediments: A review. **Science of the Total Environment**, v. 407, n. 13, p. 3972–3985, 2009. Elsevier B.V.

LAL, R. Soil Erosion Impact on Agronomic Productivity and Environment Quality. **Critical Reviews in Plant Sciences**, v. 17, n. 4, p. 319–464, 1998. Informa UK Limited.

LAMB, M. P.; DIETRICH, W. E.; VENDITTI, J. G. Is the critical shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? **Journal of**

**Geophysical Research: Earth Surface**, v. 113, n. 2, 2008. Blackwell Publishing Ltd.

LEE, G.; YU, W.; JUNG, K. Catchment-scale soil erosion and sediment yield simulation using a spatially distributed erosion model. **Environmental Earth Sciences**, v. 70, n. 1, p. 33–47, 2013.

LEE, S. K.; DANG, T. A.; TRAN, T. H. Combining rainfall–runoff and hydrodynamic models for simulating flow under the impact of climate change to the lower Sai Gon-Dong Nai River basin. **Paddy and Water Environment**, v. 16, n. 3, p. 457–465, 2018.

LI, Z.; CAO, Z.; LIU, H.; PENDER, G. Graded and uniform bed load sediment transport in a degrading channel. **International Journal of Sediment Research**, v. 31, n. 4, p. 376–385, 2016.

LIMERINOS, J. T. **Determination of the Manning Coefficient From Measured Bed Roughness in Natural Channels**. Washington, USA, 1970.

LISLE, I. G.; SANDER, G. C.; PARLANGE, J.-Y.; et al. Transport Time Scales in Soil Erosion Modeling. **Vadose Zone Journal**, v. 16, n. 12, p. vzj2017.06.0121, 2017.

LONDERO, A. L.; MINELLA, J. P. G.; DEUSCHLE, D.; et al. Impact of broad-based terraces on water and sediment losses in no-till (paired zero-order) catchments in southern Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 18, n. 3, p. 1159–1175, 2018.

LOPES, V. A. R.; FAN, F. M.; PONTES, P. R. M.; et al. A first integrated modelling of a river-lagoon large-scale hydrological system for forecasting purposes. **Journal of Hydrology**, v. 565, p. 177–196, 2018.

LÓPEZ, R.; BARRAGÁN, J. Equivalent Roughness of Gravel-Bed Rivers. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 134, p. 847–851, 2008.

M. DE ABREU, C.; BARROS, M.; BRITO, D.; TEIXEIRA, M.; CUNHA, A. Hydrodynamic Modeling and Simulation of Water Residence Time in the Estuary of the Lower Amazon River. **Water**, v. 12, n. 3, p. 660, 2020.

MALUTTA, S.; KOBAYAMA, M.; CHAFFE, P. L. B.; BONUMÁ, N. B. Hysteresis analysis to quantify and qualify the sediment dynamics: State of the art. **Water Science and Technology**, v. 81, n. 12, p. 2471–2487, 2020. IWA Publishing.

MANFIO, V.; CABRAL BENADUCE, G. M. QUARTA COLÔNIA DE IMIGRAÇÃO ITALIANA/RS: A CULTURAL AND IDENTITY APPROACH. **Geosul**, v. 32, n. 65, p. 260–273, 2017.

MAO, L. The effect of hydrographs on bed load transport and bed sediment spatial arrangement. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 117, n. 3, 2012.

MAO, L.; DELL'AGNESE, A.; HUINCACHE, C.; et al. Bedload hysteresis in a glacier-fed mountain river. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 7, p. 964–976, 2014.

MARTINEZ-CASASNOVAS, J. A.; RAMOS, M. C.; RIBES-DASI, M. **Soil erosion caused by extreme rainfall events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models**. 2002.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G. Bedload flux in southern Brazilian basalt scarp. IAHS-AISH Proceedings and Reports. **Anais...** v. 367, p.185–191, 2014.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G.; HOROWITZ, A. J.; MORO, M. **Determinação da concentração de sedimentos em suspensão em rios com o uso de turbidímetro**. Porto Alegre, 2014.

MEYER-PETER, E.; MULLER, R. **Formulas for Bed Load Transport. Proceedings of 2nd meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research**. Delft, NL, 1948.

MIGNOT, E.; PAQUIER, A.; HAIDER, S. Modeling floods in a dense urban area using 2D shallow water equations. **Journal of Hydrology**, v. 327, n. 1–2, p. 186–199, 2006.

MILAN, D. J. Sediment routing hypothesis for pool-riffle maintenance. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 14, p. 1623–1641, 2013.

MILZOW, C.; MOLNAR, P.; MCARDELL, B. W.; BURLANDO, P. Spatial organization in the step-pool structure of a steep mountain stream (Vogelbach, Switzerland). **Water Resources Research**, v. 42, n. 4, 2006.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; WALLING, D. E.; REICHERT, J. M. Changing sediment yield as an indicator of improved soil management practices in southern Brazil. **CATENA**, v. 79, n. 3, p. 228–236, 2009.

MINOR, R. W. **Bed Morphology and Stability of Steep Open Channels**. Zürich: Technischen Hochschule Zürich, 2006.

MIRAKHORLO, M. S.; RAHIMZADEGAN, M. Application of sediment rating curves to evaluate efficiency of EPM and MPSIAC using RS and GIS. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, n. 20, 2018.

MOOG, D. B.; WHITING, P. J. Annual hysteresis in bed load rating curves. **Water Resources Research**, v. 34, n. 9, p. 2393–2399, 1998.

MORALES-HERNÁNDEZ, M.; GARCÍA-NAVARRO, P.; BURGUETE, J.; BRUFAU, P. A conservative strategy to couple 1D and 2D models for shallow water flow simulation. **Computers & Fluids**, v. 81, p. 26–44, 2013.

MORENO-DE-LAS-HERAS, M.; LINDENBERGER, F.; LATRON, J.; et al. Hydrogeomorphological consequences of the abandonment of agricultural terraces in the Mediterranean region: Key controlling factors and landscape stability patterns. **Geomorphology**, v. 333, p. 73–91, 2019.

MORVAN, H.; KNIGHT, D.; WRIGHT, N.; TANG, X.; CROSSLEY, A. The concept of roughness in fluvial hydraulics and its formulation in 1D, 2D and 3D numerical simulation models. **Journal of Hydraulic Research**, v. 46, n. 2, p. 191–208, 2008.

MOSLEMZADEH, M.; ROUEINIAN, K.; SALARIJAZI, M. Improving the estimation of sedimentation in multi-purpose dam reservoirs, considering hydrography and time scale classification of sediment rating curve (case study: Dez Dam). **Arabian Journal of Geosciences**, v. 15, n. 3, 2022. Springer Science and Business Media LLC.

MROKOWSKA, M. M.; ROWIŃSKI, P. M.; KSIĄZEK, L.; et al. Laboratory studies on bedload transport under unsteady flow conditions. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, v. 66, n. 1, p. 23–31, 2018.

MUHAMMAD, N. A.; ADNAN, M. S.; MOHD YOSUFF, M. A.; AHMAD, K. A. A review of field methods for suspended and bedload sediment measurement. **World Journal of Engineering**, v. 16, n. 1, p. 147–165, 2019.

NAKATO, T. Tests of Selected Sediment-Transport Formulas. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 116, n. 3, p. 362–379, 1990.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282–290, 1970.

NEARING, M. A.; JETTEN, V.; BAFFAUT, C.; et al. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. **CATENA**, v. 61, n. 2–3, p. 131–154, 2005.

NETO, D. J. DE A.; HELLER, L. Which is riskier: life on the floodplain or in housing imposed from above? The case of flood-prone areas in Rio Branco, Acre, Brazil. **Environment and Urbanization**, v. 28, n. 1, p. 169–182, 2016.

DE PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C.; COLLISCHONN, W.; et al. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. **Water Resources Research**, v. 49, n. 3, p. 1226–1243, 2013.

PANAGOS, P.; KATSOYIANNIS, A. Soil erosion modelling: The new challenges as the result of policy developments in Europe. **Environmental Research**, v. 172, p. 470–474, 2019.

PANAGOS, P.; STANDARDI, G.; MONTANARELLA, L.; et al. Cost of agricultural productivity loss due to soil erosion in the European Union: From direct cost evaluation approaches to the use of macroeconomic models. **Land degradation & development**, v. 29, n. December 2016, p. 471–484, 2018.

PARK, J. Y.; ALE, S.; TEAGUE, W. R.; DOWHOWER, S. L. Simulating hydrologic responses to alternate grazing management practices at the ranch and watershed scales. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 72, n. 2, p. 102–121, 2017.



PARKER, G. Relation permettant le calcul du charriage dans les rivières à graviers, à partir de la composition de surface. **Journal of Hydraulic Research**, v. 28, n. 4, p. 417–436, 1990.

PARKER, G.; ANTHONY, S.; DHAMOTHARAN, S.; STEFAN, H. **Model Experiments on Mobile, Paved Gravel Bed Streams**. 1982.

PARKER, G.; ANTHONY, S.; KLINGEMAN, P. C. **On Why Gravel Bed Streams Are Paved**. 1982.

PARKER, G.; WILCOCK, P. R.; PAOLA, C.; DIETRICH, W. E.; PITLICK, J. Physical basis for quasi-universal relations describing bankfull hydraulic geometry of single-thread gravel bed rivers. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. 4, 2007.

PFEIFFER, A. M.; FINNEGAN, N. J.; WILLENBRING, J. K. Sediment supply controls equilibrium channel geometry in gravel rivers. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 114, n. 13, p. 3346–3351, 2017.

PIETRONÍ, J.; JARSJÖ, J.; ROMANCHENKO, A. O.; CHALOV, S. R. Model analyses of the contribution of in-channel processes to sediment concentration hysteresis loops. **Journal of Hydrology**, v. 527, p. 576–589, 2015.

PLAZA, C.; ZACCONE, C.; SAWICKA, K.; et al. Soil resources and element stocks in drylands to face global issues. **Scientific Reports**, v. 8, n. 1, 2018.

PLUMB, B. D.; JUEZ, C.; ANNABLE, W. K.; MCKIE, C. W.; FRANCA, M. J. The impact of hydrograph variability and frequency on sediment transport dynamics in a gravel-bed flume. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 4, p. 816–830, 2020.

PORTO, E. Z. **Universidade federal de santa maria centro de tecnologia programa de pós graduação em engenharia elétrica**. Universidade Federal de Santa Maria. 2019

POWELL, D. M. Flow resistance in gravel-bed rivers: Progress in research. **Earth-Science Reviews**, 2014. Elsevier.

PROJETO MAPBIOMAS. **Coleção 6.0 da Série Anual de Mapas de Cobertura e Uso de Solo do Brasil**. <https://mapbiomas.org/download/>, 2021.

RAHIMY, P. Effects of Soil Depth Spatial Variation on Runoff Simulation, Using the Limburg Soil Erosion Model (LISEM), a Case Study in Faucon Catchment, France. **Soil & Water Res**, v. 7, n. 2, p. 52–63, 2012.

RANTZ, S. E. **Measurement and Computation of Streamflow: Volume 1. Measurement of Stage and Discharge**. Washington, US, 1982.

RATHBURN, S. L.; WOHL, E. E. One-dimensional sediment transport modeling of pool recovery along a mountain channel after a reservoir sediment release. **River Research and Applications**, v. 17, n. 3, p. 251–273, 2001.

RECKING, A.; LIÉBAULT, F.; PETEUIL, C.; JOLIMET, T. Testing bedload transport equations with consideration of time scales. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 37, n. 7, p. 774–789, 2012.

REDOLFI, M.; BERTOLDI, W.; TUBINO, M.; WELBER, M. Bed Load Variability and Morphology of Gravel Bed Rivers Subject to Unsteady Flow: A Laboratory Investigation. **Water Resources Research**, v. 54, n. 2, p. 842–862, 2018a.

REDOLFI, M.; BERTOLDI, W.; TUBINO, M.; WELBER, M. Bed Load Variability and Morphology of Gravel Bed Rivers Subject to Unsteady Flow: A Laboratory Investigation. **Water Resources Research**, v. 54, n. 2, p. 842–862, 2018b.

REID, I.; FROSTICK, L. E.; LAYMAN, J. T. **THE INCIDENCE AND NATURE OF BEDLOAD TRANSPORT CHANNELS DURING FLOOD FLOWS IN COARSE-GRAINED ALLUVIAL**. 1985.

VAN RIJN, L. C. Sediment transport, part I: bed load transport. **Journal of hydraulic engineering**, v. 110, n. 10, p. 1431–1456, 1984.

RIMMER, A.; HARTMANN, A. Optimal hydrograph separation filter to evaluate transport routines of hydrological models. **Journal of Hydrology**, v. 514, p. 249–257, 2014.

RODRIGUES, M. F.; REICHERT, J. M.; MINELLA, J. P. G.; et al. Hydrosedimentology of nested subtropical watersheds with native and eucalyptus forests. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 7, p. 1311–1324, 2014.

DE ROO, A. P. J. **THE LISEM PROJECT: AN INTRODUCTION**. 1996.

DE ROO, A. P. J.; OFFERMANS, R. J. E.; CREMERS, N. H. D. T. **LISEM: A SINGLE-EVENT, PHYSICALLY BASED HYDROLOGICAL AND SOIL EROSION MODEL FOR DRAINAGE BASINS. 11: SENSITIVITY ANALYSIS, VALIDATION AND APPLICATION**. 1996.

ROSGEN, D. L. A classification of natural rivers. **CATENA**, v. 22, n. 3, p. 169–199, 1994.

ROUSHANGAR, K.; SHAHNAZI, S. Bed load prediction in gravel-bed rivers using wavelet kernel extreme learning machine and meta-heuristic methods. **International Journal of Environmental Science and Technology**, v. 16, n. 12, p. 8197–8208, 2019. Center for Environmental and Energy Research and Studies.

SANCHEZ-MORENO, J. F.; MANNAERTS, C. M.; JETTEN, V.; LÖFFLER-MANG, M. Rainfall kinetic energy-intensity and rainfall momentum-intensity relationships for Cape Verde. **Journal of Hydrology**, v. 454–455, p. 131–140, 2012.

DOS SANTOS, R. C. V.; VARGAS, M. M.; TIMM, L. C.; et al. Examining the implications of spatial variability of saturated soil hydraulic conductivity on direct surface runoff hydrographs. **Catena**, v. 207, 2021. Elsevier B.V.

SARAIVA OKELLO, A. M. L.; UHLENBROOK, S.; JEWITT, G. P. W.; et al. Hydrograph separation using tracers and digital filters to quantify runoff components in a semi-arid mesoscale catchment. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 10, p. 1334–1350, 2018.

SARMA, J. N. Sediment transport in the Burhi Dihing River, India. Sediment transport in the Burhi Dining River, India. **IAHS publication**, v. 159, p. 199–215, 1986. Disponível em: <<https://www.researchgate.net/publication/279574780>>. .

SCHMIDT, J.; WERNER, M. V; MICHAEL, A. Application of the EROSION 3D model to the CATSOP watershed, The Netherlands. **CATENA**, v. 37, n. 3–4, p. 449–456, 1999.

SHEIKH, V.; VAN LOON, E.; HESSEL, R.; JETTEN, V. Sensitivity of LISEM predicted catchment discharge to initial soil moisture content of soil profile. **Journal of Hydrology**, v. 393, n. 3–4, p. 174–185, 2010.

SIETZ, D.; CONRADT, T.; KRYSANOVA, V.; HATTERMANN, F. F.; WECHSUNG, F. The Crop Generator: Implementing crop rotations to effectively advance eco-hydrological modelling. **Agricultural Systems**, v. 193, p. 103183, 2021.

SILVA, C. C.; MINELLA, J. P. G.; SCHLESNER, A.; et al. Unpaved road conservation planning at the catchment scale. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 193, n. 9, 2021a.

SILVA, C. C.; MINELLA, J. P. G.; SCHLESNER, A.; et al. Unpaved road conservation planning at the catchment scale. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 193, n. 9, 2021b.

SIMPSON, G.; SCHLUNEGGER, F. Topographic evolution and morphology of surfaces evolving in response to coupled fluvial and hillslope sediment transport. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B6, p. 1–16, 2003.

SINGH, A.; FIENBERG, K.; JEROLMACK, D. J.; MARR, J.; FOUFOULA-GEORGIU, E. Experimental evidence for statistical scaling and intermittency in sediment transport rates. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 114, n. 1, 2009a.

SMART, G. M.; DUNCAN, M. J.; WALSH, J. M. Relatively Rough Flow Resistance Equations. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 128, n. 6, p. 568–578, 2002.

SPITERI, L.; STEVENS, D. T. Landscape Diversity and Protection in Malta. . p.359–372, 2019.

STOPS, M. W.; SULLIVAN, P. L.; PELTIER, E.; YOUNG, B.; BROOKFIELD, A. E. Tracking the hydrologic response of agricultural tile outlet terraces to storm events. **Agricultural Water Management**, v. 263, p. 107382, 2022.

STRICKLER, A. **Contributions to the question of a velocity formula and roughness data for streams, channels and closed pipelines (Beiträge zur**

**Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen**). Bern, Switzerland, 1923.

TAKKEN, I.; BEUSELINCK, L.; NACHTERGAELE, J.; et al. **Spatial evaluation of a physically-based distributed  $\check{z}$  / erosion model LISEM**. 1999.

TAKKEN, I.; GOVERS, G.; JETTEN, V.; et al. The influence of both process descriptions and runoff patterns on predictions from a spatially distributed soil erosion model. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 2, p. 213–229, 2005.

TAKKEN, I.; JETTEN, V.; GOVERS, G.; NACHTERGAELE, J.; STEEGEN, A. **The effect of tillage-induced roughness on runoff and erosion patterns**. 2001.

TEDLA, M. G.; CHO, Y.; JUN, K. Flood mapping from dam break due to peak inflow: A coupled rainfall–runoff and hydraulic models approach. **Hydrology**, v. 8, n. 2, 2021.

THOMAS, M. A.; MIRUS, B. B.; COLLINS, B. D.; LU, N.; GODT, J. W. Variability in soil-water retention properties and implications for physics-based simulation of landslide early warning criteria. **Landslides**, v. 15, n. 7, p. 1265–1277, 2018.

THOMPSON, D. M. The velocity-reversal hypothesis revisited. **Progress in Physical Geography**, v. 35, n. 1, p. 123–132, 2011.

TIMBADIYA, P. V.; KRISHNAMRAJU, K. M. A 2D hydrodynamic model for river flood prediction in a coastal floodplain. **Natural Hazards**, 2022.

TIMBADIYA, P. V.; PATEL, P. L.; POREY, P. D. A 1D–2D Coupled Hydrodynamic Model for River Flood Prediction in a Coastal Urban Floodplain. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 20, n. 2, 2015.

VANMAERCKE, M.; PANAGOS, P.; VANWALLEGHEM, T.; et al. Measuring, modelling and managing gully erosion at large scales: A state of the art. **Earth-Science Reviews**, v. 218, p. 103637, 2021.

VARGAS, M. M.; BESKOW, S.; DE MELLO, C. R.; et al. Capability of LISEM to estimate flood hydrographs in a watershed with predominance of long-duration rainfall events. **Natural Hazards**, v. 109, n. 1, p. 593–614, 2021.

VIGIAK, O.; VAN LOON, E.; STERK, G. Modelling spatial scales of water erosion in the West Usambara Mountains of Tanzania. **Geomorphology**, v. 76, n. 1–2, p. 26–42, 2006.

WANG, L.; CUTHBERTSON, A. J. S.; ZHANG, S. H.; et al. Graded bed load transport in sediment supply limited channels under unsteady flow hydrographs. **Journal of Hydrology**, v. 595, 2021.

WANG, L.; YAN, H.; WANG, X. W.; et al. The potential for soil erosion control associated with socio-economic development in the hilly red soil region, southern China. **Catena**, v. 194, 2020. Elsevier B.V.

WANG, Y.; YANG, X. Sensitivity analysis of the surface runoff coefficient of HiPIMS in simulating flood processes in a large basin. **Water (Switzerland)**, v. 10, n. 3, 2018.

WIBERG, P. L.; SMITH, J. D. Velocity distribution and bed roughness in high-gradient streams. **Water Resources Research**, v. 27, n. 5, p. 825–838, 1991.

YAGER, E. M.; DIETRICH, W. E.; KIRCHNER, J. W.; MCARDELL, B. W. Prediction of sediment transport in step-pool channels. **Water Resources Research**, v. 48, n. 1, 2012.

YANG, C. T. Unit Stream Power Equation for Gravel. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 110, n. 12, p. 1783–1797, 1984.

YOCHUM, S. E.; BLEDSOE, B. P.; DAVID, G. C. L.; WOHL, E. Velocity prediction in high-gradient channels. **Journal of Hydrology**, v. 424–425, p. 84–98, 2012.

ZHANG, C.; XU, Y.; HASSAN, M. A.; XU, M.; HE, P. A combined approach of experimental and numerical modeling for 3D hydraulic features of a step-pool unit. **Earth Surface Dynamics**, v. 10, n. 6, p. 1253–1272, 2022.

ZHANG, YUE; WANG, Y.; ZHANG, YUNXIA; LUAN, Q.; LIU, H. Multi-scenario flash flood hazard assessment based on rainfall–runoff modeling and flood inundation modeling: a case study. **Natural Hazards**, v. 105, n. 1, p. 967–981, 2021.

ZIEMANN, D. R.; FIGUEIRÓ, A. S. Avaliação do Potencial Geoturístico no Território da Proposta Geoparque Quarta Colônia. **Geography Department University of Sao Paulo**, v. 34, p. 137, Universidade de Sao Paulo Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBiUSP. 2017.

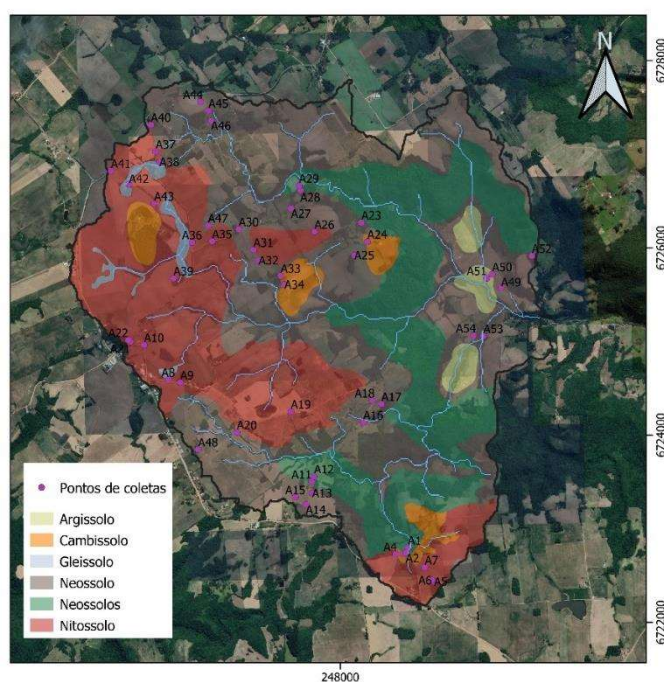
ZIMBONE, S. M.; VICKERS, A.; MORGAN, R. P. C.; VELLA, P. Field investigations of different techniques for measuring surface soil shear strength. **Soil Technology**, v. 9, n. 1–2, p. 101–111, 1996.

ZIMMERMANN, A.; CHURCH, M.; HASSAN, M. A. Step-pool stability: Testing the jammed state hypothesis. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 115, n. F2, 2010.

## APÊNDICE A - DETERMINAÇÃO DE PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DO SOLO

A caracterização das propriedades físicas do solo da bacia hidrográfica do Guarda mor foi determinada para 54 pontos de coletas (Figura 46). A quantidade de pontos de cada classe foi determinada seguindo uma ponderação de área de ocupação de tipos de solo e de uso dessa região. As informações resumidas da espacialização são apresentadas nas Tabela 27 e Tabela 28. Além da quantificação representativa dos usos, os pontos foram tomados buscando a amplitude dos valores do índice topográfico curvatura no perfil. Foram coletadas duas amostras de anéis metálicos em cada ponto com diâmetro aproximado de 60mm e altura aproximada de 35mm.

Figura 46 - Malha amostral para coleta de anéis volumétricos



Fonte: autor.

Tabela 27: Amostras do horizonte A

Tipo	Número de anéis	Número de pontos
Argissolo	4	2
Cultivo	2	1
Floresta	2	1
Cambissolo	8	4
Cultivo	3	1
Estrada	1	1
Pastagem	4	2
Gleissolo	2	1
Floresta	2	1
Neossolo	12	6
Cultivo	4	2
Floresta	4	2
Pastagem	4	2
Neossolo Litólico	47	23
Cultivo	19	9
Floresta	20	10
Pastagem	8	4
Nitossolo	37	18
Cultivo	25	12
Estrada	2	1
Floresta	6	3
Pastagem	4	2
Total	110	54

Fonte: autor

Tabela 28: Amostras de horizontes B.

Tipo	Número de anéis	Número de amostras	Profundidades
Argissolo	2	1	
Cultivo	2	1	85 a 88
Cambissolo	2	1	
Cultivo	2	1	60 a 63
Gleissolo	2	1	
Floresta	2	1	72 a 75
Nitossolo	6	3	
Cultivo	4	2	85 a 88
Floresta	2	1	
Total	12	6	

Fonte: autor.

Os anéis foram alocados no solo com o uso de um extrator de amostras indeformadas e martelo. Para as camadas superficiais, os anéis foram alocados na superfície do terreno contemplando a profundidade do anel (0 a 3 cm, aproximadamente). Para os horizontes subsuperficiais, as amostras foram coletadas em um local ligeiramente abaixo de onde apresentavam-se a mudança textural dos horizontes B de cada classe de solo.

#### PROCESSOS PARA DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA (K<sub>S</sub>)

Por definição, a condutividade hidráulica saturada é a relação entre a carga hidráulica e a velocidade de percolação pelo solo. A determinação da K<sub>s</sub> é estimada por meio do cálculo de percolação da amostra indeformada e saturada pela aplicação de uma carga de água constante. Método das amostras com estruturas indeformada, que determina a K<sub>s</sub> pela equação (17):

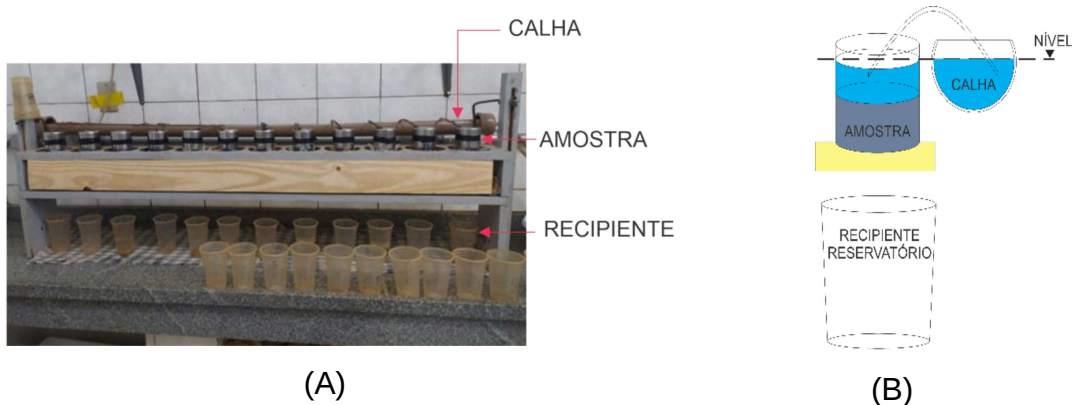
$$K_s = \frac{Qv.L}{A.H.t} \quad (17)$$

Sendo K<sub>s</sub> a condutividade hidráulica do solo saturado (mm.h<sup>-1</sup>); Q volume de água percolado na amostra de solo contida no anel (ml), L a altura do anel preenchido com solo (mm); A área da secção transversal do anel do cilindro em (mm<sup>2</sup>); t =tempo (s); H a carga constante (mm).

O experimento foi conduzido sobre uma estrutura que permite a aplicação de uma carga constante sob múltiplas amostras (Figura 47). A água percolada na amostra é coletada em recipientes de armazenagem para então ser mensurado o valor de Qv. O valor de t foi pré-selecionado para 15 minutos, sendo que amostras com baixa permeabilidade foram submetidas a 30 minutos de ensaio. O volume de água percolado foi recolhido por um recipiente reservatório para ser conduzido a uma proveta para mensuração de volume, sendo tomada uma medida volumétrica apenas quando apresentada constância entre duas medidas. Após a mensuração do volume escoado, das medidas do tamanho do anel e da altura da carga hidráulica, os valores de K<sub>s</sub> foram calculados pela equação (17).



Figura 47: (A) bancada para determinação de  $K_s$ . (B) esquema de funcionamento da bancada de teste.



Fonte: autor.

Os dados observados de  $K_s$  foram conduzidos para análise de importância para verificar os melhores preditores entre informações de relevo, mapa de uso do solo e tipo de solo.

#### PROCESSOS PARA DETERMINAÇÃO DA POROSIDADE TOTAL DO SOLO, DENSIDADE E CURVAS DE RETENÇÃO DE ÁGUA

Após a determinação de  $K_s$ , as amostras de anéis metálicos foram conduzidas para determinação de propriedades físicas de massa-volume. As amostras previamente saturadas pelo processo de determinação de  $K_s$  foram conduzidas para a pesagem para a determinação da umidade volumétrica saturada. O valor de umidade volumétrica saturada é sinônimo da porosidade do solo. A densidade do solo também foi calculada com a finalidade de evidenciar a relação dessa propriedade com fatores espaciais na análise de importância.

As curvas de retenção de água de baixo potencial (até 100 cm) foram construídas por meio da variação da tensão em mesa de tensão de areia (Figura 48). A amostra é submetida às tensões da mesa até que essas atinjam o equilíbrio hidráulico, ou seja, até cessar a drenagem retida nos poros com força menor ao potencial aplicado. Quando o equilíbrio foi estabelecido, a umidade da amostra foi determinada por gravimetria. Dessa forma, a umidade foi determinada por pesagens ao fim do escoamento nas tensões de 60 e 100 cm.

Na sequência da análise de baixo potencial matricial, as amostras foram submetidas a uma tensão de 1 bar (aproximadamente 1019 cm) na câmara de Richards até cessar o fluxo de água das amostras. Tendo cessado o fluxo de água do equipamento a umidade das amostras foi determinada por gravimetria.

Figura 48 - Amostras na coluna de tensão (A) e câmara de Richards(B).



Fonte: autor.

Sendo determinada a umidade volumétrica retida nas tensões de 60cm, 100cm e 1019,17cm, foram construídas as curvas de retenção de água agrupando todos os pontos de uma classe para geração das curvas de retenção de água para classe de solo e uso de solo realizada pelo ajuste do modelo de van Genuchten (1980) (Equação (18)). Essa equação representa duas assíntotas determinadas pelo conteúdo de água do solo correspondente a saturação ( $\theta_s$ ) e ao conteúdo residual ( $\theta_r$ ), e um ponto de inflexão entre os platôs definido pelos parâmetros empíricos de ajuste do modelo ( $a$ ,  $n$  e  $m$ ) (Carducci et al., 2011).

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{(1 + (a|\Psi|)^n)^m} \quad (18)$$

O ajuste da equação é elaborado pela diferença mínima entre a distribuição da energia de sucção e a umidade observadas pelas análises

laboratoriais. Como  $m$  está sujeito à condição de  $1 - 1/n$ , o ajuste multivariado da Equação (18) se dá pela otimização dos parâmetros  $\theta_s, \theta_r$  e  $n$  com a entrada de  $\theta$  para o menor erro de  $\Psi_m$  entre observado e calculado pelo modelo. Isso foi feito por meio da linguagem de programação R, pela operação da função *optim* do pacote base *Stats*. A função *optim* encontra o valor das variáveis  $\theta_s, \theta_r, n$  para minimizar o valor da soma dos desvios quadráticos (SQR) entre o valor de  $\theta$  observado no procedimento laboratorial e o calculado iterativamente pela Equação (19). Ao final do ajuste, a curva de sucção matricial é apresentada no formato da Equação, com os valores de  $\theta_s, \theta_r, n$  ajustados.

$$|\Psi| = \frac{\left[ \left( \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{1/n}}{a} \quad (19)$$

O ajuste das curvas de retenção de água retorna, além da distribuição da umidade em relação a sucção matricial o valor de porosidade pelo ajuste de  $\theta_s$  de cada classe de dados agrupados. Dessa forma, essa variável será especializada seguindo a análise de importância da  $K_s$  e Densidade do solo, confiando que essas propriedades tenham relações quantitativas com  $\Psi$ .

## ESTATÍSTICA BÁSICA E ANÁLISE DE IMPORTÂNCIA

Foram calculados os valores da média e mediana de  $K_s$  considerando os agrupamentos dos valores de tipos de solo e de uso. Assim como os valores de densidade do solo são apresentados para esses agrupamentos considerando a média e a mediana de cada classe.

Para a determinação de uma relevância espacial foi realizado uma análise de importância da predição estatística de fatores espaciais. Isso foi feito por meio da criação de um modelo preditivo das propriedades  $K_s$  e porosidade do solo com as variáveis de predição formadas pelas informações de tipo de uso, tipo de solo e índices topográficos.

A  $K_s$  e porosidade formaram as variáveis alvos de modelos Random Forrest que utilizou dados discretos de índices topográficos calculados a partir do MDE (Aspect, área acumulada, comprimento da inclinação, Concavidade,

Convexidade, Curvatura do declive, Curvatura em declive, Curvatura local do declive, Curvatura local em subida, valores absolutos do MDE, Fluxo acumulado, Curvatura Geral, índice de balanço de massa, Curvatura local, Curvatura Longitudinal, Fator LS (RUSLE), Curvatura máxima, Curvatura Mínima, Planicidade multi-resolução superior do topo (MRRTF), Planicidade multi-resolução do fundo do vale (MRVBF), Distância em relação ao cume, Altura normalizada, Curvatura no plano, Curvatura do Perfil, declividade, Curvatura tangencial, Curvatura total, índice de posição topográfica, Curvatura tangencial, índice de rugosidade topográfica (TRI) e índice de umidade topográfica (TWI) e Profundidade do vale) e os fatores (valores numéricos de referência que representam uma classe do mapa) dos mapas de uso e tipo do solo. O modelo Randon forrest foi criado com 1000 árvores de decisão e 10 níveis para ajuste de cada parâmetro do treinamento.

Após a geração do modelo, a análise de importância da árvore de decisão é calculada para a função ajustada. A análise de importância informa, de maneira normalizada, as variáveis preditoras de maior impacto para conversão da variável alvo: atribui um índice de valor 100 para a variável mais importante relativizando as outras variáveis. De modo geral, a análise permite determinar o mapa base por apresentar os melhores preditores de um modelo ajustado, sendo que o maior grau de importância representa o atributo espacial mais influente.

## RESULTADOS DE ANÁLISE PARA DETERMINAÇÃO DE PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DO SOLO

Os valores de  $D_s$ ,  $\theta$  em função das diferentes  $\Psi$  e  $K_s$  são apresentadas na Tabela 29, de modo que a média de cada propriedade é apresentada a cada última linha das amostras que a compõem.

Tabela 29- Dados de Ds, UvSat, Uv 60cm, Uv 100 cm, Uv(1 Bar), Ks determinados por procedimento laboratorial para os 54 pontos amostrados.

Id	Densidade		Retenção de água				Condutividade		Características			Coordenadas		
	Ds (g/cm <sup>3</sup> )	Média (g/cm <sup>3</sup> )	UvSat m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv60 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv100 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv1Bar m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Ks mm/h	Média mm/h	Uso	Classe	P (cm)	Hz	Long	Lat
A1A	1,100		0,578	0,512	0,490	0,366	9,20		P	RR+RL	5	A	-29,5994	-53,5945
A1B	1,203	1,151	0,543	0,494	0,476	0,342	6,61	7,91	P	RR+RL	5	A		
A2A	1,040		0,596	0,541	0,515	0,411	6,34		F	RL	5	A	-29,5999	-53,5947
A2B	1,106	1,073	0,594	0,478	0,456	0,361	50,01	28,18	F	RL	5	A		
A3A	1,082		0,580	0,517	0,493	0,379	7,28		P	Cx	5	A	-29,5999	-53,5951
A3B	1,133	1,108	0,564	0,508	0,487	0,357	102,20	54,74	P	Cx	5	A		
A4A	1,002		0,589	0,442	0,419	0,327	36,60		P	RL	5	A	-29,5999	-53,5959
A4B	1,110	1,056	0,588	0,507	0,487	0,356	11,12	23,86	P	RL	5	A		
A5B	1,189		0,510	0,464	0,456	0,401	0,09		F	Nv	5	A	-29,6027	-53,5917
A5A	1,134	1,161	0,588	0,542	0,534	0,458	2,72	1,40	F	Nv	5	A		
B5B	0,990		0,591	0,380	0,367	0,310	177,07		F	Nv	5	AB		
B5A	1,071	1,030	0,569	0,374	0,358	0,309	4,34	90,71	F	Nv	5	AB		
A6A	1,474		0,467	0,418	0,405	0,350	5,80		C	Nv	5	A	-29,6025	-53,5919
A6B	1,565	1,519	0,411	0,379	0,367	0,316	0,04	2,92	C	Nv	5	A		
B6B	1,282		0,494	0,415	0,405	0,378	3,47		C	Nv	80	B		
B6A	1,382	1,332	0,496	0,461	0,455	0,432	2,87	3,17	C	Nv	80	B		
A7B	1,423		0,439	0,409	0,398	0,348	1,38		C	Nv	5	A	-29,6013	-53,5927
A7A	1,427	1,425	0,481	0,440	0,428	0,351	0,41	0,90	C	Nv	5	A		
B7A	1,409		0,478	0,436	0,432	0,413	0,82		C	Nv	95	B		
B7B	1,469	1,439	0,479	0,446	0,441	0,419	55,06	27,94	C	Nv	95	B		
A8B	1,307		0,510	0,439	0,422	0,347	12,09		P	Nv	5	A	-29,5826	-53,6205
A8A	1,316	1,312	0,535	0,489	0,471	0,389	3,74	7,92	P	Nv	5	A		

Tabela 29 - Dados de Ds, UvSat, Uv 60cm, Uv100 cm, Uv (1 Bar), Ks determinados por procedimento laboratorial para os 54 pontos amostrados,

Id	Ds (g/cm <sup>3</sup> )	Média (g/cm <sup>3</sup> )	UvSat m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv60 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv100 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv1Bar m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Ks mm/h	Média mm/h	Uso	Classe	P (cm)	HZ	Long	Lat
A9B	1,203		0,547	0,483	0,470	0,386	18,10		P	Nv	5	A	-29,5829	-53,6192
A9A	1,340	1,272	0,522	0,485	0,476	0,401	7,17	12,64	P	Nv	5	A		
A10A	1,367		0,525	0,485	0,483	0,470	7,61		E	Nv	5	A	-29,5792	-53,6231
A10B	1,387	1,377	0,496	0,477	0,474	0,460	0,00	3,81	E	Nv	5	A		
A11B	1,255		0,649	0,601	0,580	0,465	5,14		P	Nv	5	A	-29,5928	-53,6050
A11A	1,100	1,177	0,624	0,440	0,420	0,327	526,29	265,71	P	Nv	5	A		
A12B	1,319		0,483	0,438	0,423	0,368	1,03		C	Nv	5	A	-29,5923	-53,6047
A12A	1,355	1,337	0,541	0,505	0,493	0,414	2,52	1,78	C	Nv	5	A		
A13B	1,053		0,575	0,490	0,465	0,365	13,11		F	RL	5	A	-29,5939	-53,6049
A13A	1,073	1,063	0,582	0,500	0,478	0,392	65,78	39,45	F	RL	5	A		
A14A	1,332		0,496	0,465	0,450	0,370	1,32		C	RL	5	A	-29,5950	-53,6056
A14B	1,732	1,532	0,569	0,530	0,512	0,440	158,64	79,98	C	RL	5	A		
A15B	1,376		0,456	0,414	0,400	0,336	0,43		C	RL	5	A	-29,5942	-53,6068
A15A	1,413	1,395	0,437	0,411	0,398	0,332	0,43	0,43	C	RL	5	A		
A16B	1,034		0,656	0,542	0,521	0,397	72,02		P	RL	5	A	-29,5872	-53,5991
A16A	1,032	1,033	0,612	0,544	0,530	0,407	2,02	37,02	P	RL	5	A		
A17B	0,907		0,644	0,525	0,491	0,405	419,08		F	RR+RL	5	A	-29,5854	-53,5970
A17A	0,896	0,901	0,647	0,501	0,476	0,320	15,70	217,39	F	RR+RL	5	A		
A18B	1,431		0,479	0,401	0,388	0,336	10,35		C	RL	5	A	-29,5851	-53,5981
A18A	1,480	1,456	0,458	0,384	0,372	0,322	22,61	16,48	C	RL	5	A		
A19A	1,338		0,472	0,411	0,400	0,343	13,10		C	Nv	5	A	-29,5860	-53,6071
A19B	1,307	1,322	0,522	0,395	0,381	0,325	146,35	79,72	C	Nv	5	A		
A20B	1,143		0,574	0,441	0,425	0,341	113,16		C	RL	5	A	-29,5879	-53,6131
A20A	1,185	1,164	0,571	0,469	0,453	0,374	22,87	68,02	C	RL	5	A		
A21A	1,226		0,530	0,426	0,411	0,343	67,57		C	Nv	5	A	-29,5789	-53,6246

Tabela 29 - Dados de Ds, UvSat, Uv 60cm, Uv 100 cm, Uv (1 Bar), Ks determinados por procedimento laboratorial para os 54 pontos amostrados,

Id	Ds (g/cm <sup>3</sup> )	Média (g/cm <sup>3</sup> )	UvSat m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv60 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv100 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv1Bar m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Ks mm/h	Média mm/h	Uso	Classe	P (cm)	HZ	Long	Lat
A21B	1,267	1,246	0,509	0,422	0,406	0,323	18,25	42,91	C	NV	5	A		
A22A	0,828		0,695	0,498	0,466	0,353	467,66		F	NV	5	A	-29,5787	-53,6248
A22B	0,993	0,911	0,613	0,432	0,407	0,322	393,63	430,64	F	NV	5	A		
A23B	0,979		0,651	0,425	0,405	0,321	140,36		F	RL	5	A	-29,5679	-53,5988
A23A	1,151	1,065	0,529	0,439	0,419	0,292	10,47	75,42	F	RL	5	A		
A24A	1,482	1,482	0,495	0,409	0,394	0,297	22,84	22,84	E	Cx	5	A	-29,5698	-53,5982
A25A	0,977		0,559	0,406	0,379	0,301	23,76		F	RL	5	A	-29,5711	-53,5997
A25B	0,921	0,949	0,597	0,399	0,373	0,288	342,81	183,29	F	RL	5	A		
A26A	1,384		0,443	0,415	0,404	0,328	3,78		C	NV	5	A	-29,5687	-53,6040
A26B	1,497	1,441	0,416	0,385	0,376	0,317	2,63	3,20	C	NV	5	A		
A27A	0,949		0,626	0,454	0,422	0,308	74,11		F	RL	5	A	-29,5664	-53,6065
A27B	0,994	0,972	0,616	0,435	0,409	0,293	112,94	93,53	F	RL	5	A		
A28A	1,371		0,404	0,333	0,314	0,224	5,29		F	RR+RL	5	A	-29,5647	-53,6055
A28B	1,301	1,336	0,539	0,440	0,426	0,291	16,67	10,98	F	RR+RL	5	A		
A29A	1,327		0,474	0,410	0,395	0,342	8,78		C	RR+RL	5	A	-29,5642	-53,6056
A29B	1,342	1,334	0,519	0,454	0,440	0,386	0,18	4,48	C	RR+RL	5	A		
A30A	0,724		0,744	0,437	0,403	0,285	817,46		F	RL	5	A	-29,5683	-53,6124
A30B	0,774	0,749	0,717	0,400	0,366	0,252	1052,02	934,74	F	RL	5	A		
A31A	1,321		0,489	0,447	0,441	0,353	2,46		C	NV	5	A	-29,5703	-53,6108
A31B	1,362	1,341	0,500	0,426	0,417	0,361	1,73	2,10	C	NV	5	A		
A32A	1,261		0,508	0,416	0,399	0,323	2,71		C	RL	5	A	-29,5713	-53,6102
A32B	1,199	1,230	0,534	0,388	0,370	0,279	15,04	8,87	C	RL	5	A		
A33B	1,240		0,488	0,445	0,436	0,373	5,24		C	Cx	5	A	-29,5729	-53,6079
A33A	1,299	1,269	0,504	0,459	0,452	0,407	0,39	2,82	C	Cx	5	A		
B33B	1,118		0,558	0,495	0,485	0,445	2,22		C	Cx	60	B		

Tabela 29 - Dados de Ds, UvSat, Uv 60cm, Uv 100 cm, Uv (1 Bar), Ks determinados por procedimento laboratorial para os 54 pontos amostrados,

Id	Ds (g/cm <sup>3</sup> )	Média (g/cm <sup>3</sup> )	UvSat m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv60 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv100 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv1Bar m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Ks mm/h	Média mm/h	Uso	Classe	P (cm)	HZ	Long	Lat
B33A	1,142	1,130	0,551	0,463	0,452	0,392	2,89	2,56	C	Cx	60	B		
A34A	1,099		0,635	0,517	0,495	0,389	13,26		P	Cx	5	A	-29,5737	-53,6075
A34B	1,390	1,245	0,470	0,439	0,435	0,420	0,35	6,80	P	Cx	5	A		
A35A	1,287		0,483	0,372	0,353	0,284	31,38		C	Nv	5	A	-29,5694	-53,6153
A35B	1,363	1,325	0,459	0,378	0,359	0,275	10,48	20,93	C	Nv	5	A		
B34A	1,360		0,499	0,417	0,405	0,334	33,02	21,75	P	Cx	65	B		
B34B	1,469	1,415	0,450	0,442	0,439	0,426	0,49	16,76	C	Nv	65	B		
A36A	1,178		0,591	0,451	0,434	0,371	248,85		C	Nv	5	A	-29,5695	-53,6175
A36B	1,164	1,171	0,586	0,444	0,429	0,361	209,77	229,31	C	Nv	5	A		
A37B	1,485		0,450	0,389	0,380	0,337	145,03		C	Nv	5	A	-29,5606	-53,6213
A37A	1,480	1,483	0,477	0,432	0,419	0,371	5,68	75,36	C	Nv	5	A		
A38B	1,252		0,542	0,447	0,432	0,359	818,75		F	Nv	5	A	-29,5617	-53,6209
A38A	1,385	1,318	0,497	0,424	0,405	0,331	48,08	433,41	F	Nv	5	A		
A39A	1,500		0,461	0,388	0,374	0,310	3,74		C	Nv	5	A	-29,5729	-53,6197
A39B	1,500	1,500	0,432	0,379	0,368	0,306	3,76	3,75	C	Nv	5	A		
A40B	1,218		0,421	0,237	0,224	0,171	264,56		F	RL	5	A	-29,5581	-53,6218
A40A	1,191	1,204	0,528	0,344	0,331	0,276	814,35	539,45	F	RL	5	A		
A41B	1,234		0,550	0,423	0,409	0,349	89,51		C	Nv	5	A	-29,5624	-53,6263
A41A	1,462	1,348	0,497	0,434	0,418	0,365	2,09	45,80	C	Nv	5	A		
A42B	0,764		0,757	0,390	0,367	0,288	4959,06		F	Gx	5	A	-29,5637	-53,6243
A42A	1,062	0,913	0,610	0,390	0,369	0,283	228,59	2593,83	F	Gx	5	A		
B42A	1,155		0,553	0,480	0,461	0,366	25,00		F	Gx	72	B		
B42B	1,163	1,159	0,557	0,451	0,437	0,344	20,57	22,79	F	Gx	72	B		
A43B	1,421		0,496	0,438	0,427	0,382	5,38		C	Nv	5	A	-29,5657	-53,6216
A43A	1,436	1,429	0,476	0,449	0,440	0,396	3,70	4,54	C	Nv	5	A		



Tabela 29 - Dados de Ds, UvSat, Uv 60cm, Uv 100 cm, Uv (1 Bar), Ks determinados por procedimento laboratorial para os 54 pontos amostrados,

Id	Ds (g/cm <sup>3</sup> )	Média (g/cm <sup>3</sup> )	UvSat m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv60 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv100 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Uv1Bar m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Ks mm/h	Média mm/h	Uso	Classe	P (cm)	HZ	Long	Lat
A44B	1,473		0,456	0,399	0,387	0,318	3,56		C	RL	5	A	-29,5560	-53,6163
A44A	1,544	1,508	0,422	0,388	0,378	0,327	2,02	2,79	C	RL	5	A		
A45B	0,972		0,652	0,496	0,475	0,342	29,78		F	RL	5	A	-29,5568	-53,6154
A45A	1,010	0,991	0,641	0,469	0,452	0,355	291,27	160,53	F	RL	5	A		
A46B	1,163		0,575	0,474	0,449	0,351	64,46		P	RL	5	A	-29,5578	-53,6151
A46A	1,252	1,208	0,574	0,503	0,482	0,387	21,27	42,86	P	RL	5	A		
A47A	1,249		0,570	0,455	0,435	0,337	5,88		C	RL	5	A	-29,5679	-53,6157
A47C	1,239		0,537	0,422	0,400	0,303	35,17		C	RL	5	A		
A47B	1,131	1,207	0,584	0,457	0,423	0,319	33,66	24,90	C	RL	5	A		
A48A	1,384		0,507	0,413	0,401	0,340	519,40		C	RL	5	A	-29,5894	-53,6174
A48B	1,560	1,472	0,416	0,387	0,380	0,338	1,76	260,58	C	RL	5	A		
A49A	1,286		0,540	0,335	0,307	0,226	225,27		C	RL	5	A	-29,5745	-53,5836
A49B	1,360	1,323	0,499	0,388	0,358	0,267	29,82	127,54	C	RL	5	A		
A50A	1,333		0,482	0,282	0,239	0,141	242,08		C	PAC	5	A	-29,5732	-53,5845
A50B	1,519	1,426	0,381	0,232	0,189	0,108	48,04	145,06	C	PAC	5	A		
B50A	1,367		0,441	0,260	0,238	0,169	281,85		C	PAC	85	B		
B50B	1,399	1,383	0,449	0,264	0,236	0,174	69,11	175,48	C	PAC	85	B		
A51A	0,992		0,611	0,328	0,294	0,207	709,46		F	PAC	5	A	-29,5736	-53,5851
A51B	0,936	0,964	0,668	0,359	0,324	0,237	840,31	774,88	F	PAC	5	A		
A52B	1,373		0,475	0,240	0,205	0,176	121,37		F	RL	5	A	-29,5715	-53,5801
A52A	1,459	1,416	0,423	0,203	0,171	0,105	63,87	92,62	F	RL	5	A		
A53A	0,998		0,641	0,367	0,333	0,233	489,21		F	RL	5	A	-29,5791	-53,5857
A53B	1,111	1,054	0,597	0,347	0,314	0,218	548,86	519,03	F	RL	5	A		
A54A	1,451		0,440	0,328	0,293	0,174	51,55		P	RL	5	A	-29,5790	-53,5867
A54B	1,501	1,476	0,442	0,291	0,253	0,153	56,99	54,27	P	RL	5	A		

## Análise estatística básica

Nas Tabela 30 e Tabela 31 são apresentados a estatística geral das propriedades Ks e Ds para os tipos de solo e uso da bacia hidrográfica.

Tabela 30 - Estatística básica para as variáveis Ks e Ds para os tipos de uso da bacia Guarda Mor

Uso	Ks				Ds			
	Média	D. Pad	Mediana	CV (%)	Média	D.Pad	Mediana	Cv (%)
Cultivo	50,21	71,67	16,48	142,75	1,368	0,111	1,348	8,094
Estrada	13,32	13,46	3,80	101,03	1,430	0,075	1,430	5,212
Floresta	419,34	626,43	183,2	149,38	1,061	0,177	1,054	16,668
Pastagem	51,37	77,65	37,02	151,14	1,204	0,132	1,192	10,930

Fonte: autor.

Tabela 31 - Estatística básica para as variáveis Ks e Ds em função dos tipos de solo

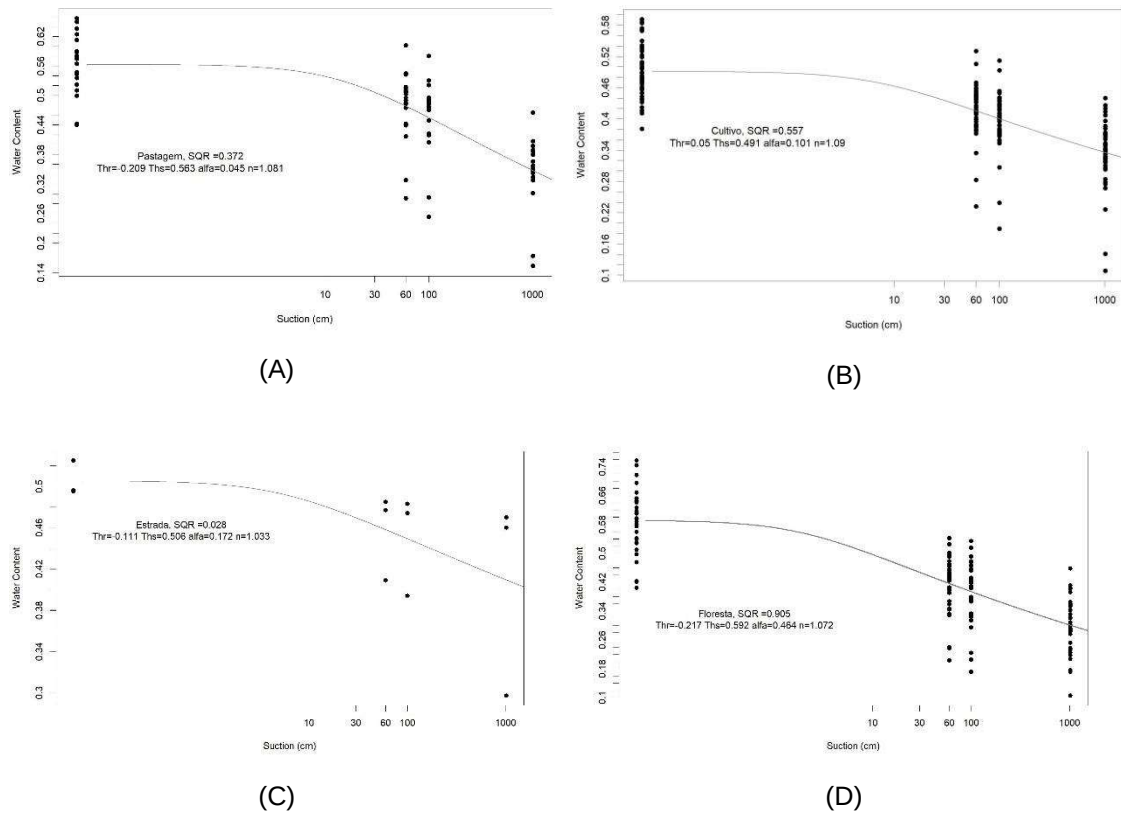
Tipo de Solo	Ks				Ds			
	Média	DP	Mediana	CV	Média	DP	Mediana	CV
Cx	111,51	19,90	14,82	17,84	1,247	0,149	1,257	0,120
Gx	2616,61	1818,00	2593,83	69,48	1,036	0,174	0,913	0,168
Nv	1807,32	129,62	10,28	7,17	1,318	0,146	1,331	0,111
PAC	1095,42	355,17	459,97	32,42	1,258	0,255	1,195	0,203
RL	3413,85	225,13	68,02	6,60	1,200	0,214	1,204	0,178
RR+RL	240,75	104,83	9,44	43,54	1,181	0,205	1,243	0,174

Fonte: autor.

## Curvas de retenção de água

A Figura 49 apresenta os valores da distribuição dos valores de  $\theta$  em função das diferentes  $\Psi$  e as curvas de retenção de água ajustadas para os diferentes tipos de uso na bacia hidrográfica.

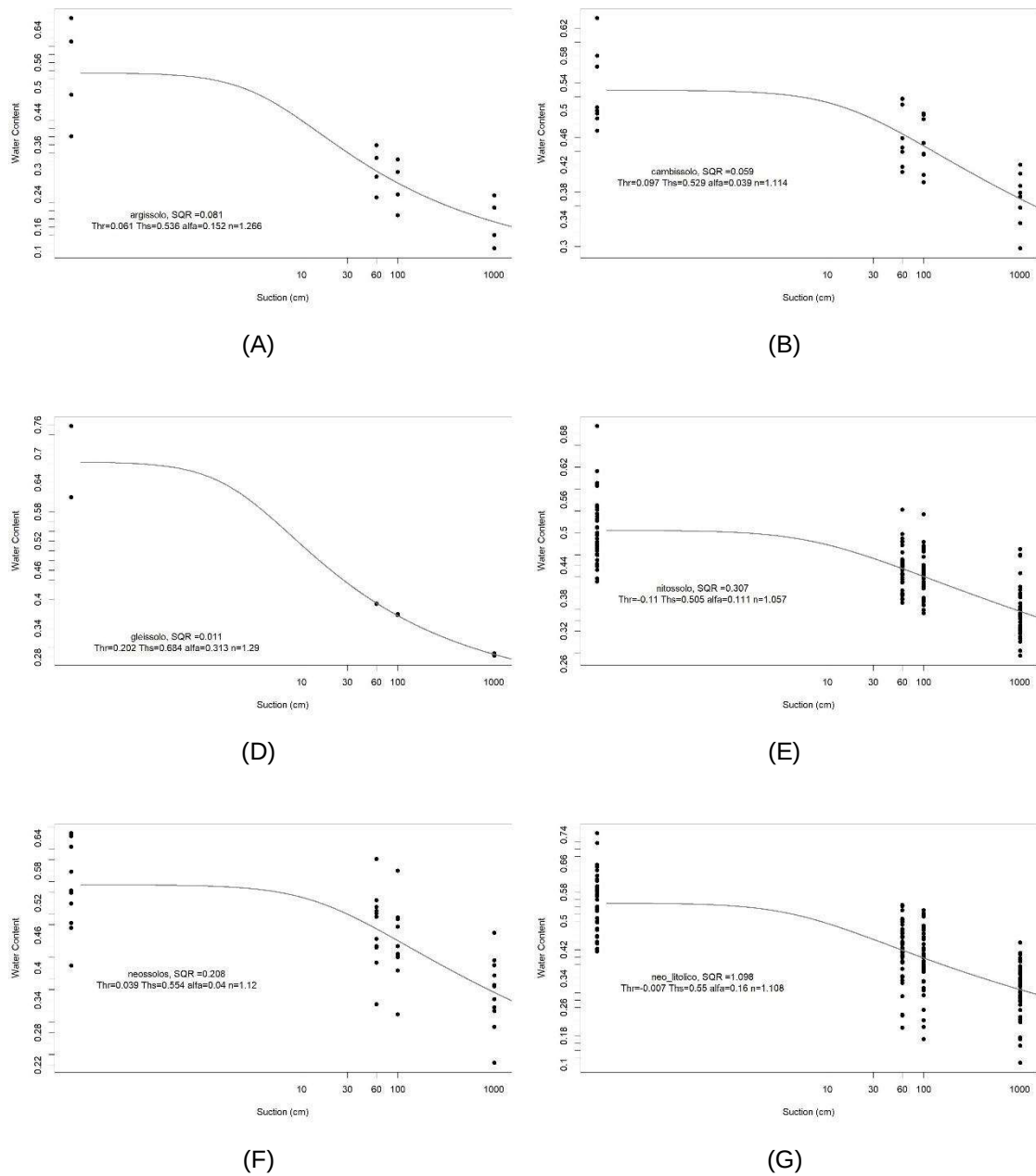
Figura 49 - A) CRA para pastagem, B) CRA para cultivo, C) CRA para estrada, D) CRA para Floresta, E) CRA combinada para os diferentes usos:



Fonte: autor.

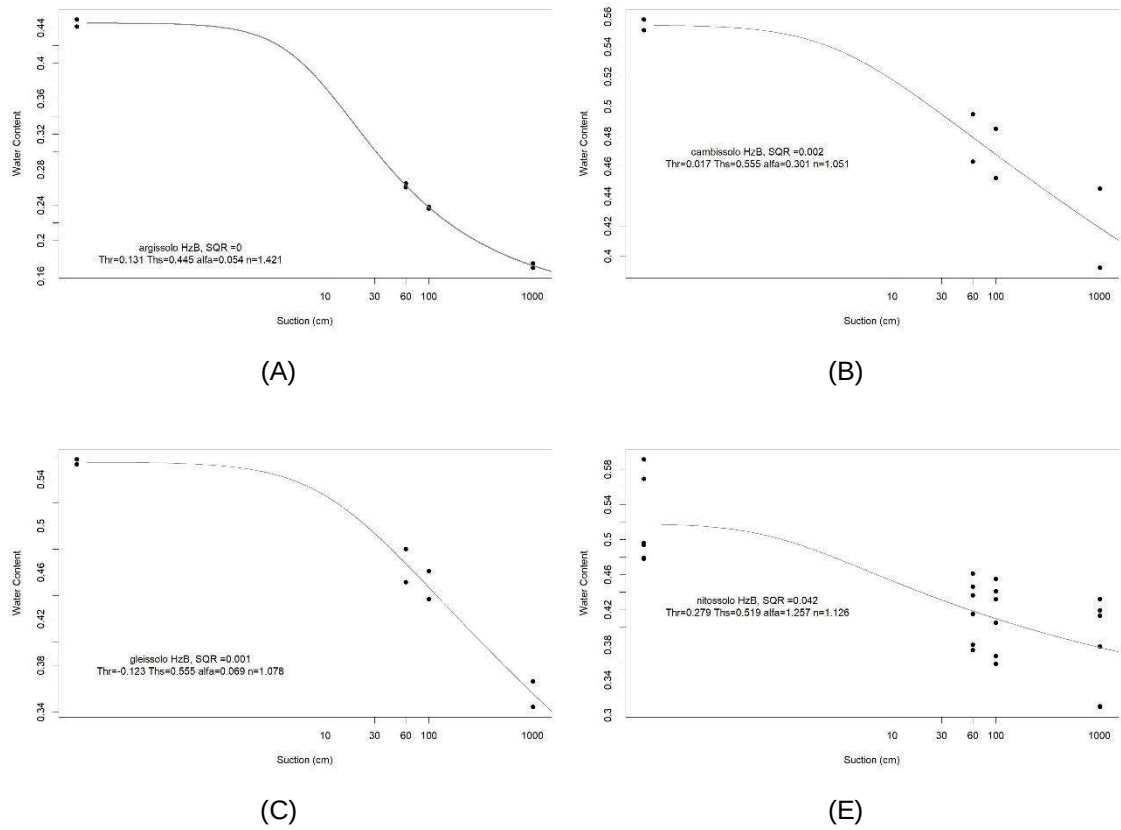
As CRA para os diferentes tipos de solo são apresentadas na Figura 50 (Horizontes superficiais) e Figura 51 (horizontes subsuperficiais). Na Figura 52 são apresentadas as CRAs sobrepostas.

Figura 50 - CRA para camada superficial de diferentes tipos de solo da bacia Guarda Mor:



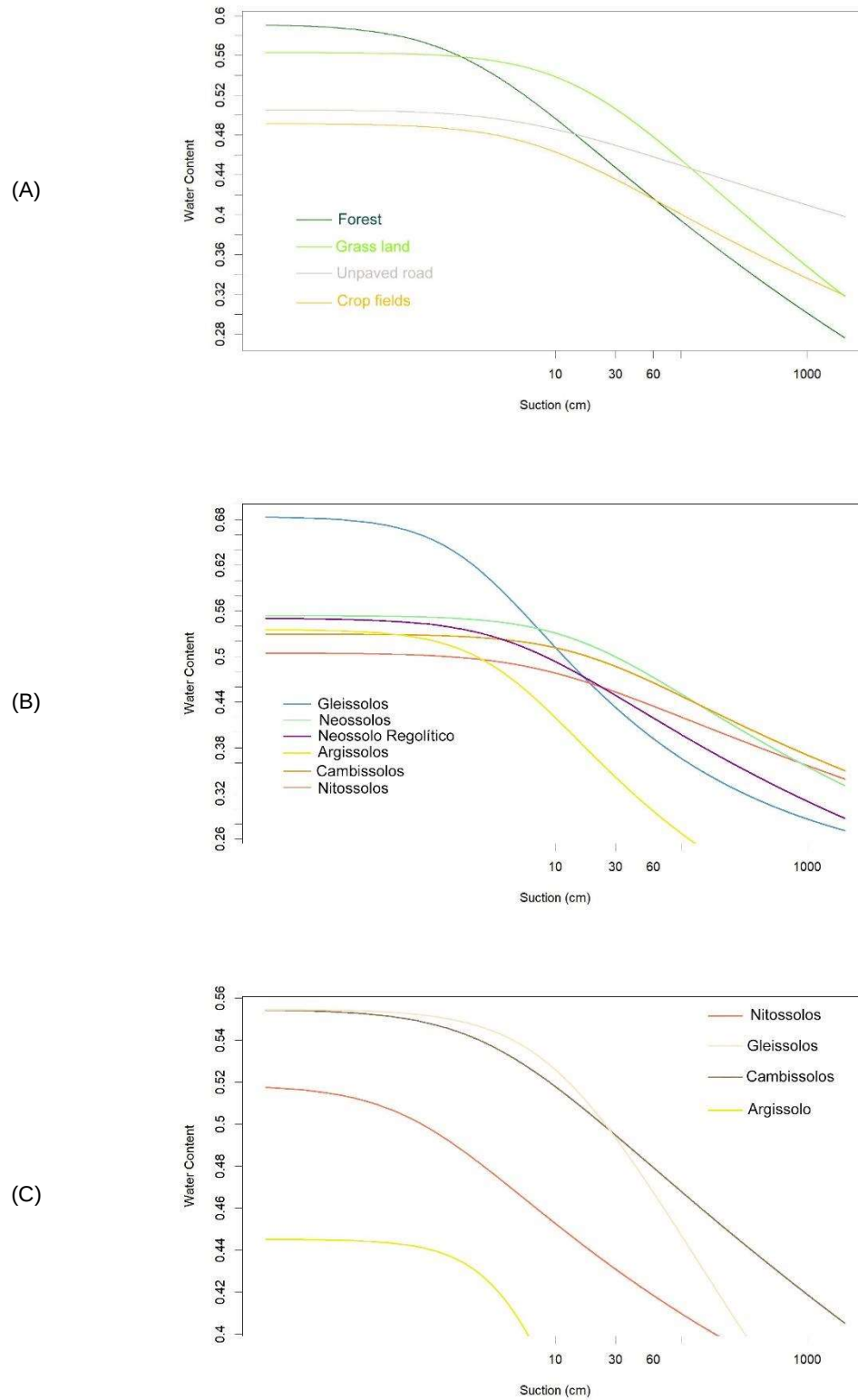
Fonte: Autor

Figura 51 - CRA para horizontes subsuperficiais na bacia Guarda Mor:



Fonte: autor.

Figura 52 - CRA combinadas A) CRA combinada para os diferentes usos do solo, B) CRA combinada do horizonte superficial para os diferentes tipos de solo e C) CRA combinada dos horizontes subsuperficiais para os diferentes tipos de solo



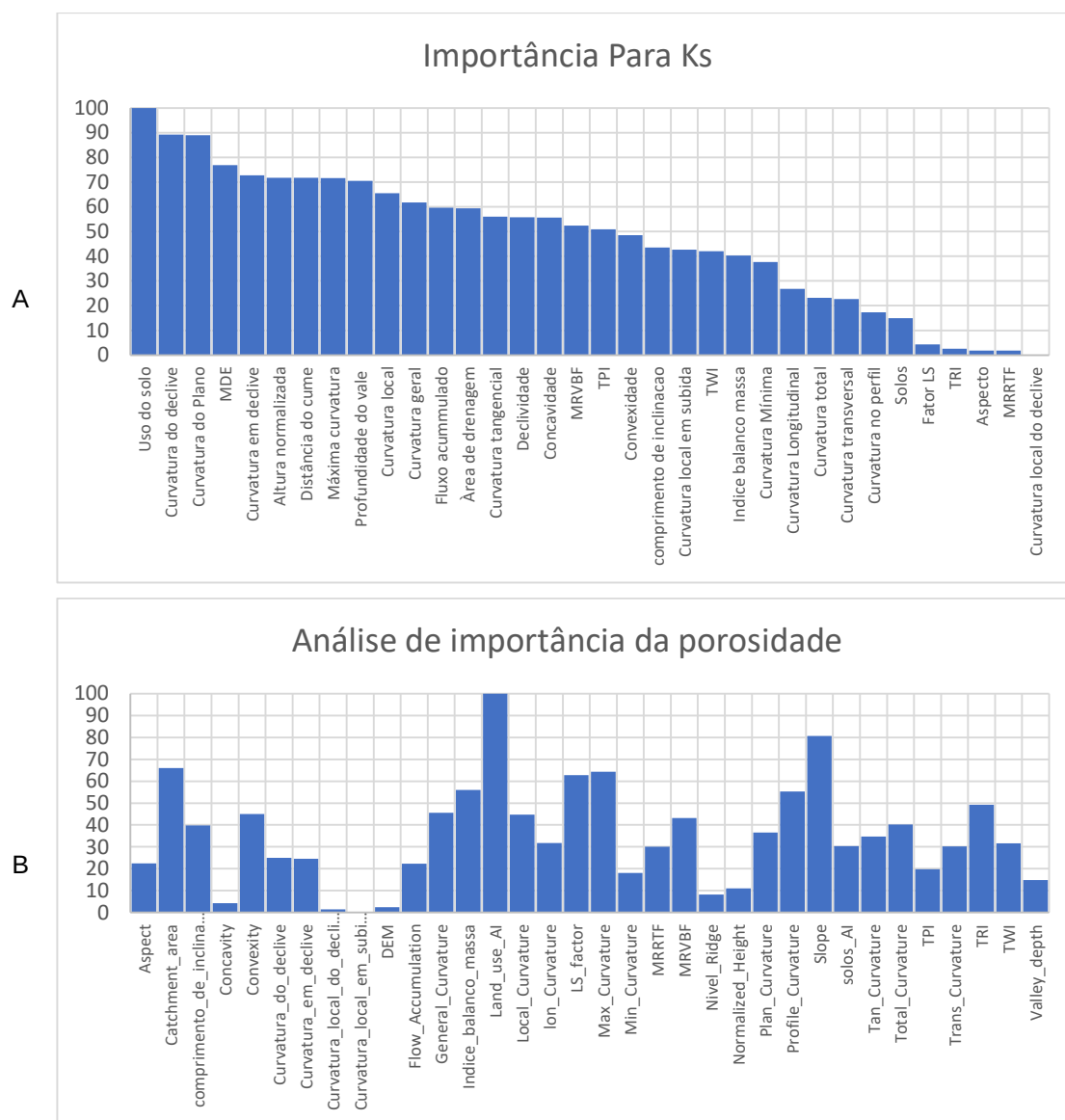
Fonte: autor.

### **Análise de importância**

O modelo Random Forrest calculado para a Ks com os preditores derivados do MDE e as informações de uso de solo e tipo de solo resultou em um erro quadrático médio ( $R^2$ ) de 0,89. Para o ajuste da porosidade o valor de  $R^2$  do modelo foi de 0,92.

O resultado da análise de importância é apresentado na Figura 53. É possível perceber que o valor de predição espacial mais influente do modelo estatístico para ambos os casos é o uso do solo, muito mais importante que o tipo de solo. Há uma série de valores de índices topográficos que influenciam na estimativa dos valores como Curvaturas máxima, no plano e no perfil, o próprio valor de altitude e a declividade.

Figura 53 - Resultado da análise de importância para (A) Ks e (B) porosidade.



Fonte: autor.



## APÊNCICE B: DETERMINAÇÃO DA COESÃO DO SOLO

A coesão dos solos foi determinada com o uso do instrumento Torvane aplicado ao solo saturado. O instrumento foi posicionado sobre o solo inicialmente saturado (com o uso de uma pisseta) para os mesmos locais de coletas de amostras indeformadas. Para compor um valor de amostra foram tomadas a média de cinco testes de revolução. A média dos valores pontuais determinados das amostras especializadas são apresentados na Tabela 32 Para compor o valor espacial, foi adotada a média dos valores separados por tipo de uso do solo, que são apresentados na Tabela 33.

Tabela 32 - Valores de coesão do solo em KPa para os testes com Torvane para o conjunto de amostras

Id Amostra	Coesão (Kpa)	Uso	Solo	Id Amostra	Coesão (Kpa)		
A7	22,36	C	NV	A32	9,22	C	RR
A9	30,20	P	NV	A33	17,46	C	Cx
A16	31,38	P	RR	A34	23,93	P	Cx
A17	13,34	F	RR	A35	14,32	C	NV
A18	26,87	C	RR	A36	27,07	C	NV
A19	17,65	C	NV	A37	32,56	C	NV
A20	1,07	C	RR	A38	27,46	F	NV
A21	34,72	C	NV	A39	31,38	C	NV
A22	1,84	F	NV	A40	27,65	F	RR
A23	1,86	F	RR	A41	21,18	C	NV
A24	25,01	E	Cx	A42	2,44	F	GL
A25	21,38	F	RR	A43	30,01	C	NV
A26	27,46	C	NV	A44	34,13	C	RR
A27	2,33	F	RR	A45	18,83	F	RR
A28	21,57	F	RR	A46	37,27	P	RR
A29	19,61	C	RR	A47	1,21	C	RR
A30	12,36	F	RR	A48	28,83	C	RR
A31	17,65	C	NV				

Tabela 33 - valores de coesão do solo (KPa) para as classes de uso e ocupação do solo:

Uso Do Solo	Média	Desvio Padrão	Coefficiente de variação	Mediana
Cultivo	21,83	10,15	0,47	22,36
Estrada	25,01	-	-	25,01
Floresta	13,73	10,34	0,75	13,34
Pastagem	30,69	5,47	0,18	30,79

## APÊNDICE C: ESTABILIDADE DE AGREGADOS PELO TESTE DE IMPACTO DE GOTAS

O modelo LISEM interpreta a resistência do agregado à ação da precipitação por meio de um modelo empírico calibrado por um teste padrão. Esse teste padrão refere-se a um número de pingos necessário para diminuir a massa de agregados em 50%.

O teste foi realizado em agregados umedecidos na mesa de tensão a 10cm. Foi utilizada uma bureta que era alimentada de água destilada por uma pisseta distante 1 m de altura em relação a peneira de 4mm, onde era posicionado o agregado. Cada amostra é composta por 20 agregados. O teste é finalizado quando o agregado passar na peneira de 4mm sendo anotado o número de pingos impactados sobre o agregado de cada subamostra.

O resultado do teste é apresentado na Tabela , sendo a média dos 20 testes executados sobre os agregados que compõem a amostra.

Tabela 34 - Resultado teste do pingômetro

Amostra	Solo	Uso	Média	Dp	CV (%)
A-38	Nv	F	1506,6	594,253	39,4
A-51	Pac	C	115,85	83,732	72,3
A-46	RR	P	402,65	221,889	55,1
A-3	Cx	P	263,35	235,448	89,4
A-44	RR	C	258,6	169,552	65,6
A-35	Nv	C	482,45	274,193	56,8

Fonte: autor.

## APÊNDICE D – DETERMINAÇÃO DO TAMANHO DE PARTÍCULAS DO SOLO E SEDIMENTOS

A distribuição de tamanho de partícula para um conjunto de amostras de solo e sedimento foi realizado no intuito de mensurar diâmetros relativos dos materiais erodíveis e erodidos na bacia hidrográfica do Guarda Mor. A distribuição foi determinada para um conjunto de amostras de sedimentos finos coletados em campanhas de amostragem no exutório da bacia hidrográfica (um total de quatro) e foi para amostras deformadas de solo coletas na campanha de determinação de parâmetros físico-hídricos (um total de seis amostras APÊNDICE A).

Primeiramente, as amostras foram submetidas a dispersão sônica com o uso de um Sonificador de Ponteira Ultrassônico. Os materiais de solos ou sedimentos foram dissolvidos em água destilada e aplicados uma energia de 200 J/ml em amostras de 100ml por aplicação do Sonificador Sonics Vibracell VCX 750 com ponteira modelo CV334 de 1/2 in. Após esse procedimento, as amostras foram encaminhadas para análise no granulômetro modelo Mastersizer 3000, Malvern instruments. Os parâmetros utilizados foram índice de refração de 1,33 para água destilada, faixa de obscuração de 10%, índice de refração da partícula de 1,457 para Sílica SiO<sub>2</sub>, índice de absorção 0,01 e densidade de 1mg.cm<sup>-3</sup>.

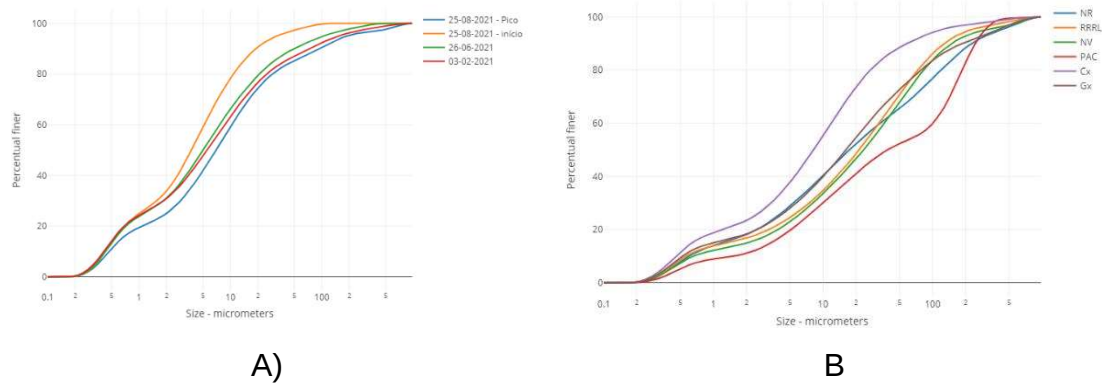
Tabela 35 - Referencial das amostras com granulometria determinadas.

Am. Solo	Fonte	Amostras Sedimentos	Fonte
RR	A-46	25-08-2021	Evento 20210825 - coletadas do dia, dia 25/08/2021 das 4:23 até às 21:04
RRRL	A-29	25-08-2021	Evento 20210825 – coletadas do dia 24/08/2021 às 11:45 até dia 25/08/2021 às 2:25
NV	A-38	26-06-2021	Evento 20210626 – coletas no dia 26/06/2021 das 13:00 até 15:35
PAC	A-51	03-02-2021	Evento 20210203 – coletada no dia 03/02/2021 das 13:00 até às 15:35
Cx	A-34		
Gx	A-42		

O instrumento retorna o percentual volumétrico contendo em cada fração de material fino. Foi elaborado a curva acumulada, representando o material

mais fino a um percentual volumétrico. As de distribuição de tamanho de partículas são apresentadas nas Figura 54 A para as amostras de solos e Figura 54 B para amostras de sedimentos.

Figura 54 - Distribuição do tamanho de partícula de superfície de solos (A) e de sedimentos(B)



Fonte: autor.

## APÊNDICE E: DETERMINAÇÃO DE TAMANHO AMOSTRAL DE MATERIAL DE LEITO

### PROCEDIMENTO AMOSTRAL

Para determinar o tamanho de partículas do leito, um estudo piloto foi dirigido para gerar uma distribuição granulométrica de partículas para a 1m<sup>2</sup> de área de leito e calcular os desvios associados a uma classe granulométrica de interesse. A coleta visou determinar essa distribuição para a camada superficial (exposta) e subsuperficial. As partículas de ambas as camadas foram coletadas manualmente sendo separadas no momento da amostragem, onde a camada superficial é coletada inicialmente, expondo a camada de subsuperfície que é coletada na sequência.

Visualmente, a distribuição espacial granulométrica do leito é pobremente sortida, sem uma aparente distinção de estruturas morfológicas na paisagem. Não há uma estratificação evidente, sendo o leito tratado como superficial e subsuperficial (ao invés de Armor Layer e subarmor layer, que requerem análise volumétrica). Por isso a técnica de amostragem superficial selecionada foi a *pebble count* por grade pois garante uma distribuição espacial apta a caracterizar a granulometria de um ambiente com alta variabilidade espacial com baixo desvios introduzidos pelo amostrador. A amostragem subsuperficial será a amostragem volumétrica.

Para estimar o tamanho mínimo da amostra para uma precisão predefinida, é importante ter uma estimativa aproximada do desvio padrão e classificação do material do leito. Assim, realizamos uma coleta no rio Guarda Mor para obter alguns valores de referência de D50, aspectos de forma das partículas (eixos a, b e c) e a frequência granulométrica. Os dados foram obtidos com uma única amostragem de uma área de amostragem de 1m<sup>2</sup> usando uma estrutura de ferro como referência espacial. A armação foi posicionada no topo do leito do rio e as partículas coletadas com a mão. O material superficial foi posicionado sobre uma lona plástica para o processo de secagem. Sequencialmente, a camada subsuperficial foi exposta e uma amostra volumétrica foi realizada com a tentativa de amostrar uma altura de 0,15 m sobre toda a área da estrutura de ferro. Da mesma forma que a amostragem superficial, as partículas foram separadas para o processo de secagem.

Após a secagem das partículas, os eixos a, b e c das partículas maiores (eixo b >11,3 mm) foram medidos com o uso de uma régua e a parte menor foi separada com o apoio de um gravelômetro. As partículas maiores foram pesadas em campo com precisão de 1g e as partículas menores foram molhadas em laboratório com precisão de 0,01g.

Os eixos a, b e c foram medidos usando uma régua. A classificação das partículas foi determinada pelo peso retido considerando o tamanho do eixo b para uma escala de  $0,5\Phi$  para partículas maiores que 16mm. O tamanho menor foi separado por gravelômetro em 2,4,8,11,3 mm. Para a camada subsuperficial, as partículas maiores que 16mm foram medidas com uma régua e as menores que 16mm foram peneiradas e calculado o peso retido em 8mm, 2mm, 1mm, 0,5mm, 0,25mm.

#### ANÁLISE DE CONTAGEM DE PARTÍCULAS PARA TAMANHO AMOSTRAL SUPERFICIAL

O tamanho da amostra foi determinado pela abordagem de distribuição multinomial (Petrie e Diplas 2000). Foi determinado o intervalo de confiança em torno de todas as classes de tamanho de partícula em uma curva de distribuição de frequência cumulativa dos dados do estudo piloto. Essa abordagem cria a possibilidade de definir o número de partículas pela relação entre o tamanho da amostra e o erro. O erro é calculado por um número de partículas pré-definido que se destinava à amostragem. A metodologia considera o número de partículas  $n$  necessário para garantir que um percentil de interesse  $p$  esteja dentro de um intervalo de confiança permitido,  $e_{\pm p}$  (erro percentual) e é calculado a partir da equação (20):

$$np = \frac{(e_{\pm p} + p) \cdot (1 - e_{\pm p} - p) \cdot X_{\alpha/k;1}^2}{e_{\pm p}^2} \quad (20)$$

Sendo  $X_{\alpha/k;1}^2$  aproximado pela equação(21):

$$X_{\alpha/k;1}^2 = -1435 \cdot (-1.755 \cdot \ln(\alpha p/kp)) \quad (21)$$

Sendo  $\alpha p$  o coeficiente de confiança e  $kp$  o número de classes de tamanho. Como  $e_{\pm p}$  é o erro em pontos percentuais em torno do percentil  $p$  de uma distribuição de tamanho de partícula, o erro positivo e negativo  $e_{\pm p}$ . Sendo assim,  $np$  pode ser selecionado considerando um erro aceitável em torno de um percentual de referência. Então, será considerado um erro percentual de 0,1 um coeficiente de confiança  $\alpha p$  de 0,05 e  $kp$  determinado pelo número de classe da amostra piloto. O tamanho amostral será determinado para três percentis de referência 0,16, 0,50 e 0,84 para avaliar o tamanho amostral necessário para os diâmetros  $D_{16}$ ,  $D_{50}$ ,  $D_{84}$ . Com o valor aproximado de  $n$ , a área mínima superficial é calculada pela equação:

$$A = n \cdot Dn^2 \quad (22)$$

Onde  $A$  é a área mínima de amostragem e  $Dn$  é o diâmetro nominal escolhido.

#### ANÁLISE VOLUMÉTRICA PARA DETERMINAÇÃO DE TAMANHO AMOSTRAL SUBSUPERFICIAL

A determinação volumétrica subsuperficial foi feita por meios analíticos baseados em um tipo normal. A massa ou volume da amostra é determinada em função dos erros percentuais aceitáveis determinados de um cálculo analítico da massa da amostra determinados por Ferguson e Paola (1997). Nesta abordagem, as amostras foram geradas com base em uma distribuição lognormal subjacente de massa de partícula por classe de tamanho para unidades de tamanho de partícula (em mm) para expressar o tamanho da amostra como a razão do volume total de amostra  $V$  e o volume do tamanho de partícula  $D_{50}$  ( $V_{50}$ ).

A análise de Ferguson e Paola (1997) indicou que amostras pequenas são sistematicamente tendenciosas para a fração fina. A Relação entre  $\frac{V_b}{V_{50}}$  é determinada pela Equação (23)

$$\log\left(\frac{V_b}{V_{50}}\right) = 1.3 + \log(\sigma) + 0,9 \sigma \cdot Z_p \quad (23)$$

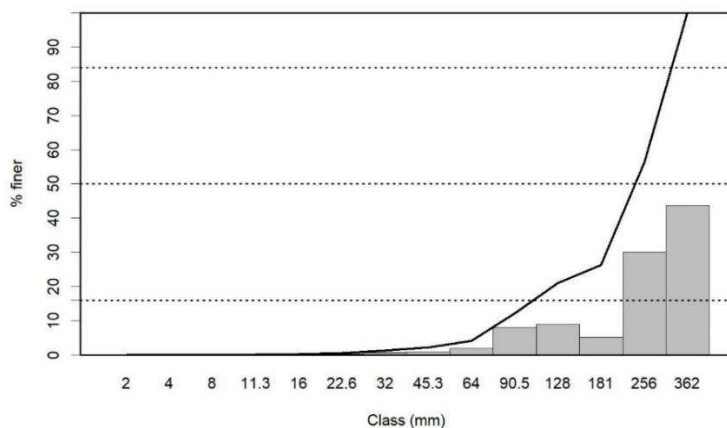
sendo  $\sigma$  a escala de diâmetro em unidades  $\Phi$  e  $Z_p$  é a distância entre o percentil  $p$  e a mediana em termos do desvio padrão de uma distribuição normal (tabelado). Desta forma, a amostra volumétrica necessária  $V_{50}$  é calculada para todas as classes considerando a distância  $Z_p$  entre a mediana e a respectiva classe. O valor de referência  $V_{50}$  foi deduzido pelo estudo piloto e então o  $V_b$  é o maior valor calculado para todas as classes.

## RESULTADOS DO ESTUDO PILOTO

A distribuição do tamanho de partículas é apresentada na Figura 55. Os percentis de 16, 50 e 84 são definidos pelas linhas pontilhadas e a frequência acumulada é mostrada em linha contínua.

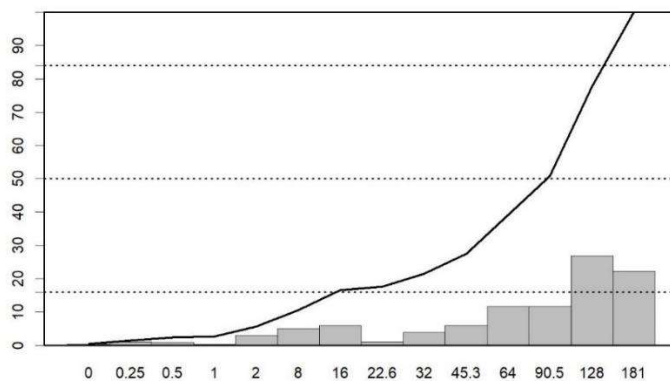
Figura 55 - DTPs da amostra piloto para A) superficial, B) subsuperficial.

### A) Superficial



$D_{16} = 106,57\text{mm}$   
 $D_{50} = 240,14\text{ mm}$   
 $D_{84} = 323,14\text{ mm}$

### B) Subsuperficial



$D_{16} = 15,16\text{ mm}$   
 $D_{50} = 88,77\text{ mm}$   
 $D_{84} = 143,01\text{ mm}$

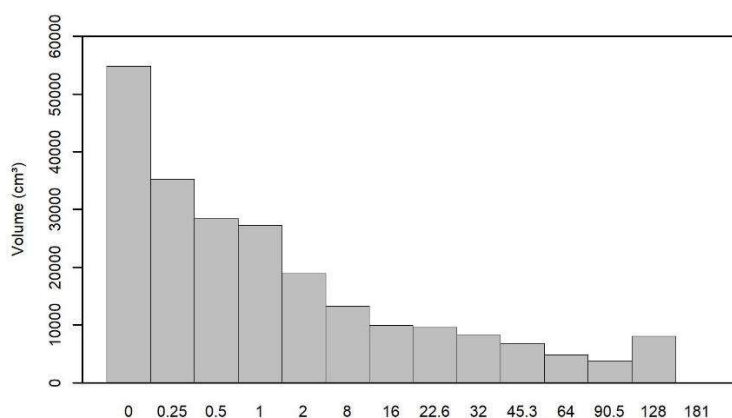


Considerando os valores de percentis 0,16, 0,5 e 0,84 da amostragem superficial e observando que número de classes  $kp$  resultante na amostragem foi de 14, o número de partículas calculado pela equação (21) foi de 135,203 e 48 para o cálculo dos diâmetros  $D_{16}$ ,  $D_{50}$ ,  $D_{84}$  respectivamente. Como os diâmetros de partículas observados foi de  $D_{16}=0,106m$ ,  $D_{50}=0,240m$  e  $D_{84} = 0,323m$ , as áreas calculadas tomando esses diâmetros como referência pela Equação (21) foi de  $1,84m^2$ ,  $11,70m^2$  e  $4,97m^2$ , respectivamente. Dessa forma, uma área superior a  $11,70 m^2$  garante um erro menor que 10% em torno de qualquer percentil sendo adotada a área de  $12m^2$  para coleta.

O tamanho amostral de subsuperfície é volumétrico baseado na extensão da distribuição normal do erro entre o volume calculado do diâmetro médio da amostra ( $D_{50}$ ) e a distribuição do erro para as diferentes classes constituintes da amostra. Como o  $D_{50}$  subsuperficial da amostra piloto é de  $88,77 mm$ , o volume  $V_{50}$  definido por  $\pi/6*(D_{50})^3$  foi de  $366,24 cm^3$ .

O valor do volume calculado pela da amostra ( $V_b$ ) calculada na relação com o volume de partículas  $D_{50}$  ( $V_{50}$ ) para as diferentes classes calculadas pela equação ( $\sigma = 0,5 \Phi$  e  $Z_p$  obtidos de tabelas) são apresentadas na Figura 56. Para frações de areia menores que  $0,25 mm$ , a amostra do leito demanda o maior volume calculado de  $54846,81 cm^3$  (aproximadamente 55 litros) ou  $145,34 kg$  (considerando a densidade de  $2,65 g.cm^{-3}$ ), sendo esse o valor de referência para a coleta subsuperficial.

Figura 56 – Determinação de volume de amostra em relação ao tamanho de partículas:



Fonte: autor.

## APÊNDICE F: GRANULOMÉTRIA DOS SEDIMENTOS TRANSPORTADOS EM ARRASTE

Figura 57: DTP de 40 amostras de sedimentos em arraste coletadas no evento

