

Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS  
Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH  
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental -  
PPGRHSA

Danrlei de Menezes

**CARACTERIZAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA DE TRECHO DO  
RIO FORQUETA, MAQUINÉ/RS**

Porto Alegre, 21 de junho de 2021.

Danrlei de Menezes

**CARACTERIZAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA DE TRECHO DO  
RIO FORQUETA, MAQUINÉ/RS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para obtenção do título de mestre.

Orientador: Masato Kobiyama

Porto Alegre, 21 de junho de 2021.

Danrlei de Menezes

## **CARACTERIZAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA DE TRECHO DO RIO FORQUETA, MAQUINÉ/RS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para obtenção do título de mestre.

Banca Examinadora:

---

Ana Luiza de Oliveira Borges, Dr<sup>a</sup> (IPH-UFRGS)

---

Edivaldo Lopes Thomaz, Dr (UNICENTRO)

---

Gean Paulo Michel, Dr (IPH-UFRGS)

---

Roberto Fabris Goerl, Dr (UFSC)

Porto Alegre, 21 de junho de 2021.

### CIP - Catalogação na Publicação

de Menezes, Danrlei  
CARACTERIZAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA DE TRECHO DO  
RIO FORQUETA, MAQUINÉ/RS / Danrlei de Menezes. --  
2021.  
119 f.  
Orientador: Masato Kobiyama.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas,  
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e  
Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2021.

1. Rio montanhoso. 2. Sedimento de fundo. 3.  
Morfologia do canal. I. Kobiyama, Masato, orient. II.  
Título.

*Nenhum homem pode banhar-se duas vezes no mesmo rio... pois na segunda vez o rio já não é o mesmo, nem tampouco o homem!*

*Heráclito de Éfeso*

## AGRADECIMENTOS

Esse trabalho foi realizado com a ajuda de muitas pessoas. A essas pessoas eu faço questão de agradecer e demonstrar a elas o quão especial foram em minha caminhada.

Primeiramente, agradeço aos meus primeiros incentivadores, mãe e pai. Vocês são exemplos de perseverança e que a gente que nunca pode desistir dos nossos sonhos. Fizeram e ainda fazem de tudo para me apoiar, mesmo com a vida árdua do trabalho da fumicultura. A minha irmã, pelo apoio e incentivo e a minha sobrinha, serzinho que me ilumina e dá paz ao meu coração.

Ao professor Masato, por confiar em mim uma tarefa também bastante difícil: iniciar o monitoramento hidrológico de uma bacia hidrográfica. Obrigado por acreditar em mim. Aos professores da banca por aceitarem o convite a contribuir na melhoria do meu trabalho. Em especial a professora Ana Luiza pela paciência e disponibilidade em ajudar na análise dos dados e ao professor Gean pelos ensinamentos em sala de aula e discussões sobre o meu trabalho. Ainda ao professor Luca Mao pela ajuda no design do experimento.

Ao GPDEN, grupo onde fiz minhas primeiras amizades aqui em POA. Ao agradecer ao grupo, eu tenho que citar nomes de pessoas que foram muito além de colegas, foram amigos: Bruno, Marina, Franciele V. e Karla. Vocês só fazem bem onde estão, gratidão por todos os momentos vividos. Vinicius, Sofia, Clarissa e Luana agradeço por todos os momentos que compartilhamos também fora do GPDEN. Aos demais: Fernando, Maurício P., Alessandro, Anne, Maurício de Lucca e Joana, obrigado pelas conversas na sala do grupo e as idas à campo. À última, e não menos importante, integrante do grupo: Hannah, muito obrigado por aparecer por aqui no momento que eu mais precisava de apoio em Maquiné. A todos, gratidão.

Aos técnicos: Pedro Medeiros pelos inúmeros pedidos de socorro quando eu estava no campo e ao Aron pelas análises dos dados em laboratório, foram dias de muitas conversas e aprendizados. Muito obrigado. Ao motorista Cássio, obrigado por todas as viagens a campo e ajuda.

A equipe da Secretaria do Meio Ambiente do RS (SEMA): Cristina, Daniel, Carla, Jairo, Mateus e Aquiles, muito obrigado por disponibilizarem seus tempos e energias para me

acompanhar nas inúmeras subidas a Reserva Biológica da Serra Geral (REBIO). Ao Lucas e sua família na pousada Pico da Galera, obrigado pelo apoio e pelo incentivo a nossa pesquisa.

Aos meus amigos de Paraíso e da UFSM, que mesmo longe sempre me apoiaram e entendiam minha distância. Aos meus amigos aqui de POA, começando pela Ju que foi minha parceira desde o início dessa jornada, obrigado pela amizade e compreensão dos meus momentos difíceis. Nadine, Lucas, Luan, Daniel e Felipe, obrigado pela companhia e amizade de vocês aqui no AP 32,5. Ao Cléber, Mateus, João Paulo, Hugo, Zé, Gustavo e Siqueira meu obrigado por serem tão parceiros nesse período, a amizade de vocês foi muito importante para mim. Aos meus colegas e amigos da turma do mestrado, em especial a Ana Flávia, Thainá, Duda, Stéfano, Caio, Júlio, Gabriel, Larissa e Leonardo.

Por fim, agradeço ao projeto CAPES-ANA que financiou minha bolsa de mestrado. À Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) pelo ensino de qualidade e pela estrutura fornecida.

## RESUMO

### CARACTERIZAÇÃO HIDROSSEDIMENTOLÓGICA DE TRECHO DO RIO FORQUETA, MAQUINÉ/RS

O escoamento dos rios montanhosos é o agente de erosão e transporte de sedimentos, no entanto, esses processos hidrossedimentológicos ainda são pouco conhecidos, principalmente no Brasil. Nesse sentido, o objetivo principal desse trabalho compreender os processos hidrossedimentológicos de um trecho do rio Forqueta (Maquiné/RS). Para isso, foi realizado o monitoramento da precipitação, vazão, sedimentos de fundo e das variáveis hidráulicas deste trecho. Para o monitoramento do transporte de sedimentos de fundo foram pintadas 60 partículas divididas em quatro seções de faixas granulométricas diferentes (32-64 mm; 64-128 mm; 128-256 mm; 256-512 mm). Após determinados períodos, a distância percorrida por cada partícula foi registrada, sendo a partícula realocada na posição inicial. Ainda, foram realizadas duas metodologias de medição do tamanho e forma dos sedimentos em um pequeno trecho para determinar uma metodologia mais eficaz de caracterização de sedimentos. Para o monitoramento das variáveis hidráulicas, foram levantadas 25 seções de um trecho (564 m) do rio. Foi realizada a batimetria e a medição dos eixos dos sedimentos (*A* - maior, *B* - intermediário e *C* - menor) de fundo ao longo de cada seção para determinar a sua forma e o tamanho. Foi analisada a morfologia do canal em cada uma das seções (*pool*, *cascade* ou *plane-bed*) considerando a possibilidade de alteração das características do leito em função da sazonalidade. Para isso, foram realizadas análises de regressão simples e múltipla, matriz de correlação de Pearson e análise de cluster. Os resultados mostraram que para a caracterização dos sedimentos, a medição em campo dos eixos *A* e *C* dos sedimentos de fundo desempenharam maior importância. O método que envolveu separar o trecho em seções é mais prático e de fácil execução. A forma predominante dos sedimentos foi disco, com esfericidade moderada. A vazão máxima responsável por mobilizar os sedimentos pintados correspondeu à vazão de ~14m<sup>3</sup>/s. Quanto à morfologia do canal, os resultados mostraram que em *cascade* ocorrem os valores mais elevados da granulometria dos sedimentos e maior variação de seus valores quando comparado com *pools*. Valores elevados de declividade do canal apresentaram maior influência sobre os valores de submergência relativa, do fator de perda de Darcy-Weisbach e do coeficiente de rugosidade de Manning. Além disso, as variáveis não apresentaram diferenças quanto a sazonalidade das medições para as três diferentes morfologias do canal. Não houve relação entre o  $D_{50}$  e as características hidráulicas como o raio hidráulico, a área molhada e a velocidade. A caracterização deste trecho de rio é importante para o entendimento dos processos hidrossedimentológicos que ocorrem no rio e, conseqüentemente, o avanço de modelos de previsão.

**Palavras chaves:** Rio montanhoso; declividade do canal; sedimentos de fundo; morfologia do canal



## ABSTRACT

### HYDROSEDIMENTOLOGICAL CHARACTERIZATION OF REACH OF THE FORQUETA RIVER, MAQUINÉ/RS

The runoff in mountainous rivers is the agent of erosion and transport of sediments, however, these hydro-sedimentological processes are still little known, mainly in Brazil. In this sense, the main objective of this work is to understand the hydrosedimentological processes in a reach of the Forqueta River (Maquiné/RS). For this, the monitoring of precipitation, discharge, bed sediments and hydraulic variables of this reach was carried out. For the monitoring of the bedload transport, 60 particles were painted, divided into four sections of different grain size distribution (32-64 mm; 64-128 mm; 128-256 mm; 256-512 mm). After certain periods, the distance covered by each particle was noted and relocated to the starting position. In addition, two methodologies were used to measure the size and shape of the sediments in a short reach to determine a more effective methodology for characterizing sediments. For the monitoring of hydraulic variables, 25 sections were raised in a reach (564 m). Bathymetry and measurement of the bed sediment axes (*A*, *B* and *C*) were performed along each section to determine the sediment shape and size. The channel morphology in each reach (pool, cascade or plane-bed) was analyzed considering the possibility of changing the characteristics of the bed according to seasonality. For that, simple and multiple regression analyses, Pearson's correlation matrix and cluster analyses were performed. The results showed for the characterization of the sediments, the field measurement of the *A* and *C* axes of the bed sediments played a greater role. The method that involved the reach separation into geomorphic units is more practical and easier. The predominant shape of the sediments is disc, with elongated sphericity. The maximum discharge responsible for mobilizing the painted sediments corresponded  $\sim 14 \text{ m}^3/\text{s}$ . As for the channel morphology, the results showed that in cascades the highest values of the sediment granulometry occur and greater variation of their values when compared to pools. High channel gradient values had a greater influence on relative submergence, friction factor of Darcy-Weisbach and Manning coefficient. In addition, the variables did not show differences in the seasonality of the measurements for the three different morphologies of the channel. There was no relationship between the  $D_{50}$  and hydraulic characteristics such as hydraulic radius, wetting area and velocity. The characterization of this reach is important for understanding the hydrosedimentological processes that occur in the river and, consequently, for the advancement of forecasting phenomena.

**Keywords:** Mountainous River; channel gradient; bedload; channel morphology.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Diagrama de Shields .....	23
Figura 2 - Eixo dos sedimentos.....	29
Figura 3 – Morfologias de canal: (A) <i>cascade</i> ; (B) <i>step-pool</i> ; (C) <i>plane bed</i> ; (D) <i>riffle</i> ; e (E) <i>dune ripple</i> . .....	30
Figura 4 - Localização do trecho do rio Forqueta e a distribuição espacial dos equipamentos hidrometeorológicos. ....	35
Figura 5 - Características da bacia do arroio Forqueta: (a) declividade; (b) geologia; (c) altimetria; e (d) pedologia.....	38
Figura 6 - Distribuição climática em relação ao relevo. ....	39
Figura 7 - Equipamentos de monitoramento hidrometeorológicos: a) Pluviógrafo; b) Estação meteorológica; c) Estação fluviométrica; e d) Régua linimétrica.....	41
Figura 8 - Medição da vazão: (a) em baixo nível d'água; e (b) alto nível d'água. ....	41
Figura 9 - Disposição dos sedimentos pintados no canal no dia 26/08/2020 por faixa granulométrica .....	42
Figura 10 - Distribuição das seções e visões jusante e montante .....	43
Figura 11 - Localização das seções de monitoramento do transporte de sedimentos pintados (a) e seções de avaliação hidráulica e morfológica (b). ....	43
Figura 12 – Localização das seções e método de amostragem e caracterização dos sedimentos de fundo .....	45
Figura 13 - Realização da amostragem de sedimentos do leito.....	46
Figura 14 - Morfologia de fundo de canal ao longo do trecho em estudo .....	52
Figura 15 - Perfil longitudinal do trecho em estudo do rio Forqueta (565 m).....	53
Figura 16 - Fluxograma das atividades .....	54
Figura 17 - Curva-chave de vazão para o rio Forqueta.....	56
Figura 18 - Perfil transversal do rio .....	56
Figura 19 - Hietograma e hidrograma de jun./2019 a dez./2020 .....	57
Figura 20 – Precipitação e vazão mensais para o período monitorado.....	58
Figura 21 - Distribuição granulométrica de sedimentos de fundo.....	59
Figura 22 - Variação dos sedimentos de fundo em termo de eixos <i>A</i> , <i>B</i> e <i>C</i> .....	60
Figura 23 - Distribuição granulométrica do sedimento de fundo .....	63
Figura 24 - <i>Box plot</i> dos eixos <i>A</i> , <i>B</i> e <i>C</i> dos sedimentos de fundo .....	64
Figura 25 - Distâncias percorridas dos sedimentos por localização no canal (período 26/08/20 - 22/09/2020).....	67
Figura 26 – <i>Box-plot</i> das distâncias percorridas por tamanho dos sedimentos.....	68
Figura 27 – <i>P</i> e <i>Q</i> entre os períodos de campanhas de medição dos sedimentos pintados.....	70
Figura 28 - Relação entre $Q_{máx}$ e distância máxima percorrida pelos sedimentos pintados para diferentes granulometrias.....	71
Figura 29 - Distribuição granulométrica em cada seção ao longo do período avaliado .....	72
Figura 30 - Comparação da distribuição granulométrica entre as seções no período avaliado.....	73
Figura 31 - Análise de cluster das variáveis hidráulicas.....	76
Figura 32 – Variação temporal dos diâmetros característicos por morfologias.....	78
Figura 33 - Variações sazonais dos parâmetros hidráulicos .....	80
Figura 34 - Variações sazonais dos parâmetros dependentes da vazão .....	81

Figura 35 - Relação entre declividade com as variáveis: (a) $L$ , (b) $P_m$ , (c) $H_{méd}$ e (d) $H_{máx}$ das seções para diferentes morfologias .....	83
Figura 36 - Relação entre declividade com as variáveis: (a) $R_h$ , (b) $A_m$ e (c) $v$ das seções para diferentes morfologias .....	84
Figura 37 - Relação entre declividade com as variáveis: (a) $n$ ; (b) $Re$ ; (c) $Fr$ ; e (d) $\psi$ das seções para diferentes morfologias .....	86
Figura 38 - Relação entre declividade com as variáveis: $ff$ (a), $\tau$ (b) e $R/D_{84}$ (c) das seções para diferentes morfologias.....	87
Figura 39 - Relação entre declividade, $R/D_{84}$ e morfologia do canal .....	88
Figura 40 – Influência do $D_{50}$ sobre as variáveis de: $L$ (a), $P_m$ (b), $H_m$ (c) e $H_{máx}$ (d) das seções para diferentes morfologias.....	89
Figura 41 - Influência do $D_{50}$ sobre as variáveis: (a) $R_h$ ; (b) $A_m$ ; e (c) $v$ .....	90
Figura 42 - Influência do $D_{50}$ sobre as variáveis das seções para diferentes morfologias: (a) $n$ , (b) $Re$ , (c) $Fr$ e (d) $\psi$ .....	91
Figura 43 - Influência do $D_{50}$ sobre as variáveis das seções para diferentes morfologias: (a) $ff$ , (b) $\tau$ e (c) $R/D_{84}$ .....	92

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Técnicas de medição de sedimentos.....	26
Tabela 2 - Classificação granulométrica dos sedimentos de Wentworth (1922).....	46
Tabela 3 – Classificação sugerida por Blott e Pye (2008) com base no grau de alongamento (B/A) e planicidade (C/B).....	48
Tabela 4 - Classes de esfericidade dos sedimentos.....	48
Tabela 5 - Forma dos sedimentos de acordo com Zing (1935).....	49
Tabela 6 - Variáveis hidrológicas, hidráulicas e sedimentológicas avaliadas. ....	51
Tabela 7 - Campanhas de medições de vazão.....	55
Tabela 8 - Caracterização granulométrica pelo Método <i>Wolman Pebble Count</i> .....	58
Tabela 9 - Valores de R <sup>2</sup> das relações entre os eixos (funções potenciais) .....	60
Tabela 10 - Modelos de regressão múltipla para os eixos dos sedimentos.....	61
Tabela 11 - Caracterização da forma dos sedimentos coletados pelo método de Wolman .....	62
Tabela 12 – Diâmetros característicos para as diferentes campanhas considerando três seções .....	62
Tabela 13 - Valores de R <sup>2</sup> das relações entre os eixos.....	64
Tabela 14 - Modelos de regressão múltipla para os eixos dos sedimentos.....	65
Tabela 15 - Caracterização da forma dos sedimentos por seção .....	66
Tabela 16 - Distâncias percorridas pelos sedimentos monitorados .....	68
Tabela 17 - Variáveis hidrológicas entre os períodos monitorados.....	69
Tabela 18 - Matrix de correlação de Pearson para as variáveis hidráulicas .....	75
Tabela 19 - Relação entre declividade ( <i>S</i> ) e o número de Shields ( $\psi$ ) por morfologia .....	85

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
APA	Área de Preservação Ambiental
GPS RTK	<i>Global Position System - Real Time Kinematic</i>
PIT	<i>Passive Integrated Transponder</i>
REBIO	Reserva Biológica da Serra Geral

## LISTA DE SÍMBOLOS

Sigla	Descrição	Unidade
$A_m$	Área molhada	m <sup>2</sup>
$B$	Eixo intermediário	cm
$C$	Eixo mais curto	cm
$C_{ES}$	Coefficiente de escoamento superficial	%
$CSS$	Concentração de sedimentos em suspensão	mg/L
$D_{10}$	Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 10%	mm
$D_{16}$	Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 16%	mm
$D_{50}$	Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 50%	mm
$D_{84}$	Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 84%	mm
$D_{90}$	Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 90%	mm
$D_i$	Tamanho da fração ( $i$ ) das partículas	mm
$D_m$	Tamanho médio das partículas	mm
$D_n$	Diâmetro nominal	mm
$D_P$	Duração total do evento	horas
$E$	Esfericidade de uma partícula	adimensional
$ff$	Fator de atrito de Darcy-Weisbach	adimensional
$Fr$	Número de Froude	adimensional
$H_m$	Profundidade média	m
$H_{máx}$	Profundidade máxima	m
$I_{30}$	Intensidade máxima de precipitação em 30 minutos	mm/h
$I_{máx}$	Intensidade máxima de precipitação	mm/h
$K_m$	Coefficiente de extrapolação por Manning	1/m <sup>1/3</sup> .s
$L$	Largura	m
$n$	Coefficiente de rugosidade de Manning	s/m <sup>1/3</sup>
$P$	Precipitação total	mm
$P_{A3}$	Precipitação acumulada em 3 dias anterior ao evento	mm
$P_{A5}$	Precipitação acumulada em 5 dias anterior ao evento	mm
$P_{A7}$	Precipitação acumulada em 7 dias anterior ao evento	mm
$P_m$	Perímetro molhado	m
$\rho_s$	Densidade do sedimento	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_w$	Densidade da água	kg/m <sup>3</sup>
$Q_{ES}$	Escoamento superficial acumulado	mm
$Q_{máx}$	Vazão máxima	m <sup>3</sup> /s
$Q_{méd}$	Vazão média	m <sup>3</sup> /s
$Q_{mín}$	Vazão mínima	m <sup>3</sup> /s
$R$	Coefficiente de correlação linear de Pearson	adimensional

$R^2$	Coeficiente de determinação	adimensional
$Re$	Número de Reynolds	adimensional
$R/D_{84}$	Submergência relativa	adimensional
$R_h$	Raio hidráulico	m
$S$	Declividade	m/m
$v$	Velocidade	m/s
$\nu$	Viscosidade cinemática da água	m <sup>2</sup> /s
$V_{cs}$	Volume da menor esfera circunscrita	cm <sup>3</sup>
$V_p$	Volume da partícula	cm <sup>3</sup>
$\tau$	Tensão de cisalhamento	N/m <sup>2</sup>
$\gamma$	Peso específico do fluido	N/m <sup>3</sup>
$\psi$	Número de Shields	adimensional
$\omega$	Potência máxima do escoamento	W
$\psi_c$	Número de Shields crítico	adimensional

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>17</b>
1.1	Caracterização do problema e justificativa .....	17
1.2	Objetivos .....	19
1.2.1	<i>Objetivo geral.....</i>	<i>19</i>
1.2.2	<i>Objetivos específicos .....</i>	<i>19</i>
<b>2.</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>20</b>
2.1	Rios montanhosos .....	20
2.2	Dinâmica da água em rios de montanha.....	21
2.3	Condições de início de movimento dos sedimentos .....	22
2.4	Monitoramento do transporte de sedimentos de fundo em rios de montanha.....	24
2.5	Forma dos sedimentos .....	28
2.6	Morfologia do canal .....	29
2.7	Estudos prévios na região.....	31
<b>3.</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>34</b>
3.1	Localização e importância socioambiental da área de estudo.....	34
3.2	Caracterização da bacia hidrográfica do rio Forqueta.....	36
3.2.1	<i>Caracterização pedológica e geológica .....</i>	<i>36</i>
3.2.2	<i>Caracterização climática.....</i>	<i>38</i>
<b>4.</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>40</b>
4.1	Monitoramento hidrológico.....	40
4.2	Medição do transporte de sedimentos de arraste.....	41
4.3	Caracterização dos sedimentos de fundo .....	44
4.3.1	<i>Caracterização do tamanho do sedimento (zigue-zague) .....</i>	<i>46</i>
4.3.2	<i>Caracterização da granulometria por seções .....</i>	<i>47</i>
4.3.3	<i>Caracterização da forma dos sedimentos.....</i>	<i>48</i>
4.4	Hidráulica do canal.....	49



4.4.1	<i>Parâmetros hidráulicos</i> .....	49
4.4.2	<i>Resistência ao fluxo</i> .....	50
4.5	<i>Morfologia fluvial</i> .....	52
4.1	<i>Análise dos dados</i> .....	53
4.2	<i>Fluxograma</i> .....	54
<b>5.</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>55</b>
5.1	<i>Curva-chave de vazões e extrapolação</i> .....	55
5.2	<i>Caracterização dos sedimentos de fundo</i> .....	58
5.2.1	<i>Caracterização da granulometria pelo Método Wolman Pebble Count</i> .....	58
5.2.2	<i>Caracterização da forma dos sedimentos coletados pelo Método Wolman Pebble Count</i>	61
5.2.3	<i>Caracterização da granulometria por seções</i> .....	62
5.2.4	<i>Caracterização da forma dos sedimentos coletados por seções</i> .....	65
5.3	<i>Transporte de sedimentos de fundo</i> .....	66
5.3.1	<i>Distâncias percorridas pelos sedimentos pintados</i> .....	66
5.3.2	<i>Variação sazonal do tamanho dos sedimentos de fundo</i> .....	71
5.4	<i>Morfologia das seções e características hidráulicas</i> .....	73
5.4.1	<i>Variação sazonal dos diâmetros por morfologias do rio</i> .....	77
5.4.2	<i>Variação sazonal dos parâmetros hidráulicos por morfologia</i> .....	78
5.4.3	<i>Relação entre variáveis hidráulicas e a declividade considerando a morfologia do canal</i>	82
5.4.4	<i>Relação entre variáveis hidráulicas e <math>D_{50}</math> do leito considerando a morfologia do canal</i>	88
<b>6.</b>	<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</b> .....	<b>93</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>96</b>
	<b>APÊNDICE A</b> .....	<b>106</b>
	<b>APÊNDICE B</b> .....	<b>113</b>
	<b>APÊNDICE C</b> .....	<b>115</b>

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Caracterização do problema e justificativa

O escoamento em rios de montanha é o principal agente de erosão e transporte de sedimentos das cabeceiras das bacias hidrográficas para os trechos a jusante (KALATHIL; CHANDRA, 2019). A quantidade, tamanho e distribuição do sedimento no leito influenciam as variáveis hidráulicas do escoamento (HOHERMUTH; WEITBRECHT, 2018; MA et al., 2017), a estabilidade do canal (MACKENZIE; EATON; CHURCH, 2018), a troca de água subterrânea através do leito (VERAS et al., 2016) e a qualidade dos habitats aquáticos (MCKENZIE-SMITH; BUNN; HOUSE, 2006). Além disso, o fluxo de sedimentos determina a vida útil dos reservatórios (ARIFJANOV et al., 2020; GILL, 1979) e o transporte de sedimentos de alta intensidade é um risco para qualquer infraestrutura dentro ou perto dos cursos d'água (BAUER et al., 2019; NONES, 2019).

Há uma forte interação entre os parâmetros hidráulicos do canal, a resistência do fluxo e o transporte de sedimentos (BRIDGE, 1993). Porém, ainda não é compreendido adequadamente detalhes importantes dessas interações, por exemplo, como exatamente a rugosidade do leito afeta o fluxo e como a resistência do fluxo controla o transporte de sedimentos. Estudos de campo demonstram que o fornecimento de sedimentos pode modificar o armazenamento de material no canal, o que seria esperado para modificar a rugosidade da forma e, por sua vez, modificar a estabilidade do leito do rio (RICKENMANN, 2001). Assim, a previsão do transporte de sedimentos de arraste continua sendo um dos maiores desafios (GALIA; HRADECKÝ, 2012), principalmente em rios de montanha, onde os processos são não-lineares e o monitoramento das variáveis envolvidas é oneroso e perigoso.

Para diminuir os erros associados às estimativas do transporte de sedimentos, os principais fatores controladores devem ser avaliados, o que inclui a caracterização desse ambiente montanhoso e a dinâmica de água e de sedimentos no canal. Para isso, o monitoramento *in situ* pode fornecer uma estimativa dessas variáveis no trecho ou em escala de bacia. Entretanto, esta abordagem é complexa, principalmente considerando um rio de montanha. Esses rios estão inseridos em ambientes com grandes variações da topografia e da cobertura do solo que tornam a precipitação, a infiltração, o escoamento e a evapotranspiração

heterogêneas espacialmente e, conseqüentemente, difíceis de monitorar (SHAMIR; RIMMER; GEORGAKAKOS, 2016).

Muitos autores propuseram equações para estimar a capacidade de transporte em rios naturais (BAGNOLD, 1977; RICKENMANN, 1992; WILCOCK; CROWE, 2003). No entanto, a estimativa da capacidade de transporte torna-se menos confiável para rios de maior declividade e bacias hidrográficas menores (YAGER et al., 2012a). Foi demonstrado que em rios íngremes, mesmo com sedimento disponível, as equações de transporte de sedimentos de arraste ainda superestimam as taxas de transporte de forma significativa (LENZI; D'AGOSTINO; BILLI, 1999; YAGER; KIRCHNER; DIETRICH, 2007; RICKENMANN; KOSCHNI, 2010). Conseqüentemente, uma melhor compreensão da capacidade de transporte pode ser um fator chave para melhores previsões de transporte de sedimentos. Isso inclui a caracterização dos sedimentos (tamanho e forma) e o fluxo responsável pelo seu movimento.

No Brasil ainda são poucos os estudos voltados para a descrição e compreensão da dinâmica de sedimentos de fundo em canais (CANTALICE et al., 2013; FARIA, 2014; MERTEN; MINELLA, 2015; SOUZA; CORREA; BRIERLEY, 2016; MACEDO et al., 2017; DA SILVA et al., 2018), principalmente em rios de montanha. Inclusive, a maioria desses rios está localizada na região costeira do país e, alguns, coincidem com áreas do bioma Mata Atlântica. De uma maneira geral, os rios de montanha no Brasil estão frequentemente inseridos em áreas de preservação e conservação do bioma Mata Atlântica, o qual vem sofrendo cada vez mais com a ocupação humana (SCARANO; CEOTTO, 2015).

Esse é o caso do rio Forqueta, localizado na bacia hidrográfica do rio Forqueta no município de Maquiné, região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. Esse rio faz parte do conjunto de nascentes inseridas na Reserva Biológica da Serra Geral (REBIO) a qual é uma Unidade de Conservação de suma importância para a qualidade das águas das bacias dos rios em Maquiné e Três Forquilhas (município vizinho).

Assim, considerando essas características, o presente trabalho utilizou um trecho do rio Forqueta como área de estudo, por ser caracterizado por sedimentos grosseiros de fundo, pela alta declividade e alta velocidade de escoamento do rio, para realizar a caracterização hidrosedimentológica deste trecho de rio. Associado a isso, a presença humana, principalmente relacionadas ao ecoturismo presente nessa região, conferem ainda mais importância a este trabalho.

Os resultados poderão ajudar na implantação de uma rede de monitoramento hidrossedimentológico, na definição de uma metodologia adequada de coleta dos parâmetros hidrossedimentológicos e a consequente criação de uma base de dados. Esses dados poderão ser utilizados para previsões de inundações e fluxos de sedimentos e disponibilizados para a população e turistas. Além disso, serão base de dados para projetos de restauração e renaturalização de córregos, gestão e planejamento territorial e avanço dos estudos hidrossedimentológicos em rios montanhosos.

## **1.2 Objetivos**

### *1.2.1 Objetivo geral*

Compreender os processos hidrossedimentológicos de um trecho do rio Forqueta (Maquiné/RS) por meio de monitoramento.

### *1.2.2 Objetivos específicos*

- Testar e comparar métodos de caracterização da forma e do tamanho dos sedimentos de fundo em um trecho do rio;
- Investigar a relação entre o transporte de sedimentos de fundo e as variáveis hidrológicas intraeventos;
- Avaliar a relação entre a declividade e as variáveis hidráulicas para diferentes morfologias do canal;
- Investigar a relação entre a granulometria dos sedimentos de fundo e as variáveis hidráulicas considerando a morfologia do canal.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Rios montanhosos

Os rios de montanha constituem uma parte considerável da rede de drenagem do planeta. Eles drenam cerca de 20% da área terrestre global e contribuem com cerca de 50% dos sedimentos transportados pelos rios para os oceanos (WOHL, 2006). Esses rios se estendem do topo das montanhas até às planícies aluviais, passando por diferentes tipos de formações morfológicas, frequentemente caracterizadas por elementos de grande rugosidade relativa e alta declividade do leito (THORNE e ZEVENBERGEN, 1985; WOHL, 2013).

Cada vez mais atenção tem sido direcionada à manutenção ou restauração de rios e áreas críticas de abastecimento de água em ambientes montanhosos (UNEP, 2009). Além disso, rios de montanha íngremes e de maior granulometria e fornecimento limitado de sedimentos são pouco descritos por equações empíricas que modelem o escoamento e a dinâmica do transporte sólido (ANCEY, 2020; WILCOCK, 2001). Este fato torna os rios montanhosos um campo ideal para pesquisa e um desafio para os gestores dos recursos hídricos.

Nesses rios, os processos de transporte de sedimentos podem ocorrer principalmente em inundações com transporte suspenso e de fundo, mas também como fluxos de detritos, dependendo da conectividade com áreas de origem (CAVALLI et al., 2013), do tipo e grau de atividade de fornecimento de sedimentos (LENZI, 2004), das condições hidráulicas (LENZI; MAO; COMITI, 2006a), da distribuição granulométrica do material transportado e do leito (MAO et al., 2008; YAGER et al., 2012b), da presença de detritos lenhosos no canal (WILCOX; WOHL, 2006) e da morfologia do canal (MAO et al., 2009).

As características típicas de rios de montanha incluem: (i) alta declividade do canal, (ii) valores elevados de granulometria dos sedimentos, (iii) fluxos rasos e turbulentos, (iv) relação variável entre largura e profundidade do rio, e (v) fornecimento de sedimentos bastante limitado (PAIXÃO; KOBIYAMA, 2019). Para mais detalhes, esses autores realizaram uma revisão de literatura sobre os parâmetros relevantes para caracterizar rios montanhosos no Brasil.

Como destacado, os rios de montanha são os principais agentes de erosão e transporte de sedimentos das cabeceiras para os trechos a jusante do rio (KALATHIL; CHANDRA, 2019). Dependendo da intensidade, o transporte de sedimentos pode apresentar um perigo

natural que representa uma ameaça para os seres humanos, assentamentos e infraestrutura (BAUER et al., 2019). Portanto, a previsão do transporte de sedimentos é importante para avaliar os riscos relacionados e, assim, minimizar os danos potenciais. Isso pode ser apoiado por um melhor entendimento da relação entre transporte de sedimentos, resistência ao fluxo e a hidráulica do canal (FRANCALANCI et al., 2012). No entanto, é necessário a caracterização desses ambientes potenciais de impacto.

Em relação ao monitoramento hidrológico em rios de montanha, cabe ressaltar que vários métodos e abordagens já são utilizados e estão disponíveis para aplicação conforme descrito por Belletti et al. (2015). Os dados que quantificam o regime de fluxo de rios de alta declividade são essenciais para o manejo dos recursos hídricos e a avaliação de susceptibilidade à desastres naturais (STOLERIU; URZICA; MIHU-PINTILIE, 2020). No entanto, na maioria dos casos, pequenos rios de montanha ainda não são monitorados pela rede fluviométrica, principalmente quando se trata no Brasil (MELO et al., 2020).

## **2.2 Dinâmica da água em rios de montanha**

As regiões montanhosas cobrem 52% da Ásia, 36% da América do Norte, 25% da Europa, 22% da América do Sul, 17% da Austrália e 3% da África, bem como áreas substanciais de ilhas, incluindo Japão e Nova Guiné (STOFFEL; WYŻGA; MARSTON, 2016). Essas áreas são consideradas fontes de água, pois transportam o excedente de água da montanha para as planícies adjacentes (VIVIROLI; WEINGARTNER; MESSERLI, 2003).

A resposta hidrológica dos rios de montanha é influenciada por muitos fatores, como precipitação, solo, litologia, vegetação ou declividade da bacia hidrográfica que está inserido. Inundações em rios de montanha são favorecidas pelos gradientes tipicamente íngremes do canal e podem ser geradas por vários tipos de chuva – como a convectiva (HICKS et al., 2005) ou a orográfica (STURDEVANT-REES et al., 2001), por exemplo - ou falha de represas naturais ou artificiais (WEINGARTNER; BARBENA; SPREAFICO, 2003). Como resultado, as inundações em rios de montanha frequentemente diferem daquelas em ambientes de planície devido à proximidade entre o canal e as encostas.

A geração do escoamento superficial nesses canais apresenta grande variabilidade, principalmente devido às dificuldades na medição do fluxo de subsuperfície. Alguns estudos

empregaram técnicas de rastreamento indireto, particularmente usando isótopos naturais (por exemplo, ROSS et al., 1994). Nesses rios, o escoamento subterrâneo geralmente excede as contribuições do escoamento superficial. Hewlett e Hibbert (1967) examinaram 15 pequenas bacias hidrográficas florestais para analisar o escoamento superficial dos rios de alta declividade. Os autores constataram que uma linha projetada desde o início de qualquer aumento do nível do rio em uma inclinação de  $0,55 \text{ L/s.km}^2.\text{h}$  até alcançar o ramo descendente do hidrograma seria um método simples e satisfatório para separar o escoamento superficial e de base.

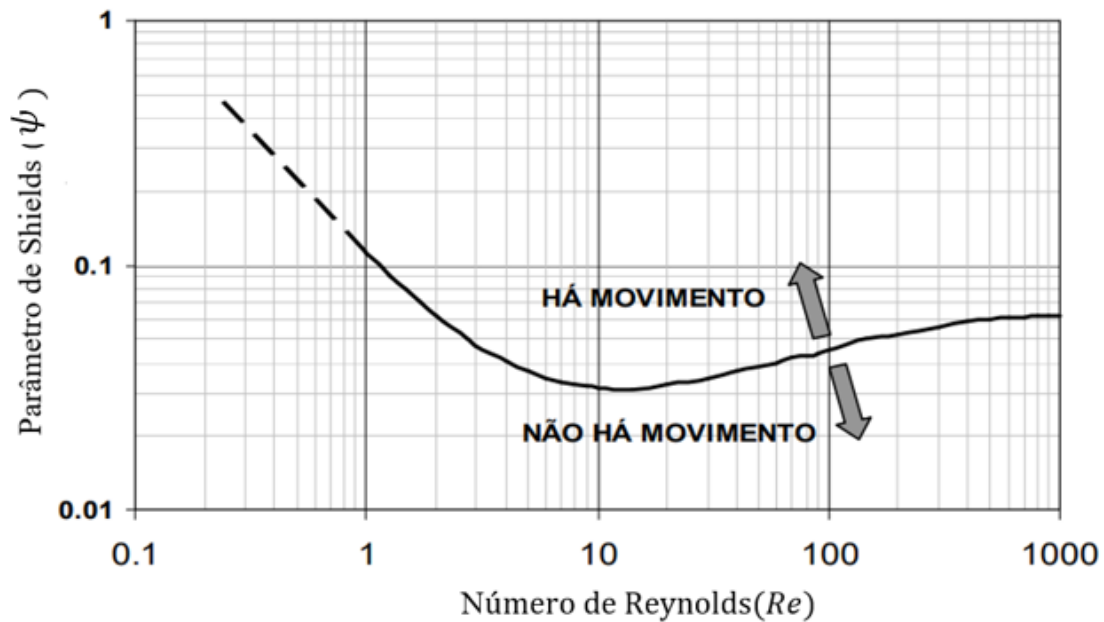
Para entender a dinâmica da água em rios de leito de cascalho de ambiente montanhoso, Magilligan, Buraas e Renshaw (2014) avaliaram dois rios afetados por uma tempestade tropical. Os autores demonstraram que inundações de alta descarga de pico e curta duração podem ter efeitos sedimentológicos importantes, que abrangem o arrastamento, o transporte e a deposição de sedimentos grosseiros. Com o objetivo de explicar as mudanças morfológicas dos rios de montanha causadas por grandes eventos de inundação, alguns estudos se concentraram em variáveis hidráulicas, como potência de fluxo unitário ou tensão de cisalhamento (CENDERELLI; WOHL, 2003; KRAPESCH; HAUER; HABERSACK, 2011).

### **2.3 Condições de início de movimento dos sedimentos**

A inclinação do canal longitudinal, a distribuição granulométrica dos sedimentos, a morfologia do leito e a camada de blindagem do leito causam um aumento na tensão crítica de cisalhamento. Essa tensão é o termo mais utilizado para expressar o limiar de início de movimento do sedimento.

Para avaliar as condições de início de movimento, Shields (1936) realizou em laboratório uma análise relacionando a tensão de cisalhamento adimensional com o número de Reynolds ( $Re$ ) (Figura 1). Shields (1936) considerou o diâmetro do sedimento médio ( $D_{50}$ ), como referência para a determinação da tensão de cisalhamento crítica adimensional que representa a condição em que ocorre o movimento incipiente (início do movimento). Integrando os resultados obtidos pelas várias relações entre o  $Re$  e o parâmetro de Shields ( $\psi$ ), foi criado o gráfico, também conhecido como ábaco de Shields (Figura 1).

Figura 1 - Diagrama de Shields



Fonte: Adaptado de Shields (1936).

Em termos de transporte de sedimentos, o gráfico mostra a curva que representa o estado de equilíbrio. Ao longo desta curva, o parâmetro de Shields é igual ao parâmetro de Shields crítico ( $\psi = \psi_c$ ), enquanto abaixo da linha  $\psi < \psi_c$ , logo não há condições para o movimento das partículas. Sob tais condições, a deposição é favorecida. Já acima da curva,  $\psi > \psi_c$ , ocorrem condições para o transporte de sedimentos.

Shields (1936) é um marco que permite entender melhor os processos de transporte de sedimentos. É um tratamento empírico envolvendo a aplicação de conceitos de semelhança hidráulica, estabelecimento de parâmetros adimensionais característicos para o fenômeno em estudo e obtenção de relações funcionais através de experimentos em laboratório. Contudo, para vincular a um  $D_{50}$  seu início de movimento, foi necessário trabalhar com granulometrias homogêneas.

De fato, em um ambiente fluvial natural, a avaliação das condições de movimento dos sedimentos se torna mais complicada. A abordagem de Shields (1936) foi desenvolvida usando uma calha artificial caracterizada por baixa inclinação e distribuição homogênea de tamanho de grão. Tais condições são raramente observadas em sistemas fluviais, especialmente em rios de leito pedregoso e rios de montanha onde a encosta pode apresentar valores muito elevados de declividade e a distribuição de tamanho dos sedimentos é altamente heterogênea.



