

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

ALANDERSON GOMES DE SOUZA

**HIDROSEDIMENTOLOGIA DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA
TROPICAL INTRAMONTANA**

VITÓRIA
2022

ALANDERSON GOMES DE SOUZA

**HIDROSSEDIMENTOLOGIA DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA
TROPICAL INTRAMONTANA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geografia, sob a orientação do professor Dr. Eberval Marchioro.

VITÓRIA

2022

Ficha catalográfica disponibilizada pelo Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBI/UFES e elaborada pelo autor

S719h Souza, Alanderson Gomes de, 1990-
Hidrossedimentologia de uma bacia hidrográfica tropical intramontana / Alanderson Gomes de Souza. - 2022.
124 f. : il.

Orientador: Eberval Marchioro.
Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Humanas e Naturais.

1. Sedimentos em suspensão. 2. Bacias hidrográficas. 3. Erosão. 4. Geometria Hidráulica. 5. Medidores de fluxo. I. Marchioro, Eberval. II. Universidade Federal do Espírito Santo. Centro de Ciências Humanas e Naturais. III. Título.

CDU: 91

ALANDERSON GOMES DE SOUZA

**HIDROSSEDIMENTOLOGIA DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA TROPICAL
INTRAMONTANA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geografia, sob a orientação do professor Dr. Eberval Marchioro.

Aprovado em 08 de março de 2022.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Diogo Costa Buarque
Departamento de Engenharia Ambiental
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. André Luiz Nascentes Coelho
Departamento de Geografia
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Alfredo Ollero Ojeda
Departamento de Geografía y Ordenación
del territorio
Universidade de Zaragoza (Spain/Espanã)

Prof. Dr. Eberval Marchioro (Orientador)
Programa de Pós-Graduação em
Geografia
Universidade Federal do Espírito Santo

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por todas as graças alcançadas na minha vida.

Aos meus pais Ilson e Maria José, por todos os ensinamentos, apoio e cuidados ao longo de toda a minha vida.

Ao meu irmão Heverton, por toda a solidariedade.

A minha companheira Joandra, por toda dedicação, amizade e amor ao longo de todos esses anos, muito obrigado por tudo.

Aos meus familiares, por todo o apoio ao longo da minha caminhada.

Ao meu orientador Eberval, por todos os ensinamentos, amizade e dedicação ao longo desses anos.

Aos meus amigos do Lamosa, Ícaro, Júlia, Gabriel, Filipe, Fernando, Wallace e Juliana por toda a ajuda, suporte e companheirismo ao longo da minha graduação e do mestrado.

A equipe do laboratório de Geografia Física/UFES e ao LimnoLab, por todo o suporte na realização deste trabalho.

E a todos que de alguma forma contribuíram diretamente ou indiretamente com este trabalho, muito obrigado.

RESUMO

Compreender a dinâmica hidrossedimentológica de uma bacia hidrográfica é fundamental nas tomadas de decisões e em um planejamento de manejo de uso racional dos recursos naturais. Em função disso, este trabalho tem como objetivo analisar a hidrossedimentologia da bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo em ambiente tropical intramontano. Para isso, foram realizadas, entre fevereiro de 2017 e maio de 2019, os monitoramentos da vazão, do nível de água, da precipitação e de concentração de sedimentos em suspensão. Com esses dados monitorados foram realizadas análises estatísticas entre diferentes parâmetros e cálculos diários da vazão e da produção de sedimentos por intermédio de curvas-chave. Os acumulados pluviométricos registrados ficaram próximos da normal de precipitação em 2017 e acima em 2018. A média da vazão monitorada ficou em $0,216 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. A concentração de sedimentos em suspensão observada variou entre $0,14 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ até $11,80 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$. Os resultados apontaram que a velocidade média é o principal fator de variação na vazão, correspondendo em média a 61% de toda a variação, é a largura e a profundidade responsáveis por cerca de 20%. Foi constatado por meio da curva de permanência que a Q_{90} no período em estudo ficou com $0,034 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. A análise da relação entre chuva e vazão indica que a vazão não apresenta uma resposta tão direta à chuva, principalmente em precipitações de baixa magnitude, havendo outros fatores que regulam a vazão, como o tempo de duração do evento e a interceptação realizada pela floresta. A curva-chave de sedimentos que melhor representou o conjunto de dados foi a construída com a divisão em três tramos separados pela vazão. Os dados observados e estimados de concentração e produção de sedimentos em suspensão retratam que o uso e a cobertura da terra de mata atlântica funcionaram como fator positivo na diminuição da produção de sedimentos em suspensão, mesmo diante de um relevo fortemente dissecado, com declividades acentuadas e solos suscetíveis a erosão.

Palavras – chaves: Hidrogeomorfologia – Curva-chave – Produção de sedimentos

ABSTRACT

Understanding the hydro-sedimentological dynamics of a watershed is fundamental in decision-making and in a management planning for the rational use of natural resources. As a result, this work aims to analyze the hydro-sedimentology of the Pau Amarelo stream watershed in an intramontane tropical environment. To this end, between February 2017 and May 2019, monitoring of flow, water level, precipitation and concentration of suspended sediments was carried out. From this data collection, statistical analysis was performed between different parameters and daily calculations of flow and sediment yield through rating curves. The accumulated rainfall recorded was close to the normal rainfall in 2017 and above in 2018. The average flow monitored was $0.216 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. The concentration of suspended sediments observed ranged from 0.14 mg.L^{-1} to 11.80 mg.L^{-1} . The results showed that the average velocity is the main factor of variation of the results in the flow, corresponding on average to 61% of the entire average, for width and depth values close to 20%. It was verified through the flow duration curve that the Q_{90} , in the study period, was $0.034 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. The analysis of the relationship between rainfall and flow indicates that the flow does not present a direct response to rainfall, especially in low-magnitude rainfall, with other factors that regulate the flow, such as the duration of the event and the interception carried out by the forest. The sediment rating curve that best represented the dataset was the one constructed by dividing it into three sections separated by the flow. The observed and estimated data on the concentration and suspended sediment yield show that the use and land cover of the Atlantic Forest worked as a positive factor in reducing the suspended sediments yield, even in the face of a strongly dissected relief, with accentuated slopes and soils susceptible to erosion.

Keywords: Hydro-geomorphology – Rating curve - Sediment yield.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Processos de transporte da carga de sedimentos no canal fluvial.....	25
Figura 2: Distribuições verticais dos sedimentos pela granulometria que podem ser encontradas num curso de água.....	26
Figura 3: Mapa da média anual de produção de sedimentos.....	30
Figura 4: Produção de sedimentos média, mínima e máxima em alguns países do mundo. Para cada país, o número de bacias hidrográficas avaliadas está indicado entre parênteses.	30
Figura 5: Potencial de produção de sedimentos no Brasil.....	31
Figura 6: Fatores propulsores da produção de sedimentos em suspensão na escala de bacias hidrográficas.....	33
Figura 7: Comportamento e conectividade em uma bacia idealizada. As ligações longitudinais, laterais e verticais possuem resistências diferente no curso superior, médio e inferior, dependendo em grande parte da configuração dos processos em cada parte da bacia hidrográfica e da localização dos bloqueios.....	37
Figura 8: Localização da bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo em relação a bacia hidrográfica do rio Duas Bocas (ES).....	49
Figura 9: Vista da Represa Velha construída em 1918 no córrego Pau Amarelo (ES)	51
Figura 10: Vista parcial ao longo do reservatório da Reserva Biológica de Duas Bocas, Cariacica, (ES).	51
Figura 11: Distribuição da precipitação média mensal no período de 1983 a 2013, na Rebio de Duas Bocas.....	52
Figura 12: Distribuição da precipitação média mensal no período de 1983 a 2013, da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas.....	53
Figura 13: Mapa de solos da Bacia Hidrográfica do Córrego Pau Amarelo	55
Figura 14: Classificação dos tipos de relevo de Cariacica	56

Figura 15: Características do relevo da Bacia Hidrográfica do Córrego Pau Amarelo	58
Figura 16: Uso e Cobertura da Terra da Bacia Hidrográfica do Córrego Pau Amarelo em 2012.	59
Figura 17: Perfil esquemático dos tipos de formações vegetais da Floresta Ombrófila Densa, encontradas na BHCPA com formação Montana (2) e Submontana (3).....	60
Figura 18: Fragilidade potencial e emergente da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas	61
Figura 19: Fluxograma do desenvolvimento da análise hidrossedimentológica.....	62
Figura 20: Monitoramento de vazão no córrego Pau Amarelo utilizando o equipamento <i>Flowtracker</i>	65
Figura 21: Modelo de medição de vazão pelo método da equação da seção meio. .	65
Figura 22: Localização dos postos de monitoramento na Bacia Hidrográfica do Córrego Pau Amarelo.....	67
Figura 23: Relatório emitido do monitoramento de vazão pelo ADV Sontek FlowTracker.....	70
Figura 24: Diagrama triaxial com as suas subdivisões proposto por Rhodes (1987)	71
Figura 25: Precipitação acumulada mensal na bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo entre o ano 2017 e maio de 2019	83
Figura 26: BoxPlot da vazão na bacia hidrográfica do córrego Pau amarelo entre fevereiro de 2017 a maio de 2019.....	85
Figura 27: Relação da largura, profundidade e velocidade média em relação a vazão: (a) Q1; (b) Q2; (c) Q3; (d) Q4; e (e) todos os dados.....	87
Figura 28: Diagrama triaxial de Rhodes resultante dos expoentes b, f, m utilizando todas as medições e separados pelos quartis para o córrego Pau Amarelo.....	88
Figura 29: Perspectiva da seção transversal no (a) 1º quartil em 08/03/2017 em comparação com o (b) 3º quartil em 13/03/2018 e (c) 4º quartil em 17/04/2018.....	89

Figura 30: BoxPlot do número de Froude obtido através das medições na bacia hidrográfica do córrego Pau amarelo	90
Figura 31: Curva-chave de vazão da BHCPA com 1 tramo	91
Figura 32: Desvios da curva-chave com um tramo em relação: a) cota; b) data.....	92
Figura 33: Curva-chave de vazão da BHCPA com 2 tramos.....	93
Figura 34: Desvios da curva-chave com dois tramos em relação: a) cota; b) data. ...	93
Figura 35: Pseudo-extrapolação da curva-chave de vazão da BHCPA com a metade dos dados observados.	94
Figura 36: Pseudo-Extrapolação curva-chave de vazão da BHCPA somente no tramo superior	94
Figura 37: Curva-chave de vazão final para a BHCPA entre os anos de 2017 a 2019	95
Figura 38: Vazão média mensal observada e calculada entre fevereiro de 2017 a maio de 2019 para a BHCPA.....	96
Figura 39: Vazão máxima mensal observada e calculada entre fevereiro de 2017 a maio de 2019 com a sua respectiva precipitação para a BHCPA.	97
Figura 40: Curva de permanência para a BHCPA entre fevereiro de 2017 a maio de 2019	98
Figura 41: Comportamento da vazão por meio da frequência de dias chuvosos	100
Figura 42: Hidrogramas utilizados para a delimitação dos "eventos de chuva"	101
Figura 43: BoxPlot da Css da BHCPA.....	104
Figura 44: Comportamento do ajuste de potência para todas as medições (a) e para as subdivisões de vazão: baixa (b), normal (c) e alta (d).	105
Figura 45: Comportamento do ajuste linear para todas as medições (a) e para as subdivisões de vazão: baixa (b), normal (c) e alta (d).	106
Figura 46: Comportamento do ajuste polinomial para todas as medições (a) e para as subdivisões de vazão: baixa (b), normal (c) e alta (d).	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Classificação dos tipos de relevo segundo a proposta de Ponçano.....	56
Tabela 2- Classes de uso e cobertura da terra na bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo.....	60
Tabela 3 - número de verticais em relação à largura do canal.....	66
Tabela 4: Características gerais dos eventos de chuva registrados na Bacia Hidrográfica do córrego Pau Amarelo.	78
Tabela 5: Critérios de avaliação das equações (adaptado de Moriasi et al., 2007) ..	82
Tabela 6: Valores dos expoentes e coeficientes das relações da geometria hidráulica da seção transversal do córrego Pau Amarelo utilizando todas as medições e separados pelos quartis.	88
Tabela 7: Informações da bacia hidrográfica do córrego Pau amarelo para a elaboração da curva-chave de vazão.....	91
Tabela 8: Dados da calibração da curva-chave de vazão.....	93
Tabela 9: Análise de incerteza dos métodos de extrapolação	95
Tabela 10: Frequência e magnitude de dias chuvosos na Bacia Hidrográfica do córrego Pau Amarelo.....	99
Tabela 11: Características gerais dos eventos de chuva registrados na BHCPA ...	102
Tabela 12: Matriz de correlação de Spearman entre os parâmetros calculados para os eventos de chuva na BHCPA (n=52).....	103
Tabela 13: Resultados dos ajustes das curvas-chave de sedimentos em suspensão	107
Tabela 14: Resultado das diferentes equações, com base nas diretrizes de avaliação proposta por Moriasi et al. (2015).....	108
Tabela 15: Informações estatísticas da C_{ss}	109
Tabela 16: Resultado da produção específica anual de sedimentos em suspensão para as diferentes equações.	109

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Métodos de medição da concentração de sedimentos em suspensão	42
Quadro 2: Principais variáveis da geometria hidráulica.....	47
Quadro 3: Evolução histórica da bacia do córrego Pau Amarelo e da Rebio de duas bocas.....	50
Quadro 4: Base de dados cartográficos utilizados para a realização da pesquisa....	63
Quadro 5: Período de monitoramento pluviométrico por estação	64
Quadro 6: Estações onde foram obtidos os dados de pressão barométrica no período do estudo.....	68

LISTA DE SIGLAS

ADCP – *Acoustic Doppler Current Profiler*

ADP – *Acoustic Doppler Profiler*

ANA – Agência Nacional das Águas

AGERH – Agência Estadual de Recursos Hídricos

APHA – *American Public Health Association*

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

BHCPA – Bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo

BHRDB – Bacia hidrográfica do rio Duas Bocas

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

ETA – Estação de tratamento de água

GOA – Gaturamo Observatório Astronômico

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IJSN – Instituto Jones dos Santos Neves

INCAPER – Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural

Rebio – Reserva biológica

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCOU – Zona de Convergência de Umidade

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	OBJETIVOS	19
2.1	OBJETIVO GERAL	19
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	19
3	REFERENCIAL TEÓRICO E BASES CONCEITUAIS	20
3.1	HIDROSSEDIMENTOLOGIA EM BACIAS HIDROGRÁFICAS	20
3.1.1	<i>Erosão em ambientes úmidos de encostas</i>	21
3.1.2	<i>A hidrossedimentologia de canais fluviais</i>	23
3.2	A PRODUÇÃO DE SEDIMENTO EM BACIAS HIDROGRÁFICAS	27
3.2.1	<i>Variabilidade espaço-temporal da produção de sedimentos em suspensão</i>	29
3.2.1.1	Fatores propulsores da variação espacial da produção de sedimentos em suspensão	33
3.2.1.2	Fatores propulsores da variação temporal da produção de sedimentos em suspensão	38
3.3	MONITORAMENTO HIDROSSEDIMENTOMÉTRICO	40
3.4	CURVA-CHAVE.....	42
3.4.1	<i>Curva-chave de vazão</i>	43
3.4.2	<i>Curva-chave de sedimentos</i>	43
3.6.1	<i>A construção da curva-chave: fatores controladores e extrapolação</i>	45
4	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	48
4.1	CLIMA.....	52
4.2	GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E SOLOS.....	54
4.3	CARACTERÍSTICAS DO RELEVO.....	56
4.4	USO E COBERTURA DA TERRA.....	59
5	MATERIAIS E MÉTODOS	62
5.1	LEVANTAMENTO DO MATERIAL BIBLIOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO.....	63
5.2	MONITORAMENTO PLUVIOMÉTRICO	63

	15
5.3 MONITORAMENTO FLUVIAL	64
5.4 NÍVEL E TEMPERATURA DA ÁGUA.....	68
5.5 GEOMETRIA HIDRÁULICA.....	69
5.6 ELABORAÇÃO DA CURVA-CHAVE DE VAZÃO.....	73
5.6.1 <i>Extrapolção da curva-chave de vazão</i>	74
5.6.1.1 <i>Método Logarítmico</i>	75
5.6.1.2 <i>Método de Stevens (Chézy)</i>	75
5.6.1.3 <i>Método de velocidade x área</i>	76
5.6.2 <i>Análise da vazão fluvial</i>	76
5.7 VERIFICAÇÃO DA RELAÇÃO ENTRE CHUVA-VAZÃO	76
5.8 MONITORAMENTO DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO	79
5.9 CÁLCULO DA PRODUÇÃO DOS SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO E DETERMINAÇÃO DA CURVA-CHAVE DE SEDIMENTOS	80
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	83
6.1 AMOSTRAGEM PLUVIOMÉTRICA.....	83
6.2 MEDIÇÕES DA VAZÃO	84
6.3 CARACTERÍSTICAS HIDRAULICAS	86
6.4 CONFECÇÃO DA CURVA-CHAVE DE VAZÃO.....	91
6.4.1 <i>Extrapolção da curva-chave de vazão</i>	94
6.4.2 <i>Análise da vazão fluvial</i>	96
6.5 RELAÇÃO CHUVA E VAZÃO	99
6.5.1 <i>Relação entre chuva e vazão por meio da frequência diária de eventos</i> 99	
6.5.2 <i>Relação entre chuva e vazão nos eventos de chuva</i>	100
6.6 MONITORAMENTO E DETERMINAÇÃO DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO	104
6.6.1 <i>Monitoramento da concentração de sedimentos em suspensão</i>	104
6.6.2 <i>Curva-chave de sedimentos</i>	105
6.6.3 <i>Produção específica de sedimentos em suspensão</i>	109
7 CONCLUSÕES.....	111
REFERÊNCIAS.....	114

1 INTRODUÇÃO

O conhecimento da interação entre os processos hidrológicos e de produção de sedimentos, fornece informações que fundamentam as tomadas de decisões e um planejamento de manejo de uso racional dos recursos naturais (VESTENA, 2009).

A produção de sedimentos é definida como a quantidade total de sedimentos que passa em uma seção transversal do curso d'água, como resultado dos processos de erosão, transporte e deposição (WALLING; 1983; ZANADREA; KOBIYAMA; MICHEL, 2017). A produção de sedimentos engloba o transporte em suspensão e de fundo, porém, o transporte em suspensão domina a carga total da maioria dos rios e fornece uma estimativa razoável da produção de sedimentos totais (WALLING; 2005).

A produção dos sedimentos que são transportados em suspensão tem sido um grande ponto de interesse no mundo, devido aos prejuízos e problemas gerados na qualidade da água, no transporte de poluentes e contaminantes, na degradação dos ambientes aquáticos, nas inundações, nos assoreamentos de rios e reservatórios (RESTREPO *et al.*, 2006; CARVALHO, 2008; MINELLA; MERTEN, 2011; ZHANG *et al.*, 2019).

No entanto, a quantificação da produção de sedimentos enfrenta vários problemas, incluindo a disponibilidade e confiabilidade dos dados, em virtude de uma diversidade de fatores naturais e antrópicos que afetam a sua variabilidade espaço-temporal, dentre os quais podemos destacar a participação da chuva, com sua intensidade e frequência, as características intrínsecas do solo, a geomorfologia, a conectividade hidrossedimentológica, o uso e cobertura da terra e a geometria hidráulica (WALLING, 2006; CHRISTOFOLETTI, 1981; VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017; VERICAT; BATALLA, 2010).

Existem na literatura científica diversos trabalhos em nível global e nacional, que estuda a dinâmica hidrossedimentológica em bacias, dentre eles podemos destacar: a compreensão e comparação entre diferentes bacias através de inventários dos dados de produção de sedimentos (JANSSON, 1988; MILLIMAN; SYVITSKI, 1992; MELO *et al.*, 2019; CAMPAGNOLI, 2006); estimativa de valores para bacias hidrográficas não medidas (WALLING; WEBB, 1996); analisar os fatores de controle

da produção de sedimentos (WALLING; WEBB, 1996; MILLIMAN; SYVITSKI, 1992; VANMAERCKE *et al.*, 2011;); identificação de áreas fontes de sedimentos (WALLING, 1999; MINELLA; MERTEN; CLARKE, 2009; COLLINS *et al.*, 2017), da conectividade hidrossedimentológica (FRYIRS *et al.*, 2007; ZANADREA; KOBIYAMA; MICHEL, 2017) e, por fim, para estabelecer ordens de prioridade para a gestão das bacias hidrográficas (ARAÚJO; KNIGHT, 2005).

Em nível global, estima-se que a produção de sedimentos em suspensão que chega aos oceanos seja da ordem de $15 \text{ a } 19 \times 10^9 \text{ t.ano}^{-1}$ (MILLIMAN; SYVITSKI, 1992; SYVITSKI, 2003). Zabaleta *et al.* (2016) complementa que aproximadamente 45% dos sedimentos entregues aos oceanos são realizados por pequenas bacias ($< 100 \text{ km}^2$), situadas principalmente em áreas intramontanas¹.

Em contrapartida, existe uma necessidade de revisar essas estimativas globais, considerando que o número de pequenas bacias intramontanas que foram monitoradas por um período relativamente longo é bastante pequeno (VANMAERCKE *et al.*, 2011; WALLING, 2006; ZABALETA *et al.*, 2016). No Brasil, tal tendência se mantém, pois os trabalhos têm se concentrado em bacias hidrográficas de médio e grande porte sendo praticamente inexistentes na rede oficial estações com área de drenagem inferior a 100 km^2 (SANTOS, 2009).

As regiões intramontanas possuem uma alta produção anual de sedimentos em suspensão, devido ao seu terreno íngreme, gerando assim, uma menor capacidade de infiltração e uma resposta rápida a precipitação, podendo transportar cargas sedimentares significativas e respectivos poluentes associados, em períodos de tempo reduzido (REIS; PARKER; ALECOÃO, 2010; ENCALADA *et al.*, 2019; WALLING, 2005).

Portanto, o monitoramento nesses ambientes é necessário em escala temporal de minutos, horas e dias para estimativas confiáveis, uma vez que, a exploração e ocupação dessas áreas vêm aumentando no Brasil. Assim, a caracterização dos rios

¹ São as bacias presentes em regiões montanhosas, estando acima de 300 metros de altura do relevo médio circundante e com vertentes de inclinação acentuada apresentando declividades maiores que 15% (IBGE, 2004).

nessas regiões subsidia a compreensão da variabilidade da água e dos sedimentos. (PAIXÃO; KOBAYAMA, 2019).

Sabendo-se então da lacuna do monitoramento por longos períodos e em pequenos espaços de tempo, em pequenas bacias hidrográficas, principalmente situadas no ambiente intramontano, esse trabalho visa contribuir com a temática buscando realizar estimativas diárias da vazão e da produção de sedimentos em suspensão, na bacia do córrego Pau Amarelo, uma pequena bacia intramontana (14,67 km²) que drena as suas águas para o reservatório de Duas Bocas e, atualmente, responde por 25% do abastecimento de água do município de Cariacica. Sendo uma área localizada integralmente nos limites da Reserva Biológica de Duas Bocas (ES), A bacia é composta, em quase sua totalidade por remanescente de Mata Atlântica.

Podendo também, compreender o efeito do fragmento florestal não perturbado sobre essa dinâmica e servindo como referência para a avaliação dos processos de erosão e produção de sedimentos em bacias com diferentes usos e ocupação do solo (ZIMMERMAN; FRANCKE; ELSENBEER, 2012).

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar o comportamento hidrossedimentológico da bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo no ambiente intramontano em um fragmento de Mata Atlântica na região metropolitana da Grande Vitória no Estado do Espírito Santo, corroborando para subsidiar o planejamento e a gestão ambiental.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Averiguar a sensibilidade da inter-relação entre pluviosidade e vazão fluvial;
- Investigar o efeito da geometria hidráulica do córrego Pau Amarelo no comportamento de regime do fluxo fluvial e na concentração de sedimentos em suspensão;
- Determinar e avaliar a curva de permanência e sua frequência para a bacia do córrego Pau Amarelo.
- Analisar o tipo de curvas-chave de sedimentos que melhor se ajusta a bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo, para os ajustes de potência, linear e polinomial de 2º grau

3 REFERENCIAL TEÓRICO E BASES CONCEITUAIS

3.1 HIDROSSEDIMENTOLOGIA EM BACIAS HIDROGRÁFICAS

A bacia hidrográfica é definida como uma área da superfície terrestre que drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída comum, em um determinado ponto (ou seção) de um canal fluvial (DUNNE; LEOPOD, 1978). A bacia hidrográfica é constituída de vertentes, topos ou cristas e fundos de vales, canais e corpos de água subterrânea, tendo seus limites definidos pelos interflúvios ou divisores de água (COELHO NETTO, 1994; SILVA; SCHULZ; CAMARGO, 2007).

Levando-se em consideração a visão sistêmica, a bacia hidrográfica é um sistema geomorfológico aberto, que recebe energia através de agentes climáticos e tectônicos e perdem através da saída de água, sedimentos e nutrientes (CHORLEY, 1962; MARCHIORO, 2008). Assim, qualquer modificação que venha a ocorrer no recebimento ou liberação de energia, ou modificação na forma do sistema, ocorrerá uma mudança compensatória que tende a minimizar o efeito da modificação, restaurando o estado de equilíbrio (LIMA; ZAKIA, 2000).

Devido aos seus aspectos naturais e estar amparado na legislação ambiental, os estudos hidrossedimentológicos adotam a bacia hidrográfica como unidade físico-territorial de análise e planejamento dos recursos hídricos. De acordo com o art. 2 da Lei Estadual 10.179 de 2014 “A bacia hidