

Análise da composição da vazão na bacia hidrográfica do rio Forqueta (Maquiné/RS), Sul do Brasil

Analysis of discharge composition in the Forqueta river
catchment (Maquiné/RS), Southern Brazil

Danrlei de Menezes¹ , Masato Kobiyama¹ , Gean Paulo Michel¹ 

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mails: danrlei.menezes@ufrgs.br, masato.kobiyama@ufrgs.br, gean.michel@ufrgs.br

Como citar: Menezes, D., Kobiyama, M., & Michel, G. P. (2022). Análise da composição da vazão na bacia hidrográfica do rio Forqueta (Maquiné/RS), Sul do Brasil. *Revista de Gestão de Água da América Latina*, 19, e11. <https://doi.org/10.21168/reg.v19e11>

RESUMO: O monitoramento hidrológico de pequenas bacias hidrográficas, principalmente em bacias com grande diferença altimétrica e coberta por florestas ainda é escasso. Nesse sentido, o presente trabalho objetiva analisar o escoamento superficial em escala de eventos de chuva e relacionar as variáveis hidrológicas da bacia hidrográfica do rio Forqueta (Maquiné/RS), sul do Brasil. Para isso, foi realizado o monitoramento hidrológico na bacia por meio de um pluviógrafo e uma estação meteorológica para a precipitação e um linígrafo para a vazão, ambos registrando dados em intervalos de 10 minutos. Após obtenção, os dados foram organizados e foram selecionados os eventos de chuva-vazão. Na sequência, foi realizada a separação do escoamento superficial. No total foram contabilizados 52 eventos de chuva-vazão e extraídos doze variáveis hidrológicas de cada evento. Foram realizadas análises de correlação entre essas variáveis e foi analisada a diferença dessas variáveis sazonalmente. Os resultados mostraram que, na área de estudo, eventos isolados de chuva foram responsáveis por 50,88% do escoamento superficial. O monitoramento hidrológico em escala de eventos de chuva é essencial para mostrar o comportamento do escoamento superficial em pequenas bacias hidrográficas de forma mais detalhada e pode auxiliar na gestão dos recursos hídricos.

Palavras-chave: Escoamento Superficial; Bacia Florestada; Alta Declividade.

ABSTRACT: Hydrological monitoring of small catchments, especially those with a large altimetric difference and covered by forest, is still scarce. In this sense, the present work aims to quantify surface runoff at the scale of rainfall events and relate the hydrological variables of the Forqueta river catchment (Maquiné/RS), Brazil south. For this, hydrological monitoring was carried out in the catchment through a rainfall station and a meteorological station for precipitation, and a linigraph for the discharge, both recording data at continuous intervals of 10 minutes. After the data was obtained, it was organized, and rainfall-runoff events were selected. In total, 52 rainfall-runoff events were accounted for, and twelve hydrological variables were extracted from each event. Correlation analyses were performed between these variables and the difference between these variables seasonally was analyzed. The results showed that isolated rainfall events produce 50.55% of runoff. Hydrological monitoring at the rainfall events scale is essential to show the runoff behavior in the small catchment in more detail and assist in the water resources management

Keywords: Runoff; Forested Catchment; High Slope.

INTRODUÇÃO

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 (Bridges, 1990; Stoffel et al., 2016). Essas áreas são consideradas fontes de água, pois transportam o excedente de água da montanha para as planícies adjacentes (Viviroli et al., 2003).

A resposta hidrológica dos rios de montanha pode ser 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 por exemplo, chuvas convectivas (Hicks et al., 2005) ou orográficas (Sturdevant-Rees et al., 2001), ou rompimento de barragens naturais ou

Recebido: Março 19, 2022. Revisado: Junho 11, 2022. Aceito: Julho 12, 2022.



publicado em acesso aberto (Open Access) sob a licença [Creative Commons Attribution](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/), que permite uso, distribuição e reprodução em qualquer meio, sem que o trabalho original seja corretamente citado.

artificiais (Weingartner et al., 2003). Como resultado, as inundações em rios de montanha frequentemente diferem daquelas de ambientes de planície devido à proximidade entre o canal e as encostas (Wohl, 2013).

A medição do escoamento superficial nesses tipos de ambientes apresenta grande variabilidade, principalmente devido às dificuldades na determinação do fluxo de subsuperfície (Somers & McKenzie, 2020). Nesses rios, o escoamento subsuperficial geralmente excede as contribuições do escoamento superficial (Liu et al., 2004). Para entender a dinâmica da água em rios de leito de cascalho de ambiente montanhoso, Magilligan et al. (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. Isto reflete a importância do monitoramento das variáveis envolvidas.

Dessa forma, o monitoramento *in situ* pode fornecer uma estimativa da dinâmica da água na escala de bacia. Entretanto, esta abordagem ainda é complexa em um contexto montanhoso porque as variações da topografia e da cobertura do solo tornam a precipitação, a infiltração e a evapotranspiração heterogêneas espacialmente e, conseqüentemente, difíceis de monitorar (Shamir et al., 2016). Nesse sentido, nosso estudo busca também avançar nessa área do conhecimento, já que outros trabalhos que envolvem monitoramento estão inseridos em bacias mais agrícolas (e.g.: Menezes et al., 2020; Mamédio et al., 2018; Didoné et al., 2015) e florestadas (e.g.: Szymanski et al., 2022; Bartels et al., 2021; Chaffe et al., 2021; Siefert & Santos, 2021; Zanandrea et al., 2021).

De uma maneira geral, os rios de montanha no Brasil estão frequentemente inseridos em áreas de preservação, e vêm sofrendo cada vez mais com a ocupação humana (Scarano & Ceotto, 2015). Esse é o caso da bacia hidrográfica do rio Forqueta localizada no município de Maquiné, região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. Nela está inserida a 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 Maquiné e Três Forquilhas (município vizinho). Isso porque inúmeras nascentes destas bacias estão protegidas dentro dos limites da reserva.

As características como alta declividade das encostas, alta velocidade de escoamento do rio e por ser coberta em sua totalidade por floresta reforçam o uso dessa bacia como área de estudo do presente trabalho. Associado a isso, a presença humana, principalmente relacionadas ao ecoturismo presente nessa região, conferem ainda mais importância. Assim, objetivo deste trabalho é analisar o escoamento superficial em escala de eventos de chuva e relacionar as variáveis hidrológicas da bacia hidrográfica do rio Forqueta (Maquiné/RS). A partir desses dados, foi possível compreender a dinâmica da água nessa bacia que, posteriormente, fornecerá subsídios para a gestão dos recursos hídricos e do turismo na região, bem como auxiliará no desenvolvimento de modelos de previsão de inundação deste rio.

MATERIAL E MÉTODOS

Localização e caracterização da bacia hidrográfica do rio Forqueta

A bacia hidrográfica do rio Forqueta (46 km²) (Figura 1) é uma sub-bacia da bacia do rio Maquiné (510 km²) que se localiza 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.

A bacia é caracterizada por vegetação predominante Floresta Ombrófila Densa e Mista, além dos Campos de Cima da Serra (Castro & Rocha, 2013; Mello & Castro, 2019). Além disso, parte da bacia está situada dentro da Reserva Biológica da Serra Geral (REBIO) e outra parte na Área de Preservação Ambiental (APA) Rota do Sol. Ainda, 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 desta bacia chega a 800 metros (Figura 2c) 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.

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.

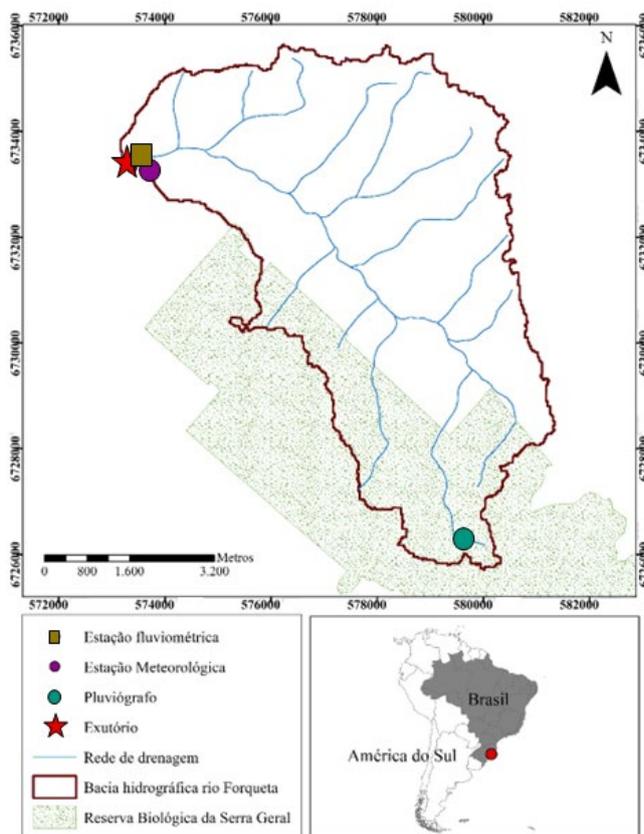


Figura 1 - Localização da bacia hidrográfica do rio Forqueta e distribuição espacial dos equipamentos hidrometeorológicos.

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.

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 2b).