Assim, Egiazaroff (1965) explicou essa condição com base em um perfil de velocidade logarítmica e uma suposição geométrica simples para a ocultação e exposição de diferentes tamanhos de partículas:

$$\psi_c = \frac{0,1}{\log_{10} \frac{D_i}{D_m}} \quad \text{para } D_i / D_m > 0,3 \quad (1)$$

Para  $D_i / D_m < 0,3$ , Ashida e Michiue (1971) propuseram uma correção:  $\psi_c = 0,07$ , em que  $D_i$  = tamanho da fração ( $i$ ) das partículas e  $D_m$  = tamanho médio das partículas (VOLLMER; KLEINHANS, 2008).

Os rios das montanhas são caracterizados principalmente por material heterogêneo do leito do canal. Nessas condições, a estabilidade de uma partícula é afetada pela relação entre seu tamanho e um tamanho de referência (BATHURST, 2013). Partículas maiores em relação ao tamanho de referência são relativamente mais fáceis de arrastar do que as mesmas partículas em um material de leito uniforme porque se projetam acima dos pedregulhos menores e, portanto, sofrem uma maior força de arrasto (FENTON; ABBOTT, 1977). Por outro lado, as partículas menores são relativamente mais difíceis de mover do que se estivessem em um leito de canal uniforme, porque estão escondidas abaixo de blocos maiores (VOLLMER; KLEINHANS, 2008). Essas características possuem relevância para a ecologia aquática, como por exemplo, a desova de peixes, já que, frequentemente, nos sedimentos menores há a aderência de nutrientes.

## **2.4 Monitoramento do transporte de sedimentos de fundo em rios de montanha**

Medições diretas, particularmente durante inundações, são extremamente difíceis devido a muitos problemas, como alta velocidade de fluxo, grandes quantidades de sedimentos, grande variedade de tamanhos dos sedimentos e condições perigosas de campo. Poucos estudos na literatura científica mediram quantitativamente o transporte de sedimentos de fundo em bacias montanhosas (por exemplo: BRAMBILLA; PAPINI; LONGONI, 2018; MARQUIS; ROY, 2012). Alguns estudos utilizam dispositivos acústicos para medir a carga no leito (RICKENMANN et al., 2012, 2017), outros observações sísmicas (BARRIÈRE et al., 2015), porém ambos com elevado custo de aquisição dos equipamentos. No entanto, métodos que utilizam sensores acústicos permitem a análise do efeito de histerese do transporte de

sedimentos (MAO et al., 2014), a qual é ferramenta importante na análise de fontes de sedimentos.

Dentre os trabalhos realizados para monitorar os sedimentos de leito, Scheingross et al. (2013) realizaram aplicação de manchas de tinta nos sedimentos de leito e compararam as curvas granulométricas pré-evento e pós-evento. As observações de campo mostraram que mesmo os processos fluviais medianos contribuem para a mobilização de sedimentos em canais íngremes que, frequentemente, são considerados dominados por fluxos de detritos.

Brambilla, Papini e Longoni (2018) analisaram o acoplamento de três métodos diferentes (traçadores, sedimentos de leito pintados e comparações com modelos digitais de elevação) para estudar a dinâmica dos sedimentos e sua variabilidade espacial e temporal nos rios das montanhas da Itália. Os autores destacam que eventos de altas descargas sólidas forçam o canal a se comportar de uma maneira única para cada evento. Entretanto, com o acoplamento de diferentes técnicas de medição é possível superar esses problemas (BRAMBILLA; PAPINI; LONGONI, 2018).

Isso significa que para diferentes ambientes, diferentes metodologias para medição de do transporte de sedimentos podem ser aplicadas (BRAMBILLA; PAPINI; LONGONI, 2018). Nesse sentido, é comum as abordagens serem divididas em Lagrangianas e Eulerianas. A abordagem lagrangiana se refere a seguir as trajetórias de partículas únicas e a abordagem euleriana se refere à caracterização das propriedades de transporte de sedimentos em uma seção específica.

Dentre os métodos lagrangianos, destacam-se o rastreamento de seixos por meio de tags via rádio, seixos de ferro ou magnéticos, seixos pintados e fontes radioativas. O rastreamento de seixos é importante para entender a mobilidade de sedimentos durante eventos de fluxo médios e intensos (CHAPUIS et al., 2015), uma vez que essa abordagem é eficaz na maioria das vazões.

A abordagem euleriana concentra-se em medir todos os sedimentos parando ou deixando um volume controlado, enquanto o movimento de uma única partícula é negligenciado. Diferentes técnicas são usadas para isso, incluindo armadilhas de sedimentos, sensores piezoelétricos de impacto dos sedimentos de arraste (geofones), comparação do modelo digital de elevação, monitoramento da evolução da seção, manchas do leito pintado e levantamentos batimétricos de piscinas de sedimentação.

De acordo com Muhammad et al. (2019), existem várias técnicas de amostragem de sedimentos disponíveis para sedimentos em suspensão e de fundo em rios (Tabela 1). A coleta de amostras representativas imparciais de sedimentos, usando amostradores físicos, ajuda a usar diretamente os dados coletados para quantificar as descargas de sedimentos e servir como calibração de outros com meios de amostragem de tecnologia avançada. No entanto, a decisão de escolher uma técnica depende de fatores como a mão de obra disponível, da restrição orçamentária, a disponibilidade de instrumentos e das características da seção.

Tabela 1 - Técnicas de medição de sedimentos.

<b>Abordagens</b>	<b>Modo de operação</b>	<b>Vantagens</b>	<b>Desvantagens</b>	<b>Referência</b>
Amostragem de garrafas	A amostra de água carregada de sedimentos é coletada diretamente submergindo um recipiente no fluxo d'água até uma profundidade conhecida e analisada subsequentemente.	Amplamente aceito; permite avaliação da concentração; fácil de usar; calibração de outras técnicas são feitas comparando amostradores de garrafas.	Para extração dos dados requer análise laboratorial; pessoal no local necessário; perturba o fluxo.	(FELIX; ALBAYRAK; BOES, 2016; WREN et al., 2000)
Acústico	A concentração de sedimentos e a distribuição do tamanho é determinada por seu som retrodifundido.	Grande alcance de cobertura vertical; boa resolução e livre de interferências.	A tradução da retrodifusão é complicada; a alta concentração de partículas diminui o sinal.	(WILSON; HAY, 2015; WREN et al., 2000)
Amostragem com bombas	A amostra de água carregada de sedimentos é bombeada do curso d'água e analisada posteriormente.	Amplamente aceito; testado ao longo do tempo; permite a avaliação da concentração e distribuição de tamanho.	Requer análise laboratorial; a amostragem não é isocinética.	(BREAULTE; GRANATO, 2003)
Difração a laser	Medição do ângulo de refração do laser incidente	Medição in-situ da distribuição de	Caro e não confiável; pequena faixa de	(AGRAWAL; SMITH, 1994;

	sobre partículas de sedimentos.	tamanho de partícula (DTP); valores volumétricos do CSS independem do DTP.	tamanho de partícula; medição apenas pontual; perturba o fluxo.	SANTOS et al., 2019)
Nuclear	Medição de raios X ou transmissão de radiação gama através de sedimentos de água.	Ampla faixa de medição de concentração e tamanho de partículas; baixa utilização de energia.	Regulação; apenas medição pontual; baixa sensibilidade; decaimento da fonte radioativa; perturba o fluxo.	(TAZIOLI, 1981)
Óptica	Medição de amostra de sedimento e água através da visibilidade de luz infravermelha ou transmissão/ retrodifusão.	Relativamente barato e simples; registro de dados e implantação remota é possível; boa resolução temporal.	Permite apenas amostragem pontual; é intrusiva; altamente dependente do tamanho da partícula.	(GUERRERO et al., 2017; WREN et al., 2000)
Armadilhas de descarga do leito (Colorado State University/Forest Service – CSU/FS)	As amostras são coletadas de uma armadilha colocada no leito do rio e, posteriormente, pesadas.	Instalação fácil e relativamente barata; ampla gama de armadilhas de sedimentos.	Fluxo intrusivo; necessário de pessoal no local; causa erosão no leito do curso d'água.	(BUNTE, 2007)
Armadilha de descarga do leito do rio (River Bedload traps - RBT)	As amostras presas nas redes do amostrador são coletadas, drenadas e pesadas.	Fácil montagem; medição direta e contínua; carga do leito é medida com base no peso e volume; análise granulométrica facilmente realizada.	A limpeza dos sacos do amostrador e a substituição são necessários; requer uma base relativamente plana; o tamanho do amostrador.	(RACHLEWICZ et al., 2017)

Fonte: Adaptado de Muhammad et al. (2019).

Tabela 1 - Técnicas de medição de sedimentos (continuação)

Amostrador Helley-Smith	O amostrador é abaixado no leito do riacho por um tempo de medição e a captura é pesada.	Amplamente aceito; testado ao longo do tempo; permite o exame no local de amostras coletada.	Perturba o fluxo e altera a condição hidráulica das partículas; pode causar desgaste; o abaixamento em pontes pode ser difícil; requer pessoal no local.	(ADNAN et al., 2018)
Amostrador do Serviços Hidrológicos Poloneses (PIHM)	O amostrador é colocado no leito do rio na direção da corrente e das amostras da armadilha.	Fácil instalação; as amostras coletadas podem ser examinadas no local; de baixo custo.	A entrada pequena impede a coleta; é intrusiva; requer pessoal no local.	(RACHLEWICZ et al., 2017)
Poços e valas	As amostras ficam contidas em recipientes enterrados no canal do rio.	Oferece excelentes resultados; retém grandes partículas; adequado para uso em rios efêmeros.	Inadequado para fluxos elevados ou fixados em um local; deve ser recolhido após cada evento.	(REQUENA; MONCADA, 2015)
Tubo de vórtice	Armadilhas de sedimentos atrás de barragens erguidas no rio.	Coleta a maior parte do sedimento no transporte; adequado para taxas de transporte baixas e altas; um lado retém o sedimento.	O custo de instalação inicial é alto; não é portátil; tem outros problemas semelhantes ao amostrador de poços.	(RACHELLE et al., 2019)
Traçadores radioativos	Traçadores radioativos semelhantes ao material do leito são	A dinâmica dos sedimentos pode ser verificada durante o transporte; os	Os traçadores são restritos à superfície da partícula exposta; a medição só pode ser	(NATHAN BRADLEY; TUCKER, 2012; PAPANGELAKIS; HASSAN, 2016)

	introduzidos no rio e o movimento é medido.	traçadores podem ser detectados in situ.	feita após eventos de chuva-vazão; é um método oneroso.
Tecnologias de substituição para descarga de leito	Usam luz ou som para deduzir estimativas de sedimentos.	Maioria não intrusiva ao fluxo; estimativas precisas e confiáveis.	A maioria das tecnologias ainda está em fase de teste e calibração.

(GRAY; LARONNE; MARR, 2010)

Fonte: Adaptado de Muhammad et al. (2019).

## 2.5 Forma dos sedimentos

A forma das partículas sedimentares é um atributo físico importante que pode fornecer informações sobre a história sedimentar de um depósito ou o comportamento hidrodinâmico das partículas em um meio de transporte. A forma da partícula é uma função complexa da litologia, tamanho da partícula, modo e duração do transporte, a energia do meio de transporte, a natureza e extensão do intemperismo pós-deposição e a história do transporte e deposição dos sedimentos.

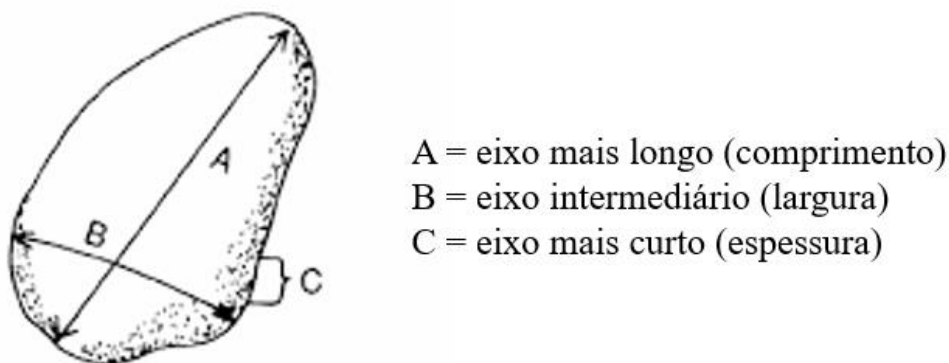
A classificação da forma é muito importante, por exemplo, na determinação da distância da fonte de sedimentos, em uma escala de bacia hidrográfica, e influenciando a estrutura do leito do rio, como a blindagem, em uma escala de leito individual (CARLING et al., 1992). Além disso, a forma da partícula tem mais influência do que a densidade da partícula no tempo de repouso entre o deslocamento da partícula e a distância média de viagem (MATHIEU et al., 2020). O efeito da forma das partículas no transporte e na classificação dos sedimentos é real e mensurável e podem ser incluídos em modelos de transporte de sedimentos (MATHIEU et al., 2020).

Mathieu et al. (2021) destacaram a influência da forma dos sedimentos no transporte de sedimentos e concluíram que a inclusão de características do formato do seixo na modelagem de transporte de carga de fundo oferece uma promessa para melhorar as previsões deste tipo de modelagem. Também, Demir e Walsh (2005) descobriram que o deslocamento de formas mais planas (ou seja, discos e lâminas) parece ser maior do que outras formas em rios montanhosos. No entanto, ainda não há senso comum sobre o melhor método para análise da forma de partícula e apresentação, e a maioria dos pesquisadores utiliza os métodos Zingg (1935) e/ou Sneed e Folk (1958) (e.g.: DUMITRIU; NICULIȚĂ; CONDORACHI, 2011).

Predominantemente, a forma de uma partícula é definida usando os três comprimentos axiais ortogonais *A*, *B* e *C* ou *L* (*long*), *I* (*intermdiate*) e *S* (*short*), respectivamente, os comprimentos dos eixos mais longo (*A*), intermediário (*B*) e mais curto (*C*) de partículas

individuais (Figura 2). Essas variáveis obedecem a uma regra simples em que  $A \geq B \geq C$ . A obediência a esta regra e a variação dos comprimentos dos eixos leva matematicamente a quatro extremos idealizados de forma: o esferóide ( $A \approx B \approx C$ ); a lâmina ( $A \gg B > C$ ); a haste ( $A > B \approx C$ ) e a discóide ( $A \approx B \gg C$ ). Conseqüentemente, por meio da combinação numérica desses parâmetros, existe uma série de índices bidimensionais que podem descrever adequadamente os elementos da forma dos sedimentos.

Figura 2 - Eixo dos sedimentos



Fonte: Adaptado de Harrelson (1994).

Um exemplo é observado no trabalho de Durafour et al. (2019) que estimaram o transporte de sedimentos de fundo e analisaram as formas das partículas. Os resultados revelaram que a consideração da forma da partícula nas fórmulas de transporte de sedimentos por meio de um índice de circularidade aumentou as estimativas das taxas de transporte de sedimentos de fundo. Sobre os métodos aplicados no presente trabalho, esses serão tratados no item 4.4.

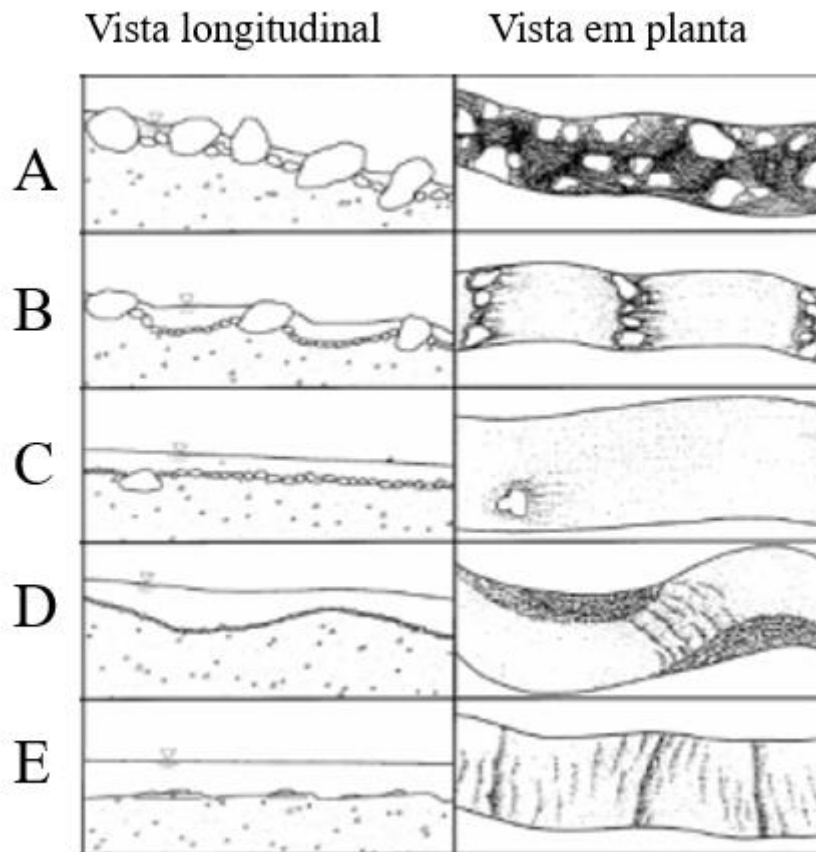
## 2.6 Morfologia do canal

Em rios montanhosos, a morfologia do canal é fortemente dominada pelo transporte de sedimentos. Nesse ambiente a configuração do canal é resultado de diversos fatores geológicos, climáticos, hidrológicos e hidráulicos, que afetam o rio há muito tempo (LENZI, 2001).

Considerando características como material do leito, padrão de leito, elementos de rugosidade dominantes, fontes de sedimentos dominantes, elementos de armazenamento de sedimentos, confinamento e declividade, Montgomery e Buffington (1997) identificaram cinco

tipologias morfológicas diferentes que podem ocorrer em rios de montanha (Figura 3). Os autores definiram essas morfologias como: corredeira (*cascade*), piscina em degraus (*step-pool*), leito plano (*plane bed*), leito raso em rampa (*riffle*) e ondulação de duna (*dune ripple*). Ao longo deste trabalho, será uniformizado o uso do termo em inglês.

Figura 3 – Morfologias de canal: (A) *cascade*; (B) *step-pool*; (C) *plane bed*; (D) *riffle*; e (E) *dune ripple*.



Fonte: Adaptado de Montgomery e Buffington (1997).

Enquanto *riffle* e *dune ripple* são mais comuns em declives moderados, as configurações de *cascade*, *step-pool* e *plane-bed* são as principais morfologias que aparecem nos rios de montanha de alta declividade. Devido às complexas condições morfológicas que caracterizam o ambiente montanhoso, ao longo de um determinado curso d'água, as configurações acima mencionadas frequentemente se misturam entre si, o que torna mais difícil sua classificação.

A configuração *cascade* é caracterizada por material de leito desorganizado, onde prevalecem seixos e grandes blocos. Esta morfologia exibe alta estabilidade, com os elementos maiores sendo mobilizados apenas por eventos de inundação caracterizados por tempo de

retorno > 50-100 anos (MONTGOMERY; BUFFINGTON, 1997). As principais fontes de rugosidade são os grãos e as margens, enquanto o arraste de sedimentos consiste em um cascalho menor que se move sobre os elementos maiores do leito.

A sequência de *step-pool* é a configuração mais comum quando da ocorrência de declividades em torno de 2% - 3% (GRANT; SWANSON; WOLMAN, 1990). Nesta configuração, surge uma organização fluvial bem estruturada com oscilação vertical no escoamento (turbulência). Especificamente, a morfologia apresenta uma forma de escada desenvolvida ao longo do perfil longitudinal, com a alternância de piscinas delimitadas por pedregulhos posicionados transversalmente ao canal (RECKING et al., 2012). O material do leito do canal é dominado por rochas e pedregulhos. Além do parâmetro de inclinação já mencionado, alguns autores identificaram outros fatores que apoiam o desenvolvimento de sistemas de *step-pool* (CURRAN; WILCOCK, 2005), como um leito heterogêneo caracterizado por presença de material imóvel (YAGER; KIRCHNER; DIETRICH, 2007) e baixa condição de fornecimento de sedimentos (GRANT; SWANSON; WOLMAN, 1990).

A sequência de *step-pool* representa uma morfologia muito estável que pode ser modificada apenas por inundações de alta magnitude (LENZI, 2001). Em termos de mobilidade de sedimentos, o transporte de sedimentos é afetado pelo fornecimento de sedimentos a montante (ou seja, processos de encostas), enquanto o leito do canal não representa uma área de fonte ativa (LENZI, 2001), porque é caracterizado por grandes elementos individuais formando as etapas estáveis, que por sua vez, controlam a estabilidade do sistema.

Ao contrário das configurações descritas anteriormente, na morfologia *plane-bed* é observada uma falta de formas de leito bem desenvolvidas. O tamanho do grão do material do leito do canal varia entre areia e cascalho, com predominância de pedras, seixos e cascalho fino. Da mesma forma que ocorre em *cascades*, as principais fontes de rugosidade são os grãos e bancos de sedimentos (MONTGOMERY; BUFFINGTON, 1997).

## **2.7 Estudos prévios na região**

O rio Forqueta faz parte da bacia hidrográfica do rio Forqueta, que por sua vez, está inserida na bacia hidrográfica do rio Maquiné. Está bacia vindo sendo estudada pelo Grupo de Pesquisas em Desastres Naturais (GPDEN) do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) desde 2018 e apresenta comportamentos distintos de chuva, vazão e sedimentos ao longo de sua distribuição espacial. Nesse sentido,



Godoy et al. (2017) analisaram o comportamento da chuva na bacia e detectaram que os maiores acumulados ocorrem na região da planície, demonstrando a presença do efeito orográfico sobre sua distribuição. Ainda, de acordo com os autores, os maiores acumulados de chuva das estações de planície ocorreram nos meses de verão.

Em relação ao comportamento da vazão, Moreira et al. (2019) estimaram as vazões médias mensais utilizando a simulação hidrológica a partir dos dados de chuva mensais por meio do modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT). Os resultados indicam valores de vazão média mensal na ordem de 20 m<sup>3</sup>/s no rio Maquiné. Moreira; De Brito e Kobiyama (2021), por outro lado, analisaram a aplicação e a sensibilidade de um índice de vulnerabilidade a inundações também na bacia de Maquiné.

Já Bartelli (2012) realizou um estudo preliminar sobre a dinâmica do transporte de sedimentos no arroio Garapiá, bacia vizinha do rio Forqueta, e relatou grande variação nos dados obtidos devido as características climáticas do período monitorado. O autor atenta para a diferença da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) em pontos com diferenças de declividade. Segundo Bartelli (2012), no ponto com maior declividade houve valores elevados de sedimentos, já no ponto onde a declividade é menor, os valores de sedimentos em suspensão foram menores. Isso pode ser explicado pelo alto gradiente hidráulico do primeiro ponto, que aumenta a capacidade de transporte de sedimentos. Nas áreas menos declivosas, o sedimento em suspensão tende a ser menor pela deposição dessas partículas devido, principalmente, ao baixo gradiente hidráulico.

Visando realizar o mapeamento de susceptibilidade ao fluxo de detritos na bacia hidrográfica do rio Maquiné, Caron (2019) avaliou o uso da ferramenta TauDEM para o estudo do fluxo de detritos. De acordo com o autor, quatro das cinco áreas avaliadas apresentam perigo de fluxo de detritos, que inclui a área referente a Reserva Biológica da Serra Geral e a bacia hidrográfica do rio Forqueta.

Camana, Dala-Corte e Becker (2016) avaliaram a relação entre as diferentes escalas de declividade e a riqueza de espécies de peixe em diferentes trechos de rio dentro da bacia do rio Maquiné. Os autores observaram que riachos mais íngremes tendem a ter menor riqueza de espécies. Esses resultados sugerem que os processos que ocorrem em toda a escala do riacho são determinantes para a riqueza de espécies de peixes locais. Mais importante, eles reforçam a necessidade de medir o declive em diferentes escalas ao investigar as relações peixes-habitat

em riachos, porque a influência do declive pode não ser detectada se avaliada em apenas uma escala.

Evidencia-se que o local é objeto de estudo de muitas pesquisas, no entanto, ainda nenhum dos trabalhos enfocou no transporte de sedimentos e/ou compreensão de processos hidrossedimentológicos. Nesse sentido, o presente trabalho busca preencher essa lacuna do conhecimento nesta região utilizando um trecho do rio da bacia hidrográfica do rio Forqueta.

### 3. ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 Localização e importância socioambiental da área de estudo

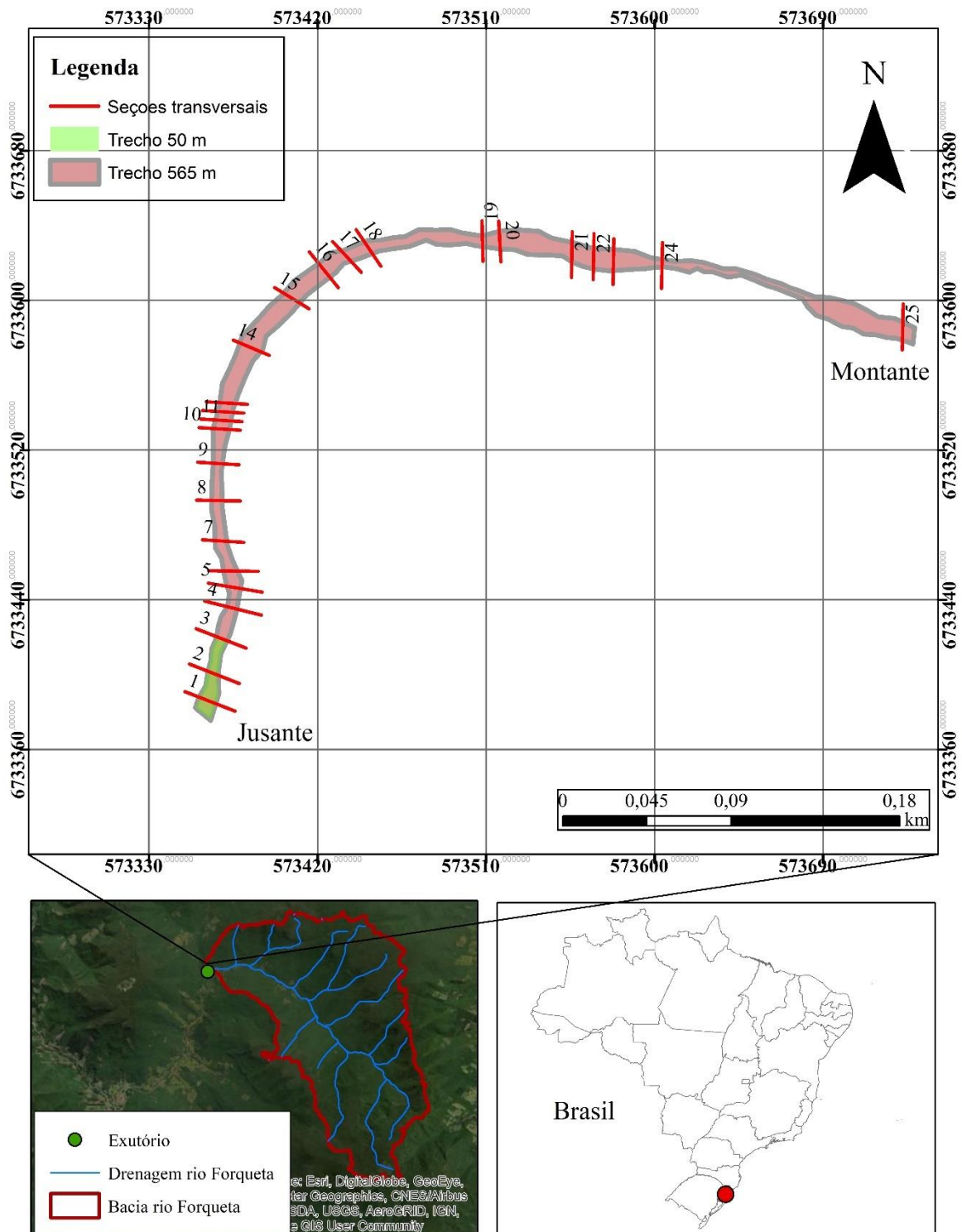
O trecho do rio está inserido na bacia hidrográfica do rio Forqueta (46 km<sup>2</sup>) (Figura 4), a qual é uma sub-bacia da bacia do rio Maquiné (510 km<sup>2</sup>) localizada na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul, compreendendo parte da porção leste do município de Maquiné. Essa pequena bacia possui poucos moradores, que vivem da agricultura de subsistência. Ainda, destaca-se o turismo na Cascata da Forqueta que é um grande atrativo da localidade e que recebe inúmeros visitantes ao longo de todo o ano para contemplação e realização de trilhas (G1/GLOBO, 2013).

Essa bacia hidrográfica é caracterizada por vegetação predominante Floresta Ombrófila Densa e Mista, além dos Campos de Cima da Serra (ROCHA, 2013; CASTRO et al., 2019). Além disso, a nascente do rio Forqueta está situada dentro da Reserva Biológica da Serra Geral (REBIO) e outra parte na Área de Preservação Ambiental (APA) Rota do Sol (MMA, 2020). Cabe ressaltar ainda que a bacia do rio Forqueta situa-se próximo a outras Unidades de Conservação, integrando o principal corredor ecológico da Mata Atlântica do Sul do Brasil.

A diferença altimétrica entre a nascente e o exutório do rio é de 746 metros (Figura 5c) com declividade média do rio de 0,06 m/m que influencia na força do escoamento superficial em eventos de chuva causando erosão do vale e arrastando grandes quantidades de sedimentos. À medida que essas águas escoam pela planície do rio Maquiné, a velocidade de escoamento diminui até atingir a sua foz na Lagoa dos Quadros.

Cabe ressaltar que, em relação ao relevo, a paisagem característica desta região é determinada por planícies e montanhas bem definidas ao longo de todo o vale do rio Maquiné. Considerando a bacia do rio Maquiné, cerca de 30% da região é composta por áreas consideradas de planície ou com baixa declividade, o restante são áreas de maior declividade.

Figura 4 - Localização do trecho do rio Forqueta e a distribuição espacial dos equipamentos hidrometeorológicos.



Nesse contexto, na bacia do rio Maquiné já foram destacadas várias ocorrências de fenômenos naturais desencadeados por chuvas intensas, como escorregamentos de terra. Tais eventos vêm trazendo imensos prejuízos ao município de Maquiné, como por exemplo, o ano de 2007 (janeiro e março) que foi marcado por intensas chuvas. Essas condições evidenciam

que a bacia do rio Maquiné é caracterizada por processos hidrossedimentológicos frequentes, justificando ainda mais sua escolha para o presente estudo.

Além disso, no município vizinho, Rolante (RS), a ocorrência de chuvas intensas e localizadas foi responsável por escorregamentos, fluxos de detritos e inundações bruscas em janeiro de 2017. Os prejuízos econômicos, estimados em R\$70 milhões, e sociais decorridos desse fenômeno repercutiram na necessidade do conhecimento e gerenciamento dos desastres (PAIXÃO et al., 2018). Assim, em decorrência das características geomorfológicas similares existentes nessa região, é importante que estas sejam analisadas com vistas a evitar/minimizar que desastres similares ocorram em Maquiné.

### **3.2 Caracterização da bacia hidrográfica do rio Forqueta**

#### *3.2.1 Caracterização pedológica e geológica*

Em relação a geologia, a bacia do rio Maquiné compreende áreas cobertas por derrames basálticos da bacia do Paraná, o que possibilita a formação de diferentes tipos de rochas. No entanto, a bacia do rio Forqueta apresenta apenas a Formação Serra Geral (rochas basálticas), com a ocorrência das Fácies Gramado e Caxias (VIEIRO; SILVA, 2010) (Figura 5b).

A Formação Serra Geral é caracterizada por sucessivos derrames e intrusões magmáticas que caracterizam uma associação litológica de basaltos e riolitos. As diferentes composições químicas entre os magmas ácidos e básicos geram diferentes registros estruturais e texturais após a efusão e posterior resfriamento. As sequências de rochas básicas da Formação Serra Geral, que predominam em área e volume sobre as ácidas, compreendem basaltos, enquanto as sequências ácidas compreendem riolitos de cor avermelhada ou esbranquiçados quando alterados.

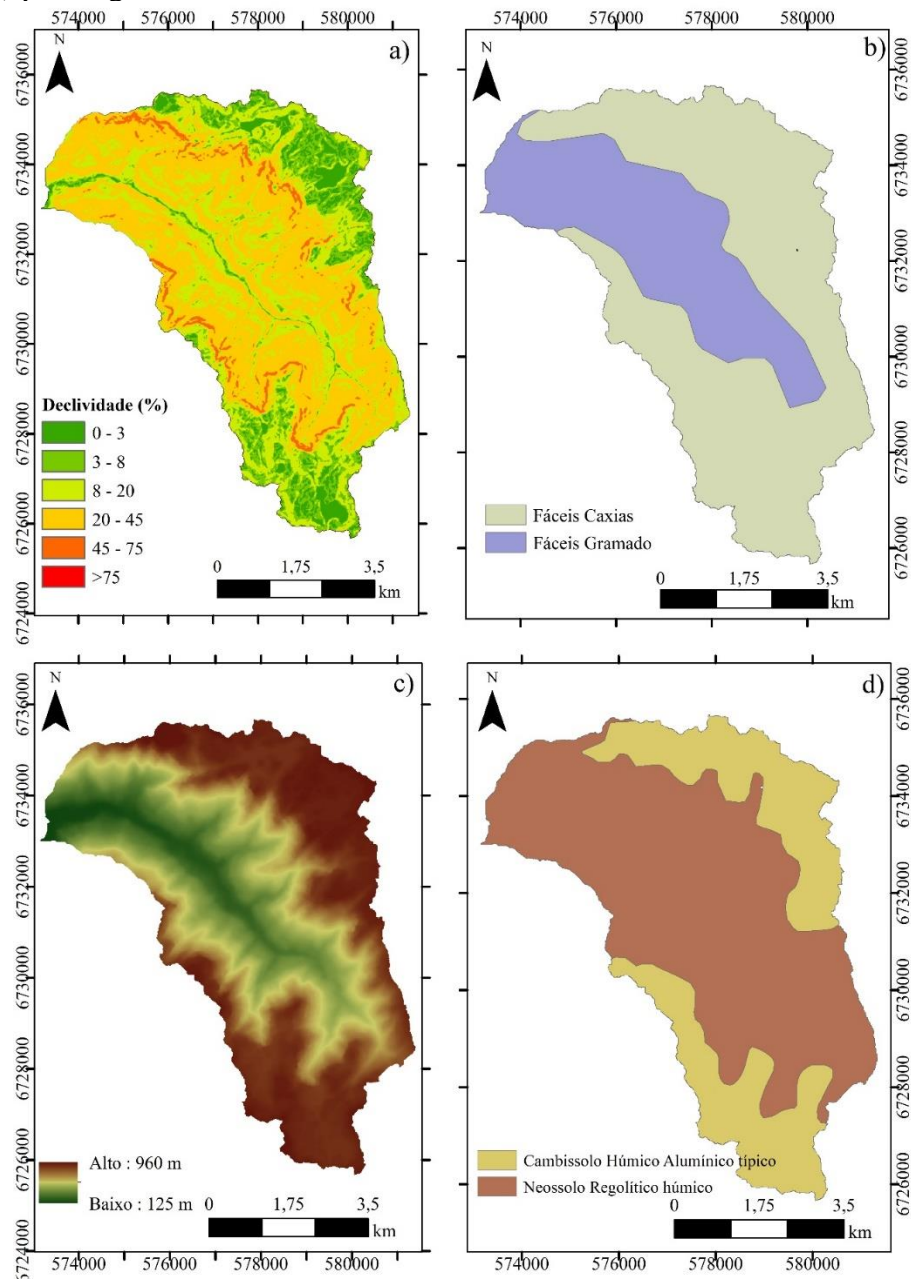
Conforme destaca em Mello e Castro (2019), a influência dos derrames ácidos na morfologia do relevo e a escassa vegetação nos seus afloramentos acontece porque o alto teor de SiO<sub>2</sub> dificulta a erosão destas camadas, fazendo com que elas segurem o relevo. Dessa forma, nos basaltos, onde a alteração do solo é mais fácil, a vegetação é bem desenvolvida.

O solo é caracterizado conforme a posição na paisagem (planalto, depressão e planície) (Figura 5d). Na região do planalto ocorre Cambissolo Húmico Alumínico típico (CHa), caracterizado por ser um solo medianamente profundo, de drenagem moderada a imperfeita, de coloração preta no horizonte A e bruno amarelado no horizonte B, textura média à argilosa

com sensação turfosa no A e argilosa no B, desenvolvido de rochas efusivas ácidas (riolitos e dacitos). Já na região da depressão (encostas e vales) ocorre o Neossolo Regolítico húmico léptico que é caracterizado por ser um solo com contato lítico a uma profundidade entre 50 cm e 100 cm da superfície e horizonte A húmico sobrejacente a horizonte C ou Cr, admitindo horizonte Bi com menos de 10 cm de espessura. De acordo com Embrapa (2006), apresentam pelo menos um dos seguintes requisitos:

- i) 4% ou mais de minerais primários alteráveis (menos resistentes ao intemperismo) na fração areia total e/ou no cascalho;
- ii) 5% ou mais do volume da massa do horizonte C ou Cr. dentro de 150 cm de profundidade, apresentando fragmentos de rocha semi-intemperizada, saprolito ou fragmentos formados por restos da estrutura orientada da rocha (pseudomorfos) que originou o solo.

Figura 5 - Características da bacia do arroio Forqueta: (a) declividade; (b) geologia; (c) altimetria; e (d) pedologia



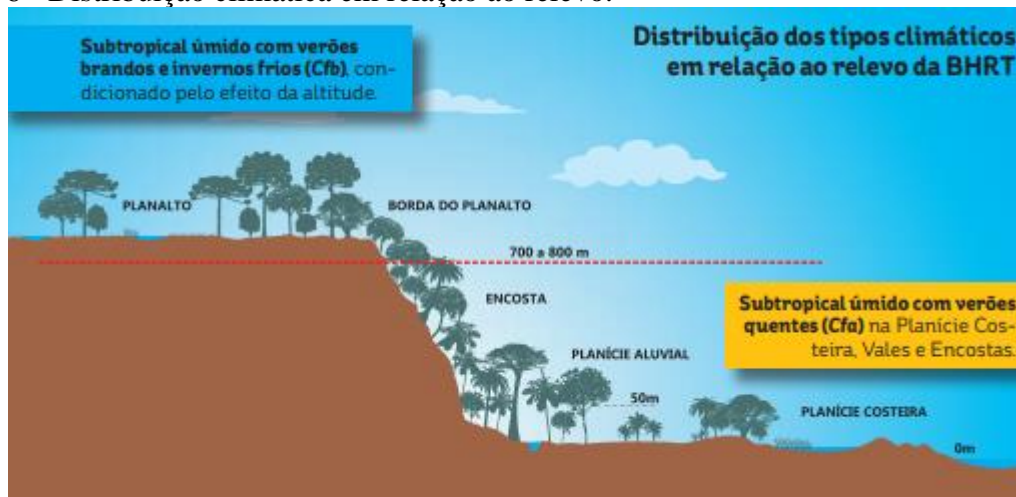
### 3.2.2 Caracterização climática

De acordo com a classificação de Köppen, o clima da região é caracterizado como: Subtropical úmido com verões quentes (Cfa); e Subtropical úmido com verões brandos e invernos frios (Cfb) (ROCHA, 2013). Na Figura 6 observa-se a ocorrência ao longo das diferentes porções da paisagem.

