



Avaliação de velocidade de rios em bacias montanhosas, região sul de Santa Catarina

Fernanda Dagostin Szymanski¹, Masato Kobiyama², Marcos Ricardo Giehl³, Cláudia Weber Corseuil⁴

¹ Engenheira Sanitarista e ambiental, e-mail: fernandadagostin@gmail.com; ² Professor. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre/RS, e-mail: masato.kobiyama@ufrgs.br; ³ Engenharia de Energia. Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), e-mail: mrgiehl@gmail.com; ⁴ Professor. Programa de Pós-graduação em Energia e Sustentabilidade da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), Araranguá/SC, e-mail: claudia.weber@ufsc.br

Artigo recebido em 03/08/2021 e aceito em 16/05/2022

RESUMO

O presente estudo teve por objetivo avaliar a velocidade de dois rios, Malacara e Molha Coco, de bacias montanhosas no sul do Brasil. As velocidades foram avaliadas com três métodos: (a) medição direta da velocidade em campo; (b) equações de Manning e de Jarret, usando dados geomorfológicos medidos em campo; (c) simulação com HEC-RAS 2D. Para verificar a coerência das velocidades calculadas e simuladas com os coeficientes de Manning (n) de 0,03, 0,05 e 0,07, comparou-se com as velocidades medidas em campo, onde existe uma estação fluviométrica que mede o nível de água com intervalo de 10 min. As velocidades que mais se aproximaram aos dados medidos foram as calculadas pela equação de Jarrett, sendo a diferença média entre elas de 12%. As velocidades calculadas por Manning com $n=0,05$, também apresentaram velocidades próximas aos dados medidos. Porém, com $n=0,03$ a diferença aumentou significativamente. Já com o HEC-RAS 2D ocorreu o inverso de Manning, ou seja, com $n=0,03$ as diferenças foram menores em relação aos dados medidos. Comparando os métodos de Manning e HEC-RAS 2D com o método de Jarrett, as velocidades que mais se aproximaram foram estimadas com $n=0,05$ e 0,07. As equações de Manning e de Jarrett e a modelagem com HEC-RAS 2D mostraram-se adequadas para estimar a velocidade dos rios Malacara e Molha Coco. Porém, Manning e HEC-RAS 2D dependem da escolha do valor de n adequado, que é sensível à variação do fluxo na seção de medição e ao longo do canal.

Palavras-chave: velocidade. bacias montanhosas. equações empíricas. HEC-RAS 2D

Velocity assessment of rivers in mountainous watershed, southern of Santa Catarina

ABSTRACT

This study aimed to evaluate the velocity of two rivers, Malacara and Molha Coco, in mountain watershed located in southern Brazil. Velocities were assessed with three methods: (a) direct velocity-measurement in field; (b) Manning's and Jarrett's equations with geomorphological data measured in the field; (c) simulation with HEC-RAS 2D. To check the coherence of the calculated and simulated velocities with the Manning coefficients (n) of 0.03, 0.05 and 0.07, the present study compared velocities measured in the field, where there is a discharge station that measures the water level with 10 min interval. The velocities that were closest to the measured data were those calculated with Jarrett equation, where the mean difference between them was 12%. The velocities calculated by Manning equation with $n=0.05$ were also close to the measured data. However, with $n = 0.03$, the difference increased significantly. With the HEC-RAS 2D, the inverse of Manning occurred, i.e., with $n = 0.03$ the differences were smaller in relation to the measured data. Comparing the Manning and HEC-RAS 2D methods with the Jarrett method, the velocities that came closest were estimated with $n=0.05$ and 0.07. The present study showed a good performance of the Manning and Jarrett equations and the HEC-RAS 2D modeling to estimate the velocity of the Malacara and Molha Coco rivers. However, with Manning equation and HEC-RAS 2D depended on the choice of the appropriate value of n which is sensitive to the flow variation at the measurement section and along the channel.

Keywords: velocity. mountain watershed. empirical equations. HEC-RAS 2D

Introdução

Ambientes e rios montanhosos fornecem muitos bens e serviços para os seres humanos, sendo importantes fontes de água e exercendo um papel fundamental para a manutenção da biodiversidade, da água doce e do suprimento de sedimentos (Skoulikidis, 2021; Papadaki, 2021). Esses ambientes são geralmente chamados de reservatórios naturais de água, pois uma quantidade substancial é transportada das áreas montanhosas para as planícies adjacentes (Stoffel et al., 2016; Morán-Tejeda, 2019). As montanhas constituem as cabeceiras dos principais sistemas fluviais, armazenando água na forma de neve, gelo, águas subterrâneas ou lagos. A quantidade e o tempo do fluxo de água a jusante, dependem da altitude, da área de drenagem e outras características geomorfológicas das montanhas (Morán-Tejeda, 2019). Devido às características hidrogeomorfológicas, biológicas e climáticas dos ecossistemas fluviais montanhosos, em comparação com áreas de planícies, os tornam ambientes frágeis e vulneráveis à interferência humana (Skoulikidis, 2021). Adicionalmente, os efeitos das mudanças climáticas em regiões montanhosas são preocupantes, tanto para as partes mais altas, como para as planícies de inundação, que dependem dos processos que ocorrem nestes locais (Williamson et al., 2020; Schneiderbauer et al., 2021). Estudos têm mostrado que a taxa de aquecimento global aumenta com a altitude, causando mudanças aceleradas nos ecossistemas de montanha e seus regimes hidrológicos (Wang et al., 2016; Williamson et al., 2020). Também, nesses ambientes eventos de chuvas orográficas são comuns. Assim, na perspectiva de que o clima está mudando, a concentração espacial e temporal dessas chuvas pode aumentar a intensidade das chuvas extremas, resultando em eventos hidrológicos de média ou alta magnitude (Kobiyama et al., 2020). O elevado volume de água, proveniente de precipitações intensas ou de derretimento de neve nas bacias hidrográficas de cabeceiras, frequentemente leva a respostas geomorfológicas torrenciais aos canais, que podem variar de inundações (bruscas), deslizamentos de terra, transporte de sedimentos no leito a fluxos de detritos (Prenner et al., 2019; Morán-Tejeda, 2019; Schlögel, 2020). A ocorrência desses fenômenos pode provocar eventos em cascata (Tao e Barros, 2014), aumentando o potencial destrutivo nas bacias montanhosas.

No entanto, apesar da ocorrência desses fenômenos, a ocupação humana em áreas

montanhosas tem aumentado. Nessas regiões, os rios estão cada vez mais sendo utilizados para fins de abastecimento público, recreação, turismo, construção de pequenas centrais hidrelétricas, etc. (Paixão e Kobiyama, 2019). Essas atividades, na maioria das vezes, são realizadas sem o conhecimento dos perigos potenciais desses ambientes, principalmente àqueles relacionados aos aspectos hidrogeomorfológicos e de clima. Em razão disso, as perdas econômicas e sociais têm aumentado em diversas partes do mundo (Heiser et al., 2019; Nüsser et al., 2019; Khromova et al., 2019; Fuchs et al., 2019)

Portanto, é fundamental verificar a resposta das bacias montanhosas a eventos hidrológicos extremos porque, dependendo da intensidade, eles podem gerar vazões máximas, repentinamente (Thorne e Zevenbergen, 1985), colocando em perigo as pessoas que procuram esses locais (Kobiyama et al., 2018; Kobiyama et al., 2020). Assim, a compreensão da velocidade dos rios é importante para caracterizar as inundações bruscas, avaliar o transporte de sedimentos, dispersão de habitat e poluentes (Comiti et al., 2007; Asano e Uchida, 2016; Zhang et al., 2019). Apresentando a necessidade de tratar do conjunto de inundação brusca e fluxo de detritos na região do norte da Itália, Destro et al. (2018) propuseram um modelo computacional, no qual um dos importantes parâmetros de entrada é a velocidade do fluxo do rio. Também Yochum et al. (2012) comentam que, a velocidade dos rios é essencial para muitos projetos de drenagens, análises geomórficas e estudos ecológicos.

Segundo Yochum et al. (2012) os métodos quantitativos que permitem estimar a velocidade a partir de medidas simples das características geométricas dos rios (área, perímetro e raio hidráulico da seção transversal) são mais precisos, mas também os mais difíceis de aplicar, especialmente para verificar a variabilidade das vazões (mínimas, médias e máximas).

Nas bacias montanhosas, as condições do fluxo em rios com declividade acentuada são complexas e variam muito, no tempo e no espaço (Asano e Uchida, 2016; Zhang et al., 2019). Para compreender a dinâmica desse fluxo é necessário determinar com precisão a distribuição espacial e temporal da precipitação e da vazão (Ruiz-Villanueva et al., 2013).

Asano e Uchida (2016) comentam que, a compreensão da capacidade de descarga dos canais e das mudanças nas propriedades hidráulicas dos

mesmos, durante grandes tempestades é essencial para a previsão de inundações bruscas. No entanto, essas informações são escassas em canais declivosos de bacias montanhosas, devido à natureza complexa e à falta de dados medidos em campo. Em canais declivosos é difícil instalar dispositivos para medir a profundidade, a velocidade e a descarga do fluxo, porque o material do leito varia muito em tamanho e morfologia e, também, se alteram durante grandes eventos de precipitação (Asano e Uchida, 2016; Zhang et al., 2019). Além desses fatores, o acesso aos rios das montanhas costuma ser muito perigoso durante os eventos de inundações. Apesar de todas essas dificuldades, os autores reforçam a importância de realizar o monitoramento em rios montanhosos.

Em bacias hidrográficas onde não existem dados hidrológicos medidos (nível e vazão), a velocidade corrente do canal pode ser estimada por equações empíricas que requerem apenas parâmetros topográficos dos canais (Yochum et al., 2012) tais como: Manning (Chow, 1959), Jarrett (1984), Bathurst (1985) e Zimmermann (2010).

Entretanto, em regiões onde se têm dados hidrológicos (vazão) e topográficos disponíveis é possível a aplicação de modelos hidrodinâmicos, por exemplo o HEC-RAS 2D que calcula a velocidade, profundidade do fluxo e permite avaliar a distribuição espacial e temporal dessas características ao longo do canal (Brunner, 2016). O modelo HEC-RAS 2D foi recentemente aplicado à bacia urbana (Monteiro et al., 2021) e à leque aluvial (Vasconcellos et al., 2021) no Brasil, demonstrando seu desempenho satisfatório. No entanto, ainda é pouco utilizado para avaliar a velocidade em bacias montanhosas, devido à dificuldade de simular o comportamento hidráulico e a topografia complexa dessas regiões (Pinos e Timbe, 2019).

O presente trabalho, enfatiza a aplicação dos métodos de Manning e Jarrett, bem como do modelo HEC-RAS 2D em bacias montanhosas do sul do Brasil, as quais possuem monitoramento de nível e precipitação. Essas bacias têm sido muito exploradas pelo turismo, devido à presença de duas unidades de conservação, com belezas naturais, que são: os Parques Nacionais de Aparados da Serra (PNAS) e o Serra Geral (PNSG). Essa região atrai muitos turistas o ano todo (Mazzali et al., 2021). O turismo ajuda a desenvolver a região, gera mais renda para o município de Praia Grande que está localizado no sopé da Serra Geral e, melhora as condições de vida da população local. Entretanto, apesar do potencial turístico, faltam estudos que avaliam a frequência e magnitude dos eventos de inundações bruscas dessa região,

também necessitam a investigação mais detalhada de índice de perigo devido a inundações bruscas (Vasconcellos et al., 2021). Além disso, a região do município de Praia Grande frequentemente sofre com desastres hidrológicos (Paixão et al., 2021).

Portanto, o objetivo do presente trabalho foi avaliar a velocidade de dois rios de bacias montanhosas: Malacara e Molha Coco, que têm suas nascentes localizadas no PNSG, por meio de medição direta em campo, de equações empíricas e do HEC-RAS 2D. Por meio da comparação dos valores obtidos e suas limitações é possível encontrar uma metodologia mais adequada para determinar o valor de velocidade do fluxo em rios na região de estudo. Esses resultados podem ser úteis para a gestão integrada de bacias, avaliação dos recursos hídricos, desastres naturais e para as atividades de ecoturismo da região que utilizam os rios como forma de recreação. Então, a escolha de metodologia para a determinação da velocidade com base no presente trabalho, certamente facilitará futuros trabalhos que necessitam valores de velocidade de rios na região.

Área de Estudo

A área de estudo compreende duas bacias montanhosas: a bacia do rio Malacara (BHRMALA) e Molha Coco (BHRMOCO) (Figura 1), as quais fazem parte da bacia do rio Mampituba (1940,0 km²). O rio Mampituba é limite político entre dois estados do sul do Brasil, o Rio Grande do Sul (RS) e Santa Catarina (SC). Os rios Malacara e Molha Coco nascem nos Campos de Cima da Serra (RS) dentro do PNSG (>1000 m de altitude) e, em desnível abrupto (distância aproximada de 10 km) encontram a planície de inundação (altitude <100 m) em Santa Catarina (Sehnm et al., 2015). A Tabela 1 apresenta as características físicas das BHRMALA e BHRMOCO.

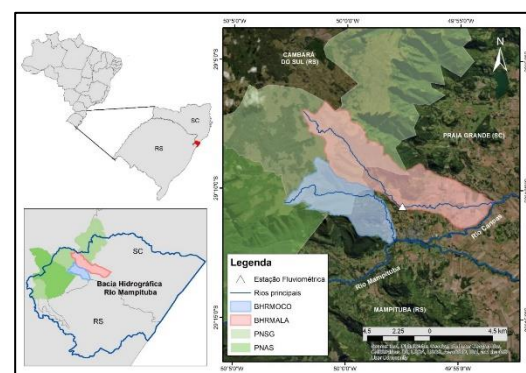


Figura 1. Localização das bacias Malacara (BHRMALA) e Molha Coco (BHRMOCO)

Tabela 1. Valores dos parâmetros físicos das bacias Malacara (BHRMALA) e Molha Coco (BHRMOCO).

Parâmetros	BHRMALA	BHRMOCO
A (km ²)	40,480	20,00
L(km)	20,15	13,30
P (km)	38,10	24,15
S (m.m ⁻¹)	0,052	0,073
B (km)	2,00	1,50

A: área da bacia; L: Comprimento do rio principal; P: Perímetro total da bacia; S: Declividade média do canal; B: Largura média da bacia.

O relevo da região das BHRMALA e BHRMOCO é caracterizado por formas abruptas e escarpadas, com rios que correm em vales fortemente encaixados, que se abrem na planície formando depósitos de leques aluviais. As escarpas são modeladas sobre rochas da Formação Serra Geral, especialmente derrames basálticos, onde predomina a vegetação da Mata Atlântica (Floresta Ombrófila Densa). A parte mais plana dessa região é formada por sedimentos basálticos grosseiros (cascalhos, seixos e matacões), arenosos e argilosos (Scheibe et al., 2010). A paisagem da região é formada por vários cânions, que apresentam uma grande potencialidade de ser um Geoparque e para o desenvolvimento do ecoturismo (Godoy et al., 2012).

Segundo a classificação de Köppen, na região das bacias de estudo há dois sub-tipos de clima: (a) nas partes mais altas (planalto da Serra Geral), ocorre o tipo Cfb (temperado mesotérmico úmido) e (b) na planície predomina o Cfa (subtropical mesotérmico úmido). De acordo com Back e Poletto (2018), nas bacias da região sul de Santa Catarina a precipitação varia entre 1500 mm.ano⁻¹ a 1800 mm.ano⁻¹. De acordo com Back e Bonetti (2014), nessa região a intensidade máxima da chuva é de 217 mm.h⁻¹, para uma duração de 5 minutos, com período de retorno de 5 anos. Os autores destacam que, eventos dessa magnitude aliados à mudança brusca de altitude, entre as partes mais altas da serra e a planície de inundação, podem desencadear inundações bruscas, escorregamentos e fluxo de detritos.

Na bacia do rio Mampituba, próximo ao sopé da Serra Geral está o município de Praia Grande (SC) onde, segundo Ronsani (1999), em 1903, 1911, 1974 (uma das mais devastadoras) e no Natal de 1995, ocorreram eventos de inundação de grande magnitude, causando vários danos à população local. Posteriormente, em maio de 2007 ocorreram na região eventos de grande magnitude, causados por uma chuva intensa, em menos 24 horas. Esse evento desencadeou escorregamentos nas encostas da serra, fluxos de detritos,

inundações bruscas, migração de leito dos rios e assoreamentos na planície de inundação. Esses fenômenos causaram muitos danos sociais e materiais à população do município, inclusive com perda de uma vida (Tenfen, 2008). Além disso, em julho de 2020, o município sofreu com dois desastres hidrológicos e teve 80 casas inundadas e 70 pessoas evacuadas (Paixão et al., 2021).

Material e métodos

Para determinar as velocidades dos rios das BHRMALA e BHRMOCO foram utilizados três métodos: (i) medição direta da velocidade em campo; (ii) equações empíricas usando dados geomorfológicos (declividade, rugosidade e raio hidráulico); e (iii) simulação numérica utilizando o modelo HEC-RAS 2D versão 5.0.7.

Dados Utilizados

No presente estudo foram utilizados os seguintes dados: (a) modelo digital de elevação (MDE) com resolução espacial de 1,0 m, obtido do mapeamento aerofotogramétrico realizado em 2010 para todo território do estado de Santa Catarina (SDS, 2010); (b) dados de nível medidos, com intervalo de 10 min, no período de 05/09/2019 até 13/03/2020, pela estação fluviométrica instalada no rio Malacara (Figura 1), que pertence ao Laboratório de água, floresta e energia (HidroFEN) da Universidade Federal de Santa Catarina; e (c) dados topobatimétricos dos rios Malacara e Molha Coco.

Medição direta da velocidade em campo

Na BHRMALA, foi instalada uma estação fluviométrica (régua limimétrica, e sensor de nível). Desta maneira, a seção de medição das vazões foi adotada neste local. As velocidades foram medidas nos dias 04 e 05/01/2020. As vazões mais baixas foram determinadas à vau, usando um molinete hidrométrico. Já para as vazões mais altas foi necessário utilizar um objeto flutuante.

Com o molinete hidrométrico foi utilizado o método de Integração da velocidade com a área. Para a medição da velocidade média com 12,40 m de largura da seção foi dividido em 11 verticais, com espaçamento de 1 metro. Nas verticais com profundidade do leito <0,6 m, as velocidades foram medidas a 60% da profundidade. Já para profundidades >0,6 m foram realizadas medições a 20% e 80% da profundidade na vertical, conforme Santos et al. (2001). A velocidade em m.s⁻¹ de medição foi determinada em cada ponto com a

seguinte equação estabelecida pelo fabricante do molinete:

$$V = 0,26675N + 0,00189 \quad (1)$$

onde V é a velocidade média ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); N é o número de rotações da hélice do molinete por segundo. Com os dados obtidos da seção transversal foi calculada a vazão pelo método da Seção Média (SANTOS et al., 2001). Após obtenção do valor de vazão total e da área molhada, calculou-se a velocidade média da seção.

O método do flutuador consiste em determinar a velocidade de deslocamento de um objeto flutuante, cronometrando o tempo percorrido pelo objeto em uma distância conhecida. No presente trabalho, para determinação da velocidade, o objeto flutuante foi lançado a uma distância de 34 m e cronometrado o tempo de deslocamento. Esse procedimento foi realizado 4 vezes, sendo a média dos tempos de deslocamento utilizada para o cálculo da velocidade superficial. Para obter a velocidade média da seção foi realizada uma correlação entre a velocidade medida com molinete e com o objeto flutuante, adotando-se um coeficiente de 0,6.

Estimativa de velocidade com dados geomorfológicos

Para o cálculo das velocidades pelos métodos de Manning (Chow, 1959) e Jarrett (1984) foram medidas em campo seções topobatimétricas ao longo dos rios Malacara e Molha Coco. Nesse levantamento foram medidas: (a) as altitudes nas margens (esquerda e direita) e no interior do canal, espaçadas de 2 m em 2 m; (b) a declividade entre 2 pontos a montante e jusante da seção, distantes em 30 m. Nos dias 04 e 26/08/2019 foram medidas 9 seções ao longo do rio Malacara (trecho de 13 km) e 6 no rio Molha Coco (trecho de 7 km) (Figura 2). As fotografias apresentadas na Figura 2 permitem compreender as características nas diferentes seções. Esse levantamento foi feito com um GPS RTK TPS T10, pelo método de posicionamento cinemático, com correção em tempo real. Na escolha das seções, levou-se em consideração vários aspectos, tais como: as mudanças na declividade, o fácil acesso ao local e os meandros acentuados, conforme a recomendação de Merwade et al. (2008).

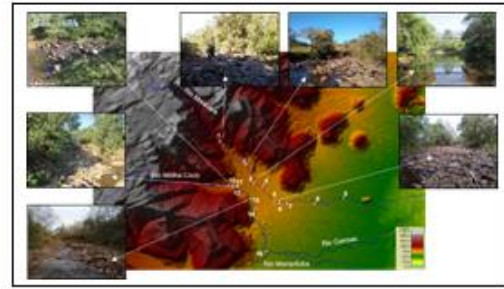


Figura 2. Locais das seções topobatimétricas medidas em campo ao longo dos rios Malacara e Molha Coco, e suas paisagens.

As nascentes dos rios Malacara e Molha Coco estão localizadas aproximadamente 1100 m e 1008 m de altitude, respectivamente. O rio Malacara tem aproximadamente 3 km de extensão, desde a nascente até a margem do platô e cai abruptamente até 156 m de altitude, em apenas 4 km (variação altimétrica de 830 m) até o local onde inicia o ápice de um leque aluvial. Já o rio Molha Coco tem aproximadamente 3 km de extensão desde a nascente até a margem do platô e, cai abruptamente até 180 m de altitude, em apenas 3 km (variação altimétrica de 750 m) também até o local onde inicia o ápice de outro leque aluvial. Segundo Church (2013), em regiões montanhosas os rios de cabeceiras apresentam declividades acentuadas, desde a nascente até a região de planície. Esse autor explica que, determinados rios de bacias montanhosas têm nascentes que iniciam nas partes mais planas do platô e caem abruptamente, formando cascatas bastante íngremes. Esse é o caso dos dois rios do presente estudo.

Ainda na Figura 3, observa-se que as 15 seções topobatimétricas foram medidas nas áreas mais planas das BHRMALA e BHRMOCO, devido às dificuldades de acesso nos locais mais íngremes dos rios e do tamanho dos sedimentos (blocos de rochas com mais de 3 m de altura). Nesses rios, as declividades variaram entre $0,023 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$ (nas seções mais próximas ao ápice dos leques aluviais) e $0,008 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$ (nas regiões mais planas). A estação fluviométrica instalada no rio Malacara (seção 6) está a 74 m de altitude. A Figura 3 mostra os perfis dos rios Malacara e Molha Coco e a localização das seções topobatimétricas medidas com GPS RTK.

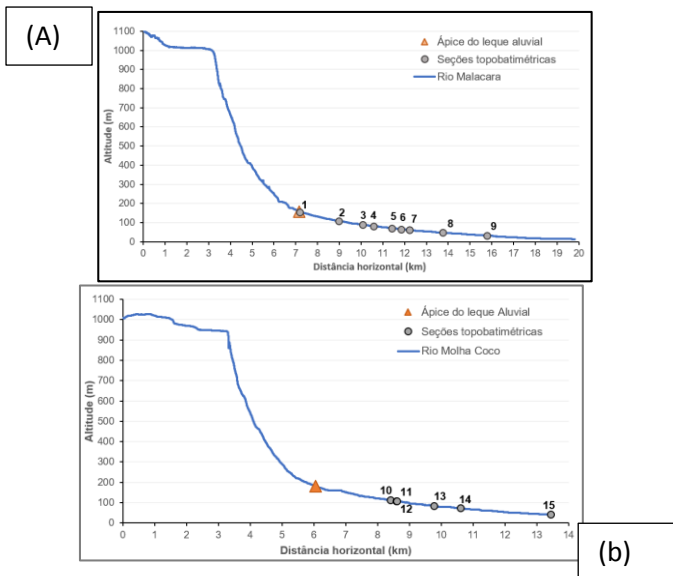


Figura 3. Perfil do rio e a localização das seções topobatimétricas: (a) rio Malacara; e (b) rio Molha Coco.

A equação de Manning é um dos métodos mais utilizados para estimar a velocidade de escoamento em canais naturais (Chow, 1959) e calcula a velocidade média de um determinado ponto por:

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

onde V é a velocidade média da seção considerada ($m.s^{-1}$); n é o coeficiente de Manning do local ($m^{-1/3}.s$); R_h é o raio hidráulico (m); e S é a declividade do rio principal ($m.m^{-1}$). O R_h é dado pela razão entre a área molhada (A_m) e o perímetro molhado (P_m) da seção transversal, sendo estes parâmetros calculados considerando a profundidade máxima da calha dos rios, com relação às margens esquerda e direita.

Para verificar a variação da velocidade nas 15 seções medidas nos rios Malacara e Molha Coco (Figura 2) foram utilizados 2 cenários com diferentes valores de n (Tabela 2). Esses valores foram definidos com base em Chow (1959), levando em consideração as características dos leitos (seixos grosseiros e cascalho) e das margens dos rios (vegetação).

Tabela 2. Valores do coeficiente de Manning (n) para as seções dos rios Malacara e Molha Coco em diferentes cenários.

Cenários	Seções	n
1	Todas	0,03
	1 a 3	0,07
2	4 a 9	0,05
	10 a 12	0,07
	13 a 15	0,05

Além disso, a equação de Jarrett (1984) que considera apenas S e R_h da seção de interesse no rio foi usada para o cálculo da velocidade dos rios de regiões montanhosas:

$$V = 3,17S^{0,12}R_h^{0,83} \quad (3)$$

Estimativa de velocidade pela simulação numérica com HEC-RAS 2D

A fim de comparar as velocidades calculadas pelas equações de Manning e Jarrett ao longo dos rios Molha Coco e Malacara, utilizou-se o modelo hidrodinâmico HEC-RAS 2D (Hydrological Engineering Center - River Analysis System 2D). A versão bidimensional do HEC-RAS permite simular a onda de cheia ao longo de um canal, para perfis d'água em situações de escoamento permanente ou transiente. Este modelo foi desenvolvido pelo Centro de Engenharia Hidrológica do Corpo de Engenheiros do Exército dos EUA, e é de acesso livre (Brunner, 2016). O HEC-RAS 2D é um modelo de base física, que simula a propagação do fluido utilizando as equações de conservação da massa e do momento (Teng et al., 2017). O presente trabalho utilizou o evento de vazão de maior magnitude, medido na estação fluviométrica no rio Malacara, que iniciou no dia 02/01/2020 e finalizou no dia 06/01/2020, e gerou o hidrograma. Esse foi regionalizado usando as áreas de contribuição das BHRMALA (13 km²) e BHRMOCO (8 km²). Para a propagação dos hidrogramas construiu-se uma malha computacional de 10 x 10 m, de modo a abranger os rios Malacara e Molha Coco, no percurso que compreende uma região de leques aluviais. Foi utilizado um MDE resolução de pixel de 1 m x 1 m interpolado com os dados topobatimétricos, visando representar a calha dos rios com precisão.

Como condições de entrada no HEC-RAS 2D foram utilizados os hidrogramas regionalizados, para BHRMALA e BHRMOCO. Como condição de saída adotou-se as declividades de 0,014 $m.m^{-1}$ e 0,026 $m.m^{-1}$ para os rios Malacara e Molha Coco, respectivamente. Foram utilizados os valores de n da Tabela 2. Utilizou-se 6 s como intervalo de tempo para a propagação dos hidrogramas.

As velocidades médias no HEC-RAS 2D foram obtidas no perfil de cada seção transversal. Essas velocidades foram comparadas com as obtidas por Manning, Jarrett e medidas em campo.

Resultados e discussão

Velocidade com medição direta em campo

Durante o período de monitoramento de 05/09/2019 a 13/03/2020, o evento de maior magnitude, registrado na estação fluviométrica do rio Malacara, encontra-se no período de 02/01/2020 a 06/01/2020, sendo a vazão inicial de $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, com um pico de $27,61 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, no dia 03/01 às 23h00. A precipitação média acumulada nesse período foi de 119 mm, com a intensidade máxima de $12,13 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, medida no dia 03/01/2020 às 14h00 nas estações pluviométricas do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais-CEMADEN (-29.18° e -49.99°) e do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (-29.18° e -50.08°), distantes da seção de medição cerca de 20 km e 30 km, respectivamente. No início do evento a vazão estava próxima a zero, pois a precipitação antecedente foi de 15 dias a este evento.

A Figura 4 mostra o hidrograma resultante desse evento e o momento das medições de velocidades com molinete e flutuador. Observa-se que, as velocidades foram medidas na recessão do hidrograma, após o maior pico de vazão. A velocidade máxima medida nesse evento foi de $1,30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ e a profundidade $0,58 \text{ m}$ (Tabela 3). Essa velocidade multiplicada pela profundidade, resulta em um índice de perigo de $0,75 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ que, segundo a classificação de Stephenson (2002), pode expor as pessoas ao perigo quando estiverem dentro do rio. Segundo Zambrano et al. (2020) e Monteiro et al. (2021), esse valor de índice de perigo deve ser utilizado para identificação de risco no momento de enchente e inundação. Com base nos critérios de perigo estabelecidos desses autores, os valores da Tabela 3 indicam que a medição de velocidade de campo foi executada no máximo possível, ou seja, não foi possível realizar a medição de velocidade no momento em que a profundidade era maior. Aqui salienta-se que Asano e Uchida (2016), Zhang et al. (2019) e Manfreda et al. (2020) comentam sobre as dificuldades de realizar medições em eventos de velocidades altas, devido à segurança, aos custos dos equipamentos e da obtenção dos dados, no momento exato que acontece o evento.

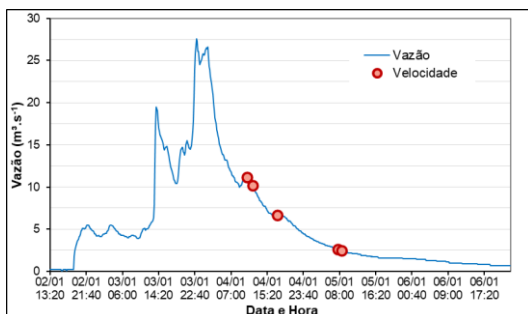


Figura 4. Hidrograma observado na estação fluviométrica da UFSC no rio Malacara no período de 02/01/2020 a 06/01/2020

Tabela 3. Velocidade e parâmetros da seção do rio Malacara medidos durante o período de 02/01/2020 a 06/01/2020

Dia	Hora	V ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	Am (m^2)	Pm (m)	Rh (m)
04	10:30	1,30	8,57	14,77	0,58
04	11:50	1,29	8,19	14,62	0,56
04	17:30	1,00	6,79	14,08	0,50
05	07:30	0,57	3,94	13,13	0,30
05	08:20	0,55	3,57	12,31	0,30

Para verificar a coerência dos valores de velocidades calculadas por Manning, Jarrett e HEC-RAS 2D, realizou-se uma comparação com as velocidades medidas na seção transversal do rio Malacara (seção 6 da Figura 2), onde está instalada a estação fluviométrica. Segundo Ferguson (2021), a equação de Manning é a mais usada no mundo. Além disso, nota-se que HEC-RAS 2D usa o valor de n , ou seja, a equação de Manning.

A Figura 5 mostra as características dessa seção, onde o formato é trapezoidal (Figura 5a), o leito do rio é de seixos (Figura 5b e c). A declividade média utilizada no cálculo dessas velocidades foi de $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ a qual foi medida entre dois pontos (a montante para a jusante) dessa seção, distantes em 30 m. A Tabela 3 apresenta as velocidades e as características geométricas da seção (Figura 5a), medidas durante o evento de vazão máxima no período de 02/01/2020 a 06/01/2020.

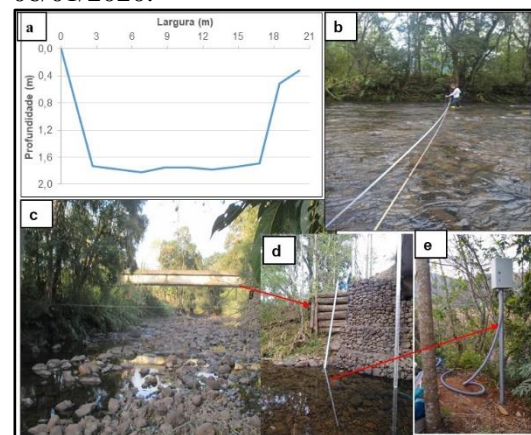


Figura 5. Local de medição de vazão no rio Malacara: (a) Perfil da seção transversal; (b) medição de vazão com o molinete; (c) paisagem do leito rochoso na época extremamente seca e, ao fundo, a ponte onde está instalada a estação fluviométrica; (d) estação fluviométrica; e (e) data-logger.

Comparação de velocidades

A Tabela 4 apresenta os parâmetros utilizados no cálculo das velocidades pelos métodos de Manning e Jarrett. Observa-se que as seções do rio Malacara são maiores do que as do Molha Coco, porém ambas apresentam declividades médias semelhantes. Além disso, pode-se observar que a jusante dos rios próximos ao exutório (seções 9 e 15), as declividades vão diminuindo. Os rios de montanha segundo Thompson (2013) caracterizam-se por apresentarem declividades acima de 0,02 m.m⁻¹, já Yochum et al. (2012) consideram acima de 0,03 m.m⁻¹. Então, com base nesses dois autores e na Figura 3 e Tabela 4, pode-se dizer que, os trechos analisados do presente trabalho são de uma região de transição do caráter montanhoso para o não montanhoso.

Tabela 4. Parâmetros utilizados para o cálculo de velocidades com as equações de Manning e de Jarrett.

Seção	Am	Pm	Rh	S
Rio Malacara				
1	35,69	24,82	1,44	0,020
2	21,73	19,24	1,13	0,023
3	33,44	17,56	1,90	0,006
4	15,42	17,15	0,90	0,022
5	5,76	12,52	0,46	0,010
6	12,58	15,27	0,82	0,010
7	12,29	18,37	0,67	0,015
8	9,36	13,08	0,72	0,011
9	16,04	12,13	1,32	0,022
Rio Molha Coco				
10	3,93	9,15	0,43	0,023
11	4,01	10,98	0,36	0,022
12	3,8	11,08	0,34	0,011
13	5,81	14,73	0,39	0,016
14	12,06	16,83	0,72	0,013
15	7,74	10,43	0,74	0,008

Am: m²; Pm: m; Rh: m; S: m.m⁻¹

Para a simulação numérica, o hidrograma obtido a partir dos dados medidos na estação fluviométrica do rio Malacara (Figura 4) foi regionalizado para os ápices dos leques aluviais presentes nos rios Malacara e Molha Coco (Figura 3). As vazões de pico regionalizadas foram 24,7 m³.s⁻¹ e 12,8 m³.s⁻¹ para os rios Malacara e Molha Coco, respectivamente.

A Tabela 5 mostra as velocidades calculadas e simuladas para todas as seções dos rios Malacara e Molha Coco. As velocidades obtidas por Manning e HEC-RAS 2D foram comparadas com as determinadas pela equação de Jarrett (Eq. 3), onde % significa a diferença entre elas. Essa comparação objetivou avaliar a influência de *n* na

velocidade. As velocidades calculadas pelo método de Jarrett variaram de 2,92 m.s⁻¹ a 0,76 m.s⁻¹. Utilizando os diferentes valores de *n*, percebe-se que o Cenário 2 na estimativa com a equação de Manning teve o resultado similar àquela com Jarrett, isso pode ser verificado pela diferença entre elas. Já as simulações realizadas no HEC-RAS 2D não apresentaram mudanças bruscas nas velocidades, mesmo com a alteração do coeficiente de rugosidade.

Tabela 5. Velocidades calculadas e simuladas nas 15 seções topobatimétricas.

Seção	Jarret	Velocidade (m.s ⁻¹)	
		Manning	
		*Cenário1	**Cenário2
Rio Malacara			
1	2,68	6,01 (124,25%)	2,57 (4,10%)
2	2,23	5,48 (145,74%)	2,35 (5,38%)
3	2,92	3,96 (35,62%)	1,70 (41,78%)
4	1,84	4,61 (150,54%)	1,98 (7,61%)
5	0,96	1,99 (107,29%)	1,19 (23,96%)
6	1,55	2,92 (88,39%)	1,75 (12,90%)
7	1,37	3,13 (128,47%)	1,88 (37,23%)
8	1,40	2,81 (100,71%)	1,69 (20,71%)
9	2,52	5,95 (136,11%)	3,57 (41,67%)
Média	1,94	4,10 (113,01)	2,08 (21,70)
Molha Coco			
10	1,00	2,88 (188,0%)	1,23 (23,00%)
11	0,86	2,50 (190,70%)	1,07 (24,42%)
12	0,76	1,71 (125,00%)	0,73 (3,95%)
13	0,89	2,27 (155,06%)	0,97 (8,99%)
14	1,43	3,04 (112,59%)	1,83 (27,97%)
15	1,39	2,44 (75,54%)	1,47 (5,75%)
Média	1,06	2,47 (141,15%)	1,22 (15,68%)
Seção	Jarret	Velocidade (m.s ⁻¹)	
		HEC-RAS 2D	
		*Cenário1	**Cenário2
Rio Malacara			
1	2,68	3,13 (16,79%)	2,20 (17,91%)
2	2,23	1,28 (42,60%)	1,32 (40,81%)
3	2,92	1,06 (63,70%)	1,02 (65,07%)
4	1,84	1,70 (7,60%)	1,84 (0,00%)
5	0,96	1,06 (10,42%)	1,14 (18,75%)
6	1,55	1,60 (3,22%)	1,61 (3,87%)
7	1,37	1,09 (20,44%)	1,06 (22,63%)
8	1,40	1,41 (0,71%)	1,59 (13,57%)
9	2,52	1,64 (34,92%)	1,64 (34,92%)
Média	1,94	1,55 (22,27)	1,49 (24,17)
Molha Coco			
10	1,00	2,92 (192%)	0,92 (8,00%)
11	0,86	3,29 282,56%)	1,19 (38,37%)
12	0,76	2,06 171,05%)	0,81 (6,58%)
13	0,89	2,3 (158,43%)	1,12 (25,84%)
14	1,43	1,71 (19,58%)	0,79 (44,75%)
15	1,39	0,72 (48,20%)	0,61 (56,11%)
Média	1,06	2,17 (145,30%)	0,91 (29,94)

Velocidades calculadas e simuladas (m.s⁻¹)

* Cenário 1: n=0,03 (todas as seções)

**Cenário 2: n=0,07 (seções 1 a 3; 10 a 12); n=0,05 (seções 4 a 9; 13 a 15)

A tabela 6 mostra as velocidades estimadas pelas equações de Manning (Eq. -2) e de Jarret (Eq. 3) com os dados da tabela 3 e pelo modelo HEC-RAS 2D. Essas velocidades foram comparadas com as medidas em campo, onde D significa a diferença em % entre as mesmas.

Tabela 6. Velocidades medidas, calculadas e simuladas ($m.s^{-1}$)

Velocidade ($m.s^{-1}$)			
Medida	Jarret	D(%)	
1,30	1,16	10,8	
1,29	1,13	12,4	
1,00	1,01	1,0	
0,57	0,67	17,5	
0,55	0,65	18,2	
Média			11,9
Velocidade ($m.s^{-1}$)			
$(n=0,03)$			
Manning	D(%)	HEC-RAS	D(%)
2,32	78,5	1,05	19,2
2,26	75,2	1,04	19,4
2,07	107,0	0,81	19,0
1,49	161,4	0,48	15,8
1,46	165,5	0,47	14,5
Média			17,6
Velocidade ($m.s^{-1}$)			
$(n=0,05)$			
Manning	D(%)	HEC-RAS	D(%)
1,39	6,9	1,03	20,8
1,36	5,4	1,00	22,5
1,24	24,0	0,77	23,0
0,90	57,9	0,44	22,8
0,88	60,0	0,43	21,8
Média			22,2

Verifica-se na Tabela 6 que, as velocidades estimadas pelo método de Jarrett (Eq. 3) foram as que mais se aproximaram das medidas em campo. As velocidades calculadas por Manning também apresentaram velocidades próximas aos dados medidos, para $n=0,05$. Porém, para $n=0,03$ essa diferença aumentou significativamente. Já com o modelo HEC-RAS 2D, ocorreu o resultado inverso, onde o $n=0,03$ as diferenças foram menores em relação aos dados medidos. Isso implica o questionamento do uso da equação de Manning. Tal questionamento já foi manifestado por Ferguson (2010). Executando simulações com modelos hidrológico-hidráulicos, Sanz-Ramos et al. (2021) concluíram que, o valor de n possui um papel importante na determinação do escoamento superficial e enfatizaram ainda que falta muitos dados medidos em campo a fim de determinar os valores de n adequados a cada situação. De qualquer forma, nas Tabelas 5 e 6, verifica-se que a redução de n gera o aumento da velocidade pela natureza da Equação (2) onde a velocidade média é inversamente proporcional a n . Logo, os

coeficientes que melhor representaram as velocidades nos rios do presente estudo foram 0,07 e 0,05.

Ressalta-se que, pelo fato de ter sido utilizado um evento de baixa magnitude para a comparação das velocidades estimadas e medidas, são justificados esses valores de n .

Reid e Hickin (2008) desenvolveram um estudo em cinco rios montanhosos com bacias de contribuição de 12 a 77 km^2 , áreas semelhantes às do presente trabalho. Esses autores verificaram que, os valores de n foram os mais sensíveis às variações no nível dos rios e, conseqüentemente, às de vazões, corroborando com a afirmação acima mencionada. David et al. (2010) mediram 15 seções transversais em rios com declividades variando de 0,195 $m.m^{-1}$ a 0,017 $m.m^{-1}$, com presença de piscinas, cascatas e trechos mais planos, visando verificar os fatores que interferem na variação de n . Concluíram que a declividade do leito e a duração do evento foram as que mais influenciaram na escolha do valor de n . Asano e Uchida (2016) monitoraram a velocidade e a profundidade de um canal montanhoso, com a presença de piscinas naturais, no Japão, utilizando um evento medido com um intervalo de medição de nível de 1 min, durante 59 h. Os autores verificaram que, durante o evento a profundidade da lâmina de água aumentou 4 vezes e a velocidade 12 vezes, em relação às condições normais do rio. Também observaram que o coeficiente de Manning pode não ser indicado para rios com altas declividades, muito embora, vários estudos o utilizem. Uma das alternativas para determinar a velocidade pode ser o uso de drone (Han et al., 2021). Como o drone não exige a entrada no rio para monitoramento e permite a observação rápida e ampla, há uma grande potencialidade do estudo do futuro.

Conclusões

O presente estudo avaliou as velocidades de dois rios de bacias montanhosas: Malacara e Molha Coco, por meio de medição direta em campo e estimativa por equações de Manning e de Jarrett e pelo uso do HEC-RAS 2D. Para verificar a coerência dos valores de velocidades calculadas, realizou-se uma comparação com as velocidades medidas na seção transversal do rio Malacara, onde está instalada uma estação fluviométrica.

As velocidades que mais se aproximaram dos dados medidos em campo foram as calculadas pelo método de Jarrett, sendo a diferença média entre elas de 12%. As velocidades calculadas pelo método de Manning, com $n=0,05$ apresentaram menores diferenças em relação às medidas em

campo. Comparando as velocidades obtidas pela equação de Manning e simulada no HEC-RAS 2D, com o método de Jarrett, os valores que mais se aproximaram foram os estimados para o cenário 2, em que os valores de n foram de 0,05 e 0,07.

O modelo HEC-RAS 2D subestimou as velocidades para a maioria das seções, devido ao fato do MDE utilizado nas simulações não apresentar um bom detalhamento da calha dos rios. Este é um fator limitante para estimar adequadamente as velocidades do fluxo nas seções de controle, uma vez que, as declividades interferem nos cálculos do modelo.

Outra limitação do HEC-RAS 2D é fato do modelo utilizar um valor de n para toda a seção, não considerando a variação do nível d'água ao longo desta. No entanto, apesar dessa limitação, o modelo conseguiu representar espacialmente e temporalmente as velocidades do fluxo para os rios Malacara e Molha Coco.

As equações de Manning e Jarrett e a modelagem com HEC-RAS 2D mostram-se adequados para estimar a velocidade dos rios. Entretanto, a equação de Manning e o modelo HEC-RAS 2D são dependentes do valor de n . Portanto, recomenda-se para trabalhos futuros realizar um levantamento topobatimétrico mais detalhado dos rios das bacias Malacara e Molha Coco, considerando os locais mais íngremes e outras características do leito (ilhas, piscinas e cascatas). Adicionalmente, será necessário aumentar o monitoramento hidrológico para avaliar a velocidade em função da variação temporal e espacial da velocidade do fluxo.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Nível Superior – Brasil (CAPES), Código de Financiamento 001, para a realização deste trabalho e da Prefeitura de Praia Grande, SC para as pesquisas que estão sendo realizadas na região.

Referências

Asano, Y.; Uchida, T. 2016. Detailed documentation of dynamic changes in flow depth and surface velocity during a large flood in a steep mountain stream. *Journal of Hydrology*, v. 541, p. 127–135, 2016. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.04.033

Back, A.J.; Bonetti, A.V. 2014. Chuva de projeto para instalações prediais de águas pluviais de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 19, n. 4, p. 260-267.

Bathurst, J. C. 1985. Flow resistance estimation in mountain rivers, *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 111, p. 625-643. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1985)111:4(625)

Brunner, G. 2016. HEC-RAS River Analysis System, 2-D Modeling User's Manual, Version 5.0. 960p.

Chow, V.T. 1959. *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill. New York. 680 p.

Church, M. 2013. Steep Headwater Channels. In: Shroder, J.; Wohl, E. (org) *Treatise on Geomorphology*. v. 9. Fluvial Geomorphology. Academic Press, San Diego. p. 528-549. DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00253-0

Comiti, F.; Mao, L.; Wilcox, A.; Wohl, E.E.; Lenzi, M.A. 2007. Field-derived relationships for flow velocity and resistance in high-gradient streams, *Journal of Hydrology*, v. 340, p. 48-62. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.03.021

David, G.C.L., Wohl, E.; Yochum, S.E.; Bledsoe, B.P. 2010. Controls on spatial variations in flow resistance along steep mountain streams. *Water Resources Research*, v. 46, n. W03513, p. 1-21. DOI: 10.1029/2009WR008134

Destro, E.; Amponsah, W.; Nikolopoulos, E.I.; Marchi, L.; Marra, F.; Zoccatelli, D.; Borga, M. 2018. Coupled prediction of flash flood response and debris flow occurrence: Application on an alpine extreme flood event. *Journal of Hydrology*, v. 558, p. 225–237, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.01.021

Ferguson, R. 2010. Time to abandon the Manning equation? *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 35, p. 1873–1876. DOI: 10.1002/esp.2091

Ferguson, R.I. 2021. Roughness calibration to improve flow predictions in coarse-bed streams. *Water Resources Research*, v.57, e 2021WR029979. DOI: 10.1029/2021WR029979

Fuchs, S.; Heiser, M.; Schlögl, M.; Zischg, A.; Papathoma-Köhle, M.; Keiler, M. 2019. Short communication: A model to predict flood loss in mountain areas. *Environmental Modelling and Software*, v.117, P. 176–180.

Godoy, M.M.; Binotto, R.B.; Wildner, W. 2012. Geoparque Caminhos dos Cânions do Sul (RS/SC): proposta. In: SCHOBENHAUS, C.; SILVA, C.R. (org.) *Geoparques do Brasil: propostas*, CPRM, Rio de Janeiro: p. 459-492.

Han, X; Chen, K.; Zhong, Q.; Chen, Q.; Wang, F.; Li, D. 2021. Two-Dimensional Space-Time Image Velocimetry for Surface Flow Field of Mountain Rivers Based on UAV Video. *Frontiers in Earth Science*, v.9, 686636. DOI: 10.3389/feart.2021.686636

- Heiser, M.; Hübl, J.; Scheidl, C. 2019. Completeness analyses of the Austrian torrential event catalog. *Landslides*: v.16, p. 2115–2126. DOI 10.1007/s10346-019-01218-3
- Jarrett, R.D. 1984. Hydraulics of high-Gradient Streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 110, p. 1519-1539. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:11(1519)
- Khromova, T.; Nosenko, G.; Nikitin, S.; Muraviev, A.; Popova, V.; Chernova, L.; Kidyayeva, V. 2019. Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries. *Regional Environmental Change*, v. 19, p. 1229–1247. DOI 10.1007/s10113-018-1446-z
- Kobiyama, M.; Goerl, R.F.; Fan, F.M.; Corseuil, C.W.; Michel, G.P.; Dulac, V.F. 2018. Abordagem integrada para gerenciamento de desastres em região montanhosa com ênfase no fluxo de detritos. *Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental*, v. 7, n. esp, p. 31-65. DOI: 10.19177/rgsa.v7e0201831-65.
- Kobiyama, M.; Campagnolo, K.; Menezes, D.; Paixão, M.A. 2020. Manejo da zona ripária para redução de risco de desastres no ambiente montanhoso. In: Magnoni Jr, L.; Freitas, C.M.; Lopes, E.S.S.; Castro, G.R.B.; Barbosa, H.A.; Londe, L.R.; Magnoni, M.G.M.; Silva, R.S.; Teixeira, T.; Figueiredo, W.S. (orgs.) *Redução do risco de desastres e a resiliência no meio rural e urbano*. 2. ed. São Paulo: CPS, p.764-794.
- Manfreda, S; Pizarro, A; Moramarco, T; Cimorelli, Li; Pianese, D; Barbetta, S. 2020. Potential advantages of flow-area rating curves compared to classic stage-discharge-relations. *Journal of Hydrology*, v. 585, p. 1247-1252. doi: 10.1016/j.jhydrol.2020.124752.
- Mazzali, L.H.; Diaz, L.R.; Kobiyama, M.; Campagnolo, K. 2021. Aplicação da NBR 15505-2:2019 na Análise dos Trechos da Trilha do Rio do Boi, no Parque Nacional de Aparados da Serra, Sul do Brasil. *Biodiversidade Brasileira*, v.11, n.4, p.134-147. DOI: 10.37002/biobrasil.v11i4.1688
- Merwade, V.; Cook, A.; Coonrod, J. 2008. GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping, *Environmental Modelling & Software*, v. 23, p. 1300–1311. DOI: 10.1016/j.envsoft.2008.03.005.
- Monteiro, L.R.; Santos, C.I.; Kobiyama, M.; Corseuil, C.W.; Chaffe, C.L.B. 2021. Effects of return periods on flood hazard mapping: an analysis of the UFSC Campus Basin, Florianópolis city, Brazil. *Brazilian Journal of Water Resource*, v.26, Epub. DOI: 10.1590/2318-0331.262120200161
- Morán-Tejeda, M. E.; Fassnacht, S.R.; Lacruz, J.L.; Moreno, J.I.L.; Garcia, S.; González, E.A.; Lara, A.J.C. 2019. Hydro-Meteorological Characterization of Major Floods in Spanish Mountain Rivers. *Water*, v.11, 2641. DOI:10.3390/w11122641.
- Nüsser, M.; Dame, J.; Parveen, S.; Kraus, B.; Baghel, R.; Smidt, S. 2019. Cryosphere-Fed Irrigation Networks in the Northwestern Himalaya: Precarious Livelihoods and Adaptation Strategies Under the Impact of Climate Change. *Mountain Research and Development*, v. 39(2), R1-R11 [online]. Disponível: <https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-18-00072.1>. Acesso: 25 abril, 2022.
- Paixão, M. A.; Kobiyama, M. 2019. Relevant parameters for characterizing mountain rivers: a review. *Brazilian Journal of Water Resources*, v. 24, p. 1-13, DOI: 10.1590/2318-0331.241920180115
- Paixão, M.A.; Corseuil, C. W.; Kobiyama, M.; Gonzalez Avila, I.; Vanelli, F.M.; Oliveira, H.U.; Vasconcellos, S.M.; Campagnolo, K.; Fagundes, M.R. 2021. Occurrence of Multi-Disasters in the Mampituba River Basin, Southern Brazil, During the COVID-19 Pandemic. *International Journal of Erosion Control Engineering*, v.13, n.4, p.84-92.
- Papadaki, C. 2021. Sustainable use of mountain water resources. In: DIMITRIOU, E.; PAPADAKI, C. (orgs.) *Environmental Water Requirements in Mountainous Area*. Elsevier, 1st. Ed. October, 19, Amsterdam, DOI: 10.1016/B978-0-12-819342-6.00004-X.
- Pinos, J.; 2019. Timbe, L. Performance assessment of two-dimensional hydraulic models for generation of flood inundation maps in mountain river basins. *Water Science and Engineering*, v. 12, p. 11-18. DOI: 10.1016/j.wse.2019.03.001
- Prenner, D.; Hrachowitz, M.; Kaitna, R. 2019. Trigger characteristics of torrential flows from high to low alpine regions in Austria. *Science of the Total Environment*, v. 658, p. 958-972. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.12.206
- Reid, D.E.; Hickin, E.J. 2008. Flow resistance in steep mountain streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 33, p. 2211–2240. DOI: 10.1002/esp.1682
- Ronsani, G. 1999. *Praia Grande, Cidade dos Canyons-180 anos de história*. Praia Grande: Do autor, 1999. 171p.

- Ruiz-Villanueva, V.; Bodoque, J.M.; Ballesteros Cánovas, J.A.; Stoffel, M. 2013. Characterization of flash floods in small ungauged mountain basins of Central Spain using an integrated approach, *Catena*, v. 110, p. 32-43. DOI: 10.1016/j.catena.2013.06.015
- Santos, I.; Fill, H.D.; Sugai, M.R.B.; Buba, H.; Kishi, R.T.; Marone, E.; Lautert, L.F. 2001. *Hidrologia aplicada*. Curitiba: CEHPAR. 372p.
- Sanz-Ramos, M.; Bladé, E.; González-Escalona, F.; Olivares, G.; Aragón-Hernández, J.L. 2021. Interpreting the Manning Roughness Coefficient in Overland Flow Simulations with Coupled Hydrological-Hydraulic Distributed Models. *Water*, v.13, 3433. DOI: 10.3390/w13233433
- Scheibe, L. F.; Buss, M. D.; Furtado, S. M. A. 2010. Atlas ambiental da Bacia do rio Araranguá: Santa Catarina – Brasil – Florianópolis: UFSC: Cidade Futura, 64 p.
- SDS – Secretaria de Desenvolvimento Sustentável. Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de Santa Catarina, 2010. Disponível em: <http://sigsc.sds.sc.gov.br/download/index.jsp>. Acesso em: 15 abr. 2020.
- Schlögel, R.; Kofler, C.; Gariano, S.L.; Van Campenhout, J.; Plummer, S. 2020. Changes in climate patterns and their association to natural hazard distribution in South Tyrol (Eastern Italian Alps). *Nature. Scientific Reports* DOI:10.1038/s41598-020-61615-w
- Schneiderbauer, S.; Pisa, P.F.; Delves, J.L.; Pedoth, L.; Rufat, S.; Erschbamer, M.; Thaler, T.; Carnelli, F.; Granados-Chahin, S. 2021. Risk perception of climate change and natural hazards in global mountain regions: A critical review. *Science of the Total Environment* 784. 146957. DOI: [oi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146957](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146957)
- Sehnm, G.; Rodrigues, G.P.; Camargo, G.I.L.; Corseuil, C.; A´Quino, C.A. 2015. Análise da morfometria de bacias hidrográficas sujeitas a inundações na região sul de Santa Catarina – Brasil. In: XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Brasília. Anais... p. 1-8.
- Skoulikidis, N.T.; 2021 Mountainous areas and river systems. In: DIMITRIOU, E.; PAPADAKI, C. (orgs.) *Environmental Water Requirements in Mountainous Area*. Elsevier, 1st. Ed. October, 19, Amsterdam, DOI: 10.1016/B978-0-12-819342-6.00004-X.
- Stephenson, D. 2002. Integrated flood plain management strategy for the Vaal. *Urban Water*, v. 4, p. 423-428. DOI: 10.1016/S1462-0758(02)00032-8
- Stoffel, M.; Wyzga, B.; Marston, R. A. 2016. Floods in mountain environments: A synthesis. *Geomorphology*, v. 272, p. 1-9. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.07.008
- Tao, J.; Barros, A. P. 2014. Coupled prediction of flood response and debris flow initiation during warm- and cold-season events in the Southern Appalachians, USA. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 18, p. 367-388. DOI: 10.5194/hess-18-367-2014
- Tenzen, M.A.M. 2008. Áreas de risco geoambiental em Praia Grande/SC: análise do evento catastrófico de março de 2007. Monografia (Especialização em Geografia com ênfase em Estudos Regionais), Universidade do Extremo Sul Catarinense, Criciúma. 78p.
- Teng, J.; Jakeman, A.J.; Vaze, J.; Croke, B.F.W.; Dutta, D.; Kim, S. 2017. Flood inundation modelling: A review of methods, recent advances and uncertainty analysis. *Environmental Modelling & Software*, v. 90, p. 201-216. DOI: 10.1016/j.envsoft.2017.01.006
- Thompson, D.M. 2013. Pool–Riffle, *Treatise on Geomorphology*, v. 9, p. 364-378. DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00246-3
- Thorne, C.R.; Zevenbergen, L.W. 1985. Estimating mean velocity in mountain rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 111 p. 612-624, 1985. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1985)111:4(612)
- Vasconcellos, S.M.; Kobiyama, M.; Dagostin, F.S.; Corseuil, C.W.; Castiglio, V.S. 2021. Flood Hazard Mapping in Alluvial Fans with Computational Modeling. *Water Resources Management*, v.35, p.1463–1478. Doi: 10.1007/s11269-021-02794-7
- Wang, Q.; Fan, X.; Wang, M. 2016 Evidence of high-elevation amplification versus Arctic amplification. *Scientific Reports*. n. 6. DOI: [0.1038/srep19219](https://doi.org/10.1038/srep19219).
- Williamson, S.N.; Zdanowicz, C.; Anslow, F.S.; Clarke, G.K.C.; Copland, L.; Danby, R.K.; Flowers, G.E.; Holdsworth, G.; Jarosch, A.H.; Hik, D.S. 2020. Evidence for Elevation-Dependent Warming in the St. Elias Mountains, Yukon, Canada. *Journal of Climate*, v.33, p. 3253–3269. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0405.1
- Yochum, S.E.; Bledsoe, B.P.; David, G.C.L.; Wohl, E. 2012. Velocity prediction in high-gradient channels. *Journal of Hydrology*, v. 424-425, p. 84-98. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.12.031
- Zambrano, F.C.; Kobiyama, M.; Pereira, M.A.F.; Michel, G.P.; Fan, F.M. 2020. Influence of different sources of topographic data on flood mapping: urban area São Vendelino

municipality, southern Brazil. *Brazilian Journal of Water Resources*, v. 25, e40, 2020. DOI: 10.1590/2318-0331.252020190108
Zhang, G.; Cui, P.; Yin, Y.; Liu, D.; Jin, W.; Wang, H.; Yan, Y.; Ahmed, B.N.; Wang, J. (2019). Real-time monitoring and estimation of the discharge of flash floods in a steep mountain

catch. *Hydrological Processes*. v.33, P. 3195-3212. DOI: 10.1002/hyp.13551
Zimmermann, A. 2010. Flow resistance in steep streams: an experimental study, *Water Resources Research*, v. 46, p. 1-18. DOI: 10.1029/2009WR007913