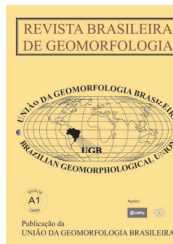


www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 22, nº 1 (2021)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v22i1.1317>



# EFICÁCIA DE MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA CARGA SÓLIDA TOTAL EM RIOS DE LEITOS ROCHOSOS

## EFFICACY OF METHODS FOR ESTIMATING TOTAL SOLID LOAD IN BEDROCK RIVERS

**Edivaldo Geffer**

*Instituto Federal Mato Grosso do Sul*

*Rodovia BR-463, km 14, s/n°, Ponta Porã, Mato Grosso do Sul. CEP: 79909-000. Brasil*

*ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-5754-7539>*

*E-mail: [edivaldo.geffer@ifms.edu.br](mailto:edivaldo.geffer@ifms.edu.br)*

**Leandro Redin Vestena**

*Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Centro-Oeste*

*Alameda Élio Antônio Dalla Vecchia 838, Guarapuava, Paraná. CEP 85040-167. Brasil*

*ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-6210-3094>*

*E-mail: [lvestena@unicentro.br](mailto:lvestena@unicentro.br)*

### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):

19/12/2019

Aceito (Accepted):

05/08/2020

### Palavras-chave:

Transporte de Sedimento; Hidrossedimentologia; Geomorfologia Fluvial.

### Keywords:

Sediment Transport; Hydrossedimentology; Fluvial Geomorphology.

### Resumo:

O presente trabalho teve como objetivo testar a eficácia de métodos de estimativa da carga sólida fluvial em rios de leito predominantemente rochosos, de bacias com diferentes tipos de uso da terra, em Guarapuava, região central do Estado do Paraná. A partir de dados hidrossedimentológicos medidos na bacia hidrográfica do Cascavel, e em quatro de suas sub-bacias, em 13 eventos de chuva entre julho de 2015 e novembro de 2016, aplicaram-se e avaliaram-se os métodos indiretos de cálculo da descarga sólida total fluvial de Colby, Karim, Engelund & Hansen e Cheng. Na bacia do Cascavel, o método de Cheng, seguido pelo de Colby foram os que aprestaram melhores resultados na estimativa da descarga sólida total, com uma diferença percentual entre os dados medidos e estimados de 67,77% e 73,66%, respectivamente. Nas sub-bacias verificaram-se grandes diferenças entre a descarga sólida total medida e estimada. O método que apresentou menor diferença percentual relativa entre a carga sólida total medida e estimada variou nos eventos de chuva e sub-bacias. Constatou-se não haver um método indireto de cálculo da descarga sólida total mais indicado para rios de leito rochosos, em razão da eficiência dos métodos terem variado nos eventos e bacias. O transporte de sedimento fluvial mostrou-se complexo, e está associado principalmente às especificidades ambientais do local e as formas de manejo do solo.

### Abstract:

The objective of this study was to verify the efficacy of methods for estimating solid fluvial solid in predominantly bedrock rivers, in catchments with different

types of land use, in Guarapuava, in the central region of the state of Paraná. Using hydrosedimentological data measured in the Cascavel catchment, and in four of its sub-catchments, during 13 rain events between July 2015 and November 2016, the Colby, Karim, Engelund & Hansen, and Cheng indirect methods for calculating total solid fluvial load were applied and assessed. In the Cascavel catchment, the Cheng method, followed by the Colby method, provided the best results for estimating total solid discharge, with a percentage difference between the measured and estimated data of 67.77% and 73.66%, respectively. Large differences between total measured and estimated solid discharges were found in the sub-catchments. The method with the lowest relative percentage difference between total measured and estimated solid load varied in the rain events and sub-catchments. We found that there is no indirect method for calculating total solid discharge that is more appropriate for bedrock rivers, because the efficiency of the methods varied in the events and catchments. Fluvial sediment transport was found to be complex and is mainly associated with local environment specificities and soil management practices.

## Introdução

Em termos de degradação ambiental, a perda de solo tem sido amplamente discutida em função dos prejuízos que ocasiona (GAY *et al.*, 2014). Porém o primeiro dos impactos é a perda do solo, seguido pelos sedimentos transportados e depositados, esses ocasionam alterações físicas nos canais de drenagens, bem como na propriedade da água.

Os sedimentos transportados nos canais fluviais são influenciados por variáveis como a inclinação da vertente, tipo de cobertura e manejo do solo, forma da bacia, material de formação do solo, intensidade, duração e frequência da chuva (OEURNING *et al.*, 2010).

A carga de sedimento transportada pelos rios de leitos rochosos é originada principalmente nas vertentes da bacia hidrográfica. O transporte de sedimento de locais fonte para a saída da bacia depende fortemente da magnitude dos eventos climáticos e dos processos hidrogeomorfológicos que definem as partículas em movimento e a quantidade de sedimento transportada (GAY *et al.*, 2014). A exportação de sedimento em bacia hidrográfica varia na escala temporal.

Vários são os métodos indiretos para estimativa da carga sólida transportada nos rios (YANG, 1996; MORRIS & FAN, 1997; JULIEN, 1998; PAIVA, 2003; CARVALHO, 2008). Alguns calculam apenas a descarga sólida total, enquanto outros a descarga sólida de leito e/ou em suspensão.

Os métodos de estimativa da carga sólida de leito até 1960 apresentavam três enfoques: equações do tipo Du-Boys – estimam a carga de sedimento com base na tensão de cisalhamento e no movimento incipiente, estão em desuso; equações do tipo Schoklistsch – a carga de sedimento é obtida a partir de uma relação de descarga, são utilizadas em países da Europa; e equações

do tipo Einstein – a carga de sedimento é calculada pela concepção de probabilidade de remoção, relacionando força hidrodinâmica de sustentação com o peso da partícula, encontram-se em uso (WOHL, 1993; MONTGOMERY & GRAN, 2001; PAIVA, 2003).

No Brasil, alguns trabalhos avaliaram métodos indiretos para cálculo da descarga sólida fluvial (PAIVA, 1995; SCAPIN *et al.*, 2007; VESTENA, 2008; ALMEIDA, 2012; ALVES SOBRINHO *et al.*, 2013). Esses trabalhos foram aplicados para rios de grande porte em sua maioria e não se tem registro de avaliações de métodos indiretos para cálculo da descarga sólida fluvial aplicados em rios com leito rochosos ou misto rochoso-aluvial.

Para Tinkler & Whol (1998), os canais rochosos propriamente ditos, não possuem qualquer tipo de cobertura aluvial e longas extensões. Segundo os autores, os canais rochosos são melhor definidos como misto rochoso-aluvial. Um canal rochoso ou misto pode apresentar pequenos trechos de cobertura aluvial com pouca espessura e mobilizável. A cobertura aluvial não é contínua no tempo e no espaço e a incisão no substrato rochoso é ativa. A presença de trechos de leito rochoso e aluvial em um rio é definida pelas características do relevo, declividade do talvegue, e propriedades dos sedimentos transportados (HOWARD, 1998).

Os canais rochosos se caracterizam por não apresentarem substancialmente incisão vertical ou lateral. Nesta visão, os canais rochosos se subdividem em três tipos: 1) os canais confinados na rocha, tendo a exposição rochosa no leito e nas margens; 2) os canais com margens rochosas existindo a presença de cobertura aluvial no leito; e 3) os canais que se caracterizam pela exposição rochosa apenas no leito (TUROWSKI *et al.*, 2008).

Para Lima & Binda (2013), os processos erosivos em leitos rochosos dependem das características químicas, bem como do material do qual a rocha é constituída. Porém, os tipos de processos erosivos, bem como a eficácia deste na modelagem da morfologia do leito, estabelecem um conjunto de relações e ações, que contribuem direta ou indiretamente para definir a forma do leito e sua evolução.

Nos rios com leito rochoso-aluvial, a erosão no leito começa quando a cobertura aluvial é removida, a incisão dar-se principalmente pela ação dos sedimentos sobre o leito. A erosão no leito é dada pela relação entre a taxa de sedimentos de suprimento e remoção que se constitui de modo diferenciado, influenciada pelo substrato rochoso e pelas atividades antrópicas, desenvolvida nas vertentes ou no próprio leito fluvial (LIMA & BINDA, 2013).

Muitos estudos sobre rios de leito aluvial foram desenvolvidos na ciência geomorfológica, no entanto, os estudos direcionados a leitos rochosos ou mistos rochoso-aluvial, começaram efetivamente a serem realizados, a partir da década de 1990 (HOWARD *et al.*, 1994; TINKLER & WHOL, 1998; WHIPPLE & MEADE, 2004; TUROWSKI *et al.*, 2008; LIMA, 2009).

A morfologia dos rios de leito rochoso é diferente da de rios aluviais, essencialmente, por apresentar maior declividade (TINKLER & WOHL, 1998). Um fluxo crítico e uma vazão de máxima eficiência são determinados por altas declividades. Tais condições ampliam a potência do escoamento e a tensão de cisalhamento, de forma que os sedimentos são removidos e transportados.

Os processos erosivos constituem um conjunto de relações e ações que contribuem direta ou indiretamente para determinar a morfologia do canal e sua evolução. Tendo a ação das águas, uso e ocupação dos solos, impactando ou interferindo nas vertentes do canal fluvial (CARVALHO, 2008).

A erosão em rios de leito misto rochoso-aluvial se dá predominantemente durante os períodos em que a vazão é geomorfologicamente dominante apresentando competência para a mobilização da carga sedimentar depositada em trechos do leito fluvial. Neste sentido, a erosão em leito rochoso ocorre quando o fluxo possui intensa capacidade de transporte, quando comparado a quantidade de sedimentos transportada (LIMA, 2009). A erosão ocorre principalmente em razão da força hidráulica do fluxo, e se processa com mais intensidade

em rios de leitos rochosos com substratos mais fraturados. Essa relação é importante devido ao fato de que a cobertura aluvial deve ser removida para ação da força hidráulica no leito rochoso.

Este estudo verificou a eficácia de métodos indiretos de cálculo da descarga sólida fluvial, em pequenos rios de leito rochosos em bacias com diferentes tipos de uso da terra. Os métodos indiretos de cálculo da carga sólida total fluvial testados foram o de Colby (1957); Engelund & Hansen (1967); Karim (1998); e Cheng (2002), de acordo com a aplicabilidade para rios de pequeno porte.

A pesquisa foi realizada no município de Guarapuava, na bacia hidrográfica do rio Cascavel (BHC), e em quatro de suas sub-bacias, em rios com leito predominantemente rochoso, sendo três localizadas na área urbana, e uma na área rural. A escolha destas sub-bacias ocorreu em função de apresentarem morfologia e morfometria semelhantes, em contraste com seus diferentes graus de urbanização e de uso do solo.

### **Área de Estudo**

A BHC se localiza no município de Guarapuava, região Centro-Sul do Estado do Paraná. Esta bacia tem como rio principal o Cascavel, o qual é tributário da bacia do rio Jordão. Este, por sua vez, deságua no rio Iguaçu, afluente do rio Paraná. A BHC situa-se entre os paralelos 25° 18' 03" e 25° 26' 19" de latitude Sul e os meridianos 51° 24' 49" e 51° 32' 07" de longitude Oeste (Gw) no reverso da escarpa basáltica da Serra da Esperança, Terceiro Planalto Paranaense, a uma altitude média em torno de 1.015 metros. Possui sua rede de drenagem inserida em uma área composta por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), constituída por derrames e *sills* basálticos toleíticos de composição predominantemente básica de idade jurássica-cretácea (MINEROPAR, 2001).

O clima é o subtropical mesotérmico úmido (THOMAZ & VESTENA, 2003). A média anual de precipitação é 1.920,84 (mm), com índices pluviométricos elevados no período sazonal de Verão e Primavera.

O rio Cascavel drena a cidade de Guarapuava no sentido nordeste ao sudoeste, ao passo que seus afluentes: arroio Carro Quebrado, arroio Barro Preto e arroio do Engenho drenam a cidade em sentido leste ao oeste, em função de um padrão de drenagem controlado

pela estrutura do substrato rochoso local (BINDA & BERTOTTI, 2008).

O canal fluvial do rio Cascavel está sobre uma estrutura de falha NE-SO, que condiciona a direção de sua drenagem, os seus divisores topográficos, e um padrão de drenagem dendrítico, com alto grau de ramificação, condicionado pelo substrato rochoso (MINEROPAR, 1992). A declividade média da BHC é de 6,4%, apresentando relevo pouco dissecado.

A BHC é constituída por sub-bacias, porém, neste trabalho, optou-se pelas seções fluviais rochosas próxi-

ma a exutória na BHC e em quatro de suas sub-bacias: sendo três localizadas na área urbana - sub-bacia hidrográfica do Barro Preto (SBHBP); sub-bacia hidrográfica do Carro Quebrado (SBHCQ); sub-bacia hidrográfica do Engenho (SBHE); e uma localizada na área rural, a sub-bacia hidrográfica do Monjolo (SBHM) (Figura 1). A BHC possui área total de 80,87 km<sup>2</sup>, sendo que 68,6%, ou seja, 55,48 km<sup>2</sup> está inserida na área urbana oficial de Guarapuava. Sendo que, 81,77% da área urbana de Guarapuava está na BHC. O rio principal apresenta uma extensão de 26,27 km.