O tipo climático Cfb ocorre nas áreas mais elevadas, em altitudes superiores a 700-800 metros, correspondendo à encosta superior e ao planalto. A temperatura média nesses locais é

inferior a 22°C para o mês mais quente. O tipo Cfa abrange as áreas mais baixas pertencentes à planície costeira e parte inferior da encosta, em cotas geralmente inferiores a 500-700 m, e caracteriza-se por temperaturas médias compreendidas entre -3°C e 18°C para o mês mais frio e superiores a 22°C para o mês mais quente, com a precipitação total superior a 1200 mm (MELLO; CASTRO, 2019).

Figura 6 - Distribuição climática em relação ao relevo.



Fonte: Rocha (2013).



## 4. MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1 Monitoramento hidrológico

Para o monitoramento da chuva foram instalados um pluviógrafo e uma estação meteorológica na área de abrangência da bacia hidrográfica do rio Forqueta. O pluviógrafo foi instalado em junho de 2019 dentro da REBIO – na nascente do rio Forqueta (Figura 7a). Já a estação meteorológica foi instalada próxima ao exutório da bacia, junto a uma pousada que recebe turistas ao longo do ano (Figura 7b).

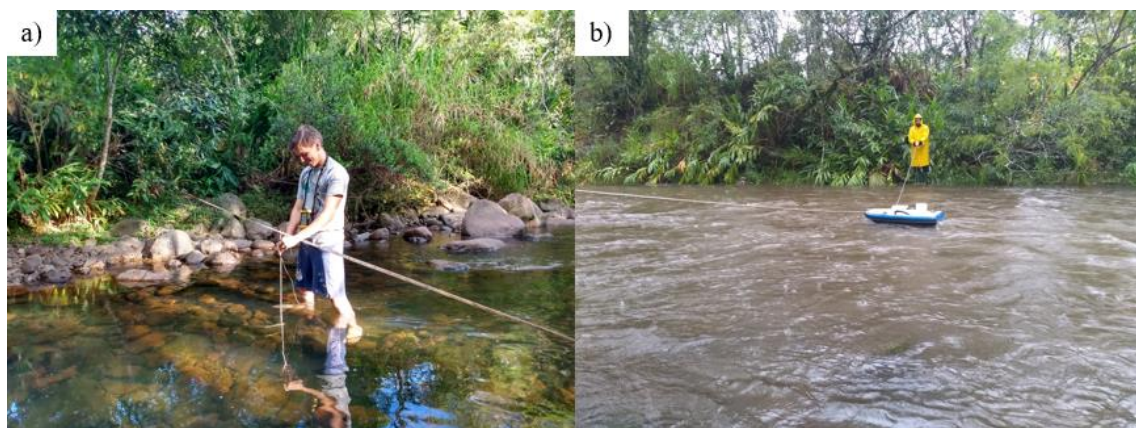
Para monitorar a vazão foi instalado um sensor de nível no rio Forqueta no exutório da bacia em junho de 2019 (Figura 7c) e réguas linimétricas para aferição do sensor (Figura 7d). O sensor de pressão registra o nível d'água em intervalos contínuos de 10 minutos por meio de um *datalogger*. O valor registrado pelo sensor (miliVolts) é transformado em nível d'água (centímetros) por meio de uma equação, previamente calibrada. A distribuição espacial desses equipamentos foi mostrada na Figura 4.

A vazão ( $Q$ ) foi calculada por meio de uma curva-chave. Para a construção da curva-chave de vazão foram utilizados dois equipamentos: um micro-molinete (Figura 8a), para baixas vazões, e um *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP), para altas vazões (Figura 8b).

Figura 7 - Equipamentos de monitoramento hidrometeorológicos: a) Pluviógrafo; b) Estação meteorológica; c) Estação fluviométrica; e d) Régua linimétrica.



Figura 8 - Medição da vazão: (a) em baixo nível d'água; e (b) alto nível d'água.



#### 4.2 Medição do transporte de sedimentos de arraste

Para medir o transporte de sedimentos de arraste foi utilizada a pintura dos sedimentos inseridos no canal. O procedimento consistiu em, primeiramente, coletar partículas de cada

faixa granulométrica representativa do fundo do canal em um trecho escolhido do rio. Os sedimentos foram coletados do fundo do canal e foi calculado o seu diâmetro nominal ( $D_n$ ). Após secos e contabilizados, foram pintados com tinta spray 20 sedimentos de cada faixa granulométrica sendo: 32-64 mm; 64-128 mm; 128-256 mm; 256-512 mm. Para determinar essas faixas, previamente, foi realizado a medição dos sedimentos pelo método de *Wolman Pebble Count* no local. Assim, as faixas foram representativas do canal, além disso, sedimentos pertencentes a faixas de menor granulometria seriam praticamente impossíveis de encontrar pós-evento de chuva. Portanto, preferiu-se padronizar e escolher essas faixas granulométricas.

Neste trecho, cada faixa granulométrica foi disposta em uma seção, totalizando quatro seções com 20 sedimentos cada. Na Figura 9 é demonstrado a distribuição nas seções e na Figura 10 é visualizado o conjunto das quatro seções e as visões a jusante e a montante. As quatro seções estão distantes cinco metros uma da outra e, aproximadamente, a 170 m do exutório da bacia. Cada cor representou uma faixa granulométrica, assim, pós-evento, foi mais fácil encontrá-las no canal. Ao todo foram pintados 80 sedimentos no dia 26/08/2020.

A localização dessas quatro seções de monitoramento de sedimentos pintados coincidiu com as seções levantadas para avaliação hidráulica (Figura 11), que serão mostradas e discutidas nos próximos itens.

Figura 9 - Disposição dos sedimentos pintados no canal no dia 26/08/2020 por faixa granulométrica

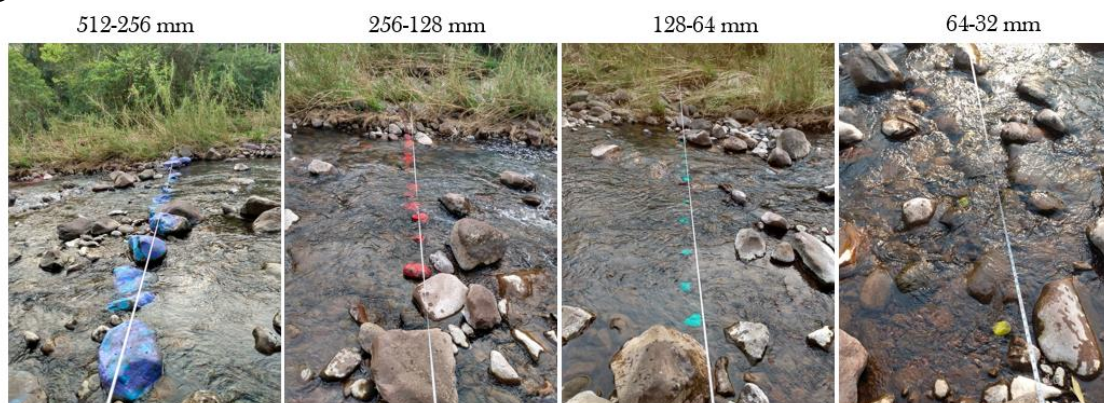
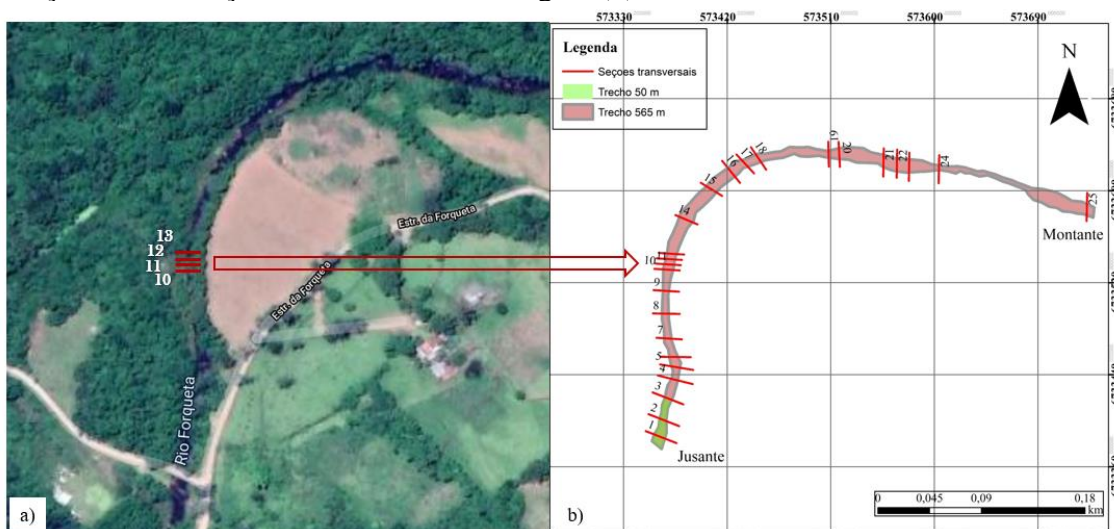


Figura 10 - Distribuição das seções e visões jusante e montante



Figura 11 - Localização das seções de monitoramento do transporte de sedimentos pintados (a) e seções de avaliação hidráulica e morfológica (b).



Após cada inspeção, a distância percorrida por cada partícula foi medida e anotada, incluindo as que não se moveram. Após ocorrido o evento de chuva-vazão, elas foram recolocadas na posição inicial e iniciava-se outra campanha pois estavam disponíveis para serem transportadas por outro evento de chuva. Usando esta metodologia, o movimento de cada partícula foi analisado em relação à sua dimensão e a vazão máxima do período.

Além disso, foi calculada a potência do escoamento (*stream power*) máxima a fim de comparar com as distancias e diâmetros dos sedimentos mobilizados.

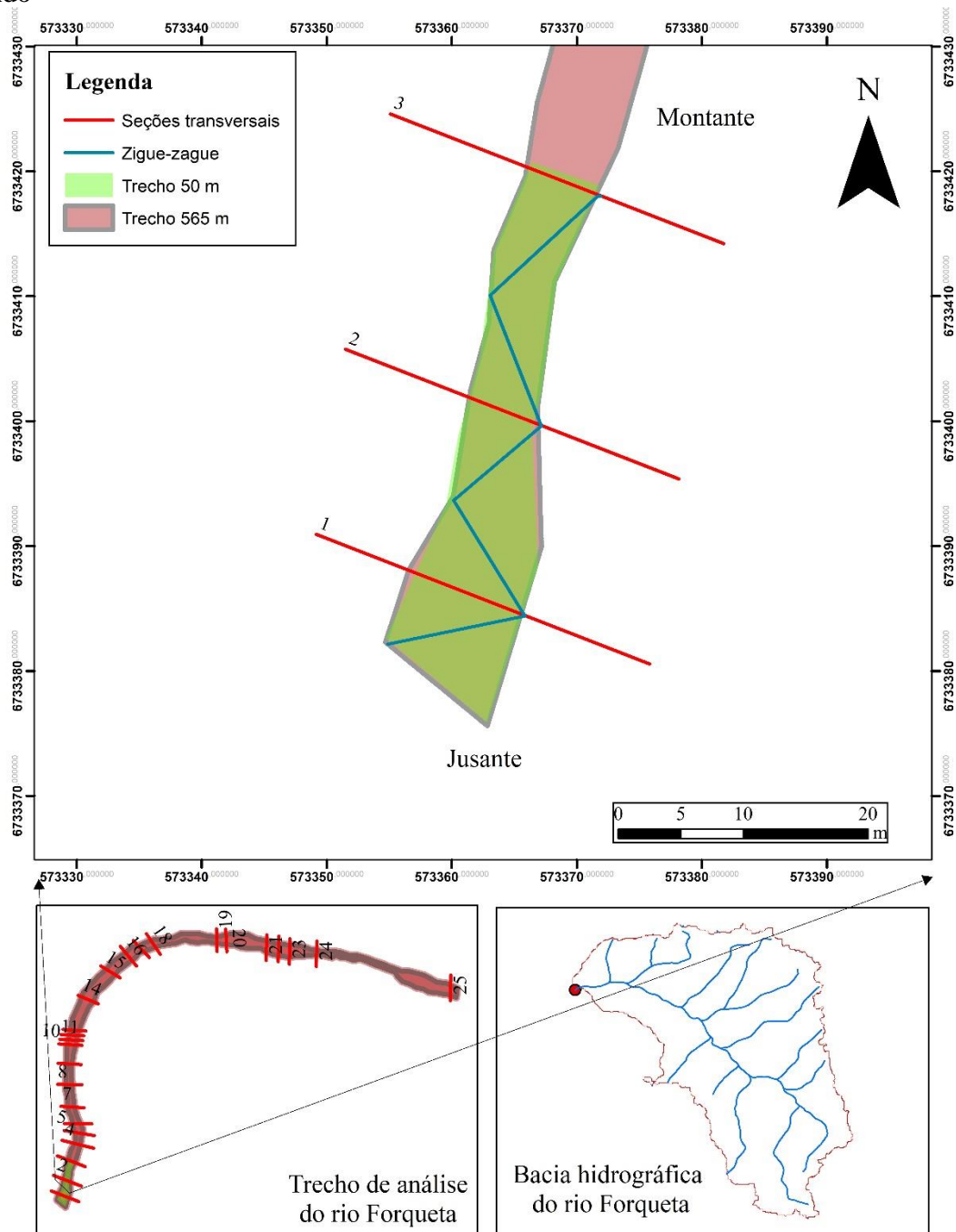
$$\omega = \gamma * Q_{m\acute{a}x} * S \quad (4)$$

onde  $\omega$  é a potência máxima do escoamento (W),  $\gamma$  é o peso específico do fluido ( $\text{N/m}^3$ ) e  $Q_{\text{máx}}$  é a vazão máxima ( $\text{m}^3/\text{s}$ ).

### **4.3 Caracterização dos sedimentos de fundo**

A caracterização dos sedimentos de fundo (tamanho e forma) foi realizada considerando duas metodologias diferentes quanto a amostragem: uma foi realizada de acordo com o método *Wolman Pebble Count* (zigue-zague no trecho) e outra considera apenas a determinação de três seções transversais ao rio no mesmo trecho. Ambas as metodologias foram realizadas no mesmo trecho (Figura 12), a fim de compará-las e destacar a que representa maior eficiência.

Figura 12 – Localização das seções e método de amostragem e caracterização dos sedimentos de fundo



Os sedimentos tiveram seus eixos (*A*, *B* e *C*) medidos por meio de um paquímetro, para eixos menores que 10 cm, e uma suta (Mantax Blue - 950mm), para os maiores (>10 cm) (Figura 13). Em seguida, o diâmetro nominal ( $D_n$ ) (mm) foi calculado para cada sedimento.

$$D_n = (A \cdot B \cdot C)^{\frac{1}{3}} \quad (5)$$

onde *A* é o maior diâmetro (mm); *B* é o diâmetro intermediário (mm); e *C* é o menor diâmetro (mm). Sedimentos com diâmetros menores que 2mm não foram medidos aqui, pois assumimos

que estes não são transportados como sedimentos de arraste (HARRIES et al., 2019) e praticamente não houve sua aparição no leito.

Figura 13 - Realização da amostragem de sedimentos do leito



Na Tabela 2 é apresentada a classificação de Wentworth (1922) que foi utilizada para classificação da distribuição granulométrica.

#### 4.3.1 Caracterização do tamanho do sedimento (zigue-zague)

A caracterização do sedimento de fundo foi realizada seguindo a metodologia de contagem de pedras, também conhecida como *Wolman Pebble Count*. O esquema de amostragem consistiu em realizar um zigue-zague no trecho escolhido, alcançando a água e removendo a primeira partícula tocada pela mão em intervalos de um metro, totalizando 100 unidades de seixos (WOLMAN, 1954).

Esse procedimento foi realizado em cinco campanhas (dezembro/2019; fevereiro, maio, agosto e novembro/2020) para verificar se houve algum padrão de mudança ao longo do tempo. Além disso, essa amostragem foi comparada com a amostragem feita por seções, já que em um trecho, ambas coincidiram no mesmo local (seções 1, 2 e 3). Assim, foi possível estabelecer uma metodologia adequada para a caracterização dos sedimentos de fundo para rios montanhosos no Brasil. Na Figura 12 foi mostrado o procedimento de amostragem.

Tabela 2 - Classificação granulométrica dos sedimentos de Wentworth (1922)

<b>Classe (em inglês)</b>	<b>Classe</b>	<b>Tamanho (mm)</b>
<i>Very fine clay</i>	Argila muito fina	0,24 – 0,49 ( $\times 10^{-3}$ )
<i>Fine clay</i>	Argila fina	0,49 – 0,98 ( $\times 10^{-3}$ )
<i>Medium clay</i>	Argila média	0,98 – 1,95 ( $\times 10^{-3}$ )
<i>Coarse clay</i>	Argila grossa	1,95 – 3,91 ( $\times 10^{-3}$ )
<i>Very fine silt</i>	Silte muito fino	3,91 – 7,81 ( $\times 10^{-3}$ )
<i>Fine silt</i>	Silte fino	7,81 – 15,63 ( $\times 10^{-3}$ )
<i>Medium silt</i>	Silte médio	15,63 – 31,25 ( $\times 10^{-3}$ )
<i>Coarse silt</i>	Silte grosso	31,25 $\times 10^{-3}$ – 0,0625
<i>Very fine sand</i>	Areia muito fina	0,0625 – 0,125
<i>Fine sand</i>	Areia fina	0,125 – 0,25
<i>Medium sand</i>	Areia média	0,25 – 0,5
<i>Coarse sand</i>	Areia grossa	0,5 – 1
<i>Very coarse sand</i>	Areia muito grossa	1 - 2
<i>Gravel very fine</i>	Cascalho muito fino	2 - 4
<i>Gravel fine</i>	Cascalho fino	4 - 8
<i>Gravel médium</i>	Cascalho médio	8-16
<i>Gravel coarse</i>	Cascalho grosso	16 - 32
<i>Gravel very coarse</i>	Cascalho muito grosso	32 - 64
<i>Cobble small</i>	Bloco pequeno	64 - 128
<i>Cobble large</i>	Bloco grande	128 - 256
<i>Boulder small</i>	Matacão pequeno	256 - 512
<i>Boulder medium</i>	Matacão médio	512 - 1024
<i>Boulder large</i>	Matacão grande	1024 - 2048
<i>Boulder very large</i>	Matacão muito grande	2048 - 4096

#### 4.3.2 Caracterização da granulometria por seções

O procedimento adotado foi medir a largura da seção ( $L$ ) e realizar a medição dos sedimentos em intervalos iguais a 0,5 m se  $L < 10$  m e 1,0 m se  $L > 10$  m. Assim, o sedimento foi coletado, medido seus eixos (Figura 13) e recolocado no lugar de origem. Esse procedimento foi realizado para as 25 seções. Posteriormente, foram calculados os diâmetros característicos de cada seção ( $D_{10}$ ,  $D_{16}$ ,  $D_{50}$ ,  $D_{84}$ ,  $D_{90}$ ).

É importante destacar que a seleção do tamanho dos sedimentos é subjetiva. Por isso, ambas as amostragens foram realizadas pela mesma pessoa para limitar os erros de amostragem, manter a consistência da amostragem e reduzir a variação na seleção (BUNTE et al., 2009). Posteriormente, além de comparar com o método de Wolman essa caracterização foi realizada ao longo do trecho do rio sendo levantadas 25 seções (Figura 4). As seções foram definidas a fim de representar as diferentes morfologias do rio, que serão descritas posteriormente.



### 4.3.3 Caracterização da forma dos sedimentos

A metodologia utilizada para caracterizar a forma dos sedimentos foi realizada para ambos os métodos de amostragem e comparados posteriormente. Os aspectos considerados aqui foram representados pelo alongamento da partícula (razão entre o eixo *B* e o eixo *A*) e a planicidade (razão entre o eixo *C* e o eixo *B*). Na Tabela 3 é mostrada a classificação sugerida por Blott e Pye (2008) para essas duas características.

Tabela 3 – Classificação sugerida por Blott e Pye (2008) com base no grau de alongamento (*B/A*) e planicidade (*C/B*).

Alongamento			Planicidade		
B/A	Classe	Termo	C/B	Classe	Termo
0-0,2	5	Extremamente alongado	0-0,2	5	Extremamente plano
0,2-0,4	4	Muito alongado	0,2-0,4	4	Muito plano
0,4-0,6	3	Moderadamente alongado	0,4-0,6	3	Moderadamente plano
0,6-0,8	2	Ligeiramente alongado	0,6-0,8	2	Ligeiramente plano
0,8-1	1	Não alongado	0,8-1	1	Não plano

Além disso, outra característica está relacionada à esfericidade, a qual mede o grau em que uma partícula se aproxima de uma forma esférica. Foi definida por Wadell (1932) como a razão entre o diâmetro de uma esfera com o mesmo volume da partícula e o diâmetro da esfera circunscrita. A esfericidade de uma partícula (*E*) foi, então, determinada medindo as três dimensões lineares da partícula.

$$E = \left(\frac{V_p}{V_{es}}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (6)$$

onde  $V_p$  é o volume da partícula ( $\text{cm}^3$ ); e  $V_{es}$  é o volume da menor esfera circunscrita ( $\text{cm}^3$ ), que pode ser reescrita para a Equação (7).

$$E = \left(\frac{A \cdot B \cdot C}{A^3}\right)^{\frac{1}{3}} = \left(\frac{B \cdot C}{A^2}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (7)$$

Os valores de esfericidade variam de 0 (não esférico) a 1 (esfera perfeita). Na Tabela 4 é mostrada a classificação da esfericidade de acordo com Riley (1941).

Tabela 4 - Classes de esfericidade dos sedimentos

Classe	Limites de <i>E</i>
Esfericidade muito alta	1-0,894
Esfericidade alta	0,894-0,775

Esfericidade moderada	0,775-0,632
Esfericidade baixa	0,632-0,447
Esfericidade muito baixa	0,447-0

Quanto à forma das partículas, Zingg (1935) desenvolveu uma metodologia de classificação que utiliza as dimensões das partículas ao longo dos três eixos principais. Assim, as partículas foram classificadas em quatro categorias de forma: esferóides (esferas), discóides (discos), alongados (hastes) ou lâminas com base nas razões  $B/A$  e  $C/B$  conforme mostrado na Tabela 5. É importante notar que o mesmo valor de esfericidade pode ser aplicado a partículas de formatos diferentes, portanto, esfericidade e forma geométrica são medidas diferentes de formato de partícula.

Tabela 5 - Forma dos sedimentos de acordo com Zing (1935).

Classe	$B/A$	$C/B$	Forma
I	$>2/3$	$<2/3$	Disco
II	$>2/3$	$>2/3$	Esfera
III	$<2/3$	$<2/3$	Lâmina
IV	$<2/3$	$>2/3$	Alongado (hastes)

#### 4.4 Hidráulica do canal

##### 4.4.1 Parâmetros hidráulicos

Para o levantamento dos parâmetros hidráulicos das seções, primeiramente foi realizado a topografia do trecho (565 metros) utilizando um *GPS RTK (Global Position System - Real Time Kinematic)*. Assim, estabeleceu-se a declividade entre as seções. Ao todo, foram levantadas 25 seções ao longo deste trecho (Figura 4) que compreendem diferentes formações morfológicas.

A realização do levantamento consistiu basicamente em medir a largura da seção transversal e a profundidade de diversas verticais da seção, a fim de representar a batimetria do fundo da seção. No Apêndice A é mostrada a batimetria das 25 seções na primeira campanha realizada 26/08/2020.

A partir desses parâmetros e com a medição de vazão a jusante (estação fluviométrica), foi possível estabelecer as variáveis hidráulicas necessárias para avaliação da geometria hidráulica das seções. Assim, a velocidade média ( $v$ ) da seção foi calculada utilizando o valor

da vazão ( $Q$ ) medido na estação fluviométrica e a área molhada ( $A_m$ ) da respectiva seção (Equação (3)). O raio hidráulico da seção ( $R_h$ ) foi calculado pela Equação (8).

$$R_h = \frac{A_m}{P_m} \quad (8)$$

onde  $P_m$  é o perímetro molhado da seção (m).

O número de Reynolds ( $Re$ ) também foi calculado para as seções:

$$Re = \frac{v \cdot R_h}{\nu} \quad (9)$$

onde  $\nu$  é a viscosidade cinemática da água ( $m^2/s$ ). Verifica-se experimentalmente que o regime de escoamento laminar é caracterizado por números de Reynolds menores que aproximadamente 2000, e que para  $Re > 4000$  entra-se no domínio de fluxo turbulento. A região  $2000 < Re < 4000$  é denominada de transição

Para verificar o comportamento do fluxo da água foi calculado o número de Froude ( $Fr$ )

$$Fr = \frac{v}{(g \cdot H_m)^{0,5}} \quad (10)$$

onde  $g$  é aceleração da gravidade ( $9,81 m/s^2$ ) e  $H_m$  é a profundidade média da água na seção. O valor de  $Fr$  estabelece a diferença entre escoamento supercrítico ( $Fr > 1$ ), crítico ( $Fr = 1$ ) e subcrítico ( $Fr < 1$ ).

A tensão de cisalhamento ( $\tau$ ) foi calculada por meio da Equação (11), que foi utilizada para o cálculo do número de Shields ( $\psi$ ) (Equação (12))

$$\tau = \rho_w \cdot g \cdot R_h \cdot S \quad (11)$$

$$\psi = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho_w) \cdot g \cdot D_x} \quad (12)$$

onde  $\rho_w$  é a densidade da água;  $\rho_s$  é a densidade do sedimento; e  $D_x$  é o diâmetro representativo do canal (aqui definido como o  $D_{84}$ ).

#### 4.4.2 Resistência ao fluxo

Para calcular a resistência ao fluxo, foram calculados os valores de  $n$ :

$$n = \frac{R_h^{\frac{2}{3}} \cdot S^{\frac{1}{2}}}{v} \quad (13)$$

e o fator de perda de Darcy-Weisbach ( $ff$ )

$$ff = \frac{8 \cdot g \cdot H_m \cdot S}{v^2} \quad (14)$$

onde  $H_m$  é a profundidade média do fluxo.

Na Tabela 6 é apresentado um compilado das variáveis hidrológicas, hidráulicas e sedimentológicas que foram avaliadas nesse trabalho.

Tabela 6 - Variáveis hidrológicas, hidráulicas e sedimentológicas avaliadas.

	Variáveis	Sigla	Unidade
Hidrológicas	Precipitação total	$P$	mm
	Intensidade máxima	$I_{máx}$	mm/h
	Intensidade máxima em 30 minutos	$I_{30}$	mm/h
	Precipitação acumulada em 3 dias anterior ao evento	$P_{A3}$	mm
	Precipitação acumulada em 5 dias anterior ao evento	$P_{A5}$	mm
	Precipitação acumulada em 7 dias anterior ao evento	$P_{A7}$	mm
	Vazão máxima	$Q_{máx}$	m <sup>3</sup> /s
	Vazão média	$Q_{méd}$	m <sup>3</sup> /s
	Vazão mínima	$Q_{mín}$	m <sup>3</sup> /s
	Escoamento superficial acumulado	$Q_{ES}$	mm
	Coefficiente de escoamento superficial	$C_{ES}$	%
	Duração total do evento	$D_P$	horas
	Hidráulicas	Largura	$L$
Profundidade média		$H_m$	m
Profundidade máxima		$H_{máx}$	m
Perímetro molhado		$P_m$	m
Raio hidráulico		$R_h$	m
Área molhada		$A_m$	m <sup>2</sup>
Velocidade		$v$	m/s
Declividade		$S$	m/m
Coefficiente de rugosidade de Manning		$n$	m <sup>-1/3</sup> .s
Fator de perda de Darcy-Weisbach		$ff$	-
Tensão de cisalhamento		$\tau$	N/m <sup>2</sup>
Número de Shields		$\psi$	-
Número de Reynolds		$R$	-
Número de Froude		$Fr$	-
Submersão relativa	$R/D_{84}$	-	
Sedimentológicas	Eixo mais longo	$A$	cm
	Eixo intermediário	$B$	cm
	Eixo mais curto	$C$	cm
	Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 10%	$D_{10}$	mm
	Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 16%	$D_{16}$	mm
	Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 50%	$D_{50}$	mm
Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 84%	$D_{84}$	mm	
Diâmetro da partícula correspondente a porcentagem acumulada de 90%	$D_{90}$	mm	

#### 4.5 Morfologia fluvial

Ao longo dos 565 metros avaliados, o rio Forqueta apresenta diferentes tipos de morfologias comuns às áreas de montanha. Como descrito anteriormente, Montgomery e Buffington (1997) descrevem as principais morfologias que ocorrem em rios montanhosos: *cascade*, *step-pool*, *plane bed*, *riffle* e *dune ripple*. Na Figura 14 são apresentadas algumas ocorrências de *cascade* e *step-pool*.

O trecho apresenta quatro piscinas (*pool*) bem definidas e dois trechos de *cascade*. No entanto, houve grande dificuldade em classificar as seções devido a ocorrências de mais uma morfologia. No total foram registradas 8 seções de morfologia *pool* (Apêndice A – Figuras a, b, c, q, r, s, w, x), 15 seções de morfologia *cascade* (Apêndice A – Figuras d, e, f, g, h, i, j, l, m, o, p, t, u, v, y), e 2 seções de morfologia *plane-bed* (Apêndice A – Figuras n,y).

Para verificar a morfologia, ainda foi mensurada a declividade das seções, para auxiliar na determinação e escolha das morfologias. Assim, o perfil longitudinal do trecho monitorado foi levantado em agosto de 2020 (Figura 15). A inclinação média foi de 1,54%.

Figura 14 - Morfologia de fundo de canal ao longo do trecho em estudo

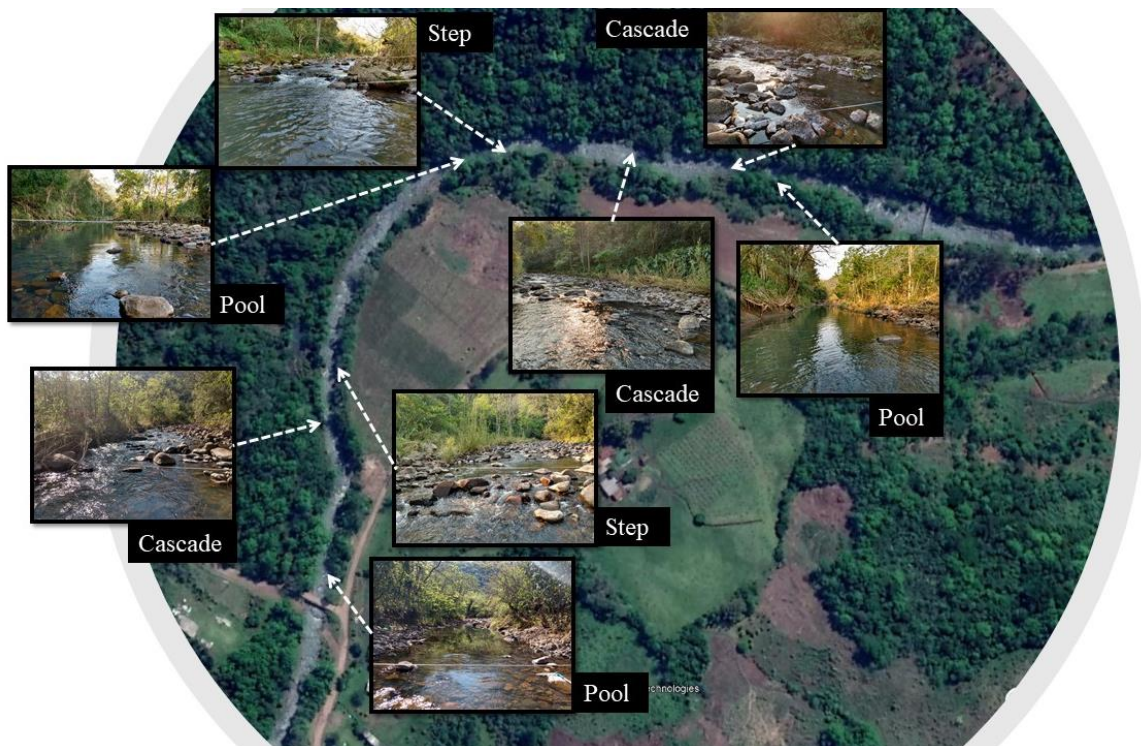
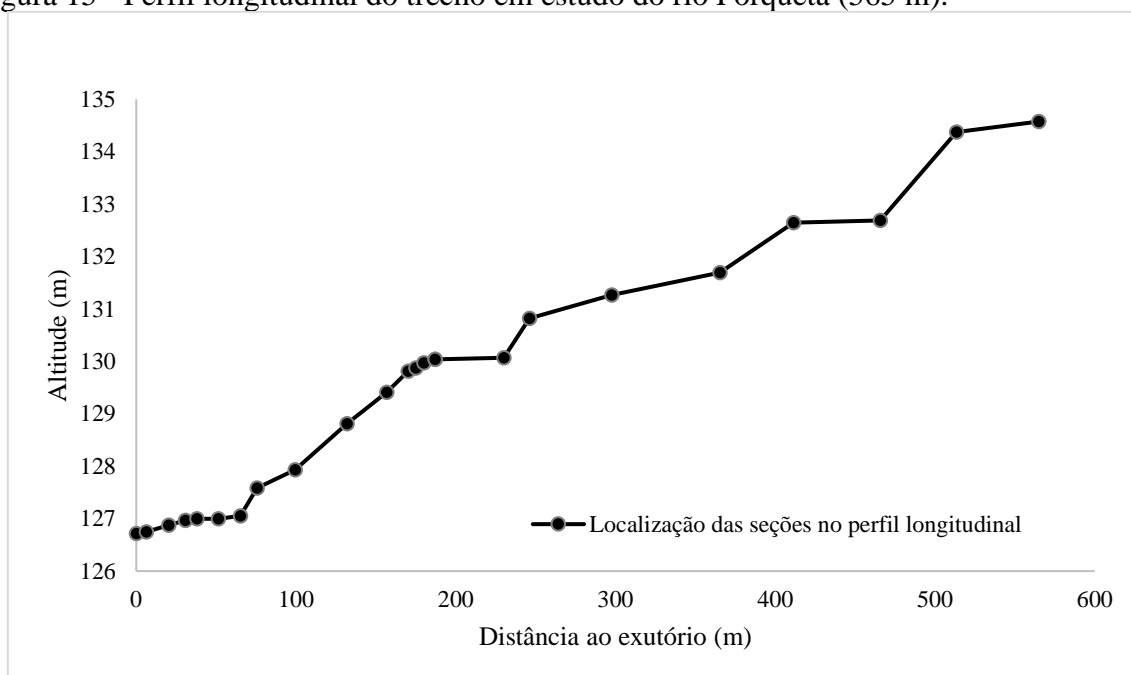


Figura 15 - Perfil longitudinal do trecho em estudo do rio Forqueta (565 m).



#### 4.1 Análise dos dados

Após a organização dos dados foram realizadas análises de correlação simples e múltiplas entre as variáveis a fim de verificar quais variáveis apresentam maior influência. Para isso, foram utilizados o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) e o coeficiente de correlação linear de Pearson ( $r$ ) por meio da matriz de Pearson. Segundo UWE (2012), o valor de  $r$  indica o grau de intensidade da correlação entre duas variáveis e, ainda, o sentido dessa correlação. Varia de +1 (correlação positiva) a -1 (correlação negativa).

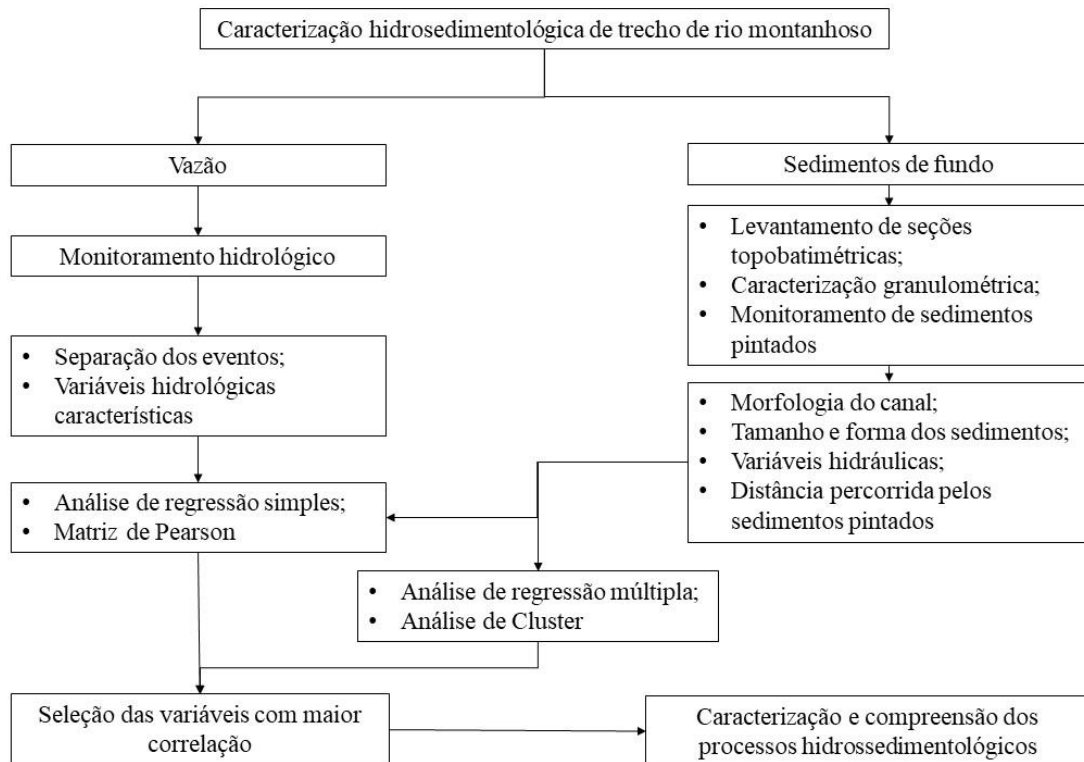
Ainda, os resultados foram discutidos de acordo com a qualidade da correlação, sendo considerados como referência os seguintes valores para este trabalho: (i) correlação muito forte  $\rho > 0,9$ ; ii) correlação forte  $0,7 < \rho < 0,9$ ; (iii) correlação moderada  $0,5 < \rho < 0,7$ ; iv) correlação fraca  $0,3 < \rho < 0,5$ ; e (v) correlação muito fraca  $0,0 < \rho < 0,3$ .

Além disso, foi utilizada a análise de cluster (distância euclidiana) para identificar grupos relativamente homogêneos de observações. As observações são atribuídas a agrupamentos de acordo com a "distância" de cada observação de outras observações e dos agrupamentos que já foram formados (EMERY et al., 2003).

## 4.2 Fluxograma

Em síntese, o presente trabalho seguiu o fluxograma representado na Figura 16.

Figura 16 - Fluxograma das atividades



## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 Curva-chave de vazões e extrapolação

Ao longo dos anos de 2019 e 2020 foram realizadas 14 campanhas de medição de vazão e duas extrapolações para uma cheia que ocorreu em 2017 no rio. Na Tabela 7 são visualizados os valores obtidos para cada medição e os respectivos parâmetros hidráulicos utilizados para extrapolação da vazão.

Tabela 7 - Campanhas de medições de vazão

Medição	Equipamento/ Método	Data	Hora	$H$ (cm)	$A_m$ (m <sup>2</sup> )	$V_m$ (m/s)	$L$ (m)	$Q_{obs}$ (m <sup>3</sup> /s)
1	Micro-molinete	17/08/2019	10:00	22,50	1,23	0,09	5,17	0,11
2	ADCP	04/10/2019	11:30	41,50	5,11	0,22	12,30	1,13
3	ADCP	04/10/2019	14:15	55,00	6,70	0,39	12,87	2,58
4	ADCP	04/10/2019	16:40	60,00	7,30	0,47	12,88	3,13
5	ADCP	19/10/2019	10:00	63,00	6,00	0,55	11,99	3,17
6	ADCP	01/11/2019	11:30	82,00	10,15	0,81	14,58	8,03
7	Micro-molinete	18/12/2019	17:00	28,00	1,77	0,16	7,37	0,28
8	Micro-molinete	05/02/2020	10:30	33,50	1,95	0,24	7,92	0,47
9	Micro-molinete	26/05/2020	12:00	30,50	2,52	0,13	8,80	0,33
10	Micro-molinete	17/07/2020	10:30	59,00	6,50	0,55	11,00	3,55
11	Micro-molinete	25/08/2020	10:25	26,00	2,79	0,11	9,35	0,31
12	Micro-molinete	28/08/2020	07:47	22,80	2,70	0,10	9,24	0,26
13	Micro-molinete	22/09/2020	16:00	37,50	3,64	0,19	10,56	0,70
14	Micro-molinete	22/10/2020	08:15	60,00	6,47	0,43	11,40	2,76
15	Extrapolação	2017		315,8				43,86
16	Extrapolação	2017		250,1				39,52

Com base nas medições realizadas, foi construída a curva-chave que obteve um  $R^2 = 0,945$ :

$$Q = 0,000234.H^{2,226547} \quad (15)$$

onde  $Q$  é a vazão em m<sup>3</sup>/s e  $H$  é o nível d'água em cm.

Na Figura 17, observa-se com detalhes o comportamento da curva-chave de vazão para o rio Forqueta. É possível perceber uma discrepância dos valores extrapolados com os valores medidos, por isso sugere-se que sejam aumentadas as campanhas de medições de campo durante eventos de chuva, quando a cota e a vazão são maiores. Ainda é destacada a extrapolação realizada para dois pontos de cheia, que ocorreram em 2017 (Figura 18).



Figura 17 - Curva-chave de vazão para o rio Forqueta

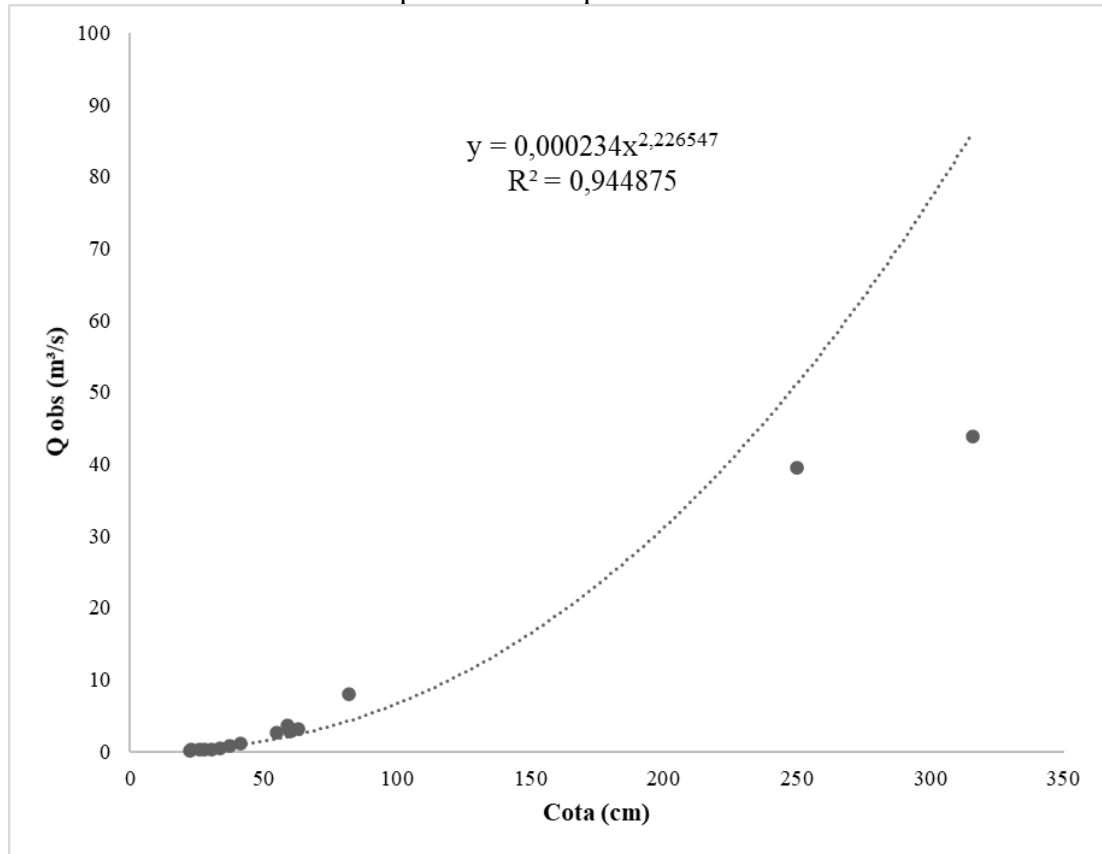
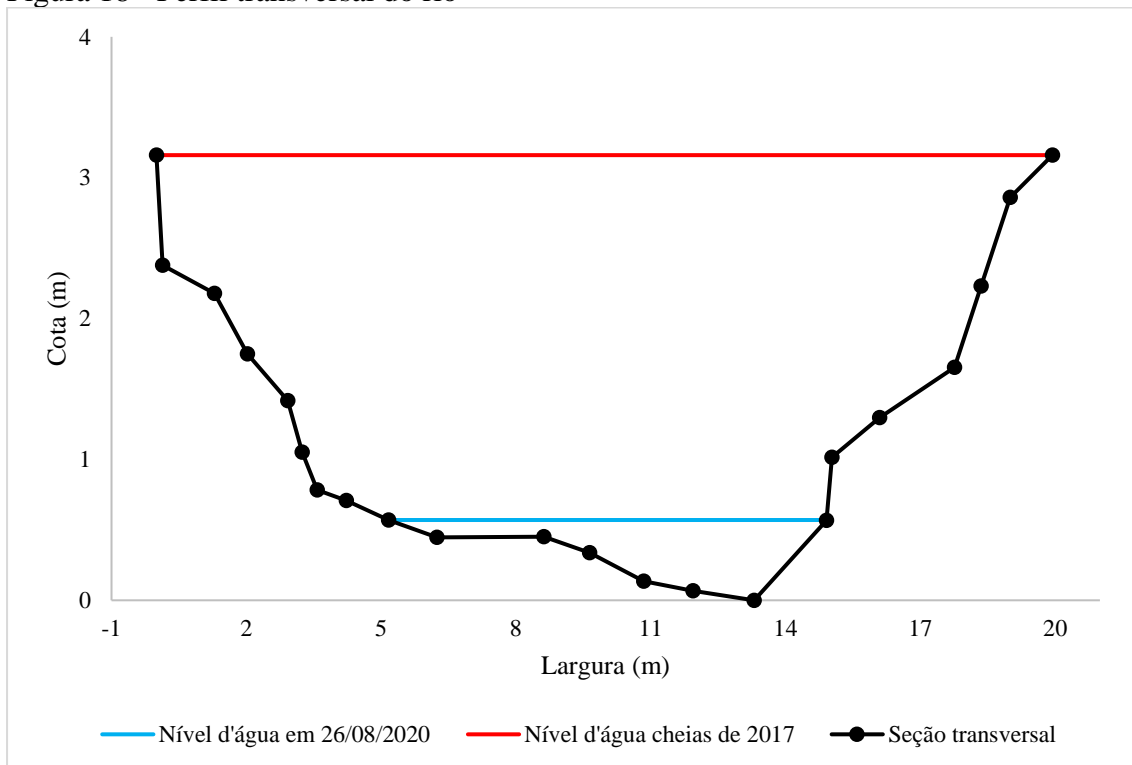
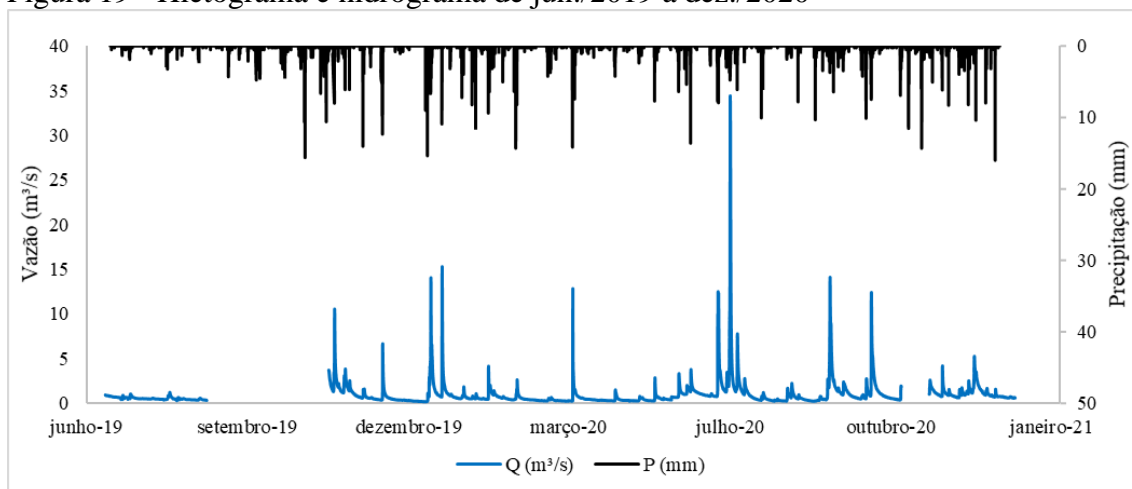


Figura 18 - Perfil transversal do rio



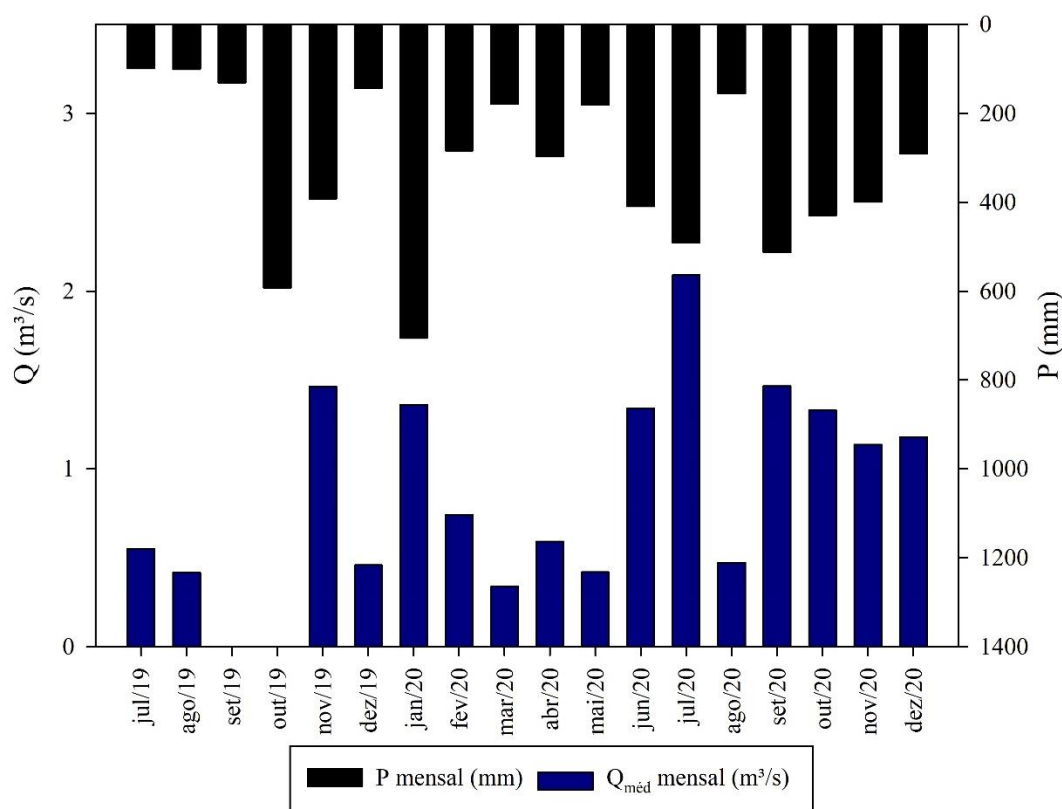
Na Figura 19 é apresentada a série completa das variáveis de precipitação e vazão no período analisado.

Figura 19 - Hietograma e hidrograma de jun./2019 a dez./2020



Com a obtenção dessa série foram selecionados os valores de precipitação e vazão mensais do período monitorado (Figura 20). O mês com a maior precipitação foi janeiro de 2020 (~700 mm), no entanto, não foi o mês que apresentou maior valor de vazão média. O maior valor de vazão média foi em julho de 2020 (~2,0 m³/s), justamente quando ocorreu um ciclone subtropical que atingiu a faixa leste da região sul do Brasil. Esse fenômeno fez com que os períodos de junho e julho de 2019 quando comparados a 2020 apresentassem diferenças significativas de magnitude da precipitação e vazão.

Figura 20 – Precipitação e vazão mensais para o período monitorado.



## 5.2 Caracterização dos sedimentos de fundo

### 5.2.1 Caracterização da granulometria pelo Método Wolman Pebble Count

Na Tabela 8 é apresentada a caracterização granulométrica dos sedimentos contabilizados obtidas por meio da distribuição de frequência acumulada. A caracterização dos sedimentos de leito foi realizada em cinco campanhas (dezembro/2019 a novembro/2020) sendo medidas 100 partículas por campanha, totalizando 500 partículas medidas. O  $D_{50}$  médio das campanhas foi de 56,27 mm – cascalho muito grosso, e teve o menor desvio padrão de todos os demais diâmetros característicos (1,57 mm). O conjunto de diâmetros que apresentou a maior variação foi o  $D_{máx}$ , variando de 225,53 mm a 358,23 mm.

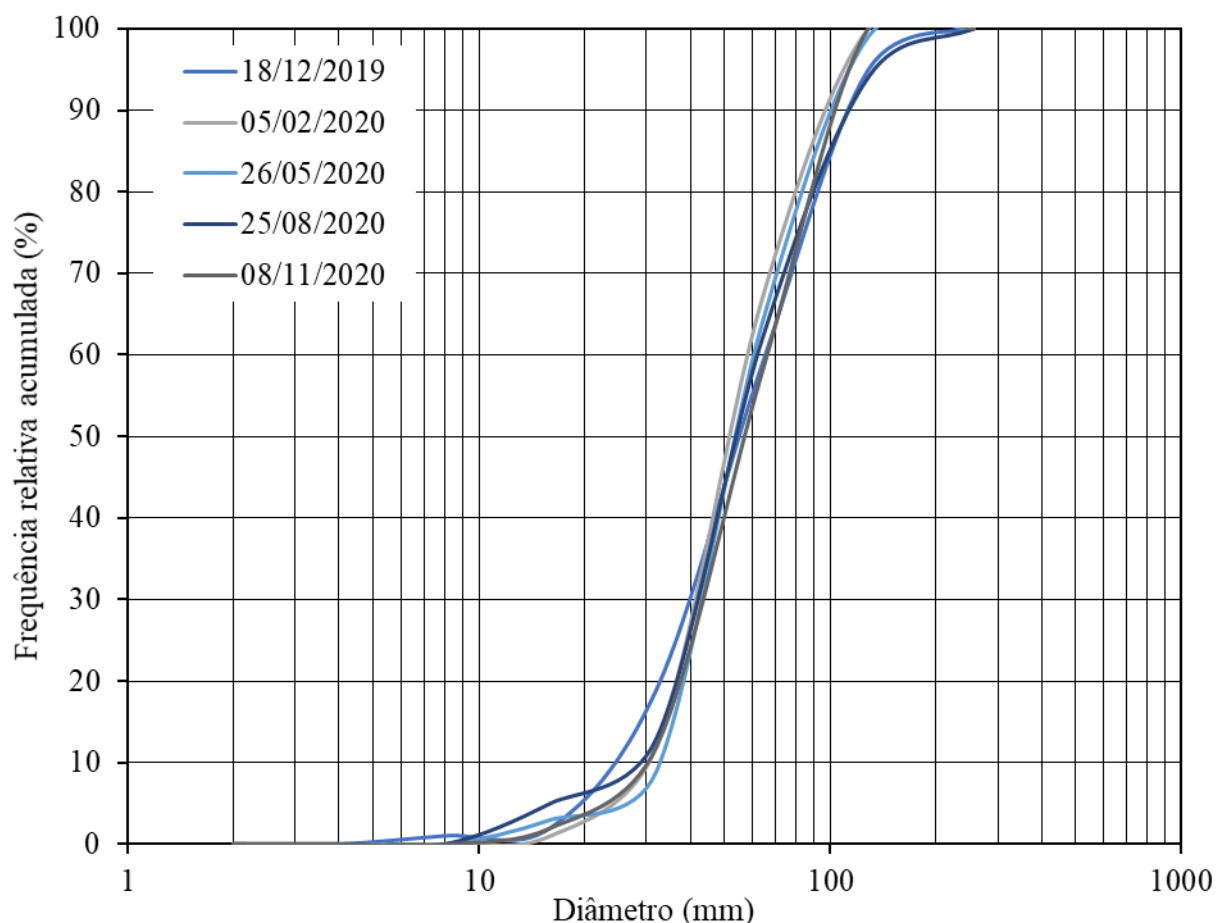
Tabela 8 - Caracterização granulométrica pelo Método Wolman Pebble Count

Data	$D_{máx}$ (mm)	$D_{90}$ (mm)	$D_{84}$ (mm)	$D_{50}$ (mm)	$D_{16}$ (mm)	$D_{10}$ (mm)	Nº de partículas
18/12/2019	358,23	119,11	108,44	56,80	29,18	23,53	100
25/01/2020	254,81	108,61	96,97	54,11	37,82	29,09	100
26/05/2020	291,05	111,54	100,57	55,85	36,07	32,58	100
25/08/2020	323,45	120	108	56,16	38	26	100

08/11/2020	225,53	112,76	103,62	58,43	38,4	28,8	100
Média	290,61	114,4	103,52	56,27	35,89	28	500
Mínimo	225,53	108,61	96,97	54,11	29,18	23,53	-
Máximo	358,23	120	108,44	58,43	38,4	32,58	-
Desvio Padrão	52,84	4,95	4,9	1,57	3,86	3,42	-

Na Figura 21 é apresentada a distribuição granulométrica das medições. Observa-se que não houve mudanças significativas na distribuição granulométrica dos sedimentos de fundo, mesmo depois do evento de julho de 2020, onde ocorreram as maiores vazões. Isso pode indicar que o período de monitoramento não foi representativo para indicar alteração ou evolução do canal, indicando equilíbrio do canal.

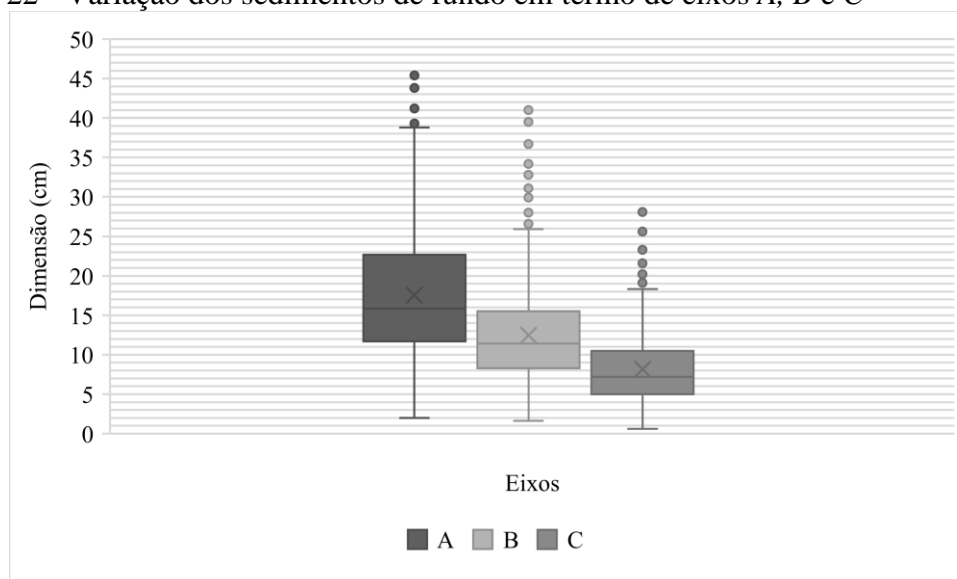
Figura 21 - Distribuição granulométrica de sedimentos de fundo



Após o levantamento dos eixos dos sedimentos para a determinação do respectivo diâmetro foi avaliado os valores dos eixos individualmente (*A*, *B* e *C*). Nesse sentido, o eixo *A* apresentou a maior variação do conjunto de dados (500 partículas), com valores variando de 1,99 a 43,6 cm. Já os valores do eixo *C* apresentaram menor variação. Conforme demonstrado na Figura 22, os valores variaram de 0,6 a 28,1 cm. Esses resultados indicam que a medição do

eixo A demonstra maior importância, visto que representa a maior variabilidade em seus valores.

Figura 22 - Variação dos sedimentos de fundo em termo de eixos A, B e C



A definição de modelos que relação os eixos entre si permitem estimar aqueles eixos de difícil determinação. Por exemplo, se é conhecido os valores de apenas dois eixos, com o uso de uma equação é possível encontrar o valor do terceiro eixo. Deste modo, comparando os valores obtidos para cada campanha de medição individual e, também, considerando todo o conjunto de dados (ou seja, todas as campanhas de medições), podem ser estabelecidos valores para eixos que são de difícil acesso (por exemplo, sedimentos que estão enterrados e/ou sobrepostos)

Assim, por meio de uma relação potencial, relação entre o eixo B e a multiplicação entre os eixos A e C (ou seja,  $B \times AC$ ) apresentou o melhor  $R^2$  ( $R^2=0,86$ ), ou seja, forte correlação (Tabela 9). No geral, todas as relações apresentaram  $R^2$  maiores que 0,65, indicando moderada e forte correlação. É importante destacar que as relações potenciais obtiveram  $R^2$  superiores as relações lineares, por isso foram expostas na Tabela 9.

Tabela 9 - Valores de  $R^2$  das relações entre os eixos (funções potenciais)

	Todas as medições	Medições individuais				
		dez/19	fev/20	jun/20	ago/20	nov/20
$R^2$						
$A \times B$	0,83	0,82	0,81	0,83	0,89	0,81
$A \times C$	0,71	0,77	0,65	0,65	0,78	0,65
$B \times C$	0,75	0,82	0,70	0,70	0,77	0,71
$C \times AB$	0,76	0,83	0,72	0,71	0,80	0,72

$B \times AC$	0,85	0,87	0,83	0,84	0,88	0,84
$A \times BC$	0,82	0,83	0,79	0,80	0,89	0,79

Os modelos de regressão múltipla relacionaram cada par de eixo ( $A$  e  $B$ ;  $A$  e  $C$ ;  $B$  e  $C$ ) com um diferente eixo ( $A$ ;  $B$ ;  $C$ ). Os melhores coeficientes de correlação ocorreram tomando como incógnita o eixo  $B$ . Isso significa dizer que os eixos  $A$  e  $C$  são mais representativos (exercem maior influência) na determinação do eixo  $B$  do que o contrário. Na Tabela 10 são mostrados os coeficientes obtidos. É importante ressaltar que o eixo  $B$  é, geralmente o escolhido como valor base para granulometria dos sedimentos (JONG, 1995)

Tabela 10 - Modelos de regressão múltipla para os eixos dos sedimentos

Eixo	Equação	R <sup>2</sup>	Erro padrão
A	$A = 0,943.B + 0,428.C + 2,265$	0,78	3,898
B	$B = 0,440.A + 0,483.C + 0,812$	0,81	2,662
C	$C = 0,163.A + 0,394.B + 0,385$	0,70	2,404

### 5.2.2 Caracterização da forma dos sedimentos coletados pelo Método Wolman Pebble Count

O cálculo da planicidade das partículas indicou que 37,2% são caracterizados como ligeiramente planas e 31,8% como moderadamente planas. Cerca de 43% dos sedimentos foram classificados como ligeiramente alongados. No entanto, 34% foram classificados como não alongados.

A esfericidade dos sedimentos foi classificada como moderada para mais de 50% das partículas. Além disso, 27% foram classificadas como esfericidade muito baixa. Essa característica é comum para sedimentos de origem de rios montanhosos, onde o transporte recém iniciou.

Em relação a forma dos sedimentos eles foram classificados em sua grande maioria como disco (38,20%). A Tabela 11 resume os resultados obtidos. É importante destacar que na maioria do levantamento de dados de outros estudos essas informações ainda são escassas, pois os conjuntos de dados de campo existentes não incluem informações sobre a forma dos grãos (MATHIEU et al., 2021). Dias e Thomaz (2011) realizaram medição da forma dos sedimentos em um pequeno rio no interior do Paraná (Brasil) e a forma predominante encontrada foi esfera. Essa diferença deve ser devido as características do material de fundo, visto que em Dias e Thomaz (2011), a maior porcentagem granulométrica foi areia.

Tabela 11 - Caracterização da forma dos sedimentos coletados pelo método de Wolman

<b>Planicidade</b>	<b>% de partículas</b>	<b>Alongamento</b>	<b>% de partículas</b>
Extremamente plano	0	Extremamente alongado	0
Muito plano	7,4	Muito alongado	1,4
Moderadamente plano	31,8	Moderadamente alongado	21,4
Ligeiramente plano	<b>37,2</b>	Ligeiramente alongado	<b>42,4</b>
Não plano	23,6	Não alongado	34,8
<b>Esfericidade</b>		<b>Forma</b>	
Esfericidade muito alta	3,2	Alongado (haste)	20,4
Esfericidade alta	18,2	Lâmina	14,6
Esfericidade moderada	<b>51,2</b>	Esfera	26,8
Esfericidade baixa	26,8	Disco	<b>38,2</b>
Esfericidade muito baixa	0,6		

### 5.2.3 Caracterização da granulometria por seções

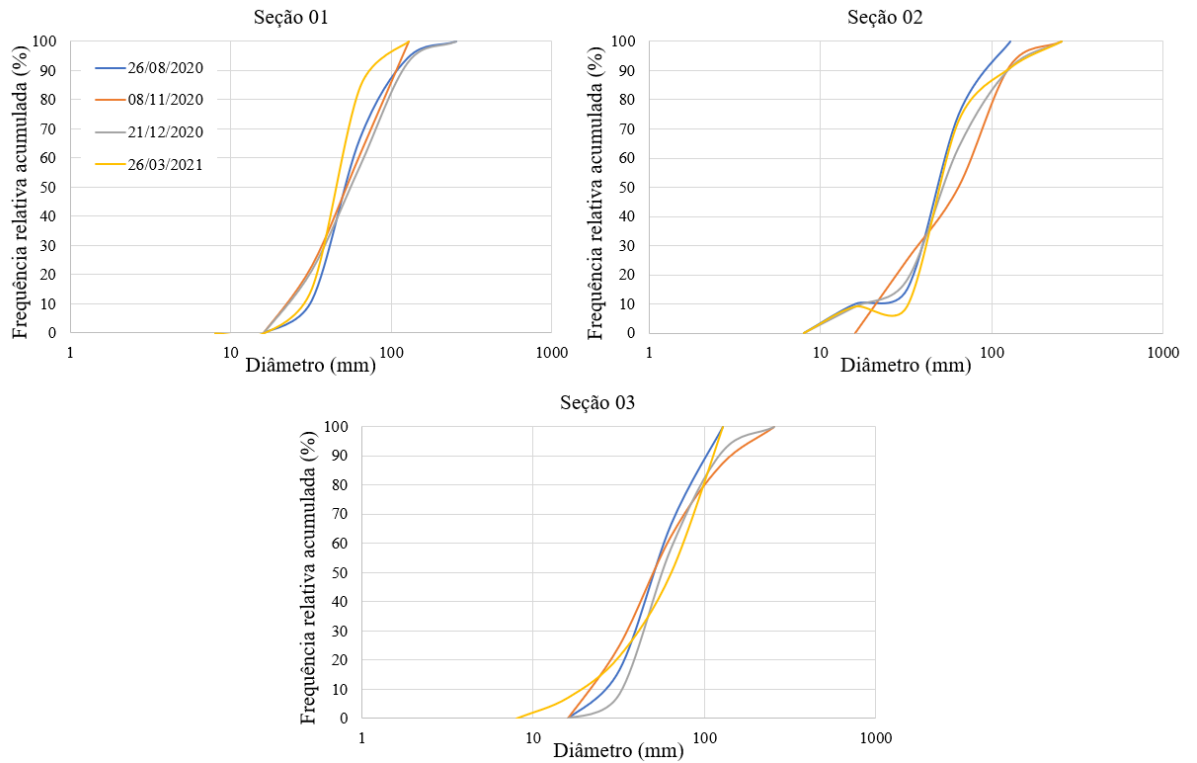
Utilizando três seções transversais ao rio (seção 1, 2 e 3) do mesmo local onde foi realizado o levantamento por meio do método de Wolman (ver esquema mostrado na Figura 12), foram encontrados valores de diâmetros médios de  $D_{90} = 118$  mm;  $D_{84} = 103,08$  mm;  $D_{50} = 55,45$  mm;  $D_{16} = 30,41$  mm e  $D_{10} = 24,33$  mm (Tabela 12). Essa caracterização dos sedimentos de fundo foi realizada em quatro campanhas (agosto/2020 a março/2021) e levou, com base no diâmetro médio, à classificação dos sedimentos como cascalho muito grosso. O valor de  $D_{10}$  obteve o menor desvio padrão, seguido do  $D_{50}$ , que utilizando a metodologia de Wolman obteve o menor desvio. O conjunto de diâmetros que apresentou a maior variação foi o  $D_{50}$  que variou de 52,80 mm a 57,24 mm.

Tabela 12 – Diâmetros característicos para as diferentes campanhas considerando três seções

<b>Data</b>	<b><math>D_{máx}</math> (mm)</b>	<b><math>D_{90}</math> (mm)</b>	<b><math>D_{84}</math> (mm)</b>	<b><math>D_{50}</math> (mm)</b>	<b><math>D_{16}</math> (mm)</b>	<b><math>D_{10}</math> (mm)</b>	<b>Nº de partículas</b>
26/08/2020	268,79	109,65	96,09	52,80	32,90	24,00	50
08/11/2020	240,49	130,13	112,21	57,24	26,52	22,58	33
21/12/2020	288,12	124,52	112,40	56,89	31,00	24,71	37
26/03/2021	247,52	108,80	91,64	54,86	31,23	26,02	38
Média	261,23	118,28	103,08	55,45	30,41	24,33	158
Mínimo	240,49	108,80	91,64	52,80	26,52	22,58	-
Máximo	288,12	130,13	112,40	57,24	32,90	26,02	-
Desvio Padrão	21,59	10,70	10,80	2,05	2,73	1,43	-

Na Figura 23 é apresentada a distribuição granulométrica das medições. No total, foram levantadas 12 seções divididas em quatro campanhas (três seções por campanha). É possível observar uma leve diminuição dos valores de  $D_{máx}$ ,  $D_{90}$  e  $D_{84}$  na última campanha mesmo não tendo ocorrido grandes fluxos de água entre os períodos.

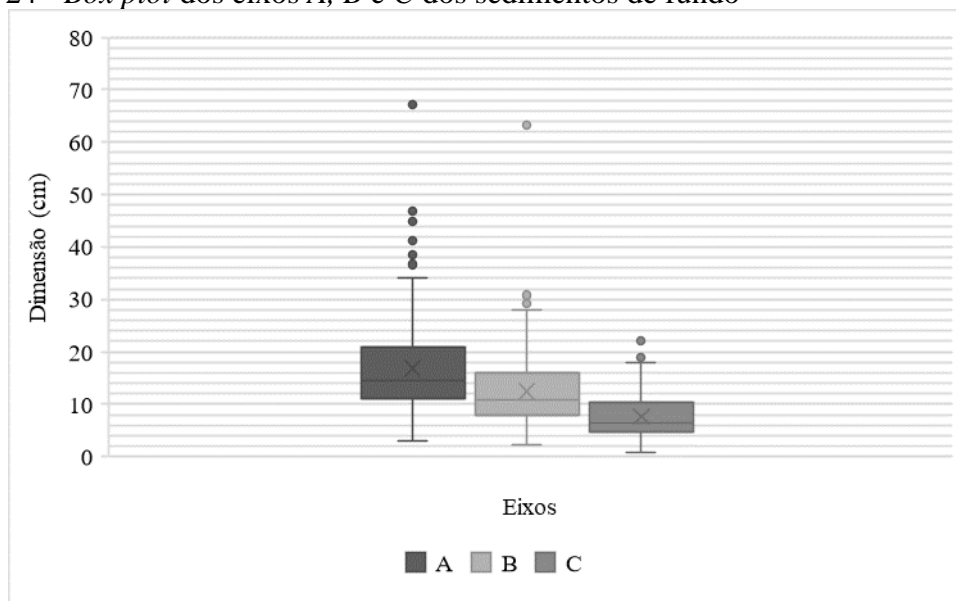
Figura 23 - Distribuição granulométrica do sedimento de fundo



Avaliando os eixos dos sedimentos de fundo individualmente (Figura 24), observa-se o mesmo comportamento que utilizando a metodologia de Wolman (Figura 22). Ou seja, o eixo A apresentou maior variação (67,1 a 2,9 cm) e o eixo C a menor (22,1 a 0,9 cm). Esse resultado reforça ainda mais a importância desses dois eixos na avaliação do diâmetro dos sedimentos de fundo.



Figura 24 - Box plot dos eixos A, B e C dos sedimentos de fundo



Além disso, foi novamente medido o grau de correlação entre os eixos. Por meio de funções potenciais foram elencados os  $R^2$  obtidos (Tabela 13). Todos eles resultaram valores de  $R^2$  acima de 0,7, com exceção da relação entre os eixos A e C da medição realizada em agosto de 2020 que resultou em  $R^2 = 0,65$ . Esses resultados destacam que as medições podem ser mais localizadas em períodos pós-evento de chuva, por exemplo. Nesses momentos, há a tendência de maior transporte de sedimentos e, conseqüentemente, podem mudar a granulometria dos sedimentos do leito do rio, já que durante nossas medições não ocorreram eventos de chuva significativos, conforme será mostrado nos itens a seguir.

Tabela 13 - Valores de  $R^2$  das relações entre os eixos

	Todas as medições	Medições individuais			
		ago/20	nov/20	dez/20	mar/21
$R^2$					
<i>AxB</i>	0,9	0,9	0,88	0,92	0,9
<i>AxC</i>	0,76	0,65	0,78	0,88	0,76
<i>BxC</i>	0,77	0,71	0,76	0,86	0,79
<i>CxAB</i>	0,79	0,71	0,79	0,88	0,8
<i>BxAC</i>	0,84	0,88	0,87	0,92	0,9
<i>AxBC</i>	0,87	0,83	0,88	0,93	0,88

Novamente, os modelos de regressão múltipla dos eixos apresentaram forte correlação (Tabela 14). No entanto, o maior  $R^2$  obtido foi o que relacionou B e C com o eixo A,  $R^2 = 0,89$ , seguido da relação entre A e C com o eixo B ( $R^2 = 0,88$ ). Essa última, foi a que apresentou o melhor desempenho utilizando a metodologia de Wolman ( $R^2 = 0,81$  - Tabela 10). Essa

diferença pode estar relacionada com o número de sedimentos contabilizados em cada método: 500 sedimentos na metodologia de Wolman (divididos em cinco campanhas) e 158 utilizando as três seções (divididos em quatro campanhas).

Tabela 14 - Modelos de regressão múltipla para os eixos dos sedimentos

<b>Eixo</b>	<b>Equação</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>Erro padrão</b>
A	$A = 1,042.B + 0,420.C + 0,62$	0,89	3,217
B	$B = 0,619.A + 0,224.C + 0,379$	0,88	2,48
C	$C = 0,229.A + 0,206.B + 1,3$	0,7	2,377

A comparação entre as duas metodologias nos permite verificar que ambas são suficientes para caracterizar os sedimentos de fundo de um rio. E, ainda, caso não tenha a possibilidade de realizar a medição de algum eixo da partícula, por exemplo se for utilizado fotografias (BUSCOMBE, 2008; PURINTON; BOOKHAGEN, 2019), imagem hiperespectral (JACQ et al., 2019) ou técnicas de sensoriamento remoto (WOODGET; AUSTRUMS, 2017), as equações encontradas nesse trabalho podem ser úteis. No entanto, esta última metodologia demonstra maior facilidade e agilidade de coleta.

#### 5.2.4 Caracterização da forma dos sedimentos coletados por seções

A planicidade, o alongamento, a esfericidade e a forma dos sedimentos obtidos nas medições das três seções resultaram em valores semelhantes ao da metodologia de Wolman. Conforme mostrado na Tabela 15, o cálculo dos parâmetros caracterizou os sedimentos como ligeiramente planos (37,97%), ligeiramente alongados, de esfericidade moderada e disco como forma dominante (44,93%). A caracterização da forma do sedimento desempenha importante papel no transporte de sedimentos, inclusive vários autores destacam a sua incorporação nas equações de quantificação do transporte de sedimento (BRIDGE; BENNETT, 1992; KOMAR; LI, 1986; MATHIEU et al., 2021).

Essas características foram as mesmas encontradas com o emprego da metodologia de Wolman (Tabela 11). Isso implica que ambos os métodos de amostragem estão em conformidade e representam o real comportamento dos sedimentos do leito. No entanto, é importante atentar para a facilidade do segundo método: menor tempo de execução, menor quantidade de sedimentos coletados e, conseqüentemente, mais viável sua utilização para este tipo de caracterização.

Tabela 15 - Caracterização da forma dos sedimentos por seção

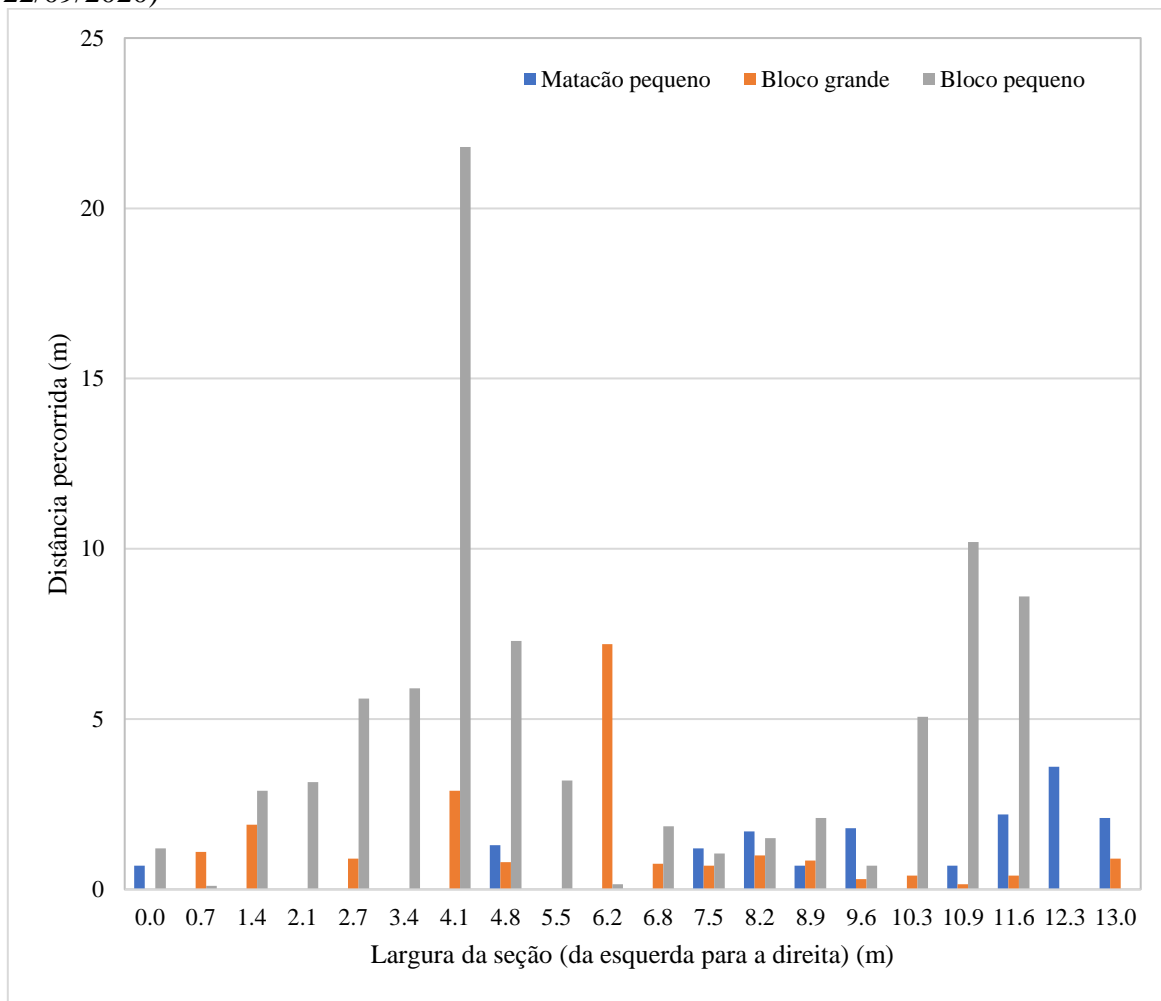
<b>Planicidade</b>	<b>% de partículas</b>	<b>Alongamento</b>	<b>% de partículas</b>
Extremamente plano	0,00	Extremamente alongado	0,00
Muito plano	7,59	Muito alongado	0,63
Moderadamente plano	36,71	Moderadamente alongado	10,76
Ligeiramente plano	<b>37,97</b>	Ligeiramente alongado	<b>47,47</b>
Não plano	17,72	Não alongado	41,14
<b>Esfericidade</b>		<b>Forma</b>	
Esfericidade muito alta	1,27	Alongado (haste)	13,92
Esfericidade alta	20,25	Lâmina	13,29
Esfericidade moderada	<b>55,70</b>	Esfera	27,84
Esfericidade baixa	22,78	Disco	<b>44,93</b>
Esfericidade muito baixa	0,00		

### 5.3 Transporte de sedimentos de fundo

#### 5.3.1 Distâncias percorridas pelos sedimentos pintados

Os menores diâmetros dos sedimentos transportados resultaram em valores maiores de distâncias em todas as campanhas. Ressalta-se que a menor faixa granulométrica monitorada (32-64 mm) foi desconsiderada na análise, uma vez que a maioria destas partículas foi transportada e/ou não foram encontradas no leito já na primeira campanha de medições. Na Figura 25 observa-se o movimento dos sedimentos considerando suas granulometrias e distribuição na seção transversal para o período de 26/08/2020 à 22/09/2020 (1ª campanha). Nessa figura, os dados para cada granulometria foram colocados lado a lado afim de comparar as distâncias percorridas por cada tamanho.

Figura 25 - Distâncias percorridas dos sedimentos por localização no canal (período 26/08/20 - 22/09/2020)



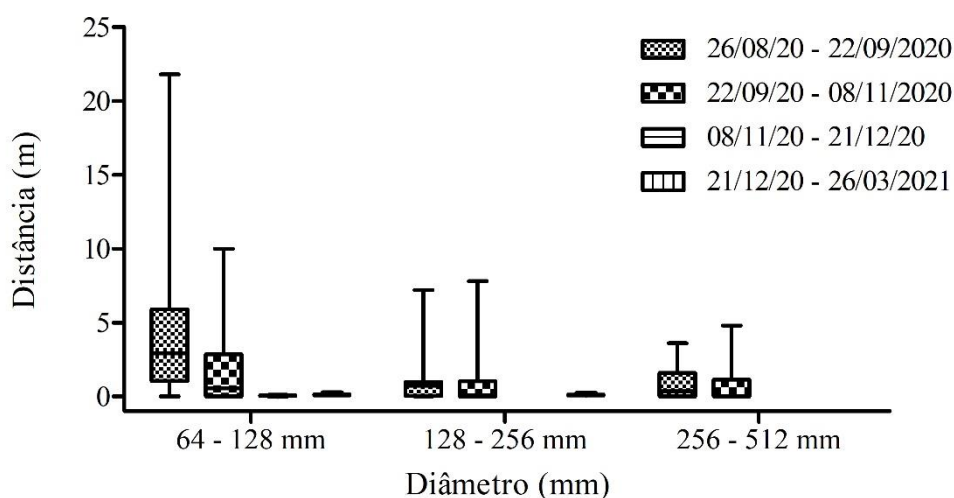
Na Tabela 16 são resumidas as distâncias percorridas nos diferentes períodos e pelos diferentes tamanhos de sedimentos. Destaca-se que a maior distância percorrida foi de 21,80 m por um bloco pequeno ( $D=64-128$  mm). Já a maior distância percorrida pelo maior diâmetro analisado (Matacão pequeno -  $D=256-512$  mm) foi de 4,80 m. É esperado a diminuição da distância média percorrida pelas partículas com o aumento do tamanho do grão (FERGUSON, 1998).

Tabela 16 - Distâncias percorridas pelos sedimentos monitorados

Período		Matacão	Bloco	Bloco
		pequeno	grande	pequeno
Distâncias percorridas (m)				
26/08/20 - 22/09/2020	Média	0,80	1,01	4,34
	Máxima	3,60	7,20	21,80
22/09/20 - 08/11/2020	Média	0,67	0,91	2,54
	Máxima	4,80	7,80	10,00
08/11/20 - 21/12/20	Média	0,00	0,00	0,04
	Máxima	0,00	0,00	0,60
21/12/20 - 26/03/2021	Média	0,00	0,12	0,17
	Máxima	0,00	1,45	1,80

Na Figura 26 é apresentado um *box plot* com as variações das distâncias percorridas por cada tamanho de sedimento para melhor visualização do comportamento das partículas para cada período. É possível observar que as maiores medianas ocorreram no primeiro período de campanha que, coincidiu com o maior valor de vazão registrada (14 m<sup>3</sup>/s), mesmo o período não apresentando as maiores taxas de precipitação (Tabela 17).

Figura 26 – *Box-plot* das distâncias percorridas por tamanho dos sedimentos



Comparando a  $Q_{máx}$  e as distâncias percorridas pelos sedimentos pintados, observamos que a  $Q_{máx}$  do período de 08/11/20 – 21/12/20 (5,26 m<sup>3</sup>/s) não gerou movimento para matacões pequenos (D=256-512 mm) e nem para blocos grandes (D=128-256 mm). Já a  $Q_{máx}$  do período de 21/12/20 – 26/03/2021 (11,10 m<sup>3</sup>/s) apenas não gerou movimento para os matacões pequenos. A  $Q_{máx}$  do período de 26/08/20 - 22/09/20 (14,11 m<sup>3</sup>/s) foi a única que coincidiu com o transporte de todas as granulometrias dos sedimentos. Na Tabela 17 é apresentado um

resumo dos dados hidrológicos entre os períodos monitorados. No período de 22/09/2020 a 08/11/2020 houve falha no sensor de nível (Figura 27).

Esses resultados destacam que o transporte parcial dos sedimentos desempenha um papel importante, especialmente durante eventos de baixa magnitude, enquanto o transporte completo pode ser o mecanismo de mobilização de sedimentos dominante durante inundações de alta magnitude. Resultados similares foram encontrados por Brenna; Surian e Mao (2020); Haschenburger e Wilcock (2003) e Mao et al. (2017).

Para representar melhor a relação entre a vazão e as distâncias percorridas pelos sedimentos pintados, selecionamos a variável que possui a melhor correlação com a distância máxima percorrida por esses sedimentos. Neste caso, por meio de uma relação exponencial,  $Q_{máx}$  (m<sup>3</sup>/s) e distância máxima percorrida pelos sedimentos (m) de granulometria blocos pequenos obtiveram  $R^2 = 0,94$ , representados pela Equação 18. Na Figura 28 é apresentado essa relação para as diferentes granulometrias monitoradas (bloco pequeno, bloco grande e matacão pequeno).

$$\text{Distância máxima} = 0,0627 \cdot e^{0,3763 \cdot Q_{máx}} \quad 18$$

É importante destacar que as partículas transportadas são geralmente mais finas do que os sedimentos pintados monitorados (MAO; SURIAN, 2010). Assim, as partículas menores que 64 mm foram assumidas como totalmente mobilizadas. Para Mao e Surian (2010) esse valor foi de 32 mm, no entanto eles utilizaram o monitoramento de sedimentos pintados em um rio mais largo do que o presente estudo.

Tabela 17 - Variáveis hidrológicas entre os períodos monitorados

<b>Variáveis</b>	<b>26/08/20 - 22/09/20</b>	<b>22/09/20 - 08/11/20</b>	<b>08/11/20 - 21/12/20</b>	<b>21/12/20 - 26/03/21</b>
$Q_{méd}$ (m <sup>3</sup> /s)	1,39	-	1,28	1,11
$Q_{máx}$ (m <sup>3</sup> /s)	14,11	-	5,26	11,10
Tempo (dias)	28,96	-	42,85	93,71
$Q_{vol\ total}$ (m <sup>3</sup> )	5738,69	-	7917,06	15033,01
P (mm)	442,28	672,04	553,05	359,16
$\omega$ (W/m)	6918,98	-	2579,31	5445,04

Figura 27 – P e Q entre os períodos de campanhas de medição dos sedimentos pintados

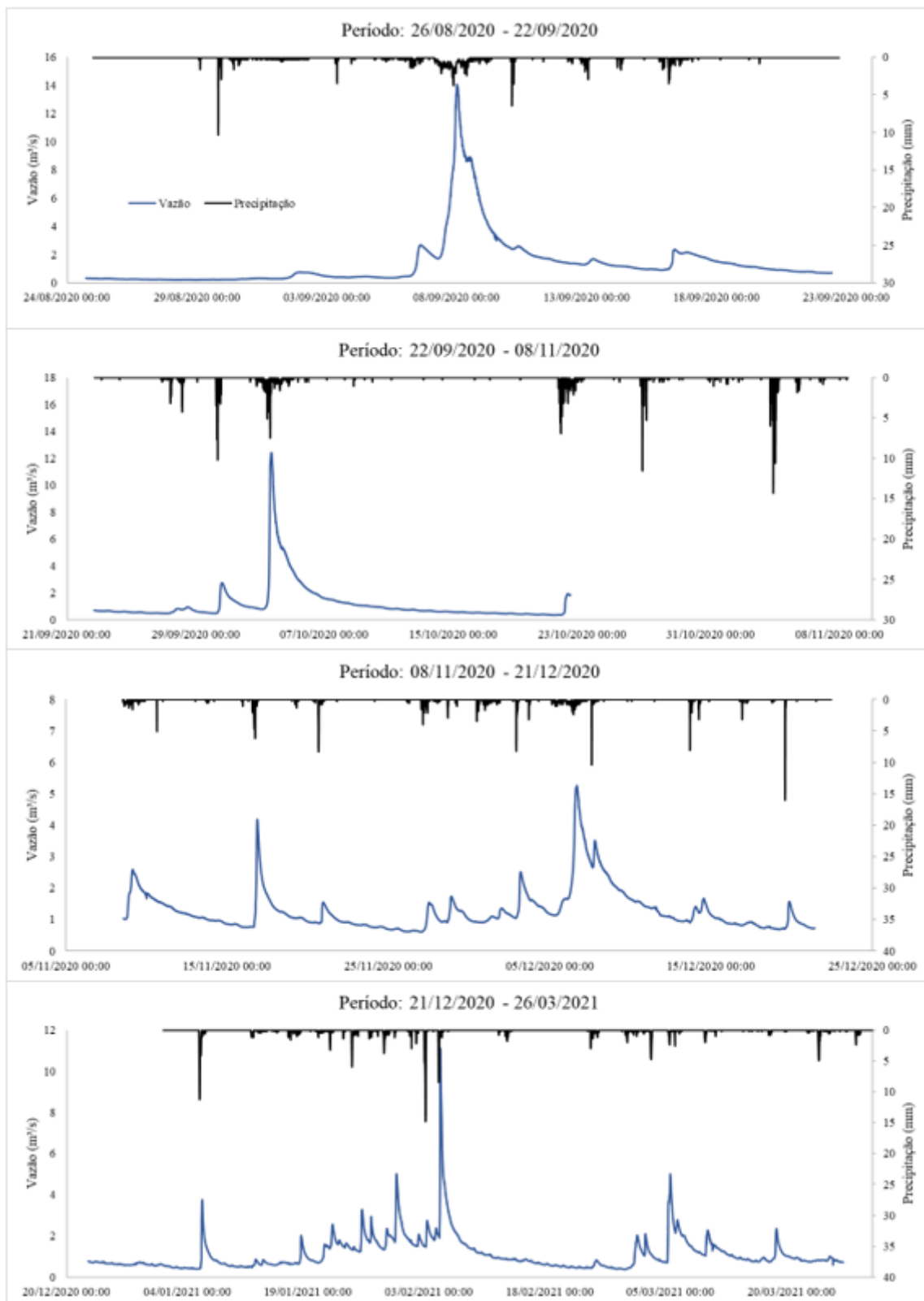
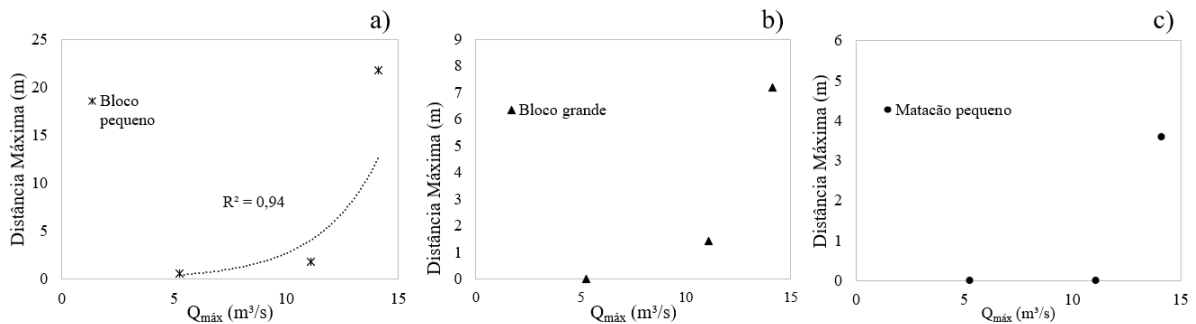


Figura 28 - Relação entre  $Q_{m\acute{a}x}$  e distância máxima percorrida pelos sedimentos pintados para diferentes granulometrias



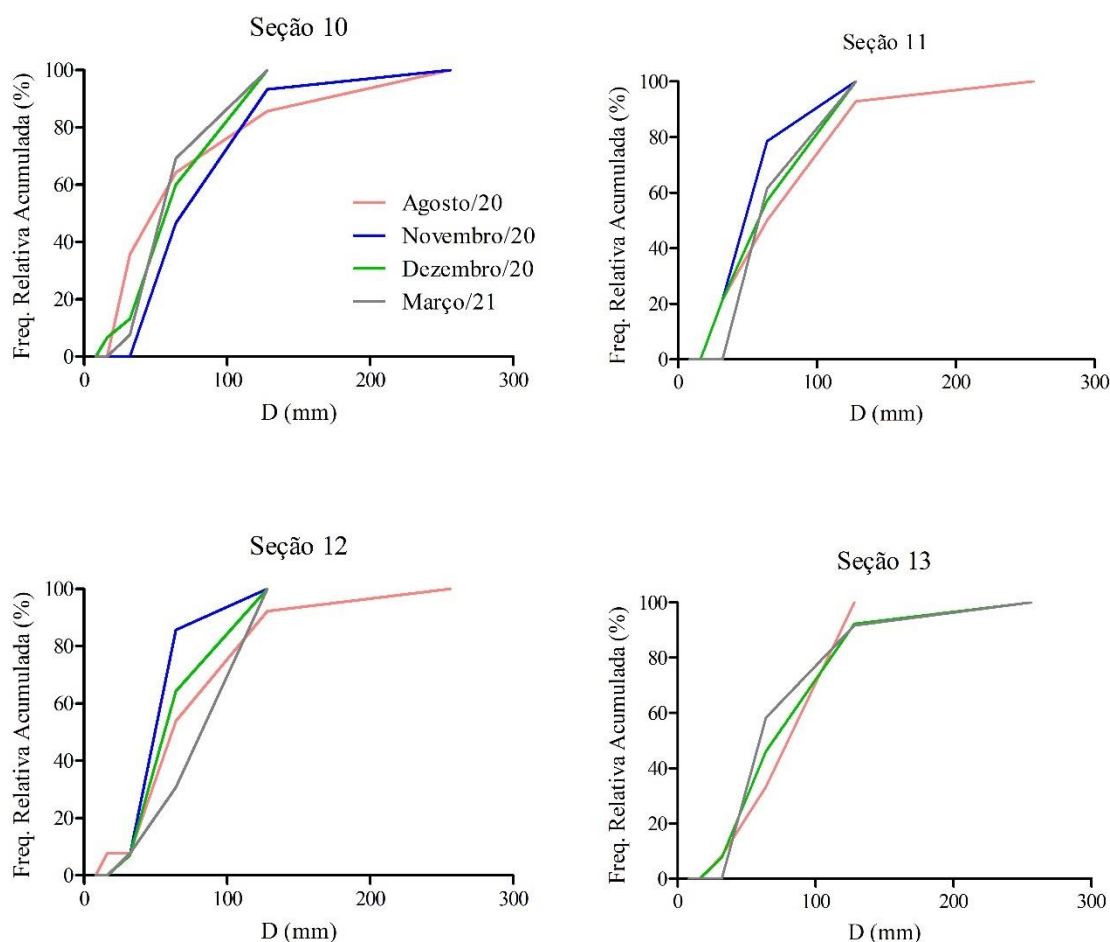
### 5.3.2 Variação sazonal do tamanho dos sedimentos de fundo

As campanhas para acompanhamento da evolução da granulometria do fundo do canal nessas quatro seções foram realizadas em: agosto/20; novembro/20; dezembro/20 e março/21. Esses períodos compreendem diferentes estações do ano (inverno, primavera, verão e outono), assim, observou-se a variação sazonal do comportamento dos sedimentos de fundo. Na Figura 29 são apresentadas as quatro seções (seções 10, 11, 12 e 13 – de jusante para montante) e como ocorreu a variação dos valores dos diâmetros dos sedimentos de fundo nesses diferentes períodos.

O  $D_{50}$  diminuiu em quase todas as seções no período (menos na seção 10). Um detalhe é que na seção 10, foi onde foram colocados os sedimentos menores - 20 cascalhos (32-64mm) – sendo que apenas seis continuaram na seção. Ao longo das estações há um afinamento da granulometria ou engrossamento, no entanto não há um padrão de comportamento comum.



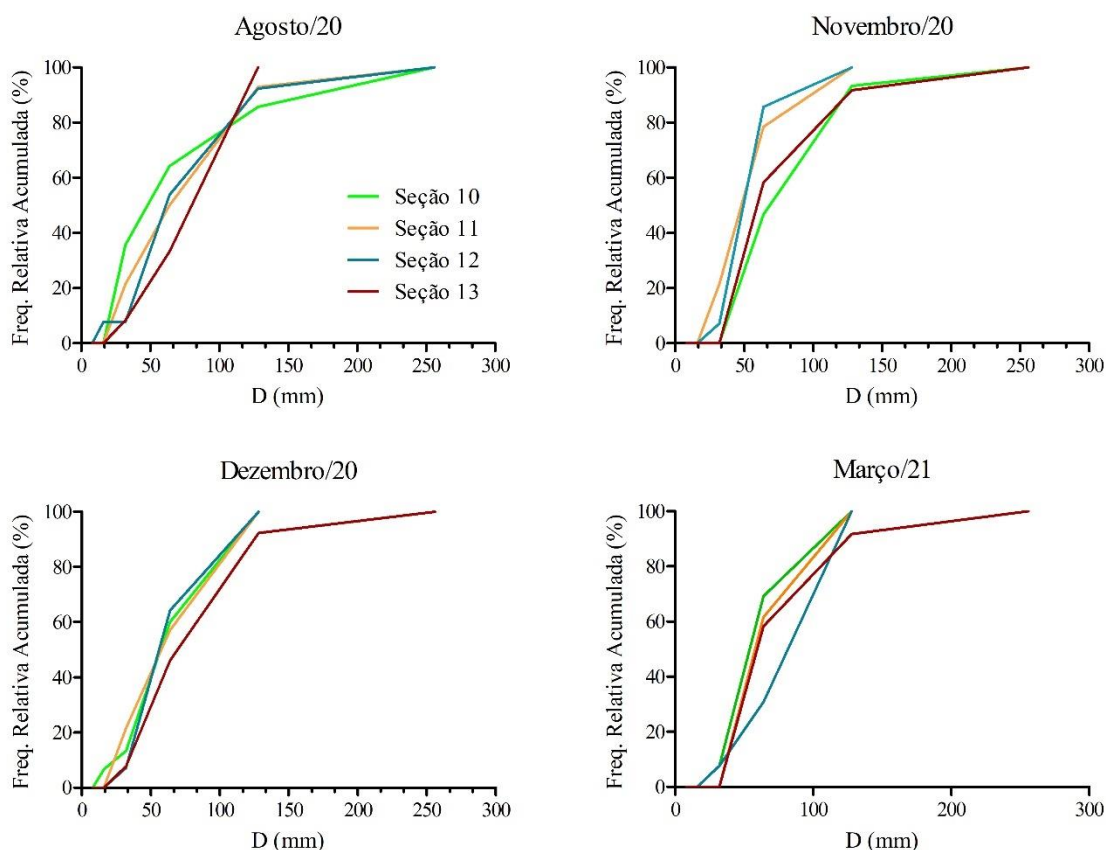
Figura 29 - Distribuição granulométrica em cada seção ao longo do período avaliado



Na Figura 30 é apresentada a variação da distribuição granulométrica entre as quatro seções analisadas ao longo do tempo monitorado. Não é possível observar um padrão de comportamento, visualmente. Isso indica que, por mais que houve transporte de sedimentos nesse período, não houve uma alteração significativa do material do leito.

A pequena variação que ocorre se dá principalmente na seção 10 e na seção 13 entre a primeira e segunda campanha (ou seja, entre os meses de agosto e novembro). Nas seções 11 e 12 o  $D_{50}$  continua praticamente igual. Entre a terceira e a quarta campanha (dezembro e março), o  $D_{50}$  das seções não apresenta alteração significativa, diferentemente para a seção 12 que apresenta um aumento do  $D_{50}$ .

Figura 30 - Comparação da distribuição granulométrica entre as seções no período avaliado



#### 5.4 Morfologia das seções e características hidráulicas

Primeiramente, os dados foram submetidos a análise correlação de Pearson (Tabela 18). Nota-se que as variáveis que apresentam coloração verde são correlações positivas e variáveis com coloração vermelha são correlações negativas.

Para verificar esse comportamento, foi efetuada na sequência a análise de cluster. Essa análise busca identificar grupos relativamente homogêneos de observações. As observações são atribuídas a agrupamentos de acordo com a "distância" de cada observação de outras observações e dos agrupamentos que já foram formados, conforme mostrado em Emery et al. (2003).

Na Figura 31 é apresentada a análise de cluster para as variáveis hidráulicas. Os dados foram analisados conjuntamente, ou seja, as quatro campanhas de medição juntas, sem

distinção de período/sazonalidade, pois quando separados por sazonalidade não foram observadas diferenças significativas entre um cluster e outro.

Assim, foram observadas características em comuns desses grupos como:

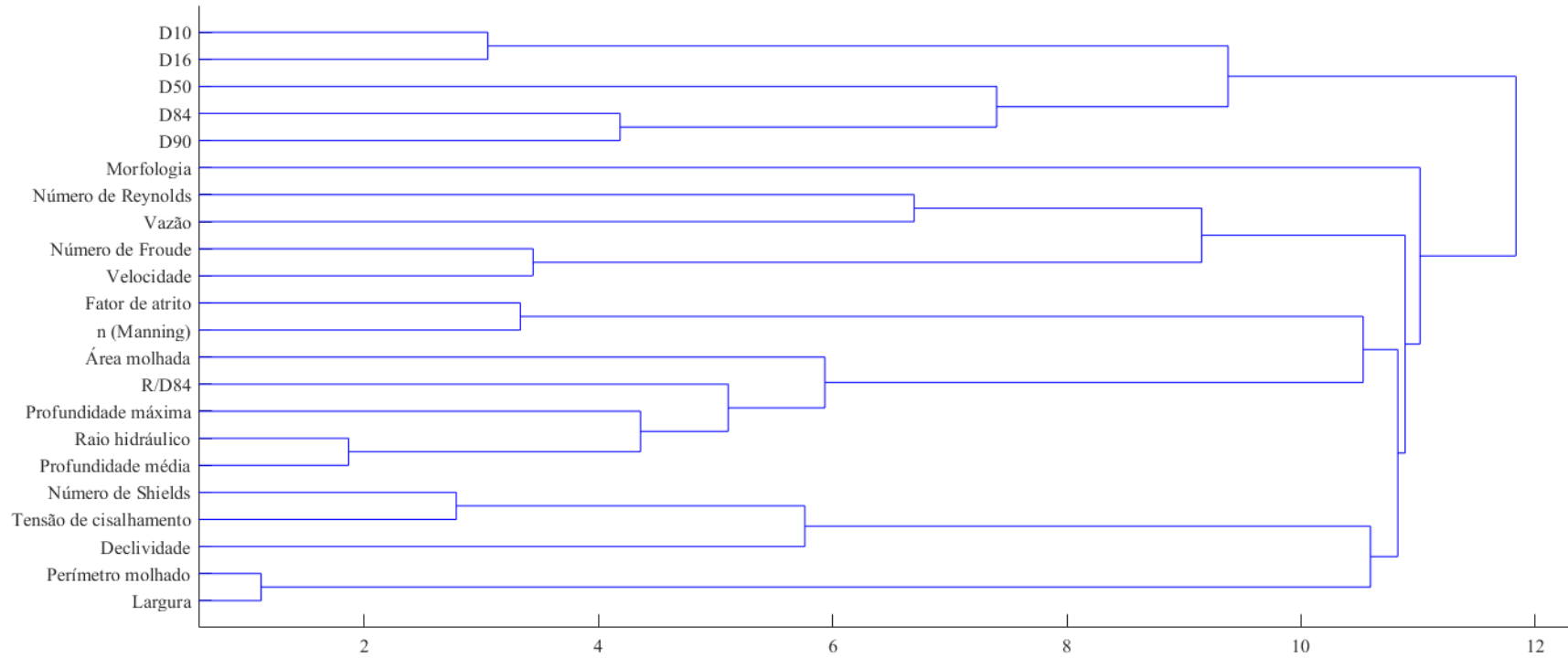
- Grupo I: foram selecionados todos os diâmetros dos sedimentos de fundo, diferenciando das demais variáveis hidráulicas;
- Grupo II: foram selecionados os valores de  $Re$ ,  $Q$ ,  $Fr$  e  $v$ ;
- Grupo III: foram selecionados os valores  $ff$ ,  $n$ ,  $A_m$ ,  $R/D_{84}$ ,  $H_{máx}$ ,  $R_h$  e  $H_m$ ;
- Grupo IV: foram selecionados os valores de  $\psi$ ,  $\tau$ ,  $S$ ,  $P_m$  e  $L$ .

Na sequência, foi avaliada separadamente a variação sazonal dos diâmetros e das demais variáveis hidráulicas para buscar alguma relação entre elas que explique um comportamento comum. Os dados obtidos em campo e calculados das variáveis hidráulicas estão disponibilizados no Apêndice C.

Tabela 18 - Matriz de correlação de Pearson para as variáveis hidráulicas

	Largura (m)	Profundidade média (m)	Profundidade Máxima (m)	Perímetro molhado (m)	Raio hidráulico (m)	Área molhada (m <sup>2</sup> )	Velocidade (m/s)	Vazão (m <sup>3</sup> /s)	D90 (mm)	D84 (mm)	D50 (mm)	D16 (mm)	D10 (mm)	Declividade (m/m)	n (manning)	Tensão de cisalhamento(N/m <sup>2</sup> )	Número de Shields	Número de Reynolds	Número de Froude	Fator de atrito de Darcy-Weisbach	Submergência relativa (R/D84)
Largura (m)	1,000																				
Profundidade média (m)	-0,520	1,000																			
Profundidade Máxima (m)	-0,463	0,904	1,000																		
Perímetro molhado (m)	0,994	-0,473	-0,409	1,000																	
Raio hidráulico (m)	-0,508	0,982	0,885	-0,465	1,000																
Área molhada (m <sup>2</sup> )	-0,003	0,795	0,731	0,048	0,822	1,000															
Velocidade (m/s)	0,121	-0,463	-0,287	0,103	-0,460	-0,456	1,000														
Vazão (m <sup>3</sup> /s)	0,201	0,100	0,212	0,219	0,149	0,313	0,566	1,000													
D90 (mm)	-0,115	-0,020	0,038	-0,109	-0,044	-0,077	0,045	-0,114	1,000												
D84 (mm)	-0,133	0,002	0,052	-0,125	-0,032	-0,054	0,059	-0,084	0,912	1,000											
D50 (mm)	-0,075	-0,018	-0,005	-0,068	-0,048	-0,013	0,174	0,068	0,582	0,723	1,000										
D16 (mm)	0,087	-0,248	-0,304	0,073	-0,256	-0,173	0,243	0,144	0,262	0,368	0,556	1,000									
D10 (mm)	0,090	-0,248	-0,302	0,071	-0,256	-0,189	0,237	0,150	0,247	0,332	0,463	0,953	1,000								
Declividade (m/m)	0,433	-0,466	-0,459	0,409	-0,480	-0,363	0,272	0,000	0,028	-0,005	0,040	0,239	0,231	1,000							
n (manning)	-0,076	0,440	0,302	-0,060	0,417	0,423	-0,639	-0,410	0,125	0,153	0,114	-0,031	-0,089	0,145	1,000						
Tensão de cisalhamento(N/m <sup>2</sup> )	0,126	-0,107	-0,160	0,111	-0,102	-0,061	0,099	0,090	0,087	0,083	0,144	0,248	0,213	0,833	0,408	1,000					
Número de Shields	0,190	-0,145	-0,197	0,173	-0,135	-0,075	0,098	0,101	-0,093	-0,126	-0,013	0,168	0,141	0,823	0,363	0,961	1,000				
Número de Reynolds	-0,352	0,307	0,401	-0,340	0,349	0,161	0,577	0,774	-0,006	-0,006	0,096	0,047	0,062	-0,163	-0,410	0,013	-0,003	1,000			
Número de Froude	0,295	-0,638	-0,472	0,270	-0,647	-0,577	0,940	0,353	0,050	0,052	0,135	0,239	0,231	0,396	-0,582	0,101	0,109	0,289	1,000		
Fator de atrito de Darcy-Weisbach	-0,093	0,379	0,263	-0,079	0,348	0,330	-0,530	-0,415	0,137	0,180	0,140	-0,055	-0,111	0,072	0,944	0,281	0,237	-0,379	-0,470	1,000	
Submergência relativa (R/D84)	-0,387	0,829	0,714	-0,357	0,868	0,725	-0,395	0,164	-0,407	-0,456	-0,337	-0,364	-0,349	-0,428	0,240	-0,165	-0,112	0,326	-0,554	0,181	1,000

Figura 31 - Análise de cluster das variáveis hidráulicas



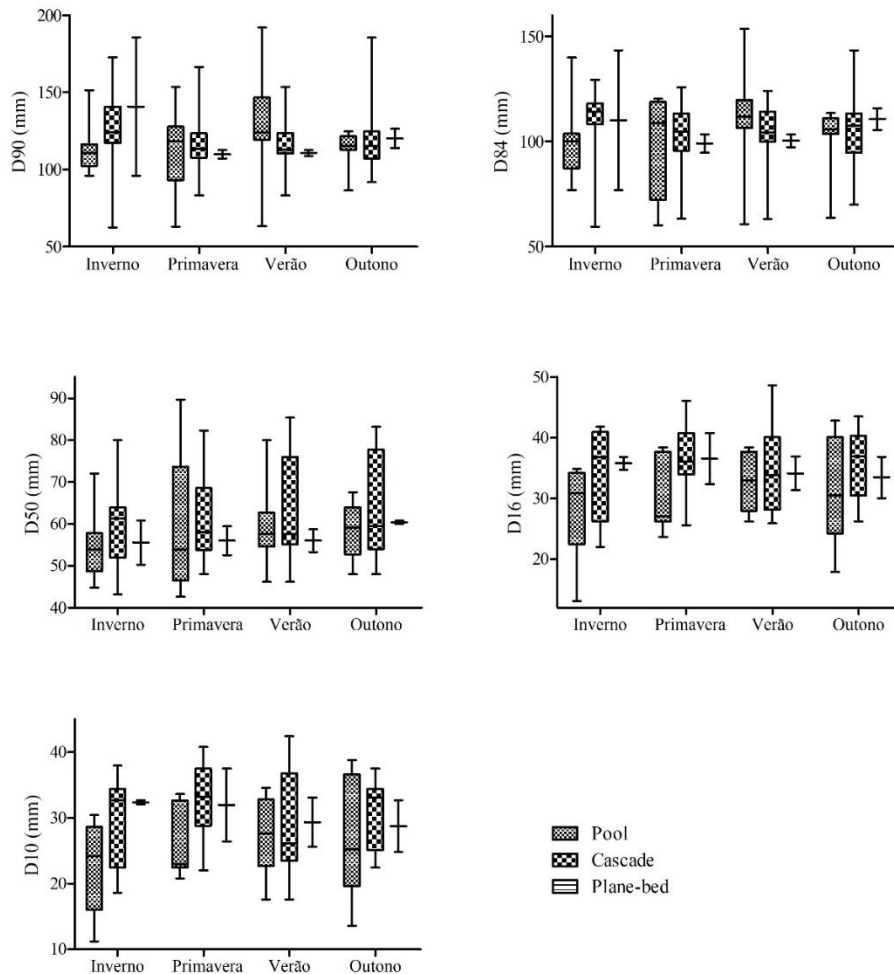
#### 5.4.1 *Variação sazonal dos diâmetros por morfologias do rio*

Medidas as 25 seções, foram comparadas as diferentes morfologias do rio e os seus diâmetros característicos. Os resultados mostraram que em locais de *cascade* os valores da granulometria dos sedimentos são mais elevados e ocorre maior variação dos valores de sedimentos quando comparado com *pools* (Figura 32). Possivelmente porque *pools* são locais de deposição dos sedimentos, já que ocorre a diminuição da energia do fluxo nesses locais.

Lisle (1979) destaca que o material mais fino, cujo tamanho maior está relacionado às condições de limite no fluxo reverso, está disponível para transporte em *pools* com fluxos baixos a moderados. Além disso, destaca que o tamanho do grão de carga do leito pode aumentar abruptamente quando as áreas mais grosseiras do leito, como *cascades*, são arrastadas.

Em relação à comparação dessas morfologias sazonalmente (inverno, primavera, verão e outono) não ocorreram mudanças significativas. Aparentemente, não foi possível visualizar um comportamento diferente entre os períodos avaliados, sendo que a variação e os valores dos diâmetros permanecem os mesmos.

Figura 32 – Variação temporal dos diâmetros característicos por morfologias



#### 5.4.2 Variação sazonal dos parâmetros hidráulicos por morfologia

A variação dos parâmetros hidráulicos por morfologia é apresentada na Figura 33. Os parâmetros profundidade média e máxima, raio hidráulico e área molhada foram maiores para a morfologia do tipo *pool*. Apenas a largura e o perímetro molhado apresentaram valores maiores para a morfologia do tipo *cascade*. Esses resultados corroboram com o detalhamento apresentado por Montgomery e Buffington (1997), que destaca a morfologia *pool* possuindo as maiores profundidades e em morfologias *cascade*s a maior largura.

Todos os parâmetros hidráulicos não apresentaram efetiva variação nas seções entre os períodos analisados (Figura 33). De acordo com Rocha (2016), isso pode ter ocorrido devido à

estabilidade do canal durante o período de amostragem e a medição ser realizada em níveis de água do rio constantes.

Na Figura 34 são demonstrados os parâmetros dependentes da vazão. Observa-se que os valores de  $n$  e  $ff$  apresentam uma resposta direta a vazão. Na medição do inverno a vazão estava mais baixa e, conseqüentemente, obteve um  $n$  e um fator de atrito mais elevado. Nesses casos, até mesmo grandes seixos e matacões imóveis exercem controle da rugosidade aparente do canal e, portanto sobre a profundidade do escoamento e sua velocidade média (MONSALVE; YAGER; SCHMEECKLE, 2017; YAGER et al., 2012b).



Figura 33 - Variações sazonais dos parâmetros hidráulicos

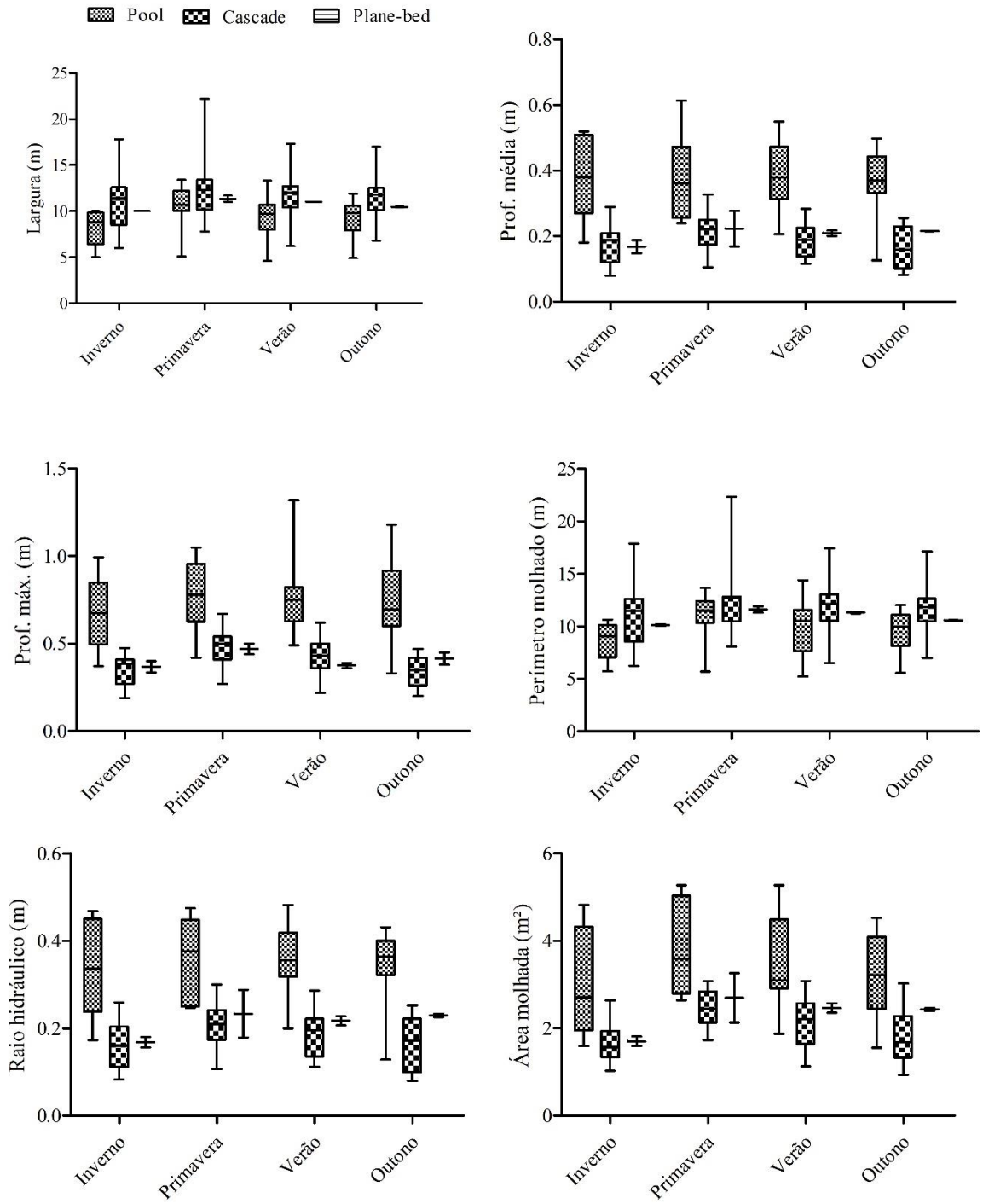
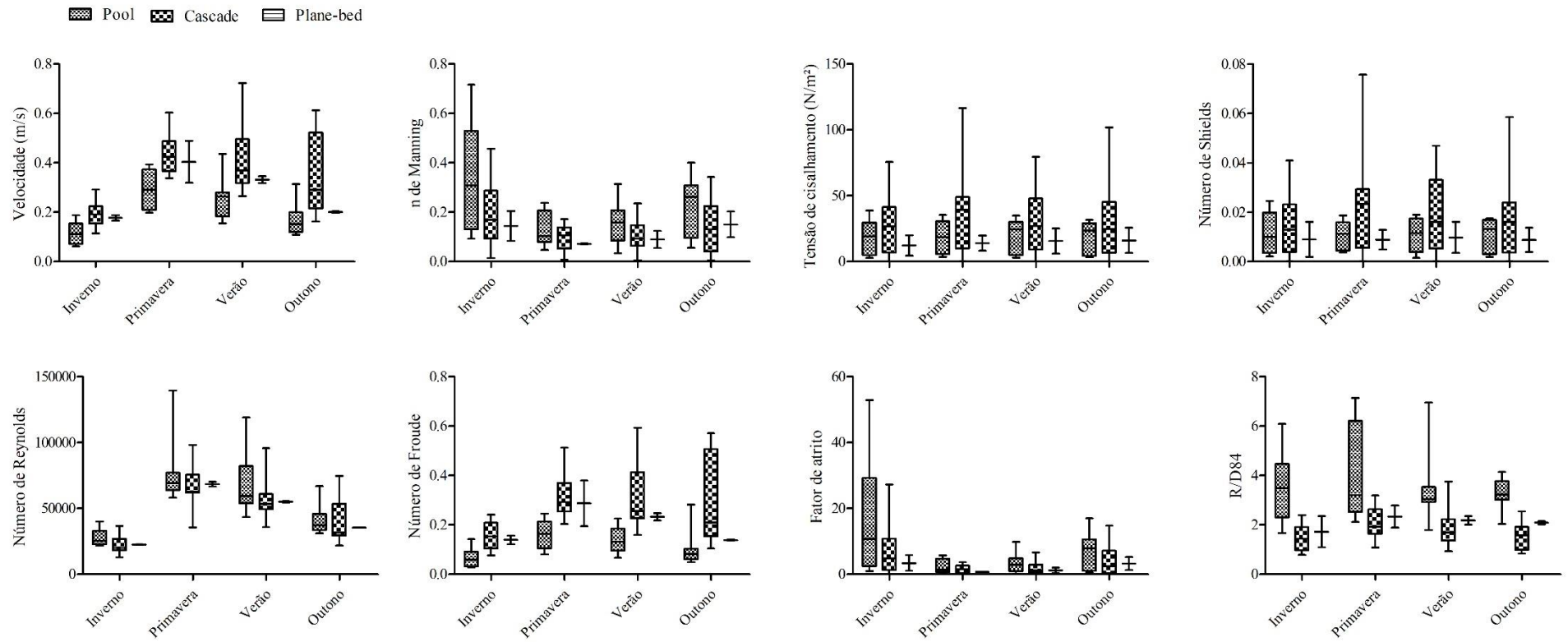


Figura 34 - Variações sazonais dos parâmetros dependentes da vazão



#### 5.4.3 Relação entre variáveis hidráulicas e a declividade considerando a morfologia do canal

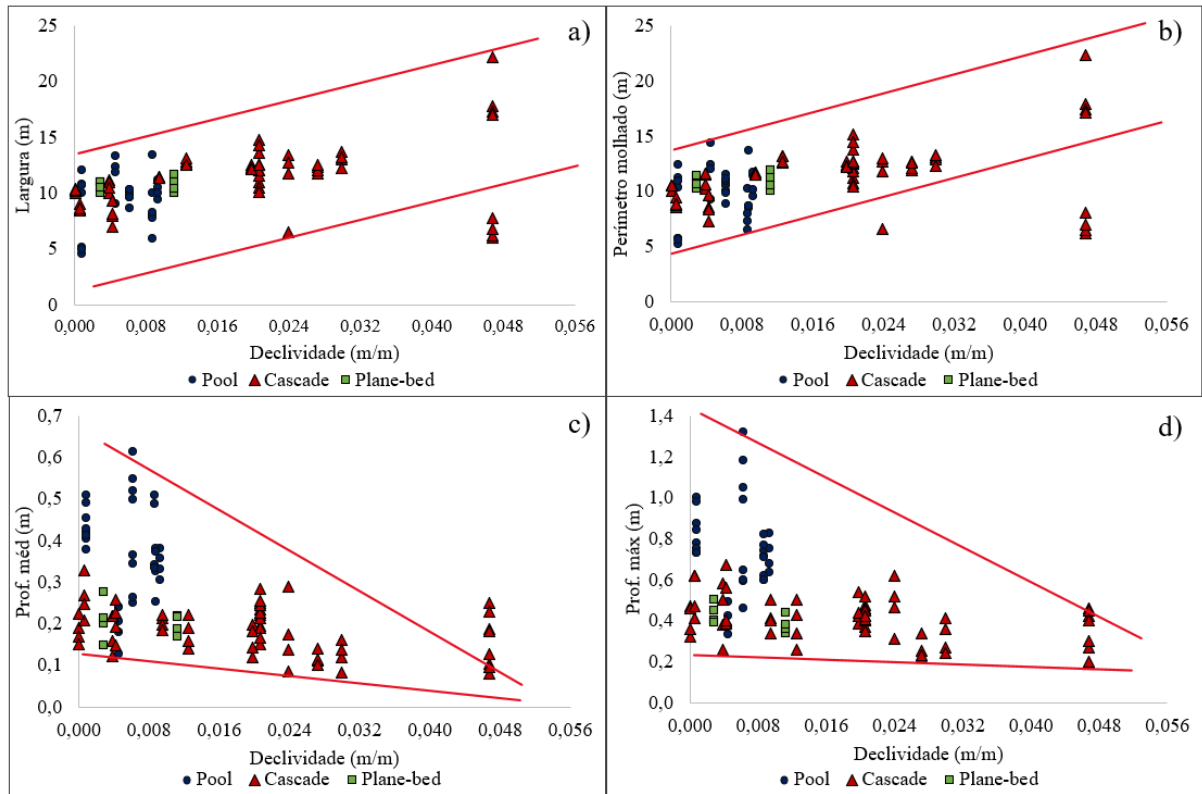
As larguras das seções não apresentaram um comportamento diferente para as três diferentes morfologias do canal (Figura 35a). Isso indica uma estabilidade do comportamento do curso d'água no período monitorado. Análogo para o perímetro molhado (Figura 35b), que não apresentou comportamento distinto. A única variação que ocorreu foi da vazão, que é possível observar na Figura 35c e d, que representa as variações das profundidades médias e máximas.

Esses resultados podem ser influenciados pela escala de tempo analisado. Wu e Mossa (2019) examinaram as respostas geomórficas em escala decadal em um grande sistema fluvial baixo sujeito a diferentes intervenções humanas, bem como a eventos naturais de inundação. Os resultados desses autores destacam variações dos parâmetros hidráulicos visto que ocorrem grandes eventos geomorfológicos no período.

Quanto a diferença das variáveis entre as morfologias, destaca-se que as profundidades médias e máximas da formação *pool* são maiores que da formação *cascade*. Isso pode ser influenciado pelo fato da declividade e da velocidade ser maior nessa última morfologia e o próprio arranjo da morfologia em si. O fato corrobora com a descrição e caracterização dessas morfologias na literatura (MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1993; 1997).

A declividade também caracteriza os ambientes (*cascades*, *pool* e *plane-bed*) (MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1993; 1997). Na Figura 35 é mostrado como as morfologias *pool* e *plane-bed* apresentam menores declividades quando comparadas com *cascades*.

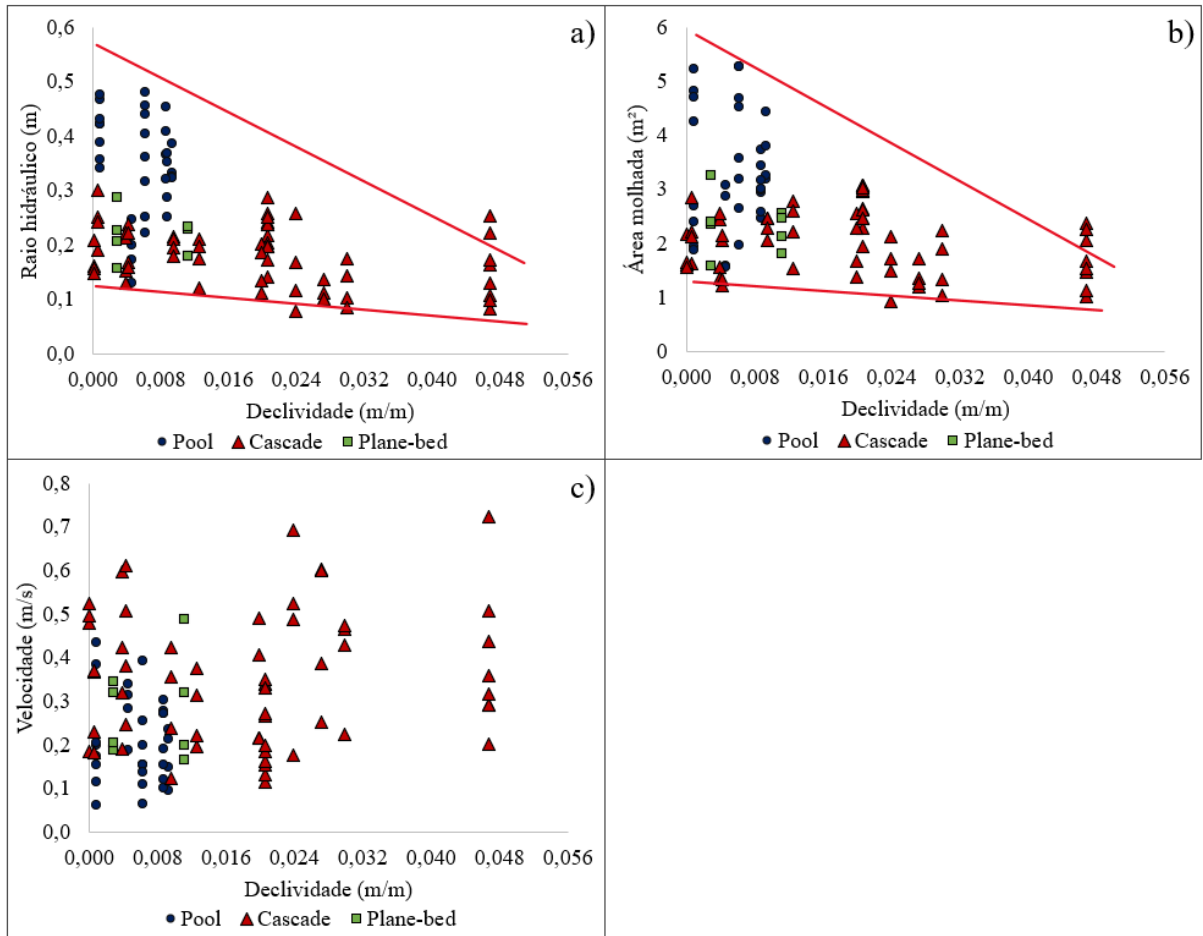
Figura 35 - Relação entre declividade com as variáveis: (a)  $L$ , (b)  $P_m$ , (c)  $H_{méd}$  e (d)  $H_{máx}$  das seções para diferentes morfologias



Assim como os parâmetros apresentados na Figura 35, o raio hidráulico e a área molhada também apresentaram um mesmo padrão de comportamento em função da declividade (Figura 36a e b, respectivamente). No entanto, a velocidade não manteve um padrão (Figura 36c), isso porque mesmo para baixas declividades ocorreram valores altos de velocidade.

Além disso, baixos valores de declividade sugerem valores de velocidade baixos. Entretanto, a profundidade média parece mostrar maior influência nos valores de velocidade já que em alguns pontos da morfologia *cascade* ela foi igual ou menor que a morfologia *pool*.

Figura 36 - Relação entre declividade com as variáveis: (a)  $R_h$ , (b)  $A_m$  e (c)  $v$  das seções para diferentes morfologias



Analisando a Figura 37a, é possível observar que a relação entre o valor de  $n$  tem uma leve tendência em aumentar para declividades maiores na morfologia do tipo *cascade*. No entanto, para o tipo *pool* e *plane-bed*, o valor de  $n$  apresentou diferentes valores para o mesmo valor de  $S$ , o que pode estar relacionado ao controle da rugosidade sobre o nível d'água. Na morfologia *pool* os valores de profundidade do nível d'água são maiores, como mostrado na Figura 35c. Isso é importante pois sugere que assumir o coeficiente de rugosidade Manning constante é inadequado e explica as questões de resistência hidráulica (GIMÉNEZ; GOVERS, 2001).

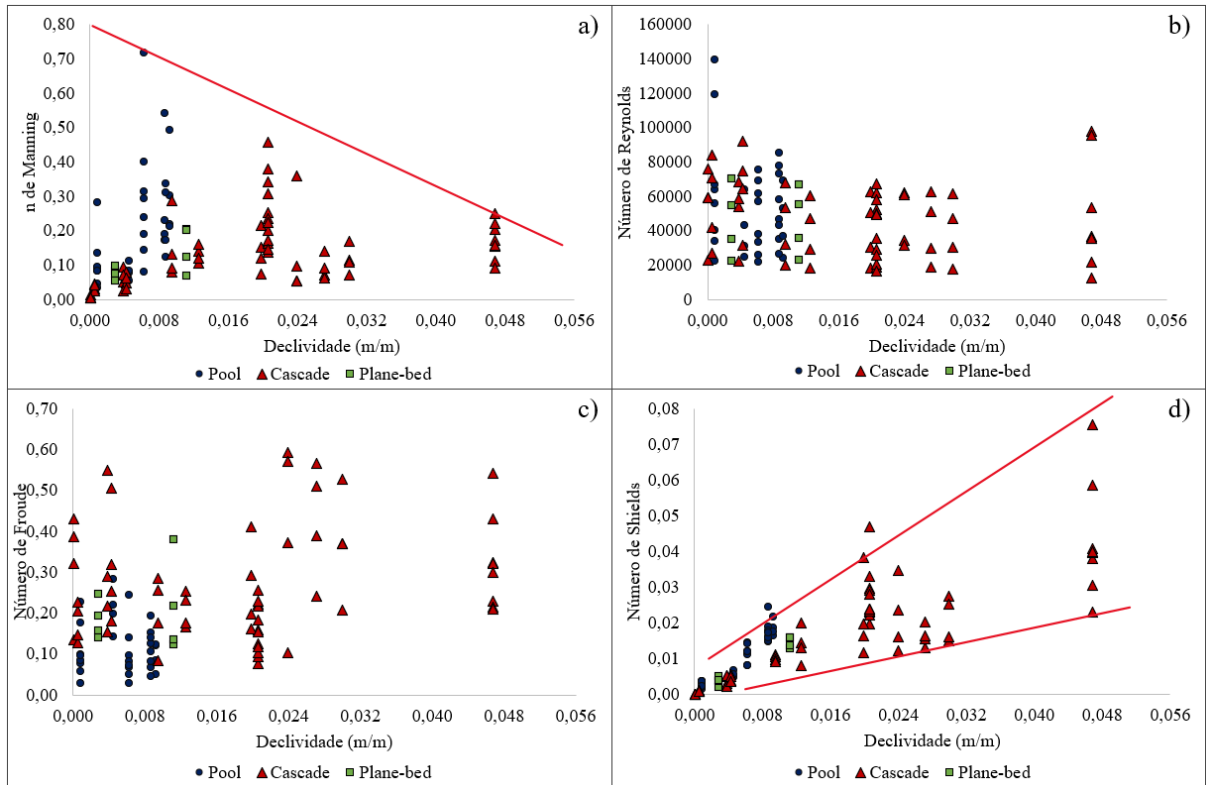
A relação entre  $Re$  (Figura 37b) e  $Fr$  (Figura 37c) com  $S$  não apresentaram relação. O  $Re$  não possui função com a  $S$  e o  $Fr$  é controlado pela razão entre a velocidade média do fluxo e a raiz quadrada da profundidade do fluxo. Os valores de  $Fr$  calculados caracterizam regime subcrítico, ou seja,  $Fr < 1$ . Isso está relacionado com o nível da água do dia das medições (escoamento de base), sem influência de eventos de chuva.

O número de Shields apresentou uma tendência de aumento em função de  $S$  (Figura 37d), já que essa variável é dependente da tensão de cisalhamento que é função da declividade. Relacionando a variável de declividade (independente) e o número de Shields (dependente), encontramos, por meio de uma função potencial, valores de correlação fortes ( $R^2 > 0,8$ ), conforme mostrado na Tabela 19. Os motivos que levam a tal resultado ainda permanecem pouco explorados, conforme destacado Lamb, Dietrich e Venditti (2008), no entanto, alguns estudos corroboram com esses resultados (por exemplo: LAMB; DIETRICH; VENDITTI, 2008; SCHEINGROSS et al., 2013). Ainda, observa-se que nos valores mais baixos de  $\psi$  há maior influência dos valores de  $S$  com tendência a redução conforme diminui ambos os valores. Já para valores mais elevados de  $\psi$ , a variação é maior, talvez indicando uma influência de fatores externos da natureza.

Tabela 19 - Relação entre declividade ( $S$ ) e o número de Shields ( $\psi$ ) por morfologia

<b>Morfologia</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>Equação</b>
<i>Pool</i>	0,86	$\psi = 0,6565.S^{0,7952}$
<i>Cascade</i>	0,95	$\psi = 0,8301.S^{0,9629}$
<i>Plane-bed</i>	0,89	$\psi = 1,9222.S^{1,0877}$
Todas	0,89	$\psi = 0,7284.S^{0,8891}$

Figura 37 - Relação entre declividade com as variáveis: (a)  $n$ ; (b)  $Re$ ; (c)  $Fr$ ; e (d)  $\psi$  das seções para diferentes morfologias

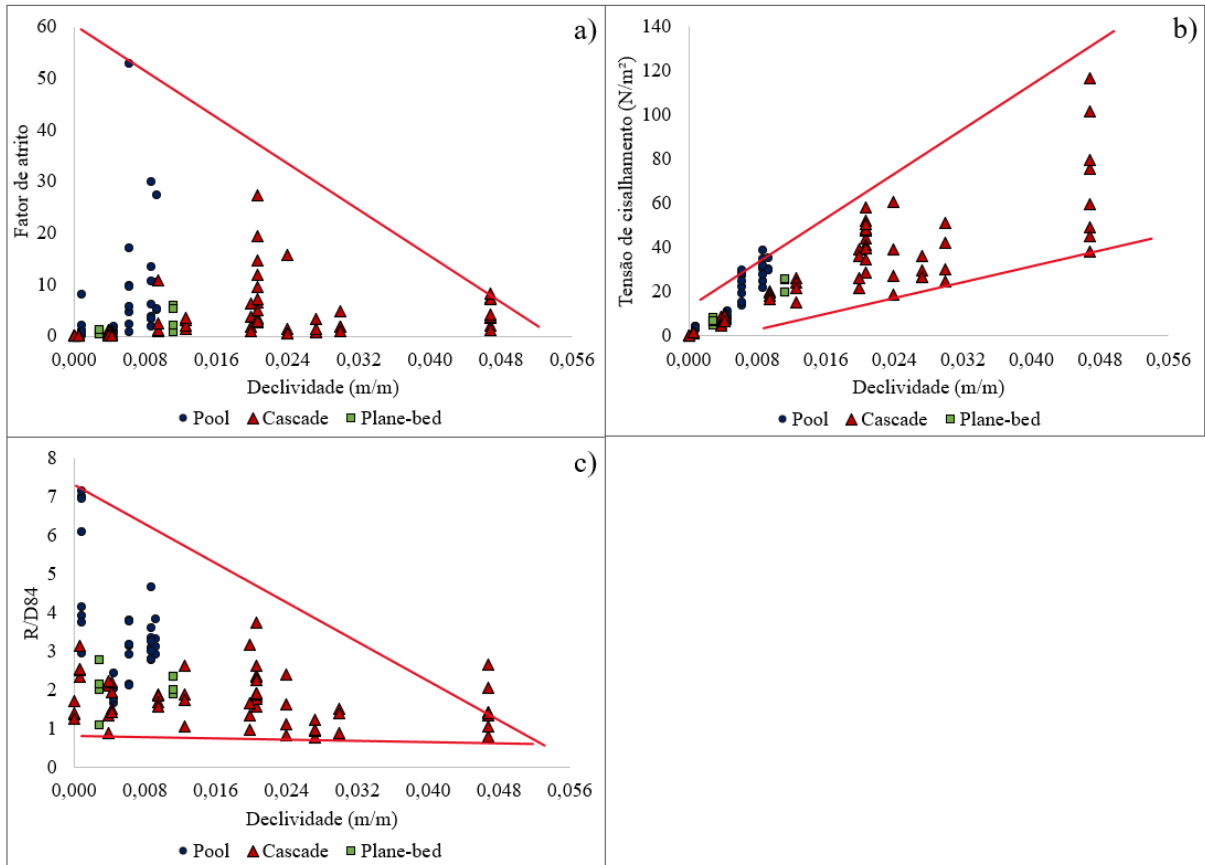


Os valores de  $ff$  apresentaram uma tendência de diminuição com o aumento de  $S$  (Figura 38a). No entanto, em declividade menores, os valores de  $ff$  foram maiores, provavelmente em função de outras variáveis da natureza, como por exemplo a profundidade do nível d'água nessas seções, que também apresentaram valores elevados (Figura 35c).

Por outro lado, o valor de  $\tau$  apresentou correlação muito forte ( $R^2 > 0,9$ ) com  $S$  (Figura 38b). Isso se deve principalmente devido à  $\tau$  ser uma variável dependente da  $S$ , conforme explicado anteriormente para o caso do número de Shields (Figura 37d). Observando a Figura 38b destaca-se que para valores mais elevados de  $S$ , há maior variação dos dados de  $\tau$  e que menores valores  $S$  desempenham maior influência nos valores de  $\tau$ .

A relação da  $R/D_{84}$  com  $S$  apresenta a mesma tendência no comportamento (Figura 38c) que o  $ff$ . Quanto maior é o valor de  $S$ , menor será o valor de  $R/D_{84}$ . Isso demonstra que para altas declividades exercem maior influência sobre os valores de  $R/D_{84}$  do que para baixas declividades. Isso porque, em fluxos de baixa declividade, grande parte do fluxo ocorre entre as pedras e a resistência é alta, conforme relatou Bathurst (2002).

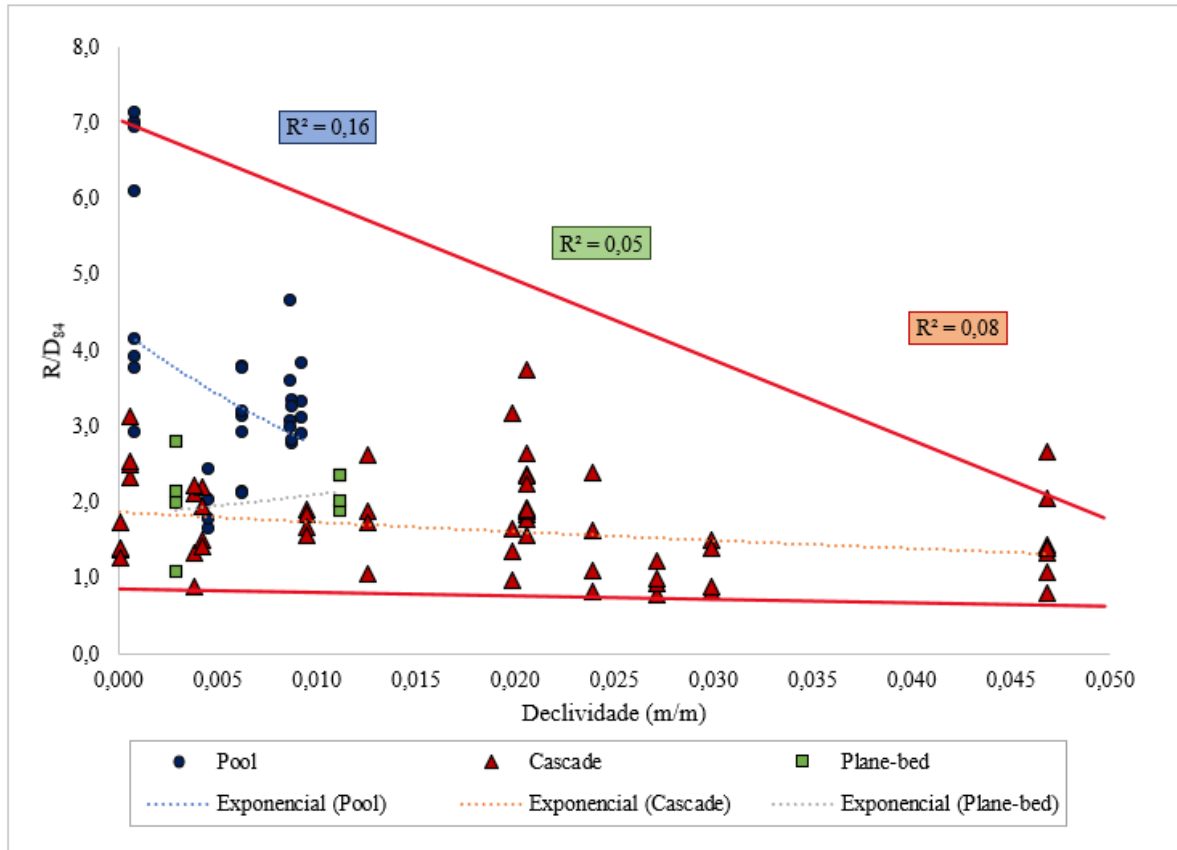
Figura 38 - Relação entre declividade com as variáveis:  $ff$  (a),  $\tau$  (b) e  $R/D_{84}$  (c) das seções para diferentes morfologias



Analisando mais detalhadamente a relação mostrada na Figura 38c, podemos observar as diferenças de comportamento entre as três morfologias de canal para cada valor de  $R/D_{84}$  com a declividade (Figura 39). Assim, relacionando por meio de funções potenciais para cada morfologia temos: *pool*,  $R^2=0,16$ ; *cascade*,  $R^2=0,08$  e *plane-bed*,  $R^2=0,05$ , ou seja, correlações muito fracas. No entanto, as linhas em vermelho nos levam a entender que há um comportamento convergente: conforme aumenta  $S$ , os valores de  $R/D_{84}$  diminuem e se aproximam. Essa tendência sugere que após determinada declividade esses valores estabilizam, já que geralmente declividades muito altas não geram valores elevados de profundidade e raio hidráulico.



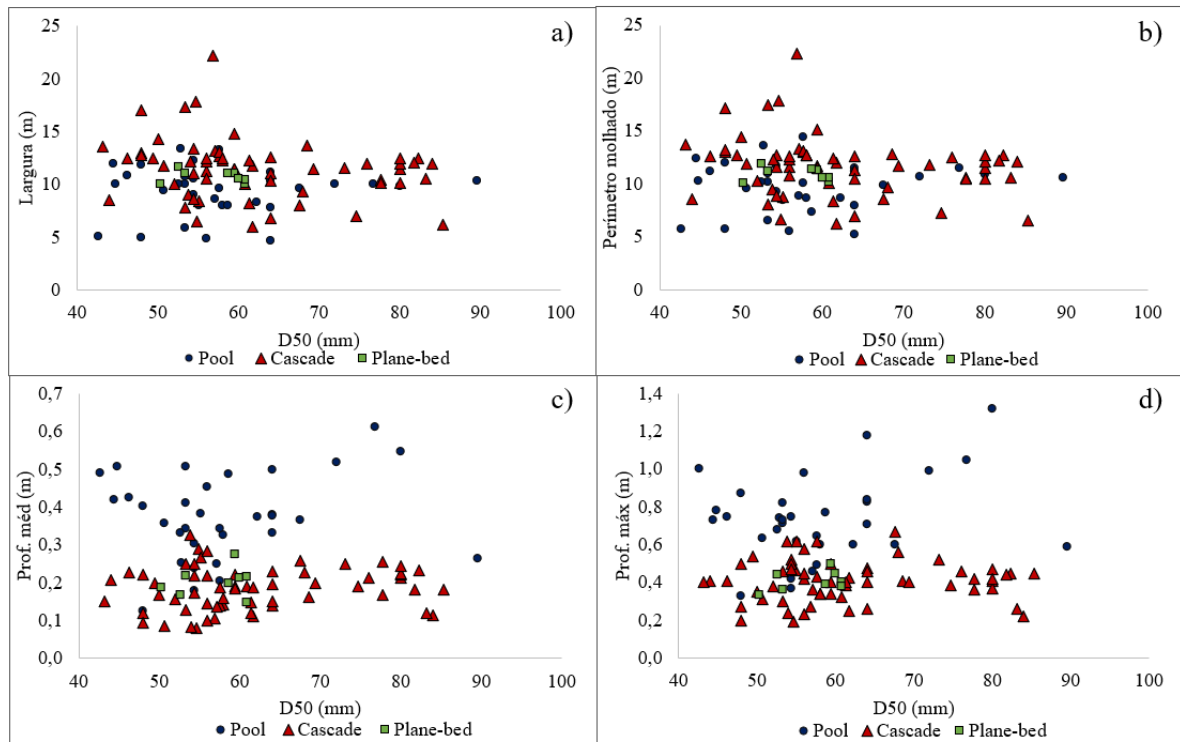
Figura 39 - Relação entre declividade,  $R/D_{84}$  e morfologia do canal



#### 5.4.4 Relação entre variáveis hidráulicas e $D_{50}$ do leito considerando a morfologia do canal

Ao analisar os resultados obtidos em campo, se constatou que as relações da distribuição granulométrica dos sedimentos do leito e as variáveis hidráulicas são praticamente constantes. Ao observar a Figura 40 observa-se que os valores de largura e de perímetro molhado do rio não possuem uma relação com os valores de  $D_{50}$  (Figura 40a e b, respectivamente). Em outras palavras, o  $D_{50}$  não apresenta influência na determinação da largura da lâmina d'água e do perímetro molhado. Ainda, é observado que maiores valores de largura ocorrem para morfologias do tipo *cascade*, talvez por este tipo de morfologia apresentar menores valores de profundidade (Figura 40c e d).

Figura 40 – Influência do  $D_{50}$  sobre as variáveis de:  $L$  (a),  $P_m$  (b),  $H_m$  (c) e  $H_{máx}$  (d) das seções para diferentes morfologias

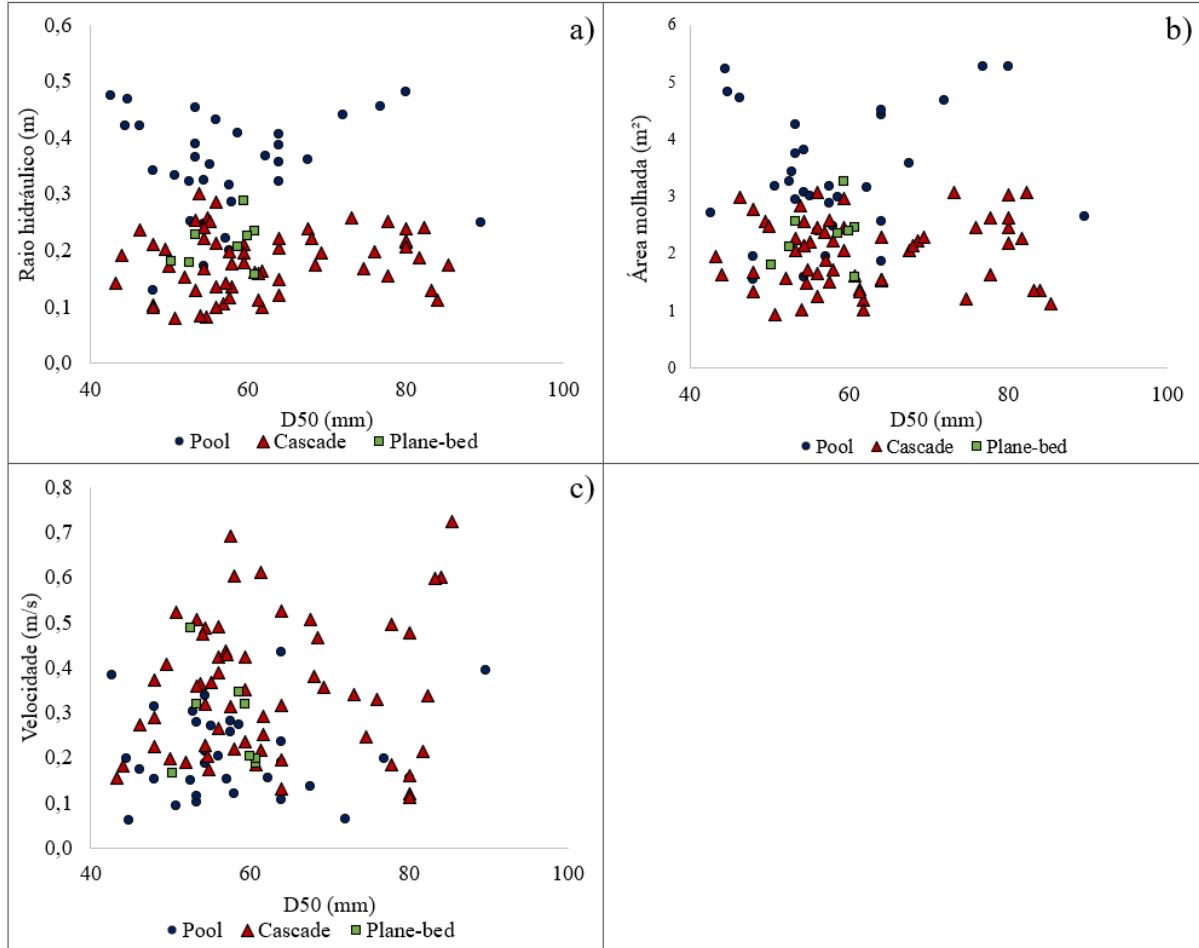


Observando a Figura 41 verifica-se que os valores de raio hidráulico (Figura 41a), área molhada (Figura 41b) e velocidade (Figura 41c) também não apresentaram nenhum comportamento de causa e efeito quando comparado com o  $D_{50}$ . Isso nos permite dizer que no período monitorado não foi possível observar mudança ou evolução das características físicas do curso d'água. No entanto, mais dados são necessários para confirmar essa tendência já que essa observação pode ter influência da variabilidade temporal e espacial da análise. Blizard e Wohl (1998) destacam a importância de eventos extremos de precipitação e eventos aleatórios, como queda de árvores e congestionamento de troncos, nos valores das variáveis hidráulicas e de sedimentos, por exemplo. Esta observação se encaixa bem no conceito das macro-rugosidades criadas por obstáculos ao escoamento que geram mudança na curvatura das linhas de corrente do escoamento e, portanto, na resistência ofertada pelo canal ao escoamento e na perda de carga.

Quando partículas não transportáveis estão presentes no leito, o transporte de sedimentos de menores granulometria não ocorre. Isso porque há uma camada de sedimentos grosseiros na superfície do leito, que protege os sedimentos sobrepostos da movimentação,

limitando a degradação do canal, conforme apresentado por Petts & Foster (1990) (Apud ROCHA, 2016). Assim, não há mudança das características hidráulicas das seções.

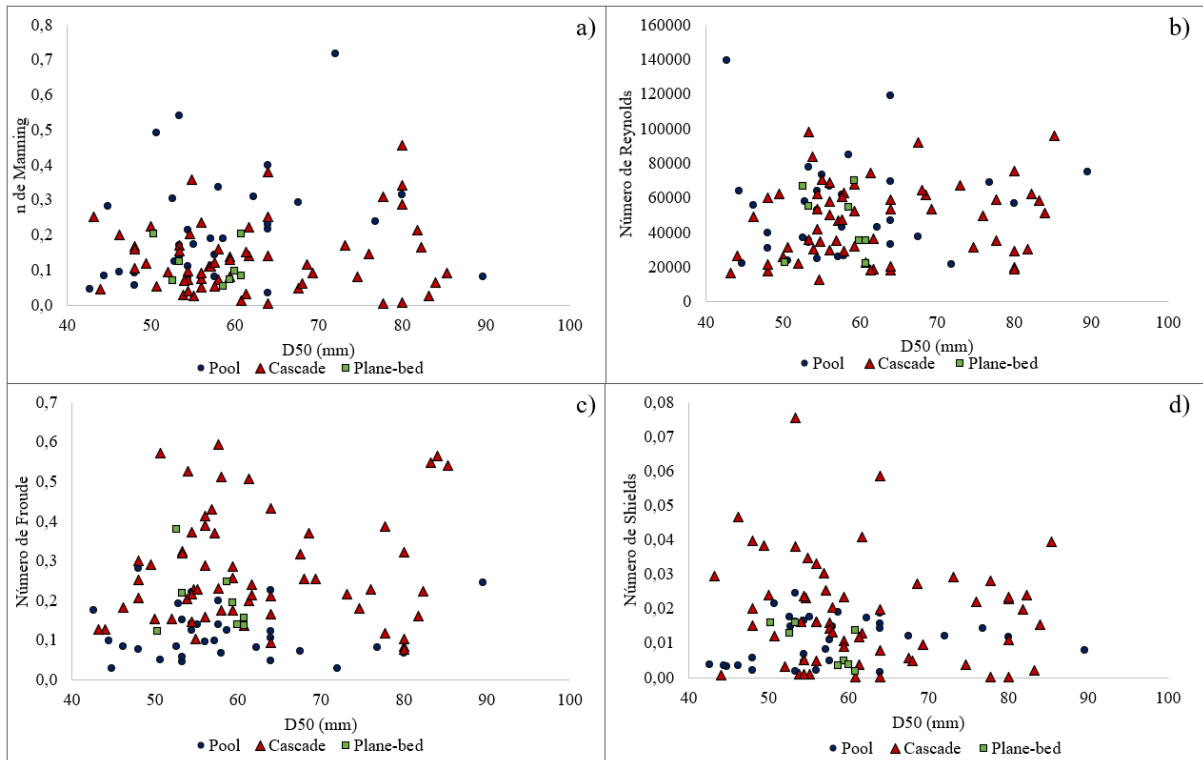
Figura 41 - Influência do  $D_{50}$  sobre as variáveis: (a)  $R_h$ ; (b)  $A_m$ ; e (c)  $v$



Considerando  $n$  e  $Re$  e suas relações com  $D_{50}$  (Figura 42a e b, respectivamente) não houve um comportamento similar. Isso evidencia o fato de que, para essas vazões, a rugosidade do leito não é influenciada pela distribuição granulométrica ( $D_{50}$ ), assim como o escoamento (laminar ou turbulento). Esse resultado é corroborado pelo trabalho de BAHRAMIFAR et al. (2013) que avaliou a influência do  $D_{50}$  nos valores de  $n$ .

Os valores de  $Fr$  não apresentaram uma tendência de crescimento ou decréscimo em relação ao valor de  $D_{50}$  (Figura 42c). O que ficou evidente é a diferença entre os valores de  $Fr$  para morfologias do tipo *pool* (menores  $Fr$ ) e do tipo *cascade* (maiores  $Fr$ ). É importante ressaltar que essas medições foram realizadas durante período sem influência de evento de chuva, logo esses valores de  $Fr$  poderiam ter sido maiores em função da profundidade do nível d'água. Comportamento similar foi observado para o número de Shields (Figura 42d).