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 destacado em Mello & Castro (2019), a influência dos derrames ácidos na morfologia do relevo e a escassa vegetação nos seus afloramentos acontece porque o alto teor de SiO₂ 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 2d). 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 Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (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.

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) (Castro & Rocha, 2013). 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 na região 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). A evapotranspiração da região do planalto, a qual faz parte a bacia do rio Forqueta, é 684 mm/ano, de acordo Castiglio et al. (2021) que estudaram o município de Cambara do Sul/RS.

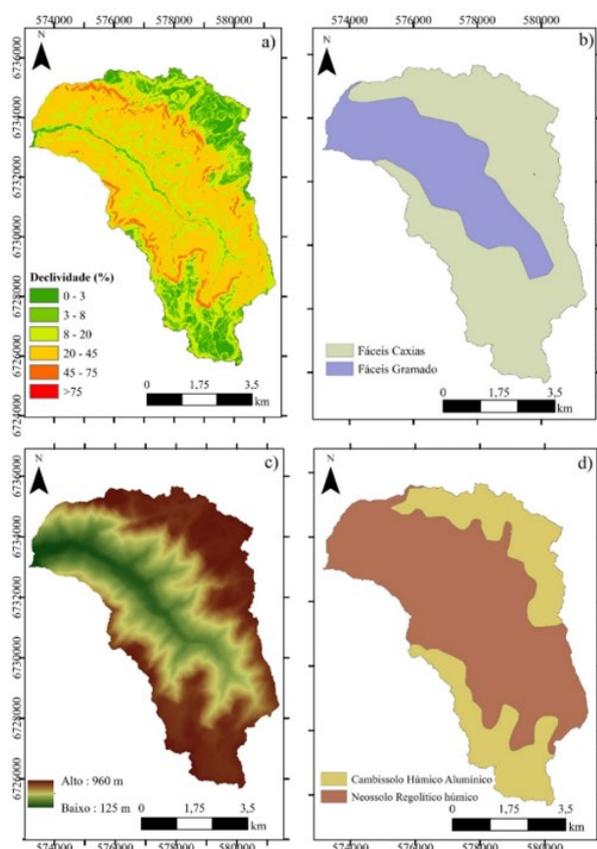


Figura 2 - Características da bacia do arroio Forqueta: (a) declividade; (b) geologia; (c) altimetria; e (d) pedologia.

Monitoramento da precipitação e da vazão

Para o monitoramento da chuva foram instalados um pluviômetro e uma estação meteorológica na bacia. O pluviômetro foi instalado em junho de 2019 dentro da REBIO – na cabeceira da bacia (Figura 3a). Já a estação meteorológica foi instalada próxima ao exutório da bacia, junto a uma pousada que recebe turistas ao longo do ano (Figura 3b). Para monitorar a vazão foi instalado um limnógrafo no rio Forqueta no exutório da bacia em junho de 2019 (Figura 3c) e réguas linimétricas para aferição do limnógrafo (Figura 3d). Este equipamento registra o nível d'água em intervalos constantes de 10 minutos por meio de um *datalogger*. O valor registrado em (miliVolts) é transformado em nível d'água (centímetros) por meio de uma equação, previamente calibrada. A distribuição espacial desses equipamentos foi mostrada na Figura 1.

A vazão (Q) foi calculada por meio de uma curva-chave. Foram medidos parâmetros hidráulicos da seção, como a largura da seção (L) e a profundidade d'água (H) Para a construção da curva-chave de vazão foram utilizados dois equipamentos principais: um micro-molinete (Figura 4a), para baixas vazões, e um *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP), para altas vazões (Figura 4b).



Figura 3 - Equipamentos de monitoramento hidrometeorológicos: a) Pluviômetro; b) Estação meteorológica; c) Estação fluviométrica; e d) Régua linimétrica.

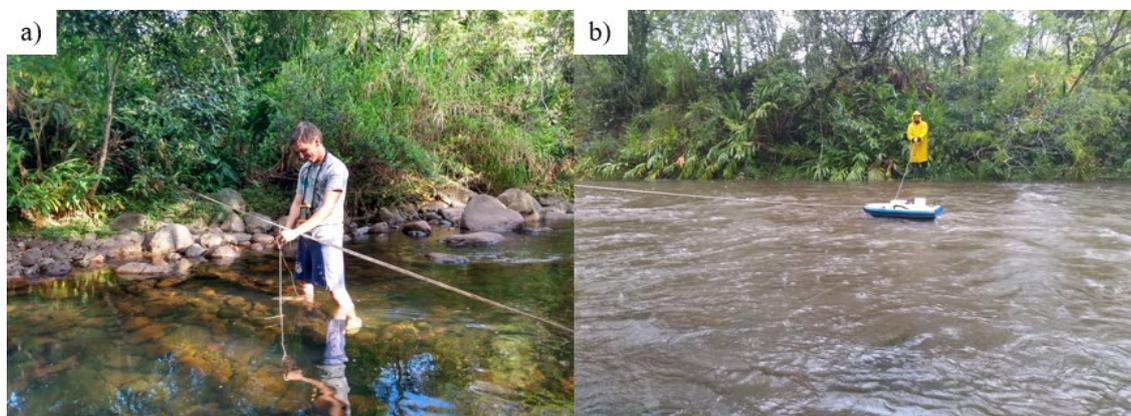


Figura 4 - Medição da vazão: (a) em baixo nível d'água; e (b) alto nível d'água.

Separação do escoamento superficial

Primeiramente, foi realizada a extrapolação da curva-chave de vazão utilizando o Método de Manning que considera que a relação entre a raiz da declividade da linha d'água pelo coeficiente de rugosidade de Manning tende a ser constante para vazões elevadas (Equação 1).

$$K_m = \frac{\sqrt{S}}{n} = \frac{Q}{A_m \cdot R_h^{\frac{2}{3}}} \quad (1)$$

onde K_m é o coeficiente de extrapolação por Manning ($m^{1/3} \cdot s^{-1}$); S é a declividade da linha d'água (m/m); n é o coeficiente de rugosidade de Manning ($m^{-1/3} \cdot s$); A_m é a área molhada da seção transversal (m^2); R_h é o raio hidráulico da seção transversal (m) e Q é a vazão (m^3/s).

Para este método, primeiramente calculou-se o K_m para a faixa de dados da curva-chave ajustada, em seguida, verificou-se a existência de tendência assintótica da curva de relação entre K_m e cotas. Sendo confirmada esta relação, prolongou-se a equação para os valores das cotas de extrapolação. Com o K_m estimado e A_m e R_h calculados para os valores de cota da faixa de extrapolação, calculou-se a vazão por meio da equação da continuidade (Equação 2).

$$Q = v \cdot A_m \quad (2)$$

onde v é a velocidade (m/s).

Na sequência, realizou-se a separação dos eventos. Para isso, foram plotados os hietogramas e hidrogramas trimestralmente. Assim, foi destacado cada evento de chuva individualmente. Foi considerado como início do evento de chuva o momento em que o hietograma apresentou registro contínuo no pluviógrafo por no mínimo 30 minutos e o fim do evento de chuva como sendo o fim do escoamento superficial, detalhado na próxima seção. Além disso, foram considerados nesse trabalho apenas os eventos que registraram um volume final superior a 5 mm de chuva. Mesmo assim, eventos menores que 20 mm não geraram valores expressivos de escoamento superficial (valores menores que 0,001% do total precipitado).

O método de separação do hidrograma utilizado foi o proposto por Hewlett & Hibbert (1967). Esse método é considerado bastante adequado para representar os processos (chuva - escoamento superficial) em bacias montanhosas de alta declividade e predominantemente coberta por florestas, como é o caso da bacia do rio Forqueta. Hewlett & 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 $0,55 \text{ L/s.km}^2 \cdot \text{h}$ até alcançar o ramo descendente do hidrograma seria um método simples e satisfatório para separar o escoamento superficial e de base. Assim, embora existam outros métodos de separação do escoamento, neste estudo foi adotada a proporção de $0,55 \text{ L.s}^{-1} \cdot \text{km}^2 \cdot \text{h}^{-1}$, proposta por Hewlett & Hibbert (1967). Para isso, foi demarcado no hidrograma o momento em que ocorre o aumento da vazão e aplicado a taxa proposta por Hewlett & Hibbert (1967). Na Figura 5 é mostrado um exemplo da separação do escoamento. A linha pontilhada separa o escoamento superficial do de base.

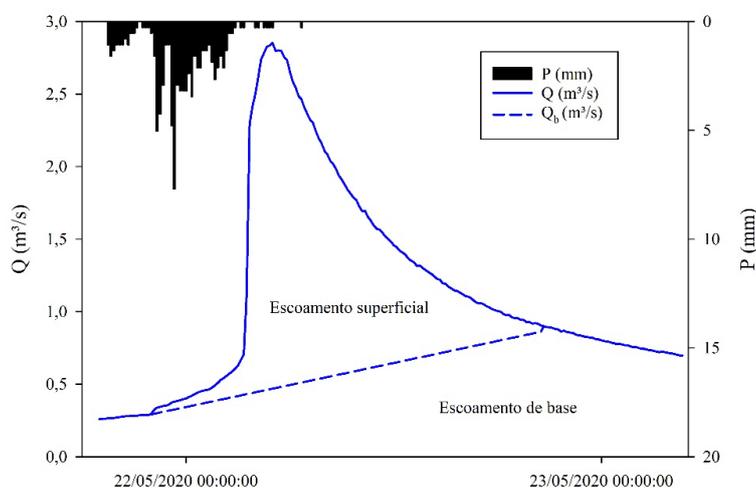


Figura 5 - Separação do escoamento superficial (exemplo).

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. As variáveis selecionadas foram: Precipitação (P); Intensidade máxima da precipitação ($I_{máx}$); Intensidade máxima em 30 minutos da precipitação (I_{30}); vazão máxima, média e mínima ($Q_{máx}$, $Q_{méd}$ e $Q_{mín}$, respectivamente); Escoamento superficial (Q_{ES}); Coeficiente de escoamento superficial (C) e Duração da precipitação (D_p). 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. 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 $0,0 < \rho < 0,3$, de acordo também com o proposto por Naghettini & Pinto (2007).

Além disso, os dados foram organizados em estações do ano, sendo os intervalos: primavera (23/09 a 21/12), verão (21/12 a 21/03), outono (21/03 a 21/06) e inverno (21/06 a 23/09).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

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 1 são visualizados os valores obtidos para cada medição e os respectivos parâmetros hidráulicos utilizados para extrapolação da vazão.

Tabela 1 - Campanhas de medições de vazão.

Medição	Equipamento/Método	Data	Hora	H (cm)	A_m (m ²)	V_m (m/s)	L (m)	Q_{obs} (m ³ /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 $R^2 = 0,945$:

$$Q = 0,04005 \cdot (H - 22,4995)^{1,2453} \quad (3)$$

onde Q é a vazão em m³/s e H é o nível d'água em cm.

Na Figura 6, 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 7).

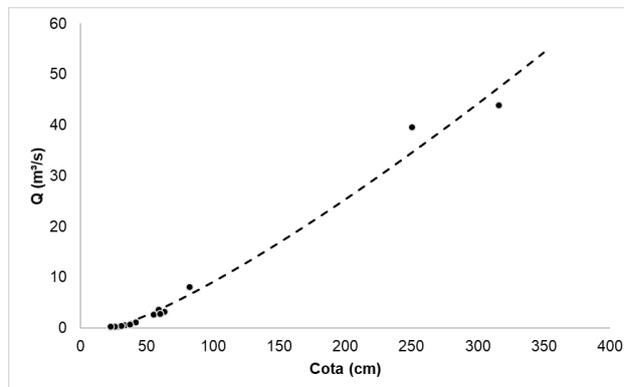


Figura 6 - Curva-chave de vazão para o rio Forqueta.

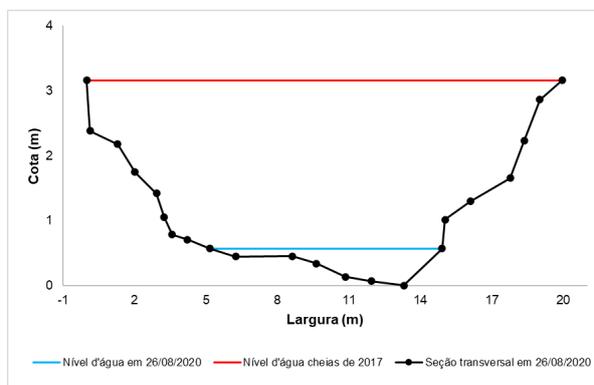


Figura 7 - Perfil transversal do rio.

Na Figura 8 é apresentada a série completa das variáveis de precipitação e vazão no período analisado registrado pelos equipamentos instalados no campo. É possível observar que a série de vazão apresentou duas falhas na medição: uma em julho e agosto de 2019 e outra falha, menor, em outubro de 2020.

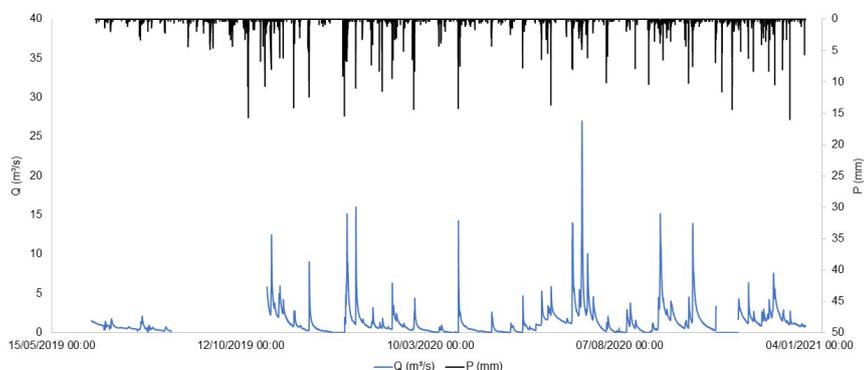


Figura 8 - Hietograma e hidrograma de jun./2019 a dez./2020.

Analisando os dados, observou-se que 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.

Eventos de chuva monitorados

Os eventos monitorados compreendem o período de 18 de junho de 2019 a 31 de dezembro de 2020, totalizando 52 eventos de chuva-vazão. As variáveis características de cada evento estão apresentadas no Apêndice 1.

Na Figura 9 são apresentados alguns eventos monitorados no período e a separação do hidrograma. Esses eventos caracterizam períodos distintos dentre o período analisado, representando diferentes estações do ano. Em relação ao seu comportamento, destaca-se a rápida resposta da vazão aos eventos de chuva, sendo que a duração do escoamento gerado é, em média, dois dias. Além disso, apenas cinco eventos foram responsáveis pela produção de 50,92% do escoamento superficial durante o período monitorado. Na Tabela 2 são mostrados esses eventos e no Apêndice 1 é mostrado todo o conjunto de dados de todos os eventos.

Vale ressaltar que na caracterização do escoamento superficial, os demais processos como infiltração ou excesso de saturação no fluxo superficial não foram considerados. Abaixo da superfície, a possível ocorrência (simultânea) de fluxo de macroporos ou fluxos de água subterrânea (pipe) perto do curso d'água, por exemplo pode aumentar significativamente a complexidade dos processos de geração de escoamento dentro de uma bacia (Latron & Gallart, 2008).

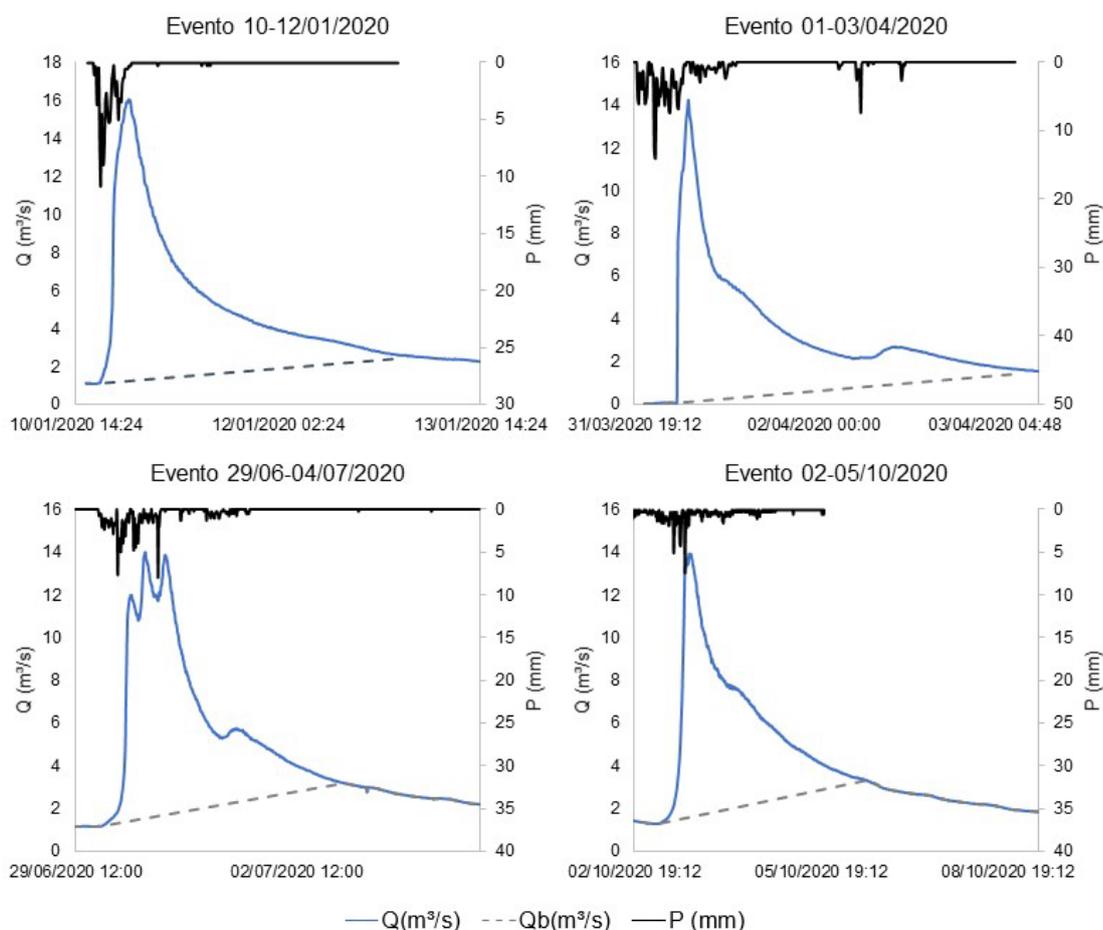


Figura 9 - Alguns eventos de chuva-vazão monitorados e a separação do hidrograma.

Tabela 2 - Geração do escoamento superficial por evento (ordem decrescente).

Evento	Data	P (mm)	Q _{ES} (mm)	Q _{ES} (%)	Q _{ES acum} (%)	Evento	Data	P (mm)	Q _{ES} (mm)	Q _{ES} (%)	Q _{ES acum} (%)
1	05-06/07/2020	288,06	35,89	12,60	12,60	27	22-23/11/2019	87,98	1,60	0,56	95,15
2	06-09/09/2020	312,96	35,75	12,55	25,15	28	27/11/2020	41,61	1,44	0,51	95,66
3	29/06-02/07/2020	236,64	25,45	8,93	34,08	29	28/07/2020	32,33	1,25	0,44	96,09
4	01-05/01/2020	424,79	24,95	8,76	42,83	30	23-24/01/2020	62,01	1,14	0,40	96,49
5	02-05/10/2020	171,19	23,03	8,08	50,92	31	13-15/11/2019	34,45	0,93	0,33	96,82
6	10-12/01/2020	119,52	16,03	5,63	56,54	32	23-26/07/2019	65,99	0,92	0,32	97,14
7	31/03-02/04/2020	240,36	12,40	4,35	60,90	33	19/12/2020	32,60	0,88	0,31	97,45
8	04-06/11/2019	85,86	11,93	4,19	65,08	34	13-14/12/2020	39,49	0,88	0,31	97,76
9	05-08/12/2020	137,27	9,53	3,35	68,43	35	29-30/08/2020	70,76	0,83	0,29	98,05
10	12-13/07/2020	58,57	8,48	2,98	71,40	36	27-29/11/2020	24,38	0,82	0,29	98,34
11	08-10/02/2020	64,93	7,62	2,68	74,08	37	19/08/2020	24,64 5	0,78	0,27	98,61
12	04-06/12/2019	114,21 5	7,30	2,56	76,64	38	31/01-01/02/2020	33,39	0,73	0,26	98,87
13	09-12/11/2019	113,95	6,17	2,16	78,81	39	20-21/11/2020	43,73	0,71	0,25	99,12
14	30/09-01/10/2020	62,01	5,08	1,78	80,59	40	11-12/02/2020	36,04	0,53	0,19	99,31
15	16-17/11/2020	63,60	4,62	1,62	82,21	41	30/06-01/07/2019	30,48	0,42	0,15	99,45
16	05-06/06/2020	91,16	4,61	1,62	83,83	42	11-12/05/2020	61,22	0,40	0,14	99,59
17	12-13/08/2020	59,10	3,95	1,39	85,22	43	27-28/09/2020	44,79	0,33	0,12	99,71
18	25-27/02/2020	127,20	3,71	1,30	86,52	44	16-17/03/2020	74,73	0,28	0,10	99,81
19	21-22/05/2020	83,21	3,63	1,28	87,79	45	30/11-02/12/2020	40,81	0,26	0,09	99,90
20	08-11/10/2020	52,47	3,50	1,23	89,02	46	28-29/01/2020	31,80	0,12	0,04	99,94
21	16-17/07/2020	40,28	3,22	1,13	90,15	47	25-26/06/2019	17,49	0,11	0,04	99,98
22	13-14/06/2020	55,12	3,03	1,06	91,22	48	16-17/09/2020	56,71	0,06	0,02	100,00
23	14-15/08/2020	29,68	2,98	1,04	92,26	49	13-17/07/2019	9,01	0,00	0,00	100,00
24	26-28/04/2020	115,81	2,89	1,01	93,28	50	29/07-01/08/2019	13,25	0,00	0,00	100,00
25	02-03/12/2020	42,40	2,06	0,72	94,00	51	12-15/08/2019	22,52 5	0,00	0,00	100,00
26	10-12/06/2020	26,24	1,68	0,59	94,59	52	15-16/01/2020	29,42	0,00	0,00	100,00
						Total			284,91	100,00	

Caracterização temporal das variáveis hidrológicas

A maior variação dos valores da precipitação (P) ocorreu durante os eventos ocorridos no verão do período monitorado (Figura 10), no entanto a maior média de P ocorreu no outono com chuvas de alta magnitude e de distribuição quantitativa similar (volume e intensidade). Por outro lado, as maiores medianas da intensidade máxima do evento de chuva ($I_{máx}$) e da intensidade máxima em 30 minutos do evento de chuva (I_{30}) ocorreram no verão, com maior dispersão dos valores no outono. Isso significa que no verão ocorreram chuvas com maior intensidade. No inverno esses valores são

mais baixos porque as chuvas ocorrem em um maior intervalo de tempo, como é possível observar na Figura 10 (duração da precipitação - D_p).

Além disso, conforme é possível observar, no outo ocorreram eventos de chuva intensas. Esse fenômeno já foi apontado por Godoy et al. (2017). Esses autores destacam que as maiores médias pluviométricas ocorrem na primavera e verão, assim como maior frequência de dias de chuva, oscilando entre 10 e 14 dias ao mês.

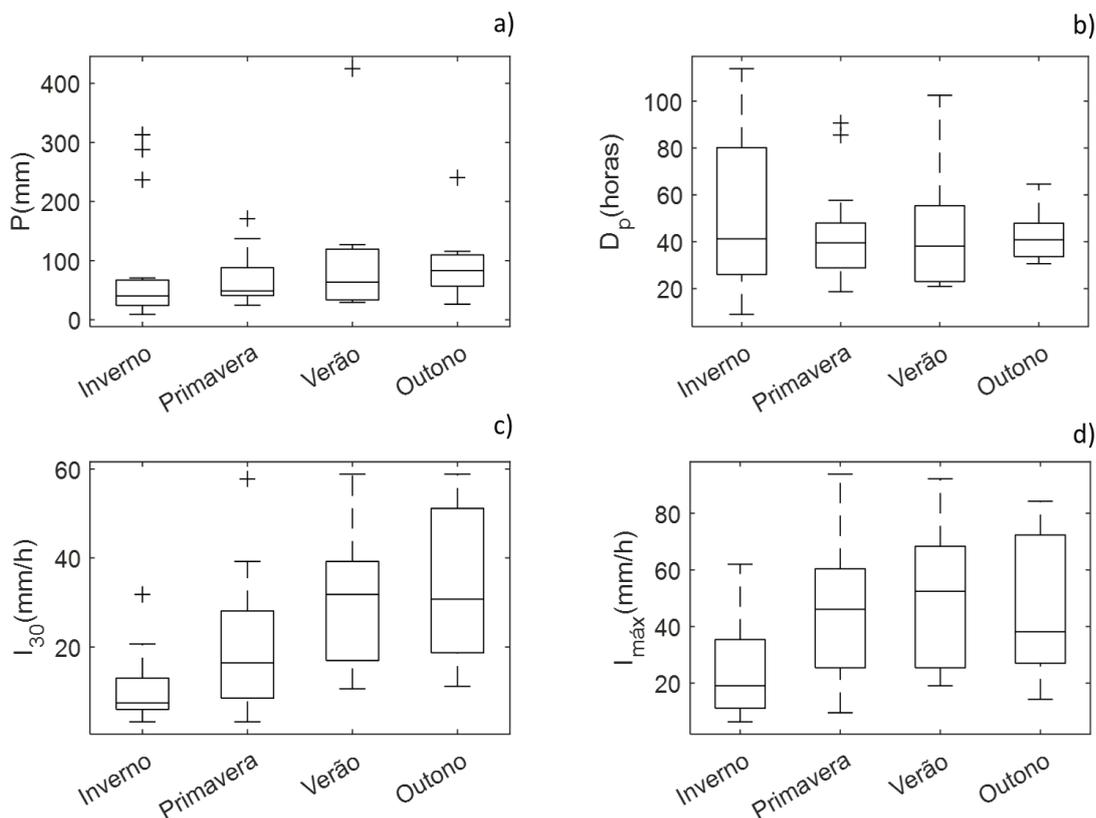


Figura 10 - Box plot das variáveis de precipitação a) Precipitação; b) Duração da precipitação; c) Intensidade máxima em 30 minutos; e d) Intensidade máxima da precipitação.

A análise das variáveis da P , conduzem à identificação de duas classes principais de eventos que dependem do clima e do padrão atmosférico: (i) eventos longos de baixa intensidade de chuva e (ii) eventos curtos com altas intensidades de chuva. Gallart et al. (2002) e Llorens et al. (1997) destacaram o mesmo comportamento para duas bacias hidrográficas montanhosas de clima sub-mediterrâneo, na Espanha. No entanto, os autores ainda destacam uma terceira classe, caracterizada por eventos com baixa intensidade de chuva em condições atmosféricas secas, produzindo as maiores taxas de interceptação.

Os valores de coeficiente de escoamento superficial (C_{ES}) variaram de 0 à 13,9%. Esses valores foram menores para os eventos que ocorreram no verão, entretanto, graficamente apresentaram grande variação (Figura 11). No inverno os valores de Q_{ES} apresentaram maior variação do que nas outras estações, o que pode ser uma influência da diferença do comportamento da P nos invernos de 2019 e 2020, já que em 2020 ocorreu um evento climático atípico (ciclone bomba). O mesmo ocorre para os valores de $Q_{máx}$ e $Q_{méd}$. Essa diferença pode estar relacionada aos efeitos combinados de condições antecedentes mais úmidas e maiores quantidades de chuva, o que pode resultar em maiores contribuições da encosta para o curso d'água conforme investigado por Penna et al. (2014).

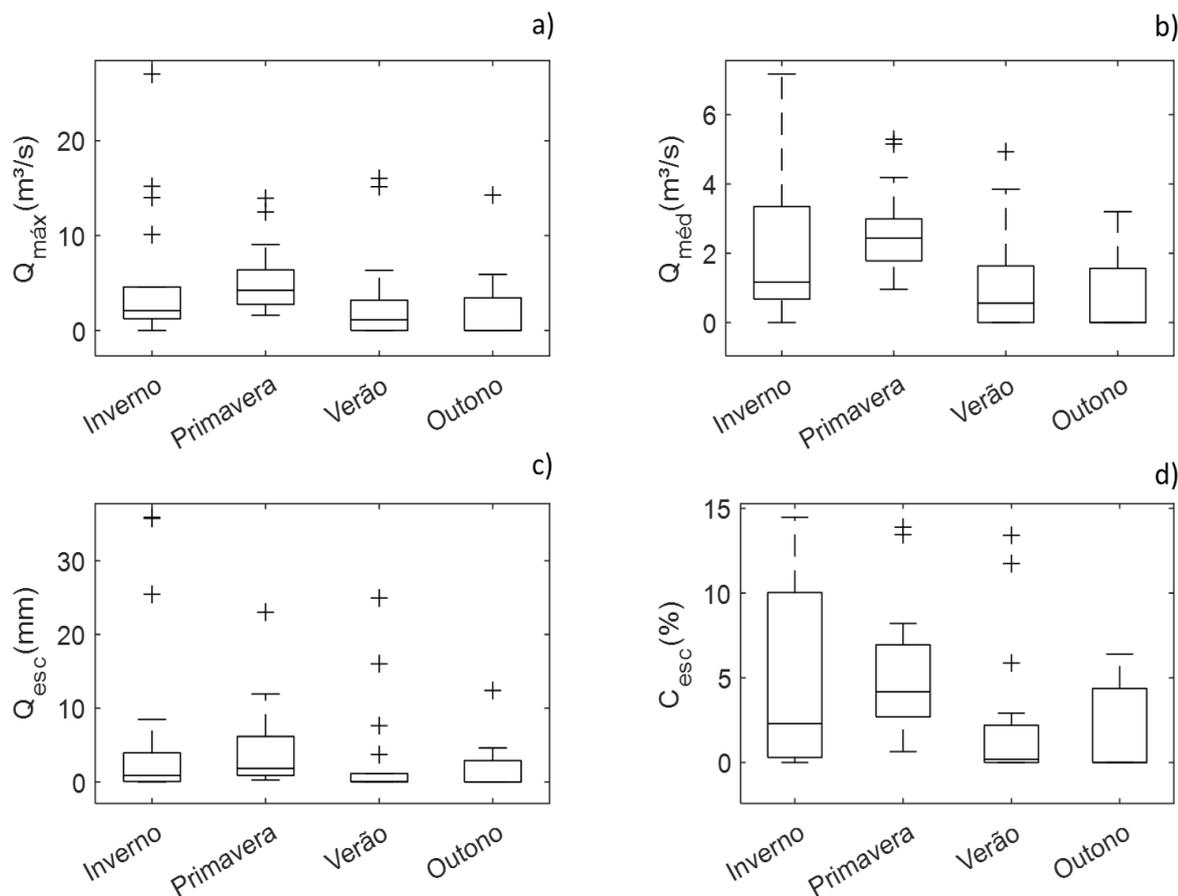


Figura 11 - *Blox plot* das variáveis de vazão a) Vazão máxima; b) Vazão média; c) Escoamento superficial; e d) Coeficiente de escoamento superficial.

Relações entre as variáveis hidrológicas

A correlação de Pearson entre as variáveis hidrológicas mostrou que a $Q_{m\acute{a}x}$ possui muito forte correlação com a $Q_{m\acute{e}d}$ e a Q_{ES} e forte correlação com C (Tabela 3). Outro destaque é dado para a precipitação acumulada de 7 dias antes do evento (P_{A7}) que apresentou forte correlação com a $Q_{m\acute{e}d}$ e moderada correlação com a $Q_{m\acute{a}x}$ e o C_{ES} . Rodríguez-Blanco et al. (2012) também encontraram correlação significativa entre variáveis de vazão e condições de precipitação antecedente em uma bacia agroflorestal no noroeste da Espanha.

Cabe destacar as correlações entre Q_{ES} , pois esta grandeza está representando a magnitude do escoamento superficial gerado pelo evento de chuva. Nesse sentido, observa-se forte correlação com a P , moderada com a P_{A7} , muito forte com $Q_{m\acute{a}x}$ e insignificante com a $I_{m\acute{a}x}$. A P_{A7} é bastante utilizada em modelos de previsão do comportamento da vazão. Fedora & Beschta (1989) destacaram que um modelo considerando a precipitação antecedente tem requisitos mínimos de dados e parece fornecer um método relativamente simples e objetivo para estimar hidrogramas.

Embora tenha um consenso entre muitos autores para observar o efeito insignificante da intensidade da chuva em bacias hidrográficas bem vegetadas (Hewlett et al., 1977; Serrano-Muela et al., 2008). O presente estudo mostrou que a correlação entre a Q_{ES} e a $I_{m\acute{a}x}$ não foi estatisticamente significativa, resultados semelhantes foram encontrados por Rodríguez-Blanco et al. (2012) em uma pequena bacia agroflorestal na Espanha (16km²), no entanto de menor diferença altimétrica (400 m).

Não houve relações de linearidade entre as variáveis hidrológicas de chuva ($I_{m\acute{a}x}$, I_{30} e D_P) (Figura 12). No entanto, entre P e D_P , a correlação logarítmica foi moderada ($R^2=0,63$) (Tabela 4), o que indica que eventos de maior duração apresentam valores de magnitude de precipitação mais elevados.

Tabela 3 - Matriz de correlação de Pearson para as variáveis hidrológicas.

	P (mm)	$I_{máx}$ (mm/h)	I_{30} (mm/h)	P_{A3} (mm)	P_{A5} (mm)	P_{A7} (mm)	$Q_{máx}$ (m ³ /s)	$Q_{méd}$ (m ³ /s)	Q_{ES} (mm)	C_{ES} (%)	D_P (h)
P (mm)	1,00										
$I_{máx}$ (mm/h)	0,38	1,00									
I_{30} (mm/h)	0,40	0,82	1,00								
P_{A3} (mm)	-0,09	-0,04	-0,13	1,00							
P_{A5} (mm)	0,06	-0,15	-0,19	0,48	1,00						
P_{A7} (mm)	0,16	-0,04	-0,08	0,28	0,82	1,00					
$Q_{máx}$ (m ³ /s)	0,81	0,30	0,33	0,04	0,37	0,58	1,00				
$Q_{méd}$ (m ³ /s)	0,64	0,23	0,24	0,25	0,55	0,66	0,91	1,00			
Q_{ES} (mm)	0,88	0,21	0,21	0,00	0,28	0,43	0,93	0,82	1,00		
C_{ES} (%)	0,46	0,19	0,20	0,17	0,45	0,53	0,76	0,82	0,71	1,00	
D_P (h)	0,78	0,30	0,26	0,01	0,13	0,19	0,70	0,62	0,78	0,60	1,00

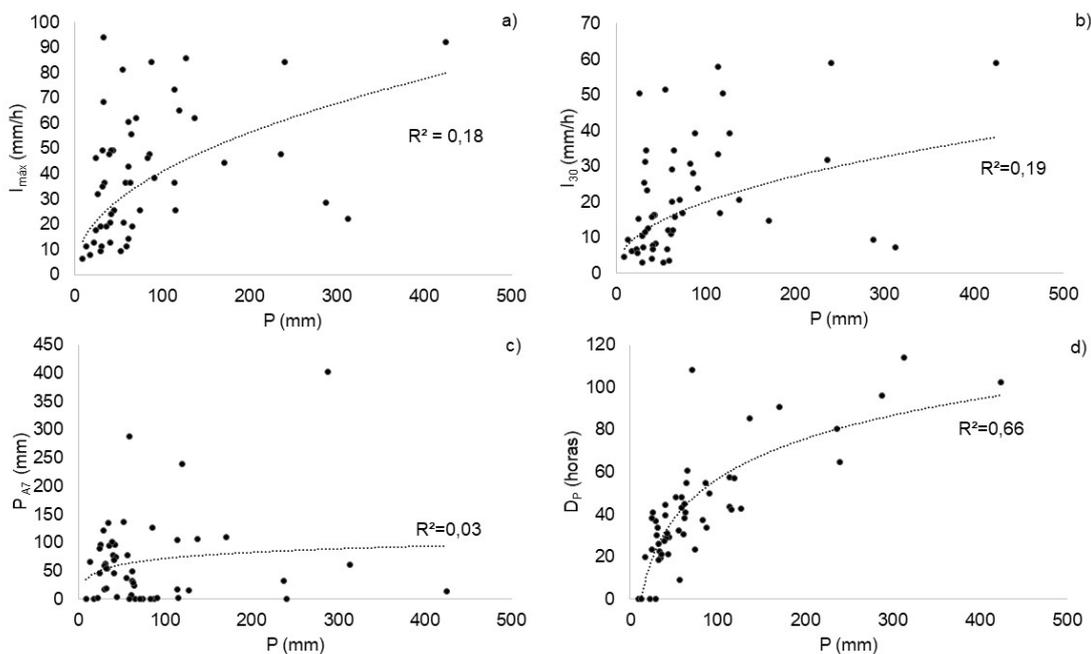


Figura 12 - Relações entre: a) Precipitação (P) x Intensidade máxima da precipitação ($I_{máx}$); b) Precipitação (P) x Intensidade máxima em 30 minutos (I_{30}); c) Precipitação (P) x Precipitação antecedente de 7 dias (P_{A7}) e d) Precipitação (P) x Duração da precipitação (D_P).

Tabela 4 – Equações de regressão entre as variáveis hidrológicas.

Variáveis	Tipo da função	Equação	R ²
$P \times I_{máx}$	Potencial	$I_{máx} = 4,8283 \cdot P^{0,4634}$	0,18
$P \times I_{30}$	Potencial	$I_{30} = 2,5566 \cdot P^{0,4465}$	0,19
$P \times P_{A7}$	Logarítmica	$P_{A7} = 15,6021 \cdot \ln(P) + 0,0213$	0,03
$P \times D_P$	Logarítmica	$D_P = 27,321 \cdot \ln(P) - 69,16$	0,66

Tabela 4 – Continuação...

Variáveis	Tipo da função	Equação	R ²
$P \times Q_{méd}$	Potencial	$Q_{méd} = 0,2159 \cdot P^{0,5246}$	0,45
$P \times Q_{máx}$	Potencial	$Q_{máx} = 0,1149 \cdot P^{0,8513}$	0,66
$P \times Q_{ES}$	Linear	$Q_{ES} = 0,0929 \cdot P - 2,1629$	0,77
$Q_{máx} \times Q_{ES}$	Linear	$Q_{ES} = 1,5291 \cdot Q_{máx} - 2,7353$	0,86
$Q_{máx} \times D_p$	Linear	$D_p = 3,5604 \cdot Q_{máx} + 22,894$	0,48
$Q_{méd} \times Q_{ES}$	Linear	$Q_{ES} = 4,7639 \cdot Q_{méd} - 5,4235$	0,68
$Q_{méd} \times D_p$	Linear	$D_p = 11,116 \cdot Q_{méd} + 16,579$	0,38

Quando relacionado P e $Q_{méd}$, $Q_{máx}$ e Q_{ES} , os valores dos coeficientes de correlação foram melhores, como pode ser observado na Figura 13 e na Tabela 4. A relação de P e $Q_{máx}$ apresentou $R^2=0,66$ o que indica moderada correlação, nesse sentido, podemos dizer que a resposta da bacia para eventos de chuva apresenta tendência de comportamento potencial com a $Q_{máx}$. Por outro lado, quando comparamos apenas a $Q_{méd}$, esse valor diminui para $R^2= 0,45$, ou seja, a correlação é fraca.

O Q_{ES} apresenta forte correlação linear com a P ($R^2=0,77$). Isso indica que a P pode ser uma variável com caráter preditor do escoamento superficial. Menezes et al. (2020) e Nadal-Romero et al. (2018) também encontraram resultados similares para essa correlação avaliando eventos de chuva em pequenas bacias hidrográficas experimentais. No entanto, uma das possíveis causas dessa correlação moderada podem ser as prováveis condições antecedentes da bacia (Teklaeb et al., 2013).

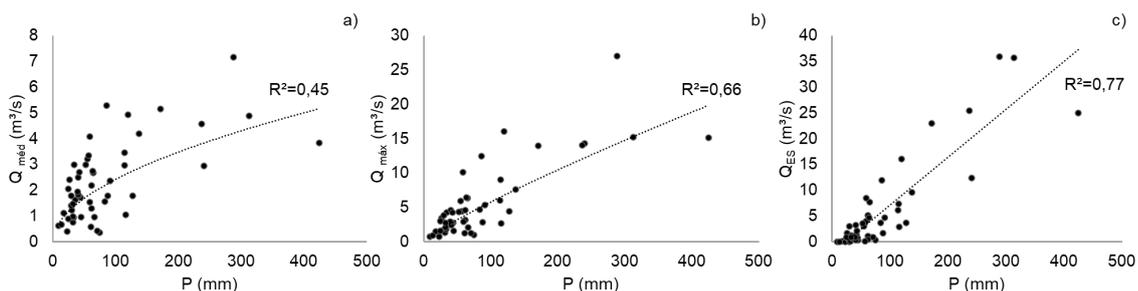


Figura 13 - Relações entre: a) Precipitação (P) x Vazão média ($Q_{méd}$); b) Precipitação (P) x Vazão máxima ($Q_{máx}$) e c) Precipitação (P) x Escoamento superficial (Q_{ES}).

Na Figura 14a é mostrado a relação entre $Q_{méd}$ e Q_{ES} , onde é observado correlação moderada ($R^2 = 0,68$) entre essas variáveis. Por outro lado, a correlação foi forte entre $Q_{máx}$ e o Q_{ES} ($R^2=0,86$) já era esperada, visto que são variáveis de mesma natureza (relacionadas ao escoamento) (Figura 14b). Além disso, foi observada correlação muito baixa entre a $I_{máx}$ e as variáveis hidrológicas selecionadas ($Q_{máx}$ e $Q_{méd}$), indicando que a chuva por unidade de tempo tem pouco controle sobre a resposta hidrológica da bacia. López-Tarazón et al. (2010) destacaram o mesmo comportamento em seus resultados. Os autores também destacam pouca influência da $I_{máx}$ sobre a resposta hidrossedimentológica da bacia.

A D_p apresentou correlação fraca com a $Q_{méd}$ e $Q_{máx}$ ($R^2=0,38$ e $0,48$, respectivamente) (Figura 14c-14d). Por se tratar de uma bacia hidrográfica montanhosa, muitas vezes a P pode ser isolada em algum ponto, o que influencia na geração da vazão.

De uma maneira geral, com esses resultados, além do conhecimento quanto ao comportamento do fluxo de água no rio Forqueta e avanço da ciência básica de rios, melhorar a parametrização de modelos preditivos de inundação, que podem ser mais bem calibrados e os erros associados diminuídos. Nesse sentido, trabalhos futuros podem ser desenvolvidos com base nesses resultados. No entanto, o avanço de melhores técnicas de monitoramento hidrológico em campo também deve continuar, visto que, cada vez mais equipamentos fornecem dados de maior qualidade e em menor tempo possível, como a telemetria, por exemplo.

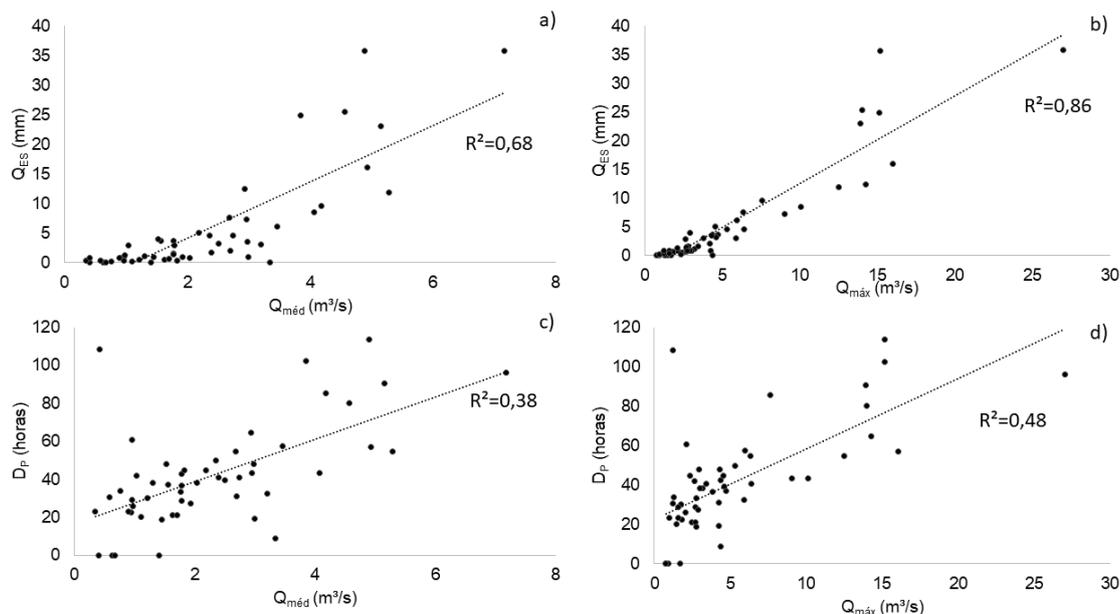


Figura 14 - Relação entre: a) Vazão média ($Q_{méd}$) x Escoamento superficial (Q_{ES}); b) Vazão máxima ($Q_{máx}$) x Escoamento superficial (Q_{ES}); c) Vazão média ($Q_{méd}$) x Duração da precipitação (D_P) e d) Vazão máxima ($Q_{máx}$) x Duração da precipitação (D_P).

CONCLUSÃO

O presente trabalho analisou o escoamento superficial em escala de eventos de chuva e relacionou as variáveis hidrológicas obtidas pelo monitoramento hidrológico da bacia hidrográfica do rio Forqueta.

Como principais conclusões temos que:

- O monitoramento hidrológico da bacia hidrográfica do rio Forqueta permitiu destacar a rápida resposta da vazão aos eventos de chuva (inferior a dois dias) e que eventos isolados produzem mais da metade do escoamento superficial de todo o período monitorado (50,88%);
- O valor de C_{ES} foi menor no verão devido às características da chuva no período monitorado e no inverno foi maior devido aos efeitos combinados de condições antecedentes mais úmidas do solo. Além disso, o valor de P pode ser uma variável com caráter preditor do escoamento superficial, no entanto, a intensidade da chuva não apresentou influência sobre o escoamento superficial monitorado no exutório;
- Os resultados indicaram ainda que o monitoramento em escala de eventos de chuva é importante para mostrar o comportamento do escoamento superficial da bacia de forma mais detalhada, principalmente devido ao seu tamanho.

O monitoramento hidrológico na bacia hidrográfica do rio Forqueta demonstrou que a taxa de escoamento superficial é baixa, menor que 1% para mais da metade dos eventos analisados. 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 recursos hídricos, que inclui a prefeitura municipal de Maquiné e a Secretaria Estadual do Meio Ambiente - RS, devem manter o alto grau de preservação ambiental na bacia. Assim, esse trabalho pioneiro nesta bacia, fornece subsídios para a gestão dos recursos hídricos e do turismo na região, bem como servirá de base para estudos futuros de modelos de previsão de inundação deste rio.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a equipe da Secretaria do Meio Ambiente do estado do Rio Grande do Sul (SEMA-RS) / REBIO (Maquiné/RS) pelo suporte fornecido e ao Sr. Lucas Nunes de Souza pelo apoio fornecido nas atividades de campo. Ainda, os autores agradecem ao apoio financeiro fornecido pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Programa de apoio ao

Ensino e à Pesquisa Científica e Tecnológica em Regulação e Gestão de Recursos Hídricos – Pró-Recursos Hídricos - Chamada N° 16/2017, CAPES - ANA.

Referências

- Bartels, G. K., Castro, N. M. R., Collares, G. L., & Fan, F. M. (2021). Performance of bedload transport equations in a mixed bedrock-alluvial channel environment. *Catena*, 199, 105108.
- Bridges, E. M. (1990). *World geomorphology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Castiglio, V. S., Campagnolo, K., & Kobiyama, M. (2021). Análise da evapotranspiração potencial no município de Cambará do Sul/RS. *Revista Geonorte*, 12(39), 26-43.
- Castro, D., & Rocha, C. M. (2013). *Qualidade das águas na bacia hidrográfica do rio Tramandaí*. Porto Alegre: Via Sapiens.
- Chaffe, P. L. B., Santos, C. I., Perez, A. B. A., Sá, J. H. M., Carlotto, T., & Hoinaski, L. (2021). Observing the critical zone on a critical budget: the Peri lake experimental catchment. *Hydrological Processes*, 35, 1-6.
- Didoné, E. J., Minella, J. P. G., & Merten, G. H. (2015). Quantifying soil erosion and sediment yield in a catchment in southern Brazil and implications for land conservation. *Journal of Soils and Sediments*, 15(11), 2334-2346.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Embrapa. (2006). *Sistema brasileiro de classificação de solos* (2. ed). Rio de Janeiro: Embrapa Solos.
- Fedora, M. A., & Beschta, R. L. (1989). Storm runoff simulation using an antecedent precipitation index (API) model. *Journal of Hydrology*, 112(1-2), 121-133.
- Gallart, F., Llorens, P., Latron, J., & Regüés, D. (2002). Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(3), 527-537.
- Godoy, J. V. Z., Baumbach, M. F., Melo, C. M., & Kobiyama, M. (2017). Análise estatística da distribuição de chuva na região da bacia hidrográfica do rio Maquiné, RS. In *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos* (pp. 1-8). Florianópolis: Associação Brasileira de Recursos Hídricos.
- Hewlett, J. D., & Hibbert, A. R. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *Forest Hydrology*, 1, 275-290.
- Hewlett, J. D., Fortson, J. C., & Cunningham, G. B. (1977). Effect of rainfall intensity on storm flow and peak discharge from forest land. *Water Resources Research*, 13, 259-266.
- Hicks, N. S., Smith, J. A., Miller, A. J., & Nelson, P. A. (2005). Catastrophic flooding from an orographic thunderstorm in the central Appalachians. *Water Resources Research*, 41(12), W12428.
- Latron, J., & Gallart, F. (2008). Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 358, 206-220.
- Liu, F., Williams, M. W., & Caine, N. (2004). Source waters and flow paths in an alpine catchment, Colorado Front Range, United States. *Water Resources Research*, 40(9), 1-16.
- Llorens, P., Poch, R., Latron, J., & Gallart, F. (1997). 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*, 199(3-4), 331-345.
- López-Tarazón, J. A., Batalla, R. J., Vericat, D., & Balasch, J. C. (2010). Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment : the river Isábena (Ebro basin). *Catena*, 82, 23-34.
- Magilligan, F. J., Buraas, E. M., & Renshaw, C. E. (2014). The efficacy of stream power and flow duration on geomorphic responses to catastrophic flooding. *Geomorphology*, 228, 175-188.
- Mamédio, F. M. P., Castro, N. M. R., & Corseiul, C. W. (2018). Tempo de concentração para bacias rurais monitoradas na região do planalto basáltico no sul do Brasil. *Rega: Revista de Gestão de Água da América Latina*, 15, e1.
- Mello, R. S. P., & Castro, D. (2019). A bacia do rio Tramandaí. In D. Castro (Org.), *Ciclo das águas na bacia do rio Tramandaí* (pp. 135-140). Porto Alegre: Via Sapiens.
- Menezes, D., Minella, J. P. G., & Tassi, R. (2020). Monitoring sediment yield for soil and water conservation planning in rural catchments. *Environmental Monitoring and Assessment*, 192(11), 736.

- Nadal-Romero, E., Peña-Angulo, D., & Regüés, D. (2018). Rainfall, runoff, and sediment transport dynamics in a humid mountain badland area: long-term results from a small catchment. *Hydrological Processes*, 32(11), 1588-1606.
- Naghetini, M., & Pinto, É. J. A. (2007). *Hidrologia estatística*. Belo Horizonte: CPRM.
- Paixão, M. A., Fan, F. M., Zambrano, F. C., Michel, G. P., & Kobiyama, M. (2018). Lições sobre o gerenciamento de desastres hidrológicos obtidas a partir da ocorrência em Rolante/RS. *Revista de Gestão & Sustentabilidade Ambiental*, 7, 251-267.
- Penna, D., van Meerveld, H. J., Oliviero, O., Zuecco, G., Assendelft, R. S., Fontana, G. D., & Borga, M. (2014). Seasonal changes in runoff generation in a small forested mountain catchment. *Hydrological Processes*, 29(8), 2027-2042.
- Rodríguez-Blanco, M. L., Taboada-Castro, M. M., & Taboada-Castro, M. T. (2012). Rainfall-runoff response and event-based runoff coefficients in a humid area (northwest Spain). *Hydrological Sciences Journal*, 57(3), 445-459.
- Scarano, F. R., & Ceotto, P. (2015). Brazilian Atlantic forest: impact, vulnerability, and adaptation to climate change. *Biodiversity and Conservation*, 24(9), 2319-2331.
- Serrano-Muela, M. P., Lana-Renault, N., Nadal-Romero, E., Regüés, D., Latron, J., Martí-Bono, C., & García-Ruiz, J. M. (2008). Forest and their hydrological effects in Mediterranean mountains. *Mountain Research and Development*, 28, 279-295.
- Shamir, E., Rimmer, A., & Georgakakos, K. P. (2016). The use of an orographic precipitation model to assess the precipitation spatial distribution in lake Kinneret watershed. *Water*, 8(12), 591.
- Siefert, C. A. C., & Santos, I. (2021). Linking dissolved organic carbon spatial heterogeneity to groundwater dynamics and soil organic carbon content in a subtropical headwater catchment. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 22, 27-46.
- Somers, L. D., & McKenzie, J. M. (2020). A review of groundwater in high mountain environments. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 7(6), e1475.
- Stoffel, M., Wyzga, B., & Marston, R. A. (2016). Floods in mountain environments: a synthesis. *Geomorphology*, 272, 1-9.
- Sturdevant-Rees, P., Smith, J. A., Morrison, J., & Baeck, M. L. (2001). Tropical storms and the flood hydrology of the central Appalachians. *Water Resources Research*, 37(8), 2143-2168.
- Szymanski, F. D., Kobiyama, M., Giehl, M. R., & Corseuil, C. W. (2022). Avaliação de velocidade de rios em bacias montanhosas, região sul de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 15(3), 1434-1446.
- Teklaeb, S., Wenninger, J. W., & Uhlenbrook, S. (2013). Identifying residence times and streamflow generation processes using $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in meso-scale catchments in the Abay/Upper Blue Nile, Ethiopia. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10(9), 10333-10377.
- Vieiro, A. C., & Silva, D. R. A. (2010). *Geodiversidade do estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CPRM.
- Viviroli, D., Weingartner, R., & Messerli, B. (2003). Assessing the hydrological significance of the world's mountains. *Mountain Research and Development*, 23(1), 32-40.
- Weingartner, R., Barbena, M., & Spreafico, M. (2003). Floods in mountain areas - an overview based on examples from Switzerland. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), 10-24.
- Wohl, E. (2013). *Mountain rivers revisited*. Hoboken: John Wiley & Sons.
- Zanandrea, F., Michel, G. P., Kobiyama, M., Censi, G., & Abatti, B. H. (2021). Spatial-temporal assessment of water and sediment connectivity through a modified connectivity index in a subtropical mountainous catchment. *Catena*, 204, 105380.

Contribuições dos autores:

Danrlei de Menezes: redação do texto, conceitualização, análise dos dados, discussão dos resultados, revisão e edição da redação.

Masato Kobiyama: revisão e edição da redação.

Gean Paulo Michel: análise dos dados, revisão e edição da redação.

Apêndice 1 - Variáveis características dos eventos monitorados.

Evento	Data	P (mm)	I _{máx} (mm/h)	I ₃₀ (mm/h)	PA ₃	PA ₅	PA ₇	Q _{máx} (m ³ /s)	Q _{méd} (m ³ /s)	Q _{mín} (m ³ /s)	Q _{ES} (mm)	C (%)	D _p (h)
1	25-26/06/2019	17,490	7,950	6,360	0,000	0,265	1,060	1,454	1,105	0,877	0,112	0,640	20,000
2	30/06-01/07/2019	30,475	11,130	7,420	1,590	17,490	17,490	1,765	1,221	0,777	0,421	1,383	30,167
3	13-17/07/2019	9,010	6,360	4,770	0,000	0,265	0,265	0,761	0,631	0,522	0,000	0,000	0,000
4	23-26/07/2019	65,985	19,080	15,900	0,265	0,530	0,795	2,115	0,965	0,431	0,922	1,397	60,833
5	29/07-01/08/2019	13,250	11,130	9,540	0,795	54,325	65,985	0,938	0,676	0,512	0,000	0,000	0,000
6	12-15/08/2019	22,525	12,720	6,890	2,385	2,385	2,385	0,752	0,404	0,210	0,000	0,000	0,000
7	04-06/11/2019	85,860	47,700	28,090	29,945	116,865	125,610	12,488	5,288	2,250	11,930	13,895	54,833
8	09-12/11/2019	113,950	36,570	33,390	20,935	103,350	105,205	5,973	3,460	1,991	6,168	5,413	57,667
9	13-15/11/2019	34,450	36,570	23,320	111,565	114,745	135,415	4,247	2,993	2,412	0,927	2,691	19,167
10	22-23/11/2019	87,980	84,270	39,220	0,795	1,060	1,060	2,797	1,775	0,830	1,604	3,382	33,500
11	04-06/12/2019	114,215	73,140	57,770	0,000	0,000	17,755	9,046	2,958	0,284	7,295	6,387	43,500
12	01-05/01/2020	424,795	92,220	58,830	14,310	14,310	14,310	15,154	3,847	0,001	24,949	5,873	102,500
13	10-12/01/2020	119,515	65,190	50,350	0,795	1,855	238,235	16,033	4,930	1,050	16,032	13,414	57,000
14	15-16/01/2020	29,415	19,080	10,600	0,265	120,575	121,370	1,728	1,407	1,035	0,000	0,000	0,000
15	23-24/01/2020	62,010	42,930	29,150	10,335	10,335	32,065	3,199	1,298	0,639	1,137	1,834	38,167
16	28-29/01/2020	31,800	49,290	25,440	0,265	53,000	63,070	1,303	0,765	0,572	0,119	0,375	33,667
17	31/01-01/02/2020	33,390	68,370	34,450	33,920	33,920	54,325	1,846	0,942	0,582	0,734	2,197	22,500
18	08-10/02/2020	64,925	55,650	34,450	8,480	22,790	23,320	6,350	2,683	0,471	7,624	11,743	54,833
19	11-12/02/2020	36,040	19,080	12,720	72,875	78,705	94,605	2,468	1,633	1,074	0,529	1,468	21,000
20	25-27/02/2020	127,200	85,860	39,220	8,745	11,925	16,165	4,392	1,779	0,420	3,705	2,913	42,667
21	16-17/03/2020	74,730	25,440	16,960	0,265	0,265	0,530	0,960	0,352	0,021	0,279	0,373	23,167
22	31/03-02/04/2020	240,355	84,270	58,830	0,265	0,530	1,060	14,266	2,936	0,000	12,405	5,161	64,593
23	26-28/04/2020	115,805	25,440	16,960	1,060	1,325	2,385	2,630	1,040	0,030	2,889	2,495	42,093
24	11-12/05/2020	61,215	14,310	11,130	0,265	1,325	7,685	1,212	0,583	0,024	0,399	0,652	30,667
25	21-22/05/2020	83,210	46,110	30,740	0,000	0,000	0,795	4,702	1,565	0,030	3,634	4,367	37,167
26	05-06/06/2020	91,160	38,160	23,850	0,530	1,325	1,325	5,324	2,359	0,971	4,613	5,060	49,833
27	10-12/06/2020	26,235	31,800	50,350	8,480	95,665	96,195	3,443	2,396	1,648	1,676	6,387	40,833
28	13-14/06/2020	55,120	81,090	51,410	21,995	26,500	37,630	5,905	3,205	2,213	3,034	5,504	32,500
29	29/06-02/07/2020	236,645	47,700	31,800	0,265	32,065	32,065	14,009	4,563	1,175	25,446	10,753	80,167
30	05-06/07/2020	288,055	28,620	9,540	0,530	199,545	402,535	27,006	7,172	2,167	35,893	12,461	96,000
31	12-13/07/2020	58,565	36,570	12,190	45,580	244,330	288,585	10,100	4,071	1,926	8,478	14,476	43,167
32	16-17/07/2020	40,280	12,720	4,240	0,000	77,645	77,910	4,588	2,505	1,438	3,217	7,986	39,333
33	28/07/2020	32,330	34,980	11,660	17,490	17,755	18,020	2,084	0,976	0,432	1,247	3,857	26,000
34	12-13/08/2020	59,095	11,130	3,710	0,000	0,000	0,265	2,939	1,528	0,001	3,951	6,686	48,000
35	14-15/08/2020	29,680	9,540	3,180	58,830	58,830	58,830	3,808	1,789	0,812	2,976	10,028	36,667
36	19/08/2020	24,645	46,110	15,370	0,265	29,945	88,775	1,603	0,896	0,528	0,783	3,177	23,167
37	29-30/08/2020	70,755	62,010	20,670	0,000	0,000	0,000	1,227	0,415	0,000	0,829	1,172	108,343

Apêndice 1 – Continuação...

38	06-09/09/2020	312,96 5	22,260	7,420	18,815	41,075	60,155	15,195	4,891	0,299	35,751	11,42 3	113,84 3
39	16-17/09/2020	56,710	20,670	6,890	30,740	53,000	77,115	4,389	3,347	2,516	0,057	0,296	9,009
40	27-28/09/2020	44,785	25,440	8,480	3,975	4,240	4,240	1,603	0,962	0,542	0,330	0,737	29,000
41	30/09- 01/10/2020	62,010	60,420	20,140	44,785	48,495	49,025	4,551	2,182	0,573	5,085	8,200	44,833
42	02-05/10/2020	171,19 0	44,520	14,840	61,745	106,00 0	109,71 0	13,940	5,152	1,257	23,025	13,45 0	90,667
43	08-11/10/2020	52,470	9,540	3,180	22,525	131,97 0	136,47 5	4,338	2,984	1,718	3,504	6,679	48,000
44	16-17/11/2020	63,600	36,570	12,190	4,505	4,770	28,620	6,394	2,749	1,201	4,618	7,260	40,833
45	20-21/11/2020	43,725	49,290	16,430	5,035	70,490	73,405	2,714	1,709	1,347	0,706	1,615	21,000
46	27/11/2020	41,605	23,850	7,950	2,650	2,650	46,110	2,706	1,781	0,850	1,440	3,462	28,833
47	27-29/11/2020	24,380	17,490	5,830	44,785	45,050	45,845	3,028	2,039	1,497	0,822	3,373	38,167
48	30/11- 02/12/2020	40,810	20,670	6,890	65,985	68,370	68,635	2,372	1,833	1,496	0,260	0,638	44,667
49	02-03/12/2020	42,400	49,290	16,430	48,230	92,485	96,195	4,228	2,696	1,784	2,064	4,867	31,000
50	05-08/12/2020	137,27 0	62,010	20,670	42,665	83,210	106,79 5	7,604	4,184	1,954	9,534	6,945	85,500
51	13-14/12/2020	39,485	47,700	15,900	0,530	1,325	101,49 5	2,916	1,929	1,454	0,876	2,219	27,333
52	19/12/2020	32,595	93,810	31,270	14,310	30,740	53,795	2,750	1,459	1,028	0,883	2,708	18,667