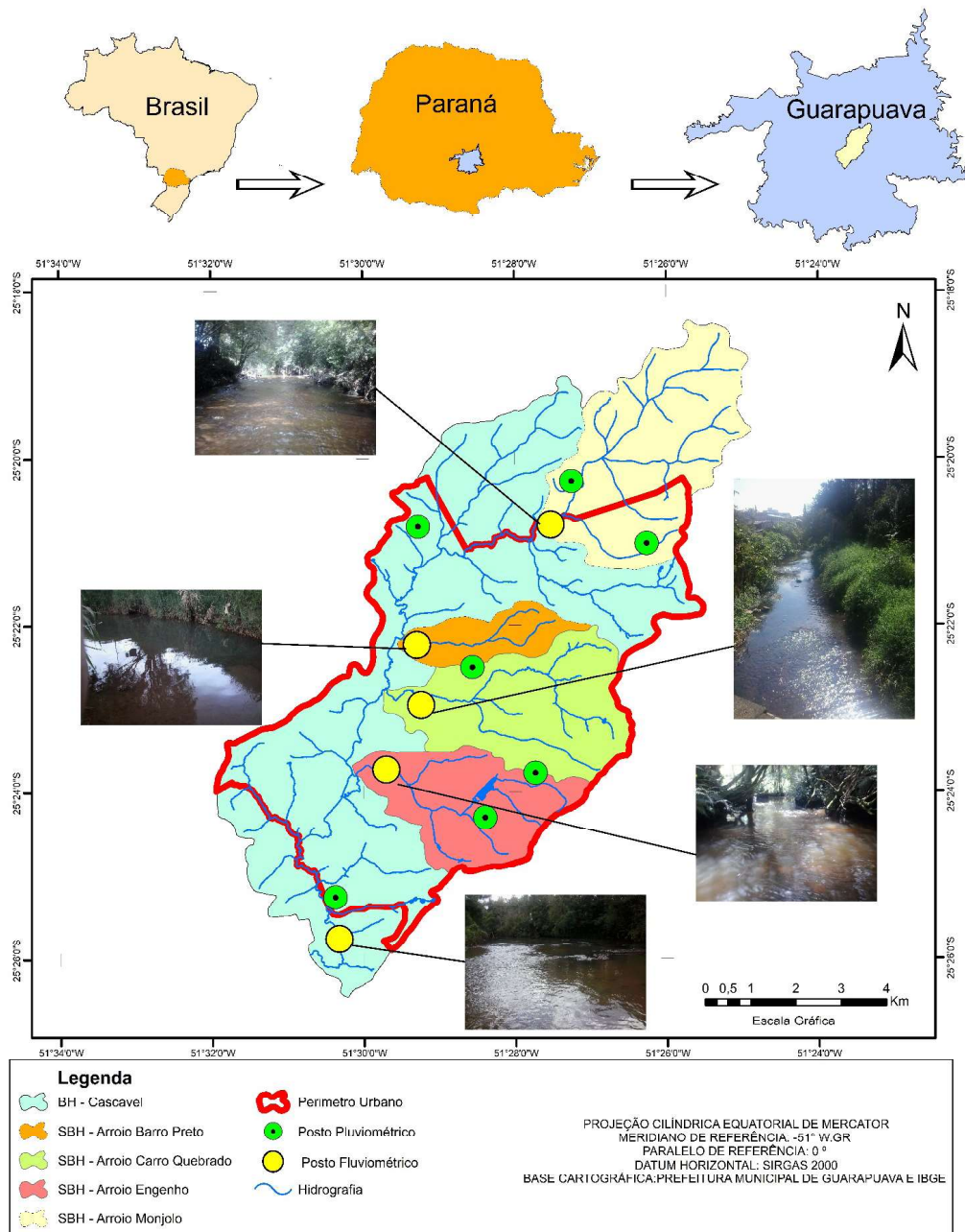


Figura 1 - Localização da área de estudo.

A escolha destas sub-bacias também ocorreu em função de apresentarem morfologia e morfometria semelhantes, em contraste com seus diferentes graus de urbanização e de uso do solo.

As SBHCQ, SBHE e SBHBP estão localizadas na área urbana da cidade de Guarapuava, tendo uso e ocupação do solo predominante de construções e áreas impermeabilizadas, apresentando trechos fluviais canalizados que, conseqüentemente, alteraram as feições morfológicas fluviais naturais. Na SBHCQ, o grau de urbanização é mais intenso do que o apresentado nas SBHE e SBHBP. Nas margens do arroio do Engenho (SBHE) verificou-se a presença de implementos urbanos que podem contribuir para o aumento da carga sedimentar, mais especificadamente de uma faixa lateral ao curso de água principal, que é usado para o cultivo de olericulturas. Enquanto, que na SBHBP níveis de

urbanização avançados próximo ao leito fluvial, há presença de muros e paredes de residências, em alguns casos sobrepostos por ruas, calçadas e construções.

A SBHM diferencia-se das demais sub-bacias escolhidas, pelo fato de estar localizada predominantemente em área rural do município de Guarapuava e possuir cobertura vegetal arbóreo-arbustiva em quase 50% de sua área. Em relação às demais sub-bacias, de modo geral, a SBHM apresenta margens fluviais com poucas alterações antrópicas e vegetação ripária preservada. A presença de vazão específica é maior nas SBHCQ, SBHE e SBHBP em função do tipo de uso da terra (OLIVEIRA, 2011), podendo potencializar maiores cargas de sedimento transportado (Tabela 1). Na BHC, a série histórica de vazão específica média é de 30 a 40 l/s.km<sup>2</sup>, conforme dados do Instituto de Águas do Paraná (AGUASPARANÁ, 1998).

**Tabela 1: Dados da vazão durante as medições da descarga sólida.**

Área de drenagem	Área (km <sup>2</sup> )	Uso da terra (predominante)	Vazão máxima (m <sup>3</sup> /s)	Vazão mínima (m <sup>3</sup> /s)	Vazão média (m <sup>3</sup> /s)	Vazão específica média (l/s.km <sup>2</sup> )
BHC	80,87	Misto (Urbano)	26,35	1,87	9,82	121,43
SBHBP	3,44	Urbano	13,56	0,11	3,09	898,26
SBHCQ	11,58	Urbano	15,79	0,25	5,11	441,28
SBHE	8,65	Urbano	8,82	0,83	3,57	412,72
SBHM	15,04	Misto (Rural)	3,02	0,33	1,60	106,38

### Metodologia

Foram realizadas treze campanhas de medição da descarga líquida e sólida total, durante eventos de chuva ocorridos entre julho de 2015 a novembro de 2016, em

cinco seções fluviais na BHC, totalizando 65 medições. Nas campanhas de medição, em cada seção fluvial, realizou-se a medição da vazão, da descarga sólida de arrasto ou de leito e a coleta de amostra de sedimento de leito e em suspensão (Figura 2).

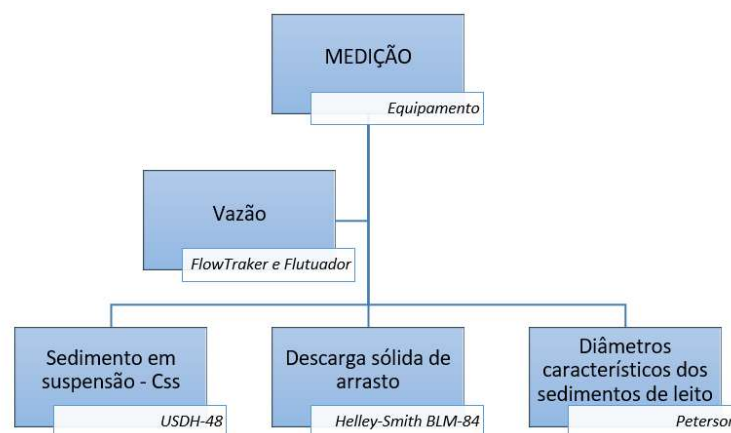


Figura 2 – Medições e amostragem realizadas em cada uma das seções fluviais.

A medição da vazão (Q) deu-se utilizando-se um medidor acústico Doppler (*FlowTracker*), de acordo com os procedimentos descritos em Santos et al. (2001). Em situações de vazão crítica (nível de água alto e grande poder de transporte) com velocidades superiores a 4,5 m/s, utilizou-se o método do flutuador para estimativa da vazão (PALHARES *et al.*, 2007).

A amostragem de sedimento em suspensão foi realizada na seção fluvial por integração vertical usando-se um amostrador de sedimento em suspensão USDH-48, como descrito em Carvalho (2008). E a coleta de sedimento de leito usando um amostrador Peterson tipo draga para a caracterização da granulometria por peneiramento a seco.

A descarga sólida de arrasto foi medida utilizando-se de um amostrador modelo Helley-Smith BLM-84. As medidas foram realizadas em cinco verticais da seção transversal fluvial, por quinze minutos, onde foi medida a vazão. A descarga sólida de arrasto ( $Q_{sa}$ ) t/dia foi obtida por meio da Eq. (1), em que  $E_r$  é a eficiência de amostragem do equipamento ou de retenção;  $q_{sai}$ , a descarga de arrasto parcial, dada pela divisão do peso seco amostrado pelo tempo de medida e largura do bocal do amostrador, em  $\text{kg/s}^{-1}/\text{m}^{-1}$ ; e  $li$  é a distância entre a metade da largura do ponto medido para a metade da largura do outro ponto, em metros (os pontos extremos terão suas distâncias consideradas até a margem) (WMO, 1981).

$$Q_{sa} = \frac{86,4}{E_r} \left( \frac{q_{sa1}}{2} \cdot l_1 + \frac{q_{sa1} + q_{sa2}}{2} \cdot l_2 + \dots + \frac{q_{sa-1} + q_{san}}{2} \cdot l_{n-1} + \frac{q_{san}}{2} \cdot l_n \right) \quad (1)$$

Os dados de chuva utilizados foram monitorados por sete pluviógrafos automáticos distribuídos na BHC (Figura 1): 1) um da Estação Agrometeorológica de Guarapuava do Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR); 2) dois do Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais (CEMADEN); e 3) quatro do Laboratório de Hidrologia da Unicentro.

A chuva em cada uma das áreas de drenagem foi estimada pelo método da média aritmética.

O método utilizado para a determinação da  $C_{ss}$  deu-se em função da quantidade de sedimento presente na amostra. Para as amostras de sedimentos com  $C_{ss}$  superior a 44g/L, usou-se o método de evaporação e

para as inferiores o de relação com a turbidez. A adoção da relação turbidez  $C_{ss}$  deu-se em função de estudo na região ter comprovou sua eficiência (THOMAZ & PERETO, 2016) e pela sua facilidade e rapidez na aplicação.

A turbidez foi obtida da leitura média de três repetições utilizando-se de um turbidímetro portátil, da marca Hanna, modelo HI93703. O equipamento faz a leitura em FTU (*Formazine Turbidity Unit*), sendo a concentração de sedimento em suspensão, em g/L, obtida empregando-se a Eq. (2), validada na região de Guarapuava-PR, sendo  $T$  o valor da turbidez, em FTU, e  $C_{ss}$  a concentração de sedimento em suspensão, em g/L (THOMAZ & PERETO, 2016).

$$C_{ss} = 0,0004T + 0,0446 \quad (2)$$

A descarga sólida em suspensão ( $Q_{ss}$ ) medida t/dia foi obtida por meio da Eq. 2, em que Q é a vazão em  $\text{m}^3/\text{s}$  e  $C_{ss}$  a concentração de sedimento em suspensão em mg/L ou ppm.

$$Q_{ss} = 0,0864 \cdot Q \cdot C_{ss} \quad (3)$$

A descarga sólida total medida em campo deu-se por meio da soma entre a descarga sólida de leito/arrasto e a descarga sólida em suspensão ( $Q_{st} = Q_{sa} + Q_{ss}$ ).

A descarga sólida total medida em cada um dos eventos de chuva foi comparada com a descarga sólida total estimada por métodos indiretos em cada uma das seções fluviais.

Os métodos indiretos de estimativa de cálculo da descarga sólida total de Colby (1957), Engelund & Hansen (1967), Karim (1998) e Cheng (2002) foram aplicados, utilizando-se de dados e informações pontuais obtidas nos levantamentos de campo.

Os dados empregados para aplicação do método de Colby (1957) foram: velocidade média, descarga líquida, largura da seção, profundidade média e concentração de sedimentos em suspensão. A descarga sólida total ( $Q_{st}$ ) é a soma da descarga sólida medida ( $Q_{sm}$ ) com a descarga sólida não medida ( $Q_{nm}$ ), ou seja:

$$Q_{st} = Q_{sm} + Q_{nm} \quad (4)$$

O método de Karim (1998) estima a descarga total de sedimento por unidade de largura, a partir de experimentos considerando a velocidade de atrito (m/s), a velocidade média do escoamento (m/s) e a velocidade de queda das partículas (m/s) (KARIM, 1998). Nos ensaios de Karim (1998), o  $D_{50}$  oscilou entre 0,137 e 28,65 mm e a concentração de sedimento entre 20 e 49,3 ppm. O  $D_{50}$  representa o diâmetro mediano da partícula, para o qual 50% do material do leito são mais finos.

Para o emprego do método de Karim (1998) utilizaram-se os parâmetros:  $B$ : largura da superfície do canal (m);  $S$ : declividade da linha d'água (m/m);  $D_{50}$ : diâmetro do grão de sedimento, para o qual 50% do material do leito são mais finos (m);  $d$ : profundidade hidráulica (m); e  $\nu$ : viscosidade cinemática da água ( $m^2/s$ ). A descarga total de sedimentos por unidade de largura em  $kgf/m.s$  ( $q_s$ ) foi estimada pela Eq. (5):

$$\frac{q_s}{\sqrt{g \cdot \Delta \cdot D_{50}^3}} = 0,00139 \left( \frac{U}{\sqrt{g \cdot \Delta \cdot D_{50}}} \right)^{2,97} \left( \frac{U_*}{W} \right)^{1,47} \quad (5)$$

onde:

$\Delta$  é definido pela diferença entre o peso específico do sedimento ( $2,65 \text{ t/m}^3$ ) e o peso específico da água ( $1,00 \text{ t/m}^3$ ), igual a  $1,65$ ; e

$W$  é a velocidade de queda das partículas (m/s), obtida por:

$$W = \left( \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36 \cdot \nu^2}{g \cdot \Delta \cdot D_{50}^3}} - \sqrt{\frac{36 \cdot \nu^2}{g \cdot \Delta \cdot D_{50}^3}} \right) \cdot \sqrt{g \cdot \Delta \cdot D_{50}} \quad (6)$$

E a descarga sólida em ton/dia utilizando-se da Eq. (7):

$$Q_{st} = q_s \cdot B \cdot 86400 \cdot 2,65 \quad (7)$$

Na aplicação do método de Engelund & Hansen (1967) utilizaram-se os dados:  $\gamma$  peso específico da água, igual a  $1 \text{ ton/m}^3$ ;  $\gamma_s$ : peso específico do sedimento, igual a  $2,65 \text{ ton/m}^3$ ;  $g$ : aceleração da gravidade, igual a  $9,815 \text{ m/s}^2$ ;  $U$ : velocidade média do escoamento (m/s);  $S$ : declividade da linha d'água (m/m);  $R_h$ : raio hidráulico (m); e  $B$ : largura da superfície da água (m).

A tensão de atrito média da corrente em  $kgf/m^2$  ( $\tau_0$ ) é tida pela equação:

$$\tau_0 = \gamma \cdot R_h \cdot S \quad (8)$$

Calculou-se a descarga sólida total do material transportado em  $kgf/m.s$  ( $q_s$ ) pela fórmula:

$$q_s = 0,05 \cdot \gamma_s \cdot U^2 \cdot \left[ \frac{D_{50}}{g \cdot \left( \frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)} \right]^{\frac{1}{2}} \cdot \left[ \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) \cdot D_{50}} \right]^{\frac{3}{2}} \quad (9)$$

A descarga sólida total em ton/dia é dada por:

$$Q_{st} = q_s \cdot B \cdot 86,4 \quad (10)$$

Na estimativa da  $Q_{st}$  pelo método de Cheng (2002), usou-se o  $D_{50}$  e  $B$ : largura do canal (m). A descarga total de sedimentos por unidade de largura ( $qb$ ) foi obtida pela equação:

$$\Phi = \frac{qb}{D_{50} \cdot \sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_{50}}} \quad (11)$$

Sendo, o parâmetro adimensional da tensão de atrito dado pela Eq. (12) e o de transporte dado pela Eq. (13).

$$\Theta = \frac{U_*^2}{\Delta \cdot g \cdot D_{50}} \quad (12)$$

$$\Phi = 13 \cdot \Theta^{1,5} \exp\left(-\frac{0,05}{\Theta^{1,5}}\right) \quad (13)$$

A descarga sólida em t/dia é dada por:

$$Q_{st} = q_s \cdot B \cdot 86400 \cdot 2,65 \quad (14)$$

A eficiência dos métodos foi avaliada por meio da comparação entre os valores de descarga sólida estimada e medida nas diferentes seções fluviais, por meio do cálculo da diferença percentual relativa, dado pela Eq. (15):

$$DIF(\%) = \sum \sqrt{\frac{Q_{st_{med}} - Q_{st_{cal}}}{Q_{st_{med}}}} \cdot \frac{1}{n} \quad (15)$$



Em que:  $DIF$  (%) a diferença percentual relativa;  $Q_{st_{med}}$  é a carga total de sedimento medida por meio da soma entre a descarga sólida de leito/arrasto e a descarga sólida em suspensão;  $Q_{st_{cal}}$  é a carga total de sedimento calculada; e  $n$  é o número de amostragem.

A diferença percentual relativa retrata a média dos desvios entre os valores calculados e medidos. Deste modo, apresenta resultados mais satisfatórios do que uma simples relação entre os valores calculados e observados.

## Resultados e Discussões

A volume de sedimento transportado depende da quantidade de sedimento disponível nas áreas fontes de sedimentos. Dessa forma, verificou-se que a carga sólida em suspensão ( $Q_{ss}$ ) pode variar significativamente no espaço, principalmente em bacias hidrográficas que apresentam significativas variações na vazão e altas taxas de concentração de fluxo fluvial, como verificado na BHC e suas sub-bacias, com uso da terra predominantemente urbano. Essa variação na quantidade de sedimento transportada está associada ao conceito de descarga efetiva.

A descarga efetiva é constituída pela vazão que

transporta maior quantidade de sedimentos (MARLETTE & WALKER, 1968), estabelecida pelo ponto médio de descarga líquida com maior regime de transporte de sedimento (FERNANDEZ, 2010). A descarga efetiva difere muitas vezes da descarga dominante (WOLMAN & LEOPOLD, 1957) definida como a descarga líquida que mais transporta água durante o ano hidrológico (ou série histórica).

O cascalho predominou nas secções fluviais da SBHM, SBHBP e SBCQ, e a areia nas secções da SBHE e BHC (Figura 3). De modo geral, constatou-se na bacia hidrográfica que o diâmetro médio dos sedimentos de leito diminui de montante para jusante ao longo da rede de drenagem. O tamanho médio do sedimento de leito nas cabeceiras dos rios tende a ser maior (cascalho e seixo) e ao passo que são transportados acabam se fracionando, transformando-se em sedimentos com menor granulometria (areia, silte e argila) (SCHUM, 1977).

A  $C_{ss}$ , na maioria dos 13 eventos, foi maior na SBHCQ, mais especificadamente em sete eventos, seguido pela BHC, em cinco eventos. No entanto, maior  $C_{ss}$  não necessariamente representou uma maior quantidade de sedimento em suspensão transportada, uma vez que a carga de sedimento depende da vazão (Tabela 2).

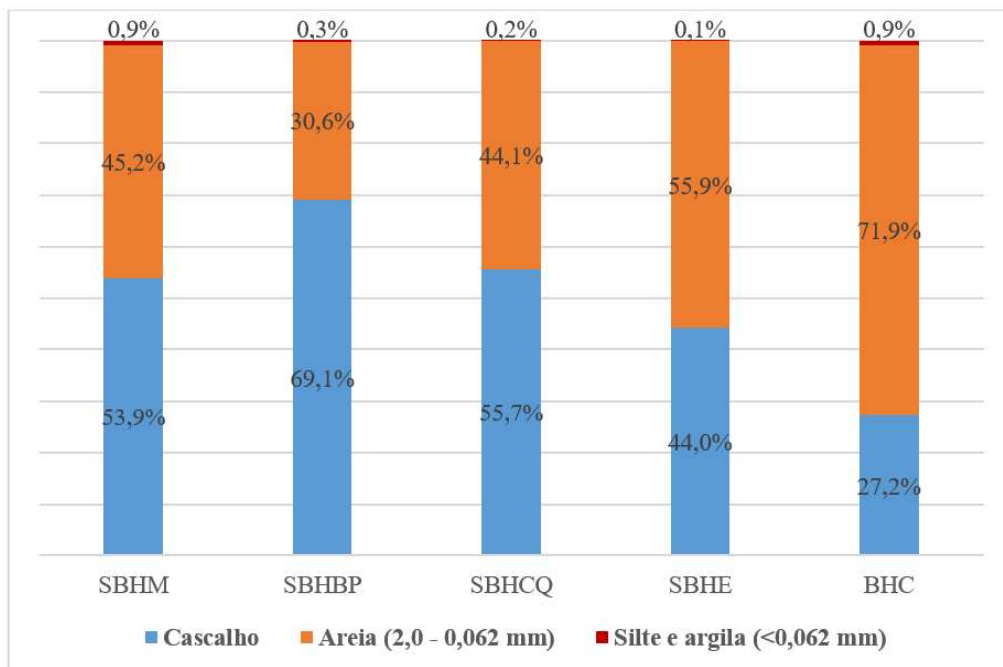


Figura 3 – Classificação granulométrica média dos sedimentos de leito.



Tabela 2: Descarga sólida de leito e em suspensão medida na BHC e demais sub-bacia pesquisadas.

Evento	BHC							SBHCQ										
	Data	P (mm)	Q (m³/s)	C <sub>ss</sub> (mg/L)	Q <sub>ss</sub> (t/dia)	Q <sub>sa</sub> (t/dia)	Q <sub>st</sub> (t/dia)	P (mm)	Q m³/s	C <sub>ss</sub> (mg/L)	Q <sub>ss</sub> (t/dia)	Q <sub>sa</sub> (t/dia)	Q <sub>st</sub> (t/dia)					
1	21 e 22/07/2015	31,1	3,49	45,0	13,57	0,20	13,77	59,0	2,33	49,0	9,86	0,16	10,02					
2	18/08/2015	8,5	1,91	20,0	4,48	0,31	4,78	3,0	0,25	9,0	0,19	0,04	0,24					
3	23/08/2015	19,0	2,41	20,0	3,70	1,19	4,89	24,5	0,35	5,0	0,15	0,35	0,50					
4	26 e 27/08/2015	37,4	4,94	70,0	29,88	3,54	33,41	43,5	0,87	17,0	1,28	1,16	2,43					
5	03 e 04/11/2015	30,5	8,03	104,0	72,15	0,39	72,55	39,5	1,43	109,0	13,47	1,42	14,89					
6	02/12/2015	53,3	14,44	530,0	661,24	0,65	661,88	50,65	15,79	555,0	757,16	4,75	761,91					
7	06/01/2015	32,0	26,35	75,0	170,75	0,34	171,09	20,5	8,91	310,0	238,65	0,32	238,97					
8	18/02/2016	13,7	22,53	230,0	447,72	1,01	448,72	22,0	13,82	340,0	405,98	0,28	406,26					
9	13/07/2016	63,0	15,22	150,0	197,25	0,79	198,04	63,2	13,30	58,0	66,65	0,22	66,87					
10	08/08/2016	43,3	5,15	40,0	17,80	0,27	18,07	44,1	1,34	33,0	3,82	0,11	3,94					
11	17/08/2016	18,0	2,46	55,0	11,69	0,41	12,10	17,25	0,32	29,0	0,80	0,08	0,88					
12	06/09/2016	17,5	1,87	44,0	7,11	0,54	7,65	18,6	0,46	65,0	2,58	0,12	2,71					
13	12 e 13-10/2016	51,9	-	-	-	-	-	52,5	1,45	145,0	18,17	0,24	18,41					
Mínima		8,5	1,87	20,0	3,7	0,2	4,78	3	0,25	5,0	0,15	0,04	0,24					
Máxima		63	26,35	530,0	661,24	3,54	661,88	63,2	15,79	555,0	757,16	4,75	761,91					
Média		32,7	9,82	115,3	164,45	0,96	165,26	34,97	5,11	132,6	151,74	0,94	152,68					
Evento	SBHE						SBHBP						SBHM					
	P (mm)	Q (m³/s)	C <sub>ss</sub> (mg/L)	Q <sub>ss</sub> (t/dia)	Q <sub>sa</sub> (t/dia)	Q <sub>st</sub> (t/dia)	P (mm)	Q (m³/s)	C <sub>ss</sub> (mg/L)	Q <sub>ss</sub> (t/dia)	Q <sub>sa</sub> (t/dia)	Q <sub>st</sub> (t/dia)	P (mm)	Q (m³/s)	C <sub>ss</sub> (mg/L)	Q <sub>ss</sub> (t/dia)	Q <sub>sa</sub> (t/dia)	Q <sub>st</sub> (t/dia)
1	41	1,78	28,0	4,31	0,22	4,52	1,78	1,90	22,0	3,61	0,19	3,80	20,1	0,91	17,0	1,34	0,09	1,42
2	7,9	0,83	19,0	1,36	0,16	1,53	0,83	0,14	10,0	0,12	0,02	0,14	8,9	0,51	3,0	0,13	0,01	0,14
3	27	0,99	17,0	1,45	0,26	1,71	0,99	0,11	7,0	0,07	0,15	0,22	19,5	0,91	8,0	0,63	0,32	0,95
4	39,9	1,41	10,0	1,22	1,18	2,40	1,41	0,11	9,0	0,09	0,13	0,21	33,5	1,64	8,0	4,96	0,25	5,21
5	36,3	2,27	87,0	17,06	0,07	17,13	2,27	-	-	-	-	-	29,7	2,82	35,0	8,53	0,26	8,79
6	45,65	7,53	350,0	227,71	1,09	228,80	7,53	13,56	78,0	91,38	3,52	94,90	57,2	1,29	35,0	8,36	0,02	8,38
7	41,9	8,82	200,0	152,41	0,08	152,49	8,82	1,70	260,0	38,19	0,10	38,28	28,2	0,33	75,0	15,82	0,03	15,86
8	11	6,52	230,0	129,57	0,09	129,65	6,52	2,63	305,0	69,31	0,15	69,46	7,8	3,02	555,0	13,83	0,02	13,85
9	55,1	6,43	64,0	35,56	0,22	35,78	6,43	6,50	150,0	84,24	0,32	84,56	60,2	2,95	53,0	19,88	0,01	19,89
10	42,1	2,30	39,0	7,75	0,11	7,86	2,30	0,76	99,0	6,50	0,14	6,64	40,6	0,46	78,0	1,31	0,01	1,32
11	15,35	1,21	55,0	5,75	0,19	5,94	1,21	0,23	78,0	1,55	0,05	1,60	17,2	2,52	33,0	9,36	0,04	9,40
12	20,7	0,98	43,0	3,64	0,08	3,72	0,98	1,80	67,0	10,42	0,05	10,47	17,5	2,45	43,0	14,61	0,08	14,69
13	49,7	2,85	143,0	35,21	0,35	35,57	2,85	7,64	1,5	151,82	0,29	152,11	51,6	0,91	69,0	1,34	0,09	1,42
Mínima	7,9	0,83	10,0	1,22	0,07	1,53	0,83	0,11	1,5	0,07	0,02	0,14	7,8	0,33	3,0	0,13	0,01	0,14
Máxima	55,1	8,82	350,0	227,71	1,18	228,8	8,82	13,56	305,0	151,82	3,52	152,11	60,2	3,02	555,0	19,88	0,32	19,89
Média	33,11	3,57	98,8	56,80	0,36	57,16	3,57	3,09	90,5	43,51	0,62	43,90	30,67	1,60	77,8	8,01	0,10	8,09

Nota: (-) Mensuração não efetuada.

A  $Q_{st}$  média na seção da BHC medida foi de 137,25 t/dia. Na BHC, a  $Q_{st}$  máxima foi registrada no evento onze, de 30/11-02/12/2015, 661,18 t/dia (27,57 t/horas), enquanto que no evento sete a menor 4,78 t/dia (0,19 t/horas).

A vazão na BHC variou significativamente dentre os eventos, a maior foi de 22,53 (m³/s) e a menor de 1,87 (m³/s), com uma média de 9,10 (m³/s). Na BHC, a  $Q_{ss}$  e  $Q_{st}$  apresentaram uma correlação positiva forte com a  $Q$ , com coeficiente de determinação  $r^2$

de 0,882 e 0,881, respectivamente. Entretanto, a  $Q_{sa}$  não apresentou correlação com a vazão na BHC,  $r^2$  de 0,007. Tal fato se dá pela movimentação intermitente da carga de arrasto que se faz por deposição e remoção de barras arenosas. Assim um primeiro evento, mesmo não tão intenso, pode dispor de grande quantidade de material de arrasto a ser transportado. Já um segundo evento mais intenso, pode não dispor de material para o transporte como no evento anterior.

A descarga sólida de leito e em suspensão variou de sub-bacia para sub-bacia e de evento para evento. Em relação às médias da  $Q_{st}$ , destaca-se que a SBHCQ apresentou maior média: 117,54 t/dia; seguidas pelas SBHE com 48,23 t/dia; SBHBP com 25,77 t/dia; e SBHM com 8,32 t/dia (uso do solo predominantemente rural).

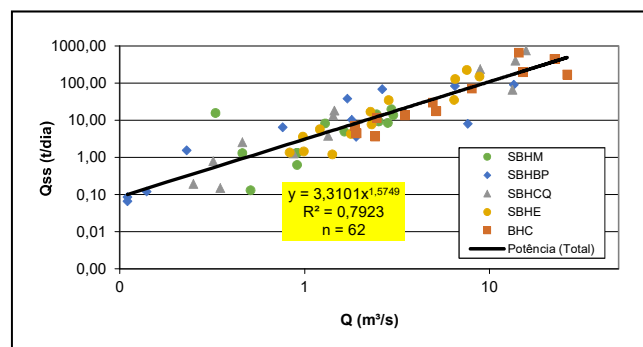
A SBHCQ expôs, de modo geral, valores medidos de  $Q_{ss}$  (t/dia),  $Q_{sa}$  (t/dia) e  $Q_{st}$  (t/dia), superiores as das demais sub-bacias analisadas assim como também de concentração de sedimento suspenso.

A correlação da  $Q$ , com a  $Q_{ss}$ ,  $Q_{sa}$ ,  $Q_{st}$ , na SBHCQ os valores de  $r^2$  foram de 0,906, 0,232 e 0,924, respectivamente. Na SBHE, os valores de  $r^2$  foram de 0,883, 0,001 e 0,907 respectivamente. A SBHBP apresentou

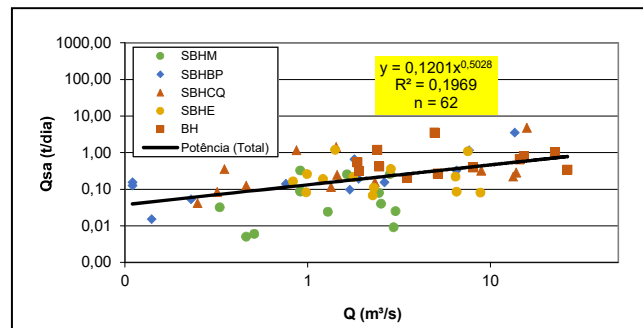
valores de  $r^2$  de 0,898, 0,453 e 0,901, respectivamente. E na SBHM,  $r^2$  de 0,342, 0,078 e 0,350, respectivamente.

A  $Q_{sa}$  e a vazão não evidenciaram correlação ou apresentaram correlação positiva fraca nas sub-bacias; já em  $Q_{ss}$  e a  $Q_{st}$ , notou-se correlação positiva forte, exceto na SBHM, com uso rural.

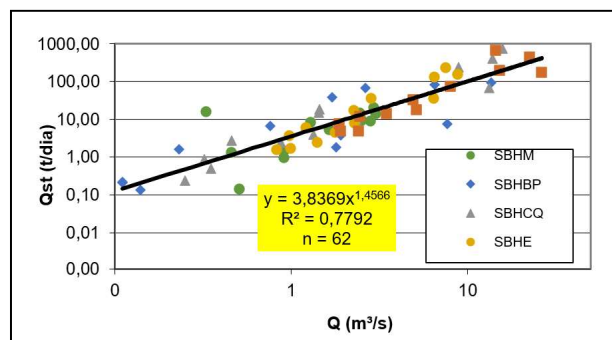
A relação entre  $Q_{ss}$  e  $Q_{st}$  medida com a vazão mostrou uma correlação com valores de  $r^2$  de 0,7923 e 0,7792, respectivamente; e uma correlação positiva fraca com  $Q_{sa}$  (Figura 4). A  $Q_{ss}$  apresentou maior dispersão nas pequenas vazões (Figura 4a) em função, principalmente, de a carga de lavagem (*Wash-load*) ocasionar variações significativas na  $Q_{ss}$ , enquanto se verificou dispersão da  $Q_{sa}$  em diferentes vazões.



(a)  $Q_{ss}$  (t/dia)



(b)  $Q_{sa}$  (t/dia)



(c)  $Q_{st}$  (t/dia)

Figura 4 – Relação entre  $Q_{ss}$ ,  $Q_{sa}$  e  $Q_{st}$  medida com a vazão.

Assim como na BHC, nas demais sub-bacias a *Q* variou consideravelmente entre os eventos mensurados. Quanto aos valores médios de vazão dentre os eventos, a SBHCQ apresentou vazão de 4,66, a SBHE 3,37, a SBHBP 3,09, e a SBHM 1,65 m<sup>3</sup>/s.

Os resultados de *Q*st estimados usando os métodos

indiretos são apresentados na tabela 3. Dos métodos empregados para estimar a descarga sólida total na BHC, o método que melhor se ajustou aos dados medidos em campo foi o de Cheng (2002) com *DIF* de 67,77%, seguido pelos métodos de Colby (73,66%), Engelund & Hansen (1967) (1964.60%) e Karim (1998) (2044%) (Tabela 4).

**Tabela 3: Descarga sólida estimada por diferentes métodos na BHC e demais sub-bacia pesquisadas.**

BHC <i>Q</i> st estimada (t/dia)					SBHCQ <i>Q</i> st estimada (t/dia)				SBHE <i>Q</i> st estimada (t/dia)			
Evento	Cheng	Colby	Engelund & Hansen	Karim	Cheng	Colby	Engelund & Hansen	Karim	Cheng	Colby	Engelund & Hansen	Karim
1	3,401	26,511	2,107	2,214	0,000	374,121	0,008	0,286	1,558	207,033	0,172	1,780
2	0,003	3,728	21,727	17,033	0,000	12,143	0,048	4,153	0,446	114,586	0,512	17,662
3	2,190	14,938	0,828	0,793	0,000	4,491	0,003	0,100	0,000	147,611	0,010	0,167
4	8,052	29,095	4,504	4,492	0,006	4,124	0,018	0,677	0,678	61,511	0,144	2,150
5	32,585	60,797	18,880	25,367	19,814	400,566	0,286	8,617	0,022	763,512	0,153	4,926
6	42,552	147,181	8,182	14,933	598,623	3657,877	3,140	18,388	2,294	10740,723	0,573	8,467
7	168,029	131,039	2,032	5,093	24,521	1600,121	0,091	0,816	10,134	7663,018	0,762	4,471
8	61,100	128,925	11,381	24,070	292,754	5049,313	0,858	9,904	1,004	10435,061	0,457	8,893
9	100,104	95,760	3,514	8,397	467,738	1683,213	1,014	6,255	0,440	11390,175	0,188	2,317
10	-	-	-	-	4,207	143,601	61,571	1156,721	0,037	396,503	7,766	1071,284
11	11,774	48,093	3576,951	3947,676	0,005	2,216	4,123	30,707	0,660	27,519	1,407	98,188
12	0,028	3,221	182,371	113,021	0,027	4,072	0,047	17,192	0,714	126,810	0,763	62,707
13	-	-	-	-	0,000	211,512	0,015	9,115	0,000	559,888	0,355	13,674
SBHBP <i>Q</i> st estimada (t/dia)					SBHM <i>Q</i> st estimada (t/dia)							
Evento	Cheng	Colby	Engelund & Hansen	Karim	Cheng	Colby	Engelund & Hansen	Cheng				
1	2668,04	283,923	5,052	15,441	1081,327	28,744	65,929	7,110				
2	0,00	0,268	0,012	2,709	0,012	2,557	0,081	6,116				
3	0,00	629308,380	0,001	0,087	-	-	-	-				
4	0,00	474795,218	0,002	0,270	0,007	3,746	0,018	0,729				
5	-	-	-	-	0,794	120,453	0,168	6,802				
6	13,15	2029,991	0,444	11,904	0,870	499,091	0,124	4,081				
7	0,00	184,540	0,004	0,274	0,055	390,859	0,014	0,398				
8	0,75	1279,849	0,064	4,751	0,103	30,749	0,057	3,205				
9	3,45	1064,956	0,082	3,860	0,726	909,086	0,024	1,472				
10	0,83	7,872	0,310	1100,140	0,108	458,826	2,634	640,862				
11	0,00	0,795	0,050	15,607	0,420	2,191	0,187	45,991				
12	0,05	80,807	0,131	17,852	0,143	370,477	0,168	20,631				
13	0,04	471,679	0,120	10,376	0,002	127,381	0,314	7,820				

Nota: (-) Mensuração não efetuada

**Tabela 4: Diferença percentual relativa (*DIF*) da BHC.**

Método (Autores)	<i>DIF</i> (%)
Cheng (2002)	67,77
Colby (1957)	73,66
Engelund & Hansen (1997)	1964,60
Karim (1998)	2044,58

Os métodos de Engelund & Hansen (1967) e Karim (1998) foram os que apresentaram os maiores índices de *DIF* na BHC, ou seja, 1.964,60% e 2.044,58%, respectivamente. Por isso, não recomenda-se a utilização dos referidos métodos para a estimativa da descarga sólida total na BHC.

Dos métodos utilizados para estimar a descarga sólida total nas sub-bacias urbanas (Tabela 5), nenhum deles, quando se considera a SBHCQ, apresentou valores próximos dos medidos, com valores elevados de *DIF*.

Em relação à descarga sólida total na SBHE, o método de Engelund & Hansen (1967) e Karim (1998) foram os que apresentaram menores *DIF*, 85,35% e 89,81%, respectivamente. Já na SBHBP, o método de Engelund & Hansen (1967) foi o que apresentou menor *DIF* 92,72%.

Em relação aos métodos testados para a determinação da descarga sólida total na SBHM, com uso do solo predominantemente rural, nenhum dos métodos apresentou valores próximos dos medidos com *DIF* acima dos 461,47%.

**Tabela 5: Diferença percentual relativa (*DIF*) nas sub-bacias da BHC.**

	Método (Autores)	<i>DIF</i> (%)
SBHCQ	Cheng (2002)	26.296,62
SBHCQ	Colby (1957)	283.551,90
SBHCQ	Engelund & Hansen (1997)	4.599,29
SBHCQ	Karim (1998)	83.254,70
SBHE	Cheng (2002)	89,81
SBHE	Colby (1957)	6.655,35
SBHE	Engelund & Hansen (1997)	85,35
SBHE	Karim (1998)	1.415,45
SBHBP	Cheng (2002)	5.929,29
SBHBP	Colby (1957)	42.485.765
SBHBP	Engelund & Hansen (1997)	92,72
SBHBP	Karim (1998)	1.680,57
SBHM	Cheng (2002)	6.412,14
SBHM	Colby (1957)	2.479,14
SBHM	Engelund & Hansen (1997)	461,47
SBHM	Karim (1998)	980,36

Em termos gerais, as variações na *DIF* se devem às variáveis consideradas em cada um dos métodos de estimativa da carga sólida e aos fatores condicionantes do transporte. Os resultados indicam que um determinado método pode apresentar estimativas divergentes em função das especificidades atuantes em cada uma das seções fluviais transversais da bacia hidrográfica. Dessa forma, é extremamente importante a validação dos modelos para cada sub-bacia, por meio de comparação com dados medidos em campo, para se evitar estimativas e conclusões precipitadas e errôneas, na obtenção de dados de descarga sólidas totais.

A SBHBP apresentou os maiores valores de vazão, devido ao fato de estar localizada na área urbana de

Guarapuava e possuir, aproximadamente, 66% de sua área total impermeabilizada.

## Conclusões

Conclui-se que dentre os métodos de Colby (1957), Engelund & Hansen (1967), Karim (1998), e Cheng (2002) avaliados para estimar a descarga sólida total na BHC, o método de Cheng (2002) foi o que apresentou a menor *DIF*, 67,77%, seguido pelo de Colby, 73,66%. Na SBHE, o método de Engelund & Hansen (1967) e de Karim (1998) foram os que apresentaram melhores resultados, com *DIF* de 85,35% e 89,81%, respectivamente. Na SBHBP também foi o método de

Engelund & Hansen (1967) que apresentou melhores valores de *DIF* 92,72%. Nas SBHCQ e SBHM, todos os métodos empregados apresentaram índices elevados de *DIF*.

Em relação aos métodos testados para determinação da descarga sólida total em rios de leitos predominantemente rochosos verificou-se não haver um método indireto de cálculo da descarga sólida total mais indicado para a região do Terceiro Planalto Paranaense, dentre os avaliados, uma vez que a eficiência dos métodos variou nos eventos e nos locais.

A relação descarga medida e estimada variou de evento para evento e de bacia/sub-bacia, o que demonstra que a quantidade de sedimento fluvial se diferencia no tempo e no espaço, e está diretamente associado às formas de uso e manejo do solo.

Por fim, destaca-se que a compreensão da dinâmica hidrossedimentológica exige monitoramento em campo em pequenos intervalos de tempo, pois dados obtidos a partir de estimativas podem esconder variações e comportamentos significativos, diante de uma natureza complexa e não linear.

### Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq e a CAPES pelo apoio financeiro.

### Referências Bibliográficas

AGUASPARANÁ. Instituto das Águas do Paraná. **Atlas dos Recursos Hídricos do Estado do Paraná**. Curitiba, 1998. Disponível em: < <http://www.aguasparana.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=73>>. Acessado em: 07 Jul. 2020.

ALMEIDA, L. M. **Análise de metodologias para o cálculo da descarga de fundo, aplicada ao rio Doce, ES**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2012. 152p.

ALVES SOBRINHO, T.; SONE, J. S.; ANACHE, J. A. A.; ALMEIDA, I. K.; SOUZA, J. S.; CARVALHO, G. A.; GODOY, M. T. R.; POMPEU, R. M.; COUTO, C. B. Avaliação de métodos para a estimativa da descarga sólida total em rios. In: XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. 20., 2013, Bento Gonçalves. **Anais...** Bento Gonçalves: ABRH. 2003. p. 1-7. ISSN 2318-0358

BINDA, A. L.; BERTOTTI, L. G. Mapeamento de características físicas do relevo da cidade de Guarapuava-PR utilizando técnicas de geoprocessamento. **RA'E GA**, Curitiba, n. 16, p. 167-182, 2008.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. 2 ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2008. 600p.

CHENG, N. S. Exponential Formula for Bedload Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, ASCE, v. 128, n. 10, p. 942-946, Oct 2002.

COLBY, B. R. Relationship of unmeasured sediment discharge to mean velocity. **Transactions, Amer. Geophys. Union**, v. 38, n. 5, p. 708-719, Oct 1957.

ENGELUND, F.; HANSEN, E. **A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams**. Teknisk Verlag – Copenhagen, 1967. 64p.

FERNANDEZ, O, V, Q. Determinação da descarga dominante em estações fluviométricas das regiões oeste e sudoeste do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.11, n.1, p. 69-74, 2010.

GAY, A.; CERDAN, O.; DELMAS, M.; DESMET, M. Variability of suspended sediment yields within the Loire river basin (France). **Journal of Hydrology**, v. 519, p.1225–1237, 2014.

HOWARD, A. D. (1998) Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E. E. **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. American Geophysical Union: Washington, DC, p. 297-319. (Geophysical monograph 107).

HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M. A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. **J. Geoph. Research**, v. 99 (B7), p. 13971-13986, 1994.

JULIEN, P. Y. **Erosion and Sedimentation**. New York: Cambridge University Press, 1998. 280p.

KARIM, F. Bed Material Discharge Prediction for Nonuniform Bed Sediments. **Journal of Hydraulic Engineering**, ASCE, v. 124, n. 6, p. 597-604, Jun 1998.

LIMA, A. G. **Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná**. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2009. 240p.

LIMA, A.; BINDA, R. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil. **J. South**

- Am. Earth Sci.**, v. 48, p. 262-270, 2013.
- MARLETTE, R. R.; WALKER, R. H. Dominant discharges at Platte-Missouri confluence. **Journal of the Waterways Harbour Division**, v. 94, n. 1, p. 23-32, 1968.
- MINEROPAR. MINERAIS DO PARANÁ SA. **Geologia de planejamento**: Caracterização do Meio Físico da Área Urbana de Guarapuava. Curitiba: MINEROPAR, 1992. 77p.
- MINEROPAR. MINERAIS DO PARANÁ SA. **Atlas comentado da geologia e dos recursos minerais do estado do Paraná**. Curitiba, 2001. 125p.
- MONTGOMERY, D. R.; GRAN, K. B. Downstream variations in the width of bedrock channels. **Water Resources Research**, v.37, p.1841-1846, 2001.
- MORRIS, G. L.; FAN, J. **Reservoir sedimentation handbook**: desing and management of dams, reservoir, and watersheds for sustainable use. New York, McGraw-Hill. 1997. 805p.
- OEURNG, C., SAUVAGE, S., SÁNCHEZ-PÉREZ, J.-M. Dynamics of suspended sediment transport and yield in a large agricultural catchment, southwest france. **Earth Surf. Proc. Land**. v. 35, n. 11, p. 1289–1301, 2010.
- PAIVA, J. B. D. (2003) Métodos de cálculo do transporte de sedimento em rios. In: PAIVA, J. B. D. de; PAIVA, E. M. C. D. de. **Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas**. Porto Alegre: ABRH, p. 313-364.
- PAIVA, L. E. D. **Aplicação de métodos macroscópicos na determinação da carga sólida total transportada em rios**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1995. 199p.
- PALHARES, J. C. P., RAMOS, C., KLEIN, J. B., LIMA, J. M. M., MULLER, S., CESTONARO, T. (2007) **Medição da Vazão em Rios pelo Método do Flutuador**. EMBRAPA, Comunicado Técnico 455, Concórdia – SC, 4p.
- SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. V.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. C. **Hidrometria Aplicada**. Curitiba: Lactec, 2001. 372p.
- SCAPIN, J.; PAIVA, J. B. D.; BELING, F. A. Avaliação de métodos de cálculo do transporte de sedimentos em um pequeno rio urbano. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n.4, p. 5-21, 2007.
- SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. John Wiley & Sons, Inc. New York, USA, 1977. 338p.
- THOMAZ, E. L.; PERETTO, G. T. Hydrogeomorphic connectivity on roads crossing in rural headwaters and its effect on stream dynamics. **Science of the Total Environment**, v. 550, p. 547-555, 2016.
- THOMAZ, E. L.; VESTENA, L. R. **Aspectos climáticos de Guarapuava-PR**. Guarapuava: UNICENTRO, 2003. 106p.
- TINKLER, K. J.; WOHL, E. E. (1998) A primer on bedrock channels. In: TINKLER, K. J. WOHL, E. E. **Rivers over rock**: fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union: Washington, DC, p.1-18. (Geophysical monograph 107).
- TUROWSKI, J. M.; HOVIUS, N.; WILSON, A.; HORNG, M. Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels. **Geomorphology**, v. 99, p. 26-38, 2008.
- VESTENA, L. R. **Análise da relação entre a dinâmica de áreas saturadas e o transporte de sedimentos em uma bacia hidrográfica por meio de monitoramento e modelagem**. Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental). Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2008. 268p.
- WHIPPLE, K. X.; MEADE, B. J. Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state. **J. Geoph. Research.**, v. 109, p. 1-24, 2004.
- WMO. World Meteorological Organization. **Guide to hydrological practices**. Vol. I, n. 168. Geneva, 1981. 296p.
- WOHL, E. E. Bedrock channel incision along Picaninny creek, Australia. **J. Geology**, v.101, p. 749-761, 1993.
- WOLMAN, M.G.; LEOPOLD, L.B. **River flood plains**: some observation on their formation. United State Geological Survey Professional Paper 282-C, p. 87-109, 1957.
- YANG, C. T. **Sediment transport**: Theory and practice. New York: The McGraw-Hill Companies, Inc., 1996. 396p.