Figura 42 - Influência do  $D_{50}$  sobre as variáveis das seções para diferentes morfologias: (a)  $n$ , (b)  $Re$ , (c)  $Fr$  e (d)  $\psi$

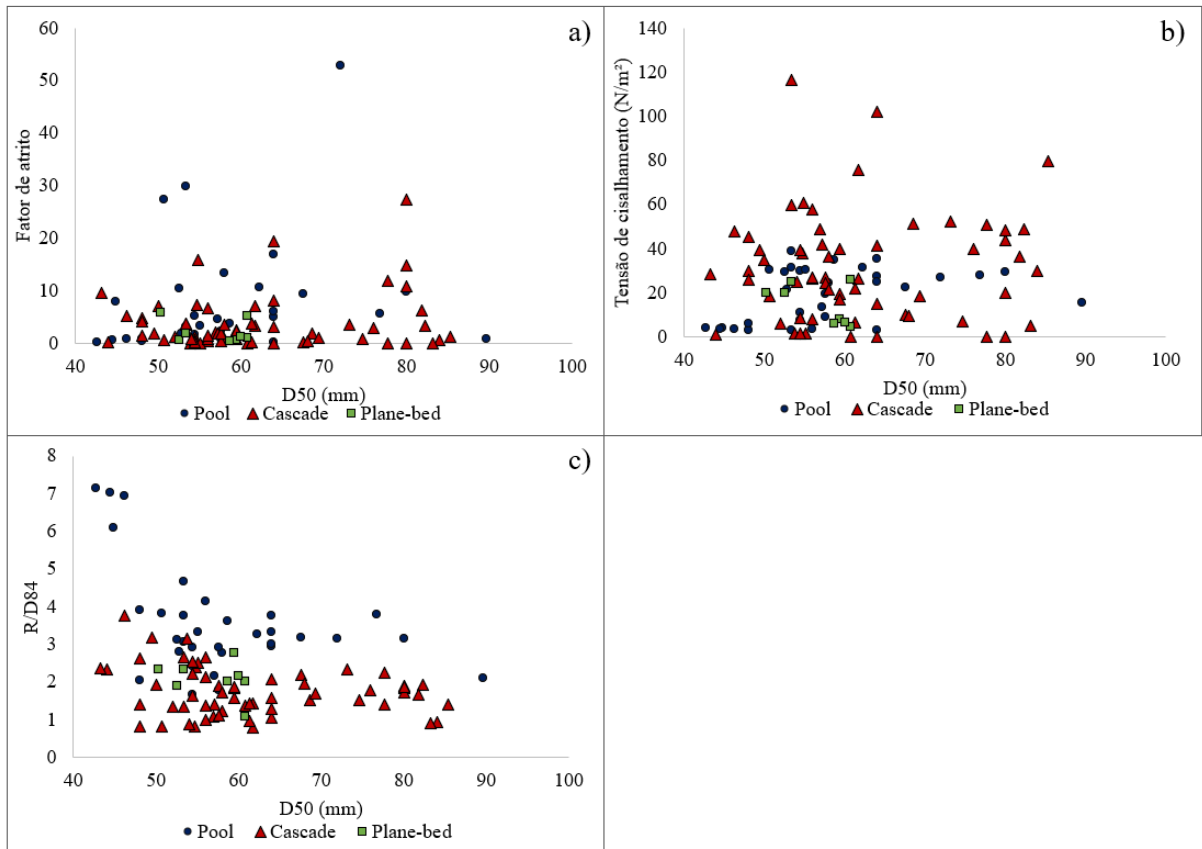


Entre o fator de atrito e a tensão de cisalhamento e suas relações com o  $D_{50}$ , não houve comportamentos similares (Figura 43a e b, respectivamente). Esta falta de correlação nestes tipos de ambiente ocorre, pois, outras formas de manifestação da rugosidade ganham peso.

A relação entre a submersão relativa ( $R/D_{84}$ ) e o  $D_{50}$  aparentam possuir uma tendencia. Menores valores de  $D_{50}$  possuem valores de  $R/D_{84}$  com maior variação, enquanto os valores mais altos de  $D_{50}$  convergem os valores de  $R/D_{84}$ , conforme mostrado na Figura 43c.

Esses dados são muito importantes no desenvolvimento de modelos. Karim e Kennedy (1990) destacam que os modelos que são significativamente mais precisos do que aqueles que já foram desenvolvidos provavelmente não estarão disponíveis até que dados de campo e de laboratório mais precisos e abrangentes estejam disponíveis. Isso inclui a variação espacial e temporal desses dados.

Figura 43 - Influência do  $D_{50}$  sobre as variáveis das seções para diferentes morfologias: (a)  $ff$ , (b)  $\tau$  e (c)  $R/D_{84}$



## 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Ainda que a escala de trecho de rio seja pequena há muitas dificuldades na determinação e caracterização dos processos hidrossedimentológicos envolvidos. Como a vazão se comporta frente a uma determinada intensidade de chuva ou como uma determinada faixa granulométrica de sedimentos se comporta à uma determinada vazão, são elementos que fornecem estimativas e indicativos do comportamento de um rio

Nesse sentido, o presente trabalho caracterizou um trecho de rio frente aos processos hidrossedimentológicos na bacia hidrográfica do rio Forqueta em Maquiné/RS. Como principais conclusões tem-se:

- Quanto a caracterização dos sedimentos, a medição em campo dos eixos *A* e *C* dos sedimentos de fundo desempenharam maior importância. O método que envolveu separar o trecho em seções é mais prático, fácil e retornou valores similares ao método tradicional de Wolman;
- A forma predominante dos sedimentos é disco, com esfericidade moderada. Essa característica é comum para sedimentos pouco movimentados;
- A análise dos dados das distâncias percorridas pelos sedimentos destacou que o transporte parcial de sedimentos desempenha um papel importante, especialmente durante eventos de baixa magnitude de vazão. Enquanto o transporte completo das granulometrias monitoradas pode ser o mecanismo de mobilização de sedimentos dominante durante inundações de alta magnitude. No entanto, mesmo ocorrendo esse transporte de sedimentos de fundo não houve alteração significativa do material do leito;
- Quanto à morfologia do canal, os resultados mostraram que em *pool* tem-se valores mais elevados da granulometria dos sedimentos e maior variação dos valores de sedimentos quando comparado com *cascaes*;
- Os valores de  $H_m$ ,  $H_{máx}$ ,  $R_h$  e  $A_m$  foram maiores para a morfologia do tipo *pool*. Apenas a  $L$  e o  $P_m$  perímetro molhado apresentaram valores maiores para a morfologia do tipo *cascaes*;
- Valores elevados de  $S$  apresentaram maior influência sobre os valores de  $R/D_{84}$ ,  $ff$  e  $n$ , convergindo-os para uma única faixa de valores. Já valores baixos de  $S$  apresentaram maior influência sobre os valores de  $\tau$  e  $\psi$ . Além disso, as variáveis não apresentaram

diferenças quanto a sazonalidade das medições para as três diferentes morfologias do canal. Isso pode indicar uma estabilidade do curso d'água no período monitorado;

- O coeficiente de rugosidade Manning não possui um comportamento constante ao longo do tempo e varia de acordo com a morfologia do rio, o que indica que é inadequado tomá-lo como constante para este tipo de rio;
- Não houve relação entre o  $D_{50}$  e as características hidráulicas como  $R_h$ ,  $A_m$  e  $v$ . Isso nos permite dizer que no período monitorado não se observou mudança ou evolução das características físicas do curso d'água.

Recomenda-se para trabalhos futuros a medição e monitoramento em eventos de chuva de maior intensidade a fim de obter maior representatividade da curva-chave e para quantificar o transporte de sedimentos mais efetivamente.

Quanto ao monitoramento, sugere-se a implantação de técnicas de rastreamento de sedimentos de fundo, como o uso de *Passive Integrated Transponder* (PIT), ou o uso de amostradores/armadilhas de sedimentos de fundo. Ainda, o uso de traçadores ou filtros para separação do escoamento superficial e de base medidos pode auxiliar na representatividade dos valores obtidos. O desenvolvimento de técnicas de separação do escoamento pode ser útil para representar melhor o comportamento dos escoamentos. De uma maneira geral, recomenda-se continuar o monitoramento deste trecho buscando aperfeiçoar o registro dos dados coletados e a manutenção do banco de dados hidrossedimentológico e das variáveis hidráulicas.

O monitoramento hidrológico na bacia hidrográfica do rio Forqueta demonstrou que a taxa do escoamento superficial é baixa. Isso deve resultar da preservação ambiental desta bacia. No entanto, embora esteja bem preservada, eventos de chuva frequentemente causam transporte de sedimentos do leito do rio, o que aumenta o potencial destrutivo do escoamento no curso d'água e arredores. Para não aumentar ainda mais esse potencial, os gestores de recurso hídricos, que inclui a prefeitura municipal de Maquiné e a Secretaria do Meio Ambiente, devem manter o alto grau de preservação ambiental na bacia.

Soma-se à isso, a procura cada vez mais frequente dessa bacia e da região para práticas de ecoturismo. Nesse sentido, o setor de turismo deve intensificar a conscientização dos turistas para atenção à força da natureza (escoamento do rio e transporte de sedimentos) e seus perigos associados.





## REFERÊNCIAS

- ADNAN, Mohd Shalahuddin et al. Bedload sediment concentration of Sungai Kahang downstream Kahang Dam in Johor. **International Journal of Integrated Engineering**, [s. l.], v. 10, n. 2, p. 146–150, 2018.
- AGRAWAL, Y. C.; SMITH, H. C. Poti. Laser diffraction particle sizing in S T R E S S Y. C. AGRAWAL\* and H. C. POTI'SMITH\*. [s. l.], v. 14, n. 10, 1994.
- ANCEY, Christophe. Bedload transport: a walk between randomness and determinism. Part 2. Challenges and prospects. **Journal of Hydraulic Research**, [s. l.], v. 58, n. 1, p. 18–33, 2020.
- ARIFJANOV, A. et al. Determination of reduction of useful volume in water reservoirs due to sedimentation. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, [s. l.], v. 614, n. 1, 2020.
- BAHRAMIFAR, A.; SHIRKHANI, R.; MOHAMMADI, M. An anfis-based approach for predicting the manning roughness coefficient in alluvial channels at the bank-full stage. **International Journal of Engineering**, v 26, p177-186. 2013.
- BAGNOLD, R. A. Bed load transport by natural rivers. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 13, n. 2, p. 303–312, 1977.
- BARRIÈRE, Julien et al. Bed load transport monitoring using seismic observations in a low-gradient rural gravel bed stream. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 42, n. 7, p. 2294–2301, 2015.
- BARTELLI, Gustavo. Estudo do transporte de sedimentos em suspensão na bacia hidrográfica do Arroio Garapiá – Maquiné–RS. Trabalho de Conclusão de Curso de Engenharia Ambiental. Centro Universitário UNIVATES. [s. l.], p. 63, 2012.
- BATHURST, J. C. At-a-site variation and minimum flow resistance for mountain rivers. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 269, n. 1–2, p. 11–26, 2002.
- BATHURST, James C. Critical conditions for particle motion in coarse bed materials of nonuniform size distribution. **Geomorphology**, [s. l.], v. 197, p. 170–184, 2013.
- BAUER, Miroslav et al. Risk to residents, infrastructure, and water bodies from flash floods and sediment transport. **Environmental Monitoring and Assessment**, [s. l.], v. 191, n. 2, 2019.
- BELLETTI, B. et al. A review of assessment methods for river hydromorphology. **Environmental Earth Sciences**, [s. l.], v. 73, n. 5, p. 2079–2100, 2015.
- BLIZARD, Clifford R.; WOHL, Ellen E. Relationships between hydraulic variables and bedload transport in a subalpine channel, Colorado Rocky Mountains, USA. **Geomorphology**, [s. l.], v. 22, n. 3–4, p. 359–371, 1998.
- BLOTT, Simon J.; PYE, Kenneth. Particle shape: A review and new methods of characterization and classification. **Sedimentology**, [s. l.], v. 55, n. 1, p. 31–63, 2008.
- BRAMBILLA, Davide; PAPINI, Monica; LONGONI, Laura. Temporal and spatial variability of sediment transport in a mountain river: A preliminary investigation of the

caldone river, Italy. **Geosciences (Switzerland)**, [s. l.], v. 8, n. 5, 2018.

BRENNA, A.; SURIAN, N.; MAO, L. Response of A Gravel - Bed River To Dam Closure: Insights From Sediment Transport Processes And Channel Morphodynamics. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 45, n. 3, p. 756–770, 2020.

BRIDGE, John S. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. **Geological Society Special Publication**, [s. l.], v. 75, p. 13–71, 1993.

BRIDGE, John S.; BENNETT, Sean J. of Mixed Sizes , Shapes , and Densities. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 28, n. 2, p. 337–363, 1992.

BUNTE, Kristin. Guidelines for using bedload traps in coarse-bedded mountain streams: construction, installation, operation, and sample processing. US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 2007.

BUSCOMBE, Daniel. Estimation of grain-size distributions and associated parameters from digital images of sediment. **Sedimentary Geology**, [s. l.], v. 210, n. 1–2, p. 1–10, 2008.

CAMANA, Mateus; DALA-CORTE, Renato Bolson; BECKER, Fernando Gertum. Relation between species richness and stream slope in riffle fish assemblages is dependent on spatial scale. **Environmental Biology of Fishes**, [s. l.], v. 99, n. 8–9, p. 603–612, 2016.

CANTALICE, Jose Ramon B. et al. Relation entre charge de fond et sédiments en suspension dans la rivière Exu à lit sableux, dans la région semi-aride du Brésil. **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 58, n. 8, p. 1789–1802, 2013.

CARON, Bernardo Pires. Avaliação do uso da ferramenta Taudem para o estudo de fluxo de detritos na bacia do rio Maquiné. 2019. Trabalho de Conclusão de Curso de Engenharia Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), [s. l.], 2019.

CAVALLI, Marco et al. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. **Geomorphology**, [s. l.], v. 188, p. 31–41, 2013.

CENDERELLI, Daniel A.; WOHL, Ellen E. Flow hydraulics and geomorphic effects of glacial-lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 28, n. 4, p. 385–407, 2003.

CHAPUIS, Margot et al. Coupling channel evolution monitoring and RFID tracking in a large, wandering, gravel-bed river: Insights into sediment routing on geomorphic continuity through a riffle-pool sequence. **Geomorphology**, [s. l.], v. 231, p. 258–269, 2015.

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

DA SILVA, Yuri Jacques Agra Bezerra et al. Bed and suspended sediment-associated rare earth element concentrations and fluxes in a polluted Brazilian river system. **Environmental Science and Pollution Research**, [s. l.], v. 25, n. 34, p. 34426–34437, 2018.

DE MENEZES, Danrlei; MINELLA, Jean Paulo Gomes; TASSI, Rutineia. Monitoring sediment yield for soil and water conservation planning in rural catchments. **Environmental Monitoring and Assessment**, [s. l.], v. 192, n. 11, 2020.

- DEMIR, Tuncer; WALSH, Rory Peter Dominic. Shape and size characteristics of bedload transported during winter storm events in the Cwm Treweryn stream, Brecon Beacons, South Wales. **Turkish Journal of Earth Sciences**, [s. l.], v. 14, n. 1, p. 105–121, 2005.
- DIAS, Wolliver Anderson; THOMAZ, Edivaldo Lopes. Influência de escombros lenhosos na dinâmica de riachos em área de faxinal. **Terra Plural**, [s. l.], v. 5, n. 2, p. 229–248, 2011.
- DUMITRIU, Dan; NICULIȚĂ, Mihai; CONDORACHI, Daniel. Downstream Variation in the Pebble Morphometry of the Trotuș River, Eastern Carpathians (Romania). **Forum geografic**, [s. l.], v. X, n. 1, p. 78–90, 2011.
- DURAFOR, Marine et al. Bedload transport for heterogeneous sediments To cite this version : HAL Id : hal-02074490. [s. l.], 2019.
- EGIAZAROFF, I. V. Calculation of nonuniform sediment concentrations. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 91, n. 4, p. 225-247, 1965.
- EMERY, Joanne C. et al. Classifying the hydraulic performance of riffle-pool bedforms for habitat assessment and river rehabilitation design. **River Research and Applications**, [s. l.], v. 19, n. 5–6, p. 533–549, 2003.
- FARIA, Antonio Paulo. Transporte de sedimentos em canais fluviais de primeira ordem: Respostas geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 2, 2014.
- FELIX, David; ALBAYRAK, Ismail; BOES, Robert M. Continuous measurement of suspended sediment concentration: Discussion of four techniques. **Measurement: Journal of the International Measurement Confederation**, [s. l.], v. 89, p. 44–47, 2016.
- FENTON, J. D.; ABBOTT, J. E. Initial Movement of Grains on a Stream Bed: the Effect of Relative Protrusion. **Proc R Soc London Ser A**, [s. l.], v. 352, n. 1671, p. 523–537, 1977.
- FERGUSON, R. I.; WATHEN, S. J. Tracer-pebble movement along a concave river profile: Virtual velocity in relation to grain size and shear stress. **Water Resources Research**, v. 34, n. 8, p. 2031-2038, 1998.
- FRANCALANCI, Simona et al. Do alternate bars affect sediment transport and flow resistance in gravel-bed rivers? **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 37, n. 8, p. 866–875, 2012.
- GALIA, Tomáš; HRADECKÝ, Jan. Bedload transport and flow resistance in steep channels - Introduction to the issues in the context of mountain basins of the central European region. **Acta Universitatis Carolinae, Geographica**, [s. l.], v. 47, n. 1, p. 23–33, 2012.
- GALLART, Francesc et al. Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 6, n. 3, p. 527–537, 2002.
- GILL, Mohammad Akram. Sedimentation and useful life of reservoirs. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 44, n. 1–2, p. 89–95, 1979.
- GIMÉNEZ, R.; GOVERS, G. Interaction between bed roughness and flow hydraulics in eroding rills. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 37, n. 3, p. 791–799, 2001.
- GODOY, João Vivente et al. Análise estatística da distribuição de chuva na região da bacia

- hidrográfica do rio Maquiné , RS. **Anais do XXII Simpósio de Recursos Hídricos**, [s. l.], p. 1–8, 2017.
- GRANATO, Gregory E.; ZENONE, Chester; CAZENAS, Patricia a. The National Highway Runoff Data and Methodology Synthesis. **USGS FHWA-Ep-02-007 report**, [s. l.], v. I, p. 479 p., 2002.
- GRANT, Gordon E.; SWANSON, Frederick J.; WOLMAN, M. Gordon. Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon. **Bulletin of the Geological Society of America**, [s. l.], v. 102, n. 3, p. 340–352, 1990.
- GRAY, J. R.; LARONNE, J. B.; MARR, J. D. G. Bedload surrogate monitoring technologies. **U.S. Geological Survey Scientific Investigations**, [s. l.], v. 5091, p. 1–37, 2010.
- GRIFFITH, Daniel A.; AMRHEIN, Carl. *Multivariate statistical analysis for geographers*. 1997.
- GUERRERO, Massimo et al. A combined use of acoustic and optical devices to investigate suspended sediment in rivers. **Advances in Water Resources**, [s. l.], v. 102, p. 1–12, 2017.
- G1/GLOBO. Cascatas do Garapiá e da Forqueta atraem visitantes a Maquiné, RS. 2013. Disponível em: <<http://g1.globo.com/rs/rio-grande-do-sul/nossa-terra/2012/noticia/2013/01/cascatas-do-garapia-e-da-forqueta-atraem-visitantes-maquine-rs.html>> Acesso em: 22 de maio de 2021.
- HARRELSON, Cheryl C. *Stream channel reference sites: an illustrated guide to field technique*. US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, 1994.
- HARRIES, Rebekah M. et al. Impact of recycling and lateral sediment input on grain size fining trends—Implications for reconstructing tectonic and climate forcings in ancient sedimentary systems. **Basin Research**, [s. l.], v. 31, n. 5, p. 866–891, 2019.
- HASCHENBURGER, Judith K.; WILCOCK, Peter R. Partial transport in a natural gravel bed channel. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 39, n. 1, p. 1–9, 2003.
- HEWLETT, John D.; HIBBERT, Alden R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. **Forest hydrology**, v. 1, p. 275-290, 1967.
- HICKS, Naomi S. et al. Catastrophic flooding from an orographic thunderstorm in the central Appalachians. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 41, n. 12, p. 1–17, 2005.
- HOHERMUTH, B.; WEITBRECHT, V. Influence of Bed-Load Transport on Flow Resistance of Step-Pool Channels. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 54, n. 8, p. 5567–5583, 2018.
- JACQ, Kévin et al. High-resolution grain size distribution of sediment core with hyperspectral imaging. **Sedimentary Geology**, [s. l.], v. 393–394, p. 105536, 2019.
- JONG, Carmen. *Temporal and spatial interactions between river bed roughness, geometry, bedload transport and flow hydraulics in mountain streams*. 1995.
- KALATHIL, Sruthi Thazhath; CHANDRA, Venu. Review of step-pool hydrodynamics in mountain streams. **Progress in Physical Geography**, [s. l.], v. 43, n. 5, p. 607–626, 2019.

- KARIM, M. Fazle; KENNEDY, John F. Menu of coupled velocity and sediment-discharge relations for rivers. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 116, n. 8, p. 978-996, 1990.
- KOMAR, PAUL D.; LI, ZHENLIN. Pivoting analyses of the selective entrainment of sediments by shape and size with application to gravel threshold. **Sedimentology**, [s. l.], v. 33, n. 3, p. 425–436, 1986.
- KRAPESCH, G.; HAUER, C.; HABERSACK, H. Scale orientated analysis of river width changes due to extreme flood hazards. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 11, n. 8, p. 2137–2147, 2011.
- LAMB, Michael P.; DIETRICH, William E.; VENDITTI, Jeremy G. Is the critical shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. l.], v. 113, n. 2, p. 1–20, 2008.
- LATRON, J.; GALLART, F. Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment ( Vallcebre , Eastern Pyrenees ). [s. l.], p. 206–220, 2008.
- LENZI, M. A.; MAO, L.; COMITI, F. Effective discharge for sediment transport in a mountain river: Computational approaches and geomorphic effectiveness. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 326, n. 1–4, p. 257–276, 2006. a.
- LENZI, Mario A. Step-pool evolution in the Rio Cordon, Northeastern Italy. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 26, n. 9, p. 991–1008, 2001.
- LENZI, Mario A.; D’AGOSTINO, Vincenzo; BILLI, Paolo. Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon. Part I: Analysis of bedload records, conditions and threshold of bedload entrainment. **Catena**, [s. l.], v. 36, n. 3, p. 171–190, 1999.
- LENZI, Mario Aristide. Displacement and transport of marked pebbles, cobbles and boulders during floods in a steep mountain stream. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 18, n. 10, p. 1899–1914, 2004.
- LENZI, Mario Aristide; MAO, Luca; COMITI, Francesco. When does bedload transport begin in steep boulder-bed streams? **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 20, n. 16, p. 3517–3533, 2006. b.
- LISLE, Thomas. A sorting mechanism for a riffle-pool sequence. **Geological Society of America Bulletin**, v. 90, n. 7\_Part\_II, p. 1142-1157, 1979.
- LLORENS, Pilar et al. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area I. Monitoring design and results down to the event scale. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 199, n. 3–4, p. 331–345, 1997.
- LÓPEZ-TARAZÓN, J. A. et al. Catena Rainfall , runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment : The River Isábena ( Ebro basin ). [s. l.], v. 82, p. 23–34, 2010.
- MA, Dan et al. Grain size distribution effect on the hydraulic properties of disintegrated coal mixtures. **Energies**, [s. l.], v. 10, n. 5, p. 1–17, 2017.
- MACEDO, Hudson de Azevedo et al. Calculating bedload transport in rivers : concepts , calculus routines and application. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. l.], v. 4, 2017.

- MACKENZIE, Lucy G.; EATON, Brett C.; CHURCH, Michael. Breaking from the average: Why large grains matter in gravel-bed streams. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 43, n. 15, p. 3190–3196, 2018.
- MAGILLIGAN, F. J.; BURAS, E. M.; RENSHAW, C. E. The efficacy of stream power and flow duration on geomorphic responses to catastrophic flooding. **Geomorphology**, [s. l.], v. 228, p. 175–188, 2014.
- MAO, L. et al. Sediment transfer processes in two Alpine catchments of contrasting morphological settings. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 364, n. 1–2, p. 88–98, 2009.
- MAO, Luca et al. Field based analysis of sediment entrainment in two high gradient streams located in Alpine and Andine environments. **Geomorphology**, [s. l.], v. 93, n. 3–4, p. 368–383, 2008.
- MAO, Luca et al. Bedload hysteresis in a glacier-fed mountain river. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 39, n. 7, p. 964–976, 2014.
- MAO, Luca et al. Bed material transport estimate in large gravel-bed rivers using the virtual velocity approach. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 42, n. 4, p. 595–611, 2017.
- MAO, Luca; SURIAN, Nicola. Observations on sediment mobility in a large gravel-bed river. **Geomorphology**, [s. l.], v. 114, n. 3, p. 326–337, 2010.
- MARQUIS, G. A.; ROY, A. G. Using multiple bed load measurements: Toward the identification of bed dilation and contraction in gravel-bed rivers. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. l.], v. 117, n. 1, p. 1–16, 2012.
- MATHIEU, Cassel et al. Bedload transport in rivers : size matters but so does shape ! **Nature Research**, [s. l.], p. 1–24, 2021.
- MCKENZIE-SMITH, Fiona J.; BUNN, Stuart E.; HOUSE, Alan P. N. Habitat dynamics in the bed sediments of an intermittent upland stream. **Aquatic Sciences**, [s. l.], v. 68, n. 1, p. 86–99, 2006.
- MELO, Davi C. D. et al. The big picture of field hydrology studies in Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 65, n. 8, p. 1262–1280, 2020.
- MELLO, R. S. P.; CASTRO, D. (org.). Ciclo das Águas na bacia hidrográfica do rio Tramandaí. Porto Alegre, RS: Sapiens, 135 – 140. 2019.
- MERTEN, Gustavo Henrique; MINELLA, Jean Paolo Gomes. Bedload flux in southern Brazilian basalt scarp. **Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences**, v. 367, p. 185-192, 2015.
- MONSALVE, Angel; YAGER, Elowyn M.; SCHMEECKLE, Mark W. Effects of Bed Forms and Large Protruding Grains on Near-Bed Flow Hydraulics in Low Relative Submergence Conditions. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. l.], v. 122, n. 10, p. 1845–1866, 2017.
- MONTGOMERY, David R.; BUFFINGTON, John M. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. **Bulletin of the Geological Society of America**, [s. l.], v. 109, n. 5, p. 596–611, 1997.

MOREIRA, Luana Lavagnoli et al. Modelagem hidrológica na bacia hidrográfica do Rio Maquiné (RS) utilizando o SWAT. **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos** (Foz do Iguaçu, 2019). Anais [recurso eletrônico]. Porto Alegre: ABRH, 2019.

MOREIRA, Luana Lavagnoli; DE BRITO, Mariana Madruga; KOBAYAMA, Masato. Effects of different normalization, aggregation, and classification methods on the construction of flood vulnerability indexes. **Water (Switzerland)**, [s. l.], v. 13, n. 1, 2021.

MUHAMMAD, Nda et al. A review of field methods for suspended and bedload sediment measurement. **World Journal of Engineering**, [s. l.], v. 16, n. 1, p. 147–165, 2019.

N. ALLEN RILEY. Projection Sphericity. **SEPM Journal of Sedimentary Research**, [s. l.], v. Vol. 11, n. 2, p. 94–97, 1941.

NADAL-ROMERO, E.; PEÑA-ANGULO, D.; REGÜÉS, D. Rainfall, runoff, and sediment transport dynamics in a humid mountain badland area: long-term results from a small catchment. **Hydrological Processes**, [s. l.], n. 1, 2018.

NATHAN BRADLEY, D.; TUCKER, Gregory E. Measuring gravel transport and dispersion in a mountain river using passive radio tracers. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 37, n. 10, p. 1034–1045, 2012.

NONES, Michael. Dealing with sediment transport in flood risk management. **Acta Geophysica**, [s. l.], v. 67, n. 2, p. 677–685, 2019.

PAIXÃO, Maurício Andrades et al. Lições sobre o gerenciamento de desastres hidrológicos obtidas a partir da ocorrência em Rolante/RS. **Revista de gestão & sustentabilidade ambiental**. Palhoça, SC. vol. 7, nesp (2018), p. 251-267, 2018.

PAIXÃO, Maurício Andrades; KOBAYAMA, Masato. Relevant parameters for characterizing mountain rivers: A review. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 24, 2019.

PAPANGELAKIS, Elli; HASSAN, Marwan A. The role of channel morphology on the mobility and dispersion of bed sediment in a small gravel-bed stream. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 41, n. 15, p. 2191–2206, 2016.

PENNA, Daniele et al. Seasonal changes in runoff generation in a small forested mountain catchment. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 8, p. 2027–2042, 2014.

PURINTON, Benjamin; BOOKHAGEN, Bodo. Introducing PebbleCounts: A grain-sizing tool for photo surveys of dynamic gravel-bed rivers. **Earth Surface Dynamics**, [s. l.], v. 7, n. 3, p. 859–877, 2019.

RACHELLY, CRISTINA et al. Bed-Load Diversion with a Vortex Tube System. **38th IAHR World Congress - “Water: Connecting the World”**, [s. l.], v. 38, p. 5900–5909, 2019.

RACHLEWICZ, Grzegorz et al. Field testing of three bedload samplers’ efficiency in a gravel-bed river, Spitsbergen. **Geomorphology**, [s. l.], v. 287, p. 90–100, 2017.

RECKING, Alain et al. A field investigation of the influence of sediment supply on step-pool morphology and stability. **Geomorphology**, [s. l.], v. 139–140, p. 53–66, 2012.

REQUENA, Luigi De; MONCADA, Alí. La toponimia como elemento educativo ambiental y patrimonial en el Monumento Natural “Cerro María Lionza”. **Revista de Investigación**, v.

39, n. 84, p. 205-226, 2015.

RICKENMANN, Dieter. Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes. **Journal of hydraulic engineering**, v. 117, n. 11, p. 1419-1439, 1991.

RICKENMANN, Dieter. Comparison of bed load transport in torrents and gravel bed streams. **Water resources research**, v. 37, n. 12, p. 3295-3305, 2001.

RICKENMANN, Dieter et al. Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 37, n. 9, p. 1000–1011, 2012.

RICKENMANN, Dieter et al. Bedload transport monitoring with acoustic sensors in the Swiss alpine mountain river. **Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences**, [s. l.], v. 375, n. April 2015, p. 5–10, 2017.

RICKENMANN, Dieter; KOSCHNI, Anja. Sediment loads due to fluvial transport and debris flows during the 2005 flood events in Switzerland. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 24, n. 8, p. 993–1007, 2010.

ROCHA, C. M. Qualidade das águas na BH Rio Tramandaí. **Atlas Ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Tramandaí**, [s. l.], p. 180, 2013.

ROCHA, Paulo. Geometria hidráulica e transporte de sedimentos em canais do sistema fluvial do alto rio Paraná, centro-sul do Brasil. **Geosul**, [s. l.], v. 31, n. 61, p. 249–270, 2016.

RODRÍGUEZ-BLANCO, M. L.; TABOADA-CASTRO, M. M.; TABOADA-CASTRO, M. T. Rainfall–runoff response and event-based runoff coefficients in a humid area (northwest Spain). **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 57, n. 3, p. 445–459, 2012.

ROSS, Donald S. et al. Flow path studies in forested watersheds of headwater tributaries of Brush Brook, Vermont. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 30, n. 9, p. 2611–2618, 1994.

SANTOS, Bruno Bernardo Dos et al. Evaluation of the laser diffraction method for the measurement of suspended sediment concentration in Mogi-Guaçu reservoir (São Paulo, Brazil). **International Journal of River Basin Management**, [s. l.], v. 17, n. 1, p. 89–99, 2019.

SCARANO, Fabio Rubio; CEOTTO, Paula. Brazilian Atlantic forest: impact, vulnerability, and adaptation to climate change. **Biodiversity and Conservation**, [s. l.], v. 24, n. 9, p. 2319–2331, 2015.

SCHEINGROSS, Joel S. et al. Influence of bed patchiness, slope, grain hiding, and form drag on gravel mobilization in very steep streams. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. l.], v. 118, n. 2, p. 982–1001, 2013.

SCOTT, Arthur G. Estimating mean velocity in mountain rivers. **Journal of Hydraulic Engineering**, [s. l.], v. 113, n. 4, p. 554–555, 1987.

SHAMIR, Eylon; RIMMER, Alon; GEORGAKAKOS, Konstantine P. The use of an orographic precipitation model to assess the precipitation spatial distribution in lake kinneret watershed. **Water (Switzerland)**, [s. l.], v. 8, n. 12, 2016.

SHIELDS, A. Application of similarity principles and turbulence research to bedload



movement (English translation of the original German manuscript). **Hydrodynamics Laboratory, California Institute of Technology, Publication**, v. 167, p. 36pp, 1936.

SNEED, Edmund D.; FOLK, Robert L. Pebbles in the Lower Colorado River, Texas a Study in Particle Morphogenesis. **The Journal of Geology**, [s. l.], v. 66, n. 2, p. 114–150, 1958.

SOUZA, Jonas O. P.; CORREA, Antonio C. B.; BRIERLEY, Gary J. An approach to assess the impact of landscape connectivity and effective catchment area upon bedload sediment flux in Saco Creek Watershed, Semiarid Brazil. **Catena**, [s. l.], v. 138, p. 13–29, 2016.

STOFFEL, Markus; WYŻGA, Bartłomiej; MARSTON, Richard A. Floods in mountain environments: A synthesis. **Geomorphology**, [s. l.], v. 272, p. 1–9, 2016.

STOLERIU, Cristian C.; URZICA, Andrei; MIHU-PINTILIE, Alin. Improving flood risk map accuracy using high-density LiDAR data and the HEC-RAS river analysis system: A case study from north-eastern Romania. **Journal of Flood Risk Management**, [s. l.], v. 13, n. S1, p. 1–17, 2020.

STURDEVANT-REES, Paula et al. Tropical storms and the flood hydrology of the central Appalachians. **Water Resources Research**, v. 37, n. 8, p. 2143–2168, 2001.

TAZIOLI, G. S. Nuclear techniques for measuring sediment transport in natural streams - examples from instrumented basins. **Erosion and sediment transport measurement. Proc. Florence symposium, 1981**, (International Association of Hydrological Sciences, IAHS-AISH Publication 133), [s. l.], n. 133, p. 63–81, 1981.

TEKLAEB, S.; WENNINGER, J. W.; UHLENBROOK, S. Identifying residence times and streamflow generation processes using  $^{18}O$  and  $^2H$  in meso-scale catchments in the Abay/Upper Blue Nile, Ethiopia. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, 10 (9), 2013, 2013.

TUCCI, CEM; SILVEIRA, R. L. Análise de Consistência de Dados Fluviométricos. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, paginação irregular, 1985.

UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAM (UNEP). Water security and ecosystem services: The critical connection. **A contribution to the United Nations World Water Assessment Program**, 2009.

VERAS, Tatiane Barbosa et al. Vertical hydraulic gradient research in hyporheic zone of Beberibe river in Pernambuco State (Brazil). **RBRH**, [s. l.], v. 21, n. 4, p. 674–684, 2016.

VIEIRO, Ana Claudia;; SILVA, Diogo Rodrigues Andrade. Geodiversidade do estado do Rio Grande do Sul. 2010.

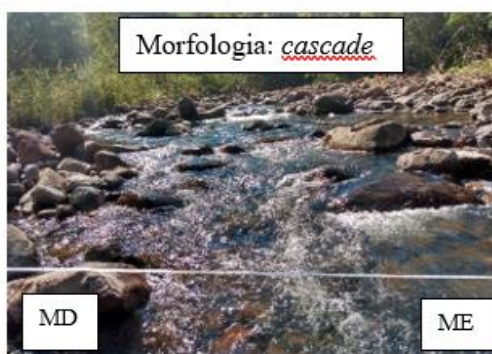
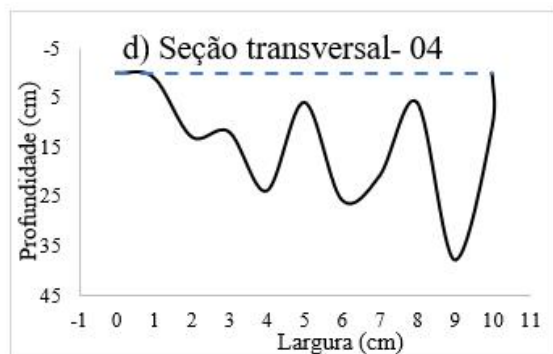
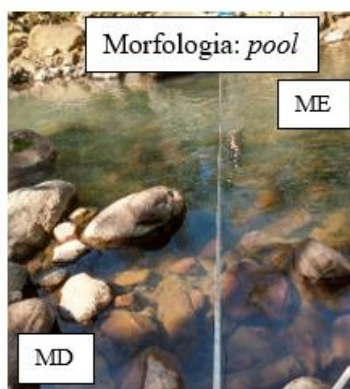
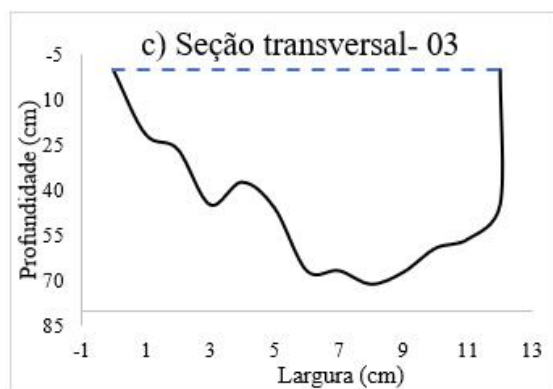
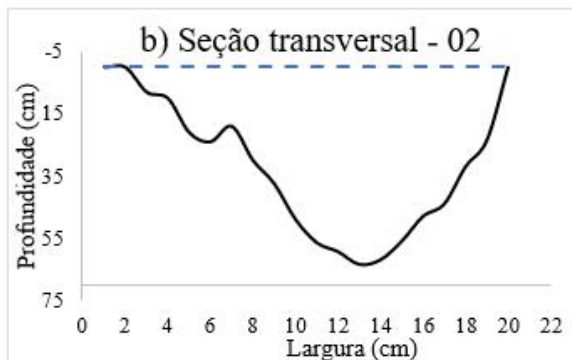
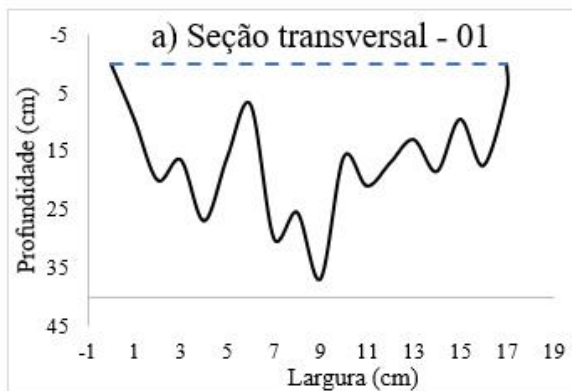
VIVIROLI, Daniel; WEINGARTNER, Rolf; MESSERLI, Bruno. Assessing the hydrological significance of the world's mountains. **Mountain Research and Development**, [s. l.], v. 23, n. 1, p. 32–40, 2003.

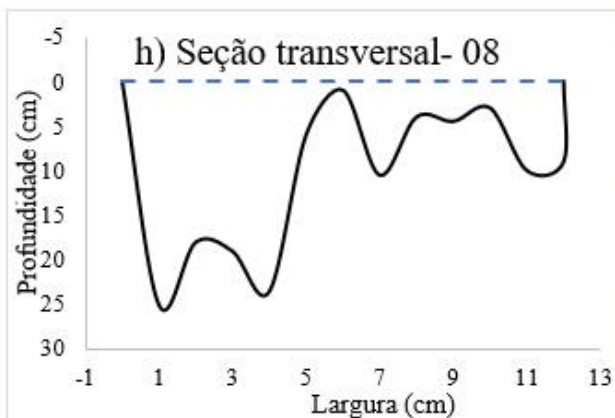
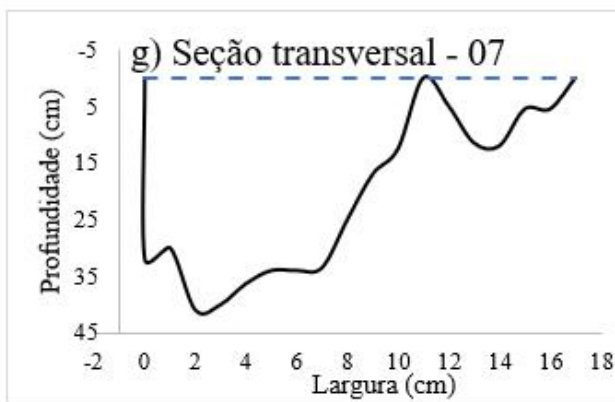
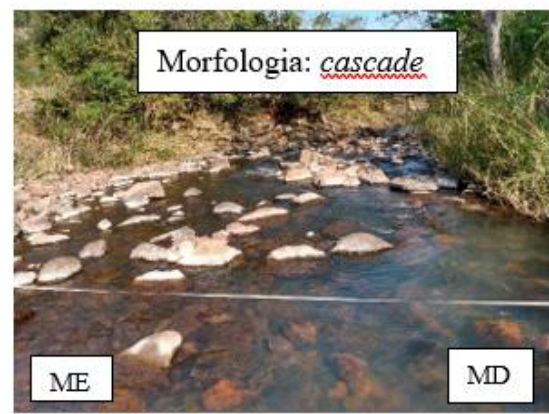
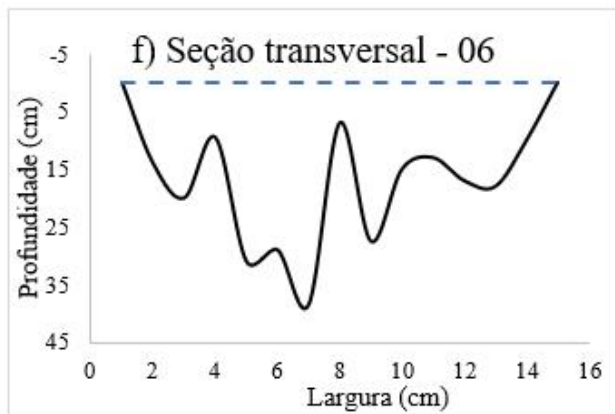
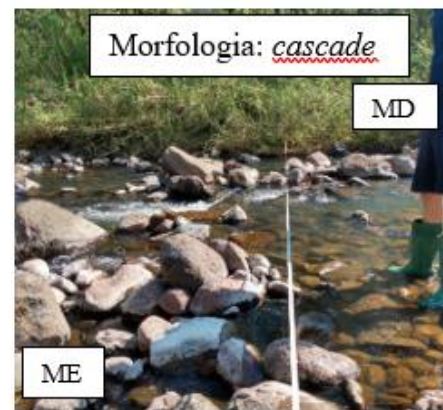
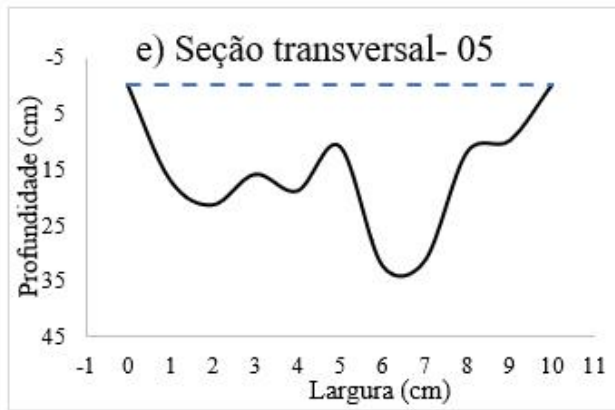
VOLLMER, Stefan; KLEINHANS, Maarten G. Effects of particle exposure, near-bed velocity and pressure fluctuations on incipient motion of particle-size mixtures. **River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2007 - Proceedings of the 5th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics**, [s. l.], v. 1, p. 541–548, 2008.

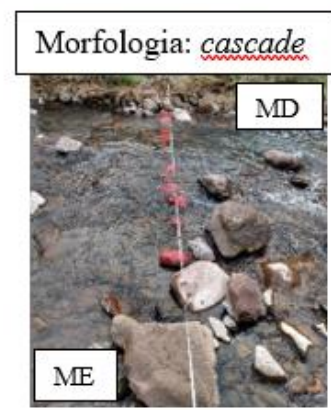
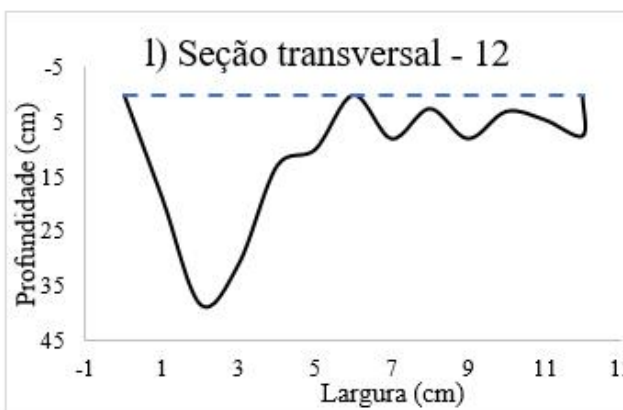
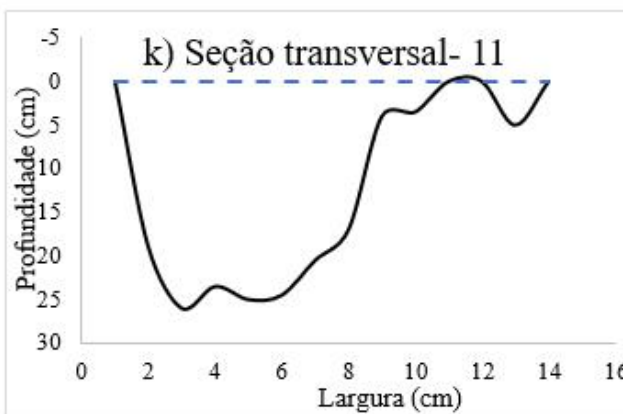
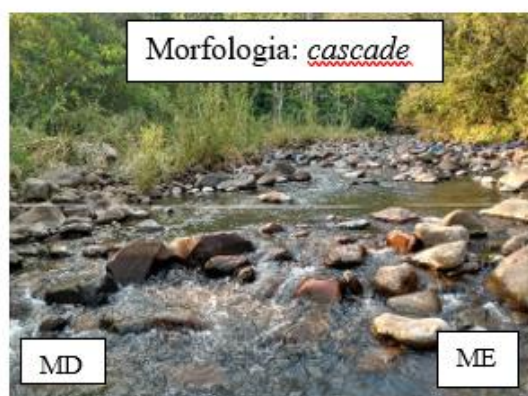
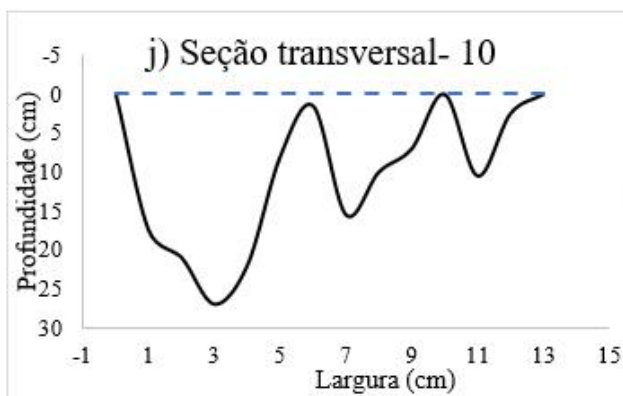
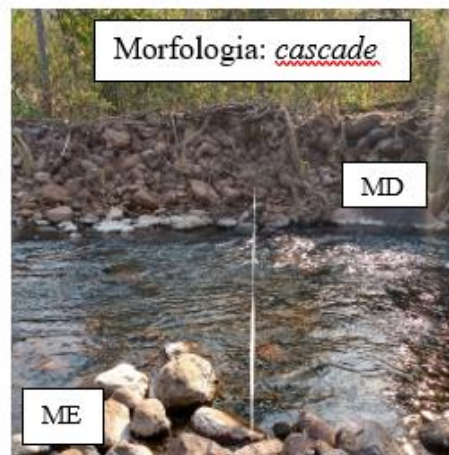
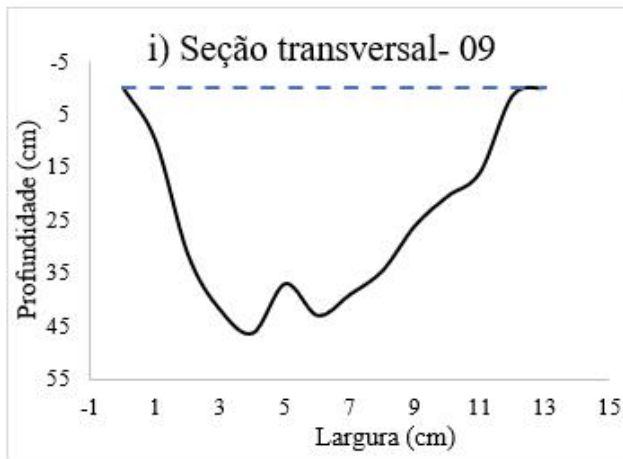
- WEINGARTNER, R.; BARBENA, M.; SPREAFICO, M. Floods in mountain areas - An overview based on examples from Switzerland. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 282, n. 1–4, p. 10–24, 2003.
- WENTWORTH, Chester K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The journal of geology**, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.
- WILCOCK, Peter R. Toward a practical method for estimating sediment-transport rates in gravel-bed rivers. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 26, n. 13, p. 1395-1408, 2001.
- WILCOCK, Peter R.; CROWE, Joanna C. Surface-based transport model for mixed-size sediment. **Journal of hydraulic engineering**, v. 129, n. 2, p. 120-128, 2003.
- WILCOX, Andrew C.; WOHL, Ellen E. Flow resistance dynamics in step-pool stream channels: 1. Large woody debris and controls on total resistance. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 42, n. 5, p. 1–16, 2006.
- WILSON, G. W.; HAY, A. E. Acoustic backscatter inversion for suspended sediment concentration and size: A new approach using statistical inverse theory. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 106, p. 130–139, 2015.
- WOHL, Ellen. Human impacts to mountain streams. **Geomorphology**, [s. l.], v. 79, n. 3–4, p. 217–248, 2006.
- WOHL, Ellen. Mountain rivers revisited. John Wiley & Sons, 2013.
- WOLMAN, M. Gordon. A method of sampling coarse river-bed material. **Transactions, American Geophysical Union**, [s. l.], v. 35, p. 1–8, 1954.
- WOODGET, Amy S.; AUSTRUMS, Robbie. Subaerial gravel size measurement using topographic data derived from a UAV-SfM approach. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 42, n. 9, p. 1434–1443, 2017.
- WREN, D. G. et al. Field techniques for suspended-sediment measurement. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 126, n. 2, p. 97-104, 2000.
- WU, Chia-Yu; MOSSA, Joann. Decadal-scale variations of thalweg morphology and riffle–pool sequences in response to flow regulation in the lowermost Mississippi River. **Water**, v. 11, n. 6, p. 1175, 2019.
- YAGER, E. M. et al. Prediction of sediment transport in step-pool channels. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 48, n. 1, p. 1–20, 2012. a.
- YAGER, E. M. et al. Sediment supply, grain protrusion, and bedload transport in mountain streams. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 39, n. 10, p. 1–5, 2012. b.
- YAGER, E. M.; KIRCHNER, J. W.; DIETRICH, W. E. Calculating bed load transport in steep boulder bed channels. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 43, n. 7, p. 1–24, 2007.

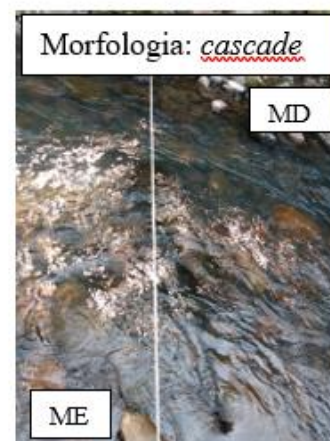
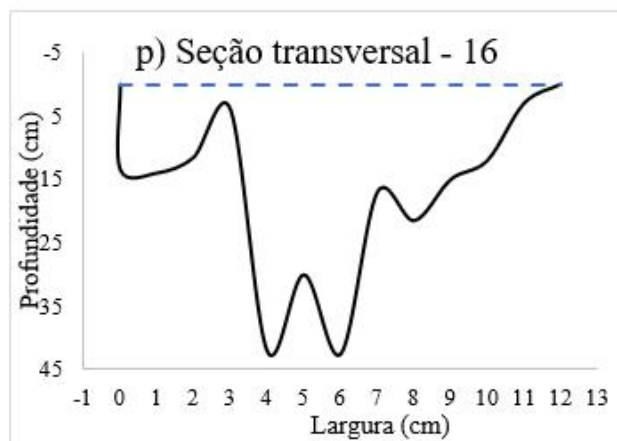
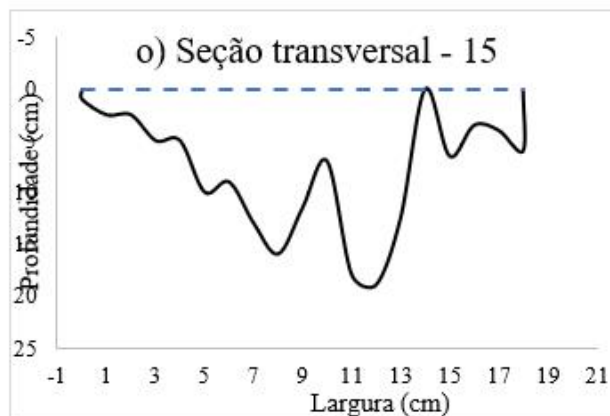
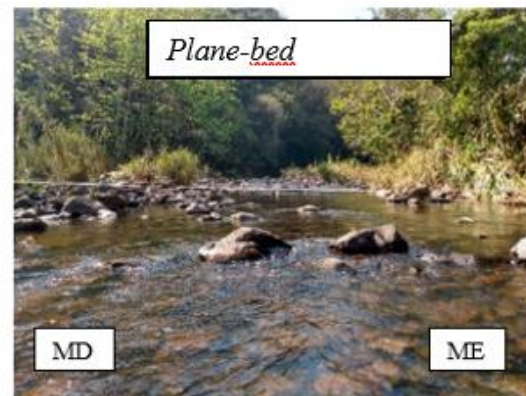
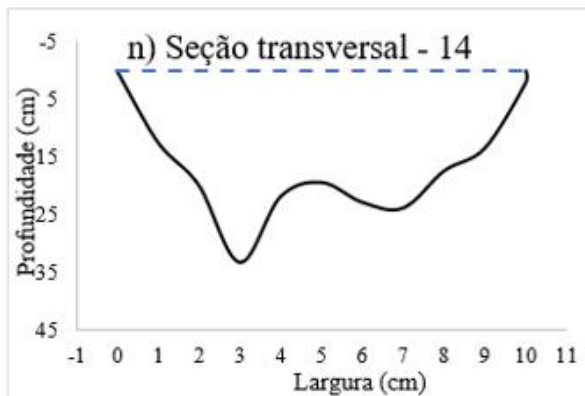
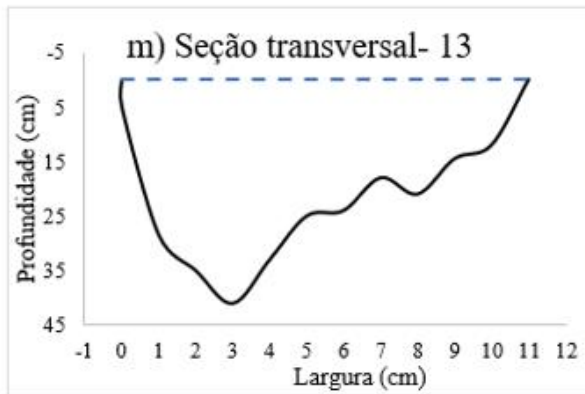
## APÊNDICE A

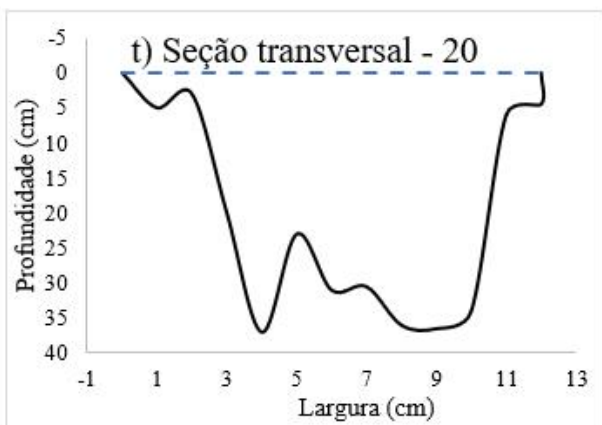
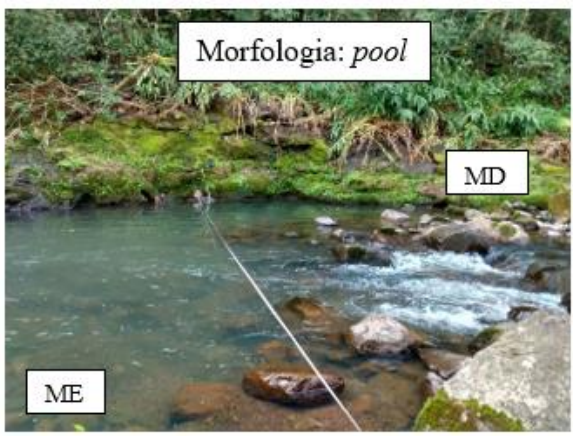
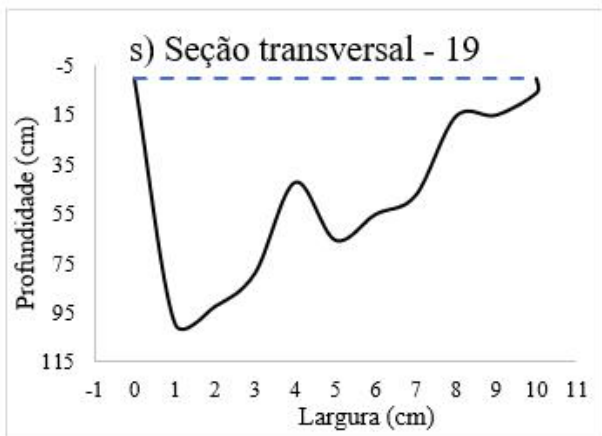
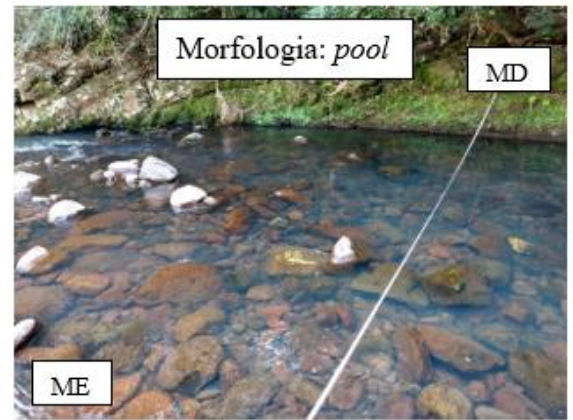
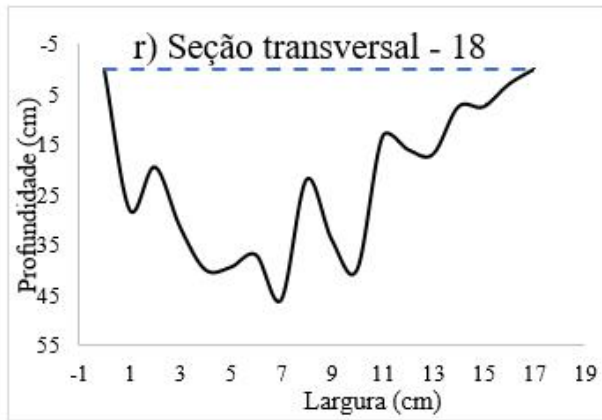
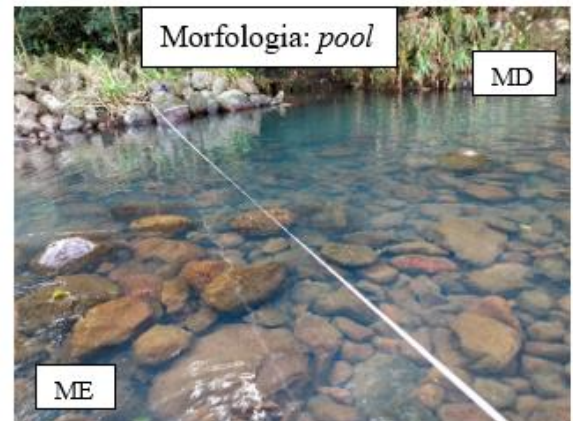
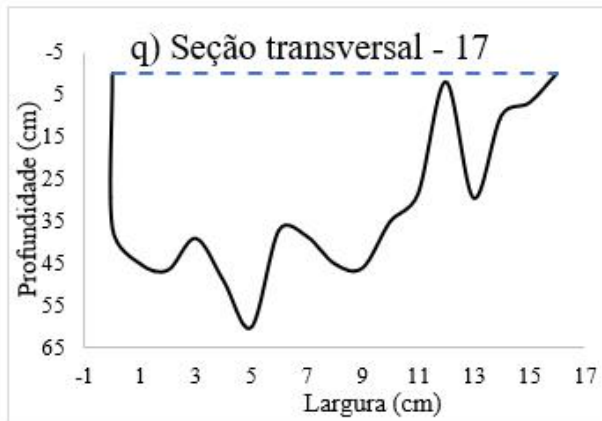
Batimetrias referentes as 25 seções levantadas e a respectiva classificação morfológica de cada seção.

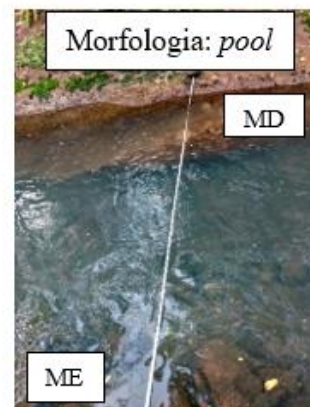
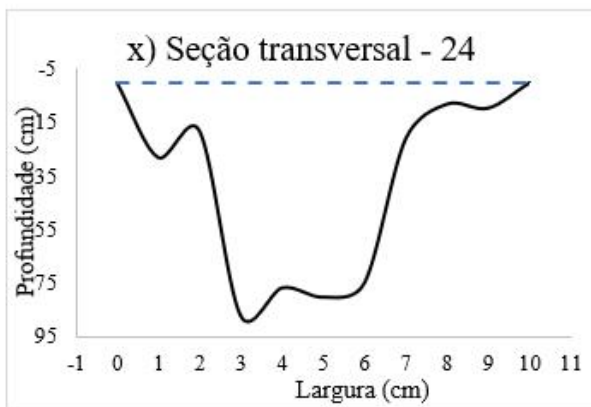
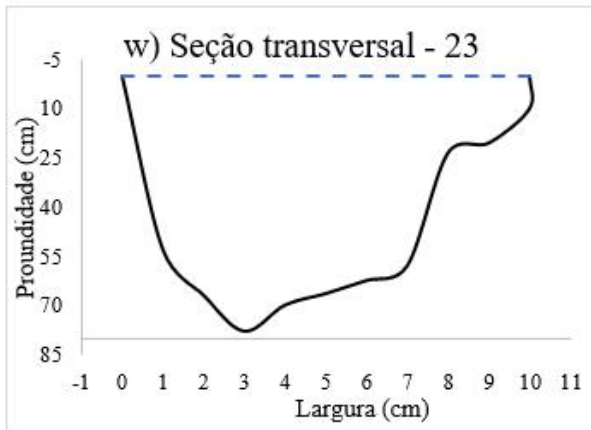
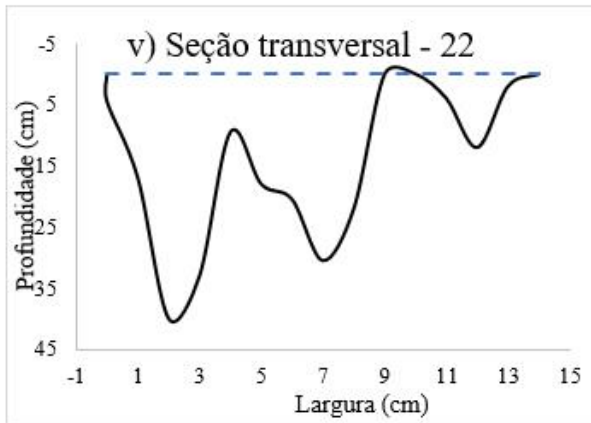
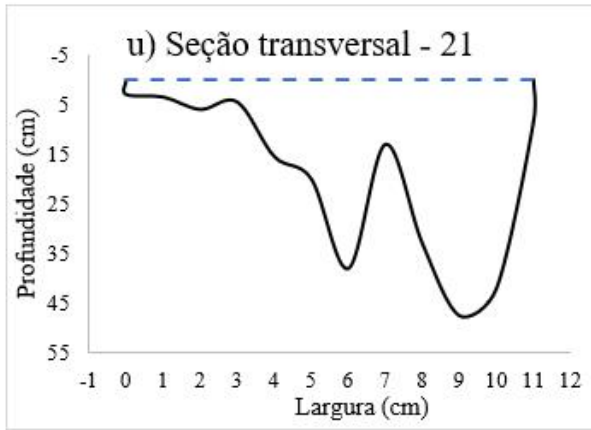




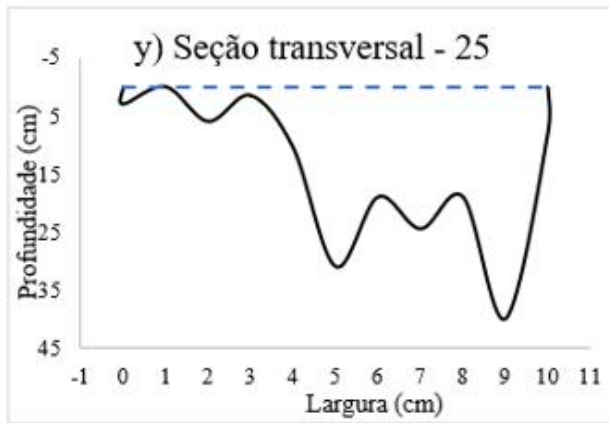












## APÊNDICE B

Variáveis características dos eventos monitorados

Evento	Data	$P$ (mm)	$I_{máx}$ (mm/h)	$I_{30}$ (mm/h)	$Q_{máx}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{méd}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{mín}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{ES}$ (mm)	$C$ (%)	$D_p$ (h)
1	25-26/06/2019	17,49	7,95	6,36	0,88	0,72	0,62	0,01	0,04	16,00
2	30/06-01/07/2019	30,48	11,13	7,42	1,04	0,78	0,57	0,05	0,17	22,17
3	13-17/07/2019	9,01	6,36	4,77	0,57	0,51	0,47	0,00	-	-
4	23-26/07/2019	65,99	19,08	15,90	1,22	0,66	0,43	0,17	0,27	56,83
5	29/07-01/08/2019	13,25	11,13	9,54	0,64	0,53	0,46	0,00	-	-
6	12-15/08/2019	22,53	12,72	6,89	0,56	0,42	0,34	0,00	-	-
7	04-06/11/2019	85,86	47,70	28,09	10,55	3,49	1,29	8,08	9,41	46,50
8	09-12/11/2019	113,95	36,57	33,39	3,83	2,05	1,15	3,09	2,71	49,67
9	13-15/11/2019	34,45	36,57	23,32	2,53	1,73	1,38	0,47	1,37	16,00
10	22-23/11/2019	47,44	84,27	39,22	1,57	1,02	0,60	0,33	0,69	15,50
11	23/11/2019	40,81	22,26	16,43	1,60	1,10	0,83	0,24	0,59	16,17
12	04-06/12/2019	114,22	73,14	57,77	6,66	1,85	0,37	3,93	3,44	32,00
13	01-05/01/2020	424,79	92,22	58,83	14,05	2,51	0,19	16,23	3,82	90,33
14	10-12/01/2020	119,52	65,19	50,35	15,30	3,81	0,69	10,89	9,11	44,67
15	15-16/01/2020	29,42	19,08	10,60	1,02	0,86	0,69	0,00	-	-
16	23-24/01/2020	62,01	42,93	29,15	1,84	0,82	0,52	0,48	0,77	38,17
17	28-29/01/2020	31,80	49,29	25,44	0,81	0,57	0,49	0,03	0,08	31,33
18	31/01-01/02/2020	33,39	68,37	34,45	1,08	0,65	0,49	0,16	0,47	16,17
19	08-10/02/2020	64,93	55,65	34,45	4,15	1,65	0,45	3,04	4,68	39,50
20	11-12/02/2020	36,04	19,08	12,72	1,41	0,97	0,71	0,17	0,47	17,17
21	25-27/02/2020	127,20	85,86	39,22	2,63	1,08	0,43	1,27	1,00	32,50
22	16-17/03/2020	74,73	25,44	16,96	0,65	0,40	0,25	0,03	0,04	27,00
23	31/03-02/04/2020	240,36	84,27	58,83	12,84	2,03	0,24	6,34	2,64	47,43
24	26-28/04/2020	115,81	25,44	16,96	1,50	0,71	0,26	0,91	0,79	31,59
25	11-12/05/2020	61,22	14,31	11,13	0,77	0,49	0,26	0,08	0,12	25,33
26	21-22/05/2020	83,21	46,11	30,74	2,85	1,12	0,26	1,37	1,65	25,00

27	05-06/06/2020	91,16	38,16	23,85	3,32	1,41	0,66	2,04	2,24	37,83
28	10-12/06/2020	26,24	31,80	50,35	1,99	1,38	0,98	0,64	2,43	21,33
29	13-14/06/2020	55,12	81,09	51,41	3,78	1,88	1,27	1,64	2,98	25,67
30	29/06-02/07/2020	236,64	47,70	31,80	12,49	3,13	0,75	17,64	7,46	64,33
31	05-06/07/2020	43,99	17,49	5,83	3,47	2,08	1,25	1,79	4,07	31,17
32	07-08/07/2020	244,07	28,62	9,54	34,42	8,32	1,88	33,93	13,90	54,50
33	12-13/07/2020	58,57	36,57	12,19	7,77	2,57	1,12	5,94	10,13	37,83
34	16-17/07/2020	40,28	12,72	4,24	2,77	1,46	0,88	1,40	3,49	29,50
35	28/07/2020	32,33	34,98	11,66	1,20	0,67	0,43	0,31	0,97	18,50
36	12-13/08/2020	59,10	11,13	3,71	1,68	0,87	0,23	1,08	1,82	33,67
37	14-15/08/2020	29,68	9,54	3,18	2,23	1,08	0,59	1,16	3,91	28,17
38	19/08/2020	24,65	46,11	15,37	0,95	0,63	0,47	0,18	0,73	16,33
39	29-30/08/2020	70,76	62,01	20,67	0,78	0,40	0,23	0,07	0,10	97,18
40	06-09/09/2020	312,96	22,26	7,42	14,11	2,69	0,38	22,07	7,05	89,01
41	16-17/09/2020	56,71	20,67	6,89	2,40	1,66	0,93	1,49	2,63	38,18
42	27-28/09/2020	44,79	25,44	8,48	0,96	0,66	0,48	0,04	0,09	26,33
43	30/09-01/10/2020	62,01	60,42	20,14	2,74	1,30	0,49	2,00	3,22	32,00
44	02-05/10/2020	171,19	44,52	14,84	12,40	4,07	0,79	15,15	8,85	73,50
45	08-11/10/2020	52,47	9,54	3,18	2,59	1,72	1,01	1,43	2,73	36,50
46	16-17/11/2020	63,60	36,57	12,19	4,18	1,62	0,76	2,19	3,45	29,67
47	20-21/11/2020	43,73	49,29	16,43	1,55	1,01	0,83	0,28	0,63	16,50
48	27/11/2020	41,61	23,85	7,95	1,55	1,09	0,61	0,48	1,15	22,17
49	27-29/11/2020	24,38	17,49	5,83	1,74	1,15	0,90	0,31	1,29	30,83
50	30/11-02/12/2020	40,81	20,67	6,89	1,36	1,07	0,90	0,08	0,20	41,50
51	02-03/12/2020	42,40	49,29	16,43	2,52	1,56	1,05	0,87	2,06	22,50
52	05-08/12/2020	137,27	62,01	20,67	5,26	2,64	1,13	4,48	3,26	72,50
53	13-14/12/2020	39,49	47,70	15,90	1,67	1,13	0,88	0,25	0,63	24,17
54	19/12/2020	32,60	93,81	31,27	1,57	0,89	0,68	0,31	0,94	14,00

## APÊNDICE C

Variáveis hidráulicas levantadas na primeira campanha (agosto/2020)

Seção	Morfologia do canal	Largura (m)	Profundidade média (m)	Profundidade máxima (m)	Perímetro molhado (m)	Raio hidráulico (m)	Área molhada (m <sup>2</sup> )	Velocidade(m/s)	Vazão (m <sup>3</sup> /s)	D <sub>90</sub> (mm)	D <sub>84</sub> (mm)	D <sub>50</sub> (mm)	D <sub>16</sub> (mm)	D <sub>10</sub> (mm)
1	<i>Pool</i>	9,0	0,18	0,37	9,24	0,17	1,59	0,19	0,30	117,76	103,94	54,40	34,82	30,40
2	<i>Pool</i>	9,4	0,36	0,64	9,55	0,33	3,18	0,09	0,30	102,40	87,04	50,67	32,53	16,00
3	<i>Pool</i>	5,9	0,51	0,72	6,51	0,45	2,95	0,10	0,30	108,80	97,28	53,33	31,36	25,60
4	<i>Cascade</i>	10,0	0,16	0,38	10,26	0,15	1,57	0,19	0,30	140,80	113,92	52,00	27,52	23,20
5	<i>Cascade</i>	10,0	0,19	0,32	10,07	0,16	1,62	0,19	0,30	126,40	115,84	60,80	36,86	32,64
6	<i>Cascade</i>	7,0	0,19	0,39	7,25	0,17	1,21	0,25	0,30	117,33	110,93	74,67	40,96	35,20
7	<i>Cascade</i>	8,5	0,21	0,41	8,56	0,19	1,64	0,18	0,30	99,20	81,92	44,00	22,02	18,56
8	<i>Cascade</i>	11,8	0,11	0,25	11,95	0,10	1,19	0,25	0,30	172,80	126,72	61,71	41,51	37,94
9	<i>Cascade</i>	6,5	0,29	0,46	6,62	0,26	1,71	0,18	0,30	121,60	108,16	54,86	33,10	27,20
10	<i>Cascade</i>	13,0	0,12	0,27	13,05	0,10	1,34	0,22	0,30	166,40	122,88	48,00	23,17	20,48
11	<i>Cascade</i>	12,6	0,14	0,26	12,63	0,12	1,54	0,20	0,30	123,73	114,77	64,00	27,95	23,47
12	<i>Cascade</i>	12,3	0,12	0,39	12,44	0,11	1,39	0,22	0,30	124,16	114,18	61,33	37,76	33,60
13	<i>Cascade</i>	11,4	0,21	0,41	11,50	0,21	2,46	0,12	0,30	118,40	112,64	80,00	41,81	34,13
14	<i>Plane-bed</i>	10,0	0,19	0,34	10,06	0,18	1,81	0,17	0,30	96,00	76,80	50,29	34,74	32,00
15	<i>Cascade</i>	17,8	0,08	0,19	17,89	0,08	1,48	0,20	0,30	116,48	101,89	54,67	37,44	34,40
16	<i>Cascade</i>	6,0	0,19	0,43	6,24	0,16	1,03	0,29	0,30	124,16	114,18	61,71	41,51	37,94
17	<i>Pool</i>	8,0	0,33	0,60	8,65	0,29	2,48	0,12	0,30	112,46	103,13	58,00	34,88	29,60
18	<i>Pool</i>	8,6	0,25	0,46	8,86	0,22	1,96	0,15	0,30	112,46	103,13	57,14	30,51	25,07
19	<i>Pool</i>	10,0	0,52	0,99	10,64	0,44	4,69	0,06	0,30	151,47	139,95	72,00	27,52	23,20
20	<i>Cascade</i>	12,0	0,22	0,37	12,13	0,22	2,64	0,11	0,30	125,87	118,19	80,00	26,24	22,40
21	<i>Cascade</i>	11,0	0,20	0,48	11,26	0,20	2,30	0,13	0,30	140,80	129,28	64,00	37,89	33,28

22	<i>Cascade</i>	13,6	0,15	0,40	13,76	0,14	1,94	0,15	0,30	62,40	59,52	43,20	25,60	22,00
23	<i>Pool</i>	10,0	0,51	0,78	10,32	0,47	4,83	0,06	0,30	96,00	76,80	44,80	20,80	16,00
24	<i>Pool</i>	5,0	0,40	0,87	5,71	0,34	1,95	0,15	0,30	102,40	87,04	48,00	13,12	11,20
25	<i>Plane-bed</i>	10,0	0,15	0,40	10,19	0,16	1,60	0,19	0,30	185,60	143,36	60,80	36,86	32,64

---

Variáveis hidráulicas levantadas na primeira campanha (agosto/2020) (continuação)

Seção	Morfologia do canal	Declividade (m/m)	Coefficiente de Manning	Tensão de cisalhamento (N/m <sup>2</sup> )	Número de Shields	Número de Reynolds	Número de Froude	Fator de perda de Darcy-Weisbach	Submergência relativa ( $R/D_{84}$ )
1	<i>Pool</i>	0,0046	0,1113	7,720	0,0046	2,4791E-08	0,142	1,746	1,661
2	<i>Pool</i>	0,0093	0,4918	30,383	0,0216	2,3985E-08	0,050	27,364	3,830
3	<i>Pool</i>	0,0087	0,5410	38,687	0,0246	3,517E-08	0,046	29,901	4,655
4	<i>Cascade</i>	0,0039	0,0933	5,799	0,0031	2,2325E-08	0,153	1,275	1,346
5	<i>Cascade</i>	0,0001	0,0138	0,118	0,0001	2,2748E-08	0,136	0,027	1,387
6	<i>Cascade</i>	0,0042	0,0799	6,960	0,0039	3,1577E-08	0,180	0,910	1,507
7	<i>Cascade</i>	0,0006	0,0441	1,107	0,0008	2,6756E-08	0,128	0,264	2,338
8	<i>Cascade</i>	0,0272	0,1405	26,544	0,0129	1,9162E-08	0,241	3,340	0,786
9	<i>Cascade</i>	0,0239	0,3584	60,753	0,0347	3,4616E-08	0,104	15,819	2,392
10	<i>Cascade</i>	0,0300	0,1689	30,094	0,0151	1,7543E-08	0,208	4,785	0,834
11	<i>Cascade</i>	0,0125	0,1408	14,960	0,0081	1,8125E-08	0,167	3,138	1,059
12	<i>Cascade</i>	0,0199	0,1512	21,730	0,0118	1,8405E-08	0,198	3,726	0,978
13	<i>Cascade</i>	0,0095	0,2871	20,025	0,0110	1,9918E-08	0,084	10,807	1,903
14	<i>Plane-bed</i>	0,0112	0,2042	19,833	0,0160	2,2772E-08	0,122	5,791	2,347
15	<i>Cascade</i>	0,0468	0,2029	38,004	0,0231	1,2798E-08	0,229	7,408	0,812
16	<i>Cascade</i>	0,0468	0,2226	75,604	0,0409	3,6693E-08	0,215	7,095	1,442
17	<i>Pool</i>	0,0087	0,3356	24,571	0,0147	2,6475E-08	0,068	13,406	2,777
18	<i>Pool</i>	0,0062	0,1894	13,580	0,0081	2,5852E-08	0,097	4,651	2,148
19	<i>Pool</i>	0,0062	0,7166	27,037	0,0119	2,153E-08	0,028	52,920	3,152
20	<i>Cascade</i>	0,0206	0,4572	44,006	0,0230	1,8882E-08	0,077	27,263	1,842
21	<i>Cascade</i>	0,0206	0,3812	41,266	0,0197	2,0346E-08	0,094	19,362	1,579
22	<i>Cascade</i>	0,0206	0,2522	28,551	0,0296	1,6646E-08	0,126	9,580	2,373
23	<i>Pool</i>	0,0008	0,2823	3,891	0,0031	2,2197E-08	0,028	8,052	6,090

24	<i>Pool</i>	0,0008	0,0924	2,838	0,0020	4,0077E-08	0,077	0,959	3,920
25	<i>Plane-bed</i>	0,0029	0,0832	4,461	0,0019	2,2474E-08	0,156	1,009	1,092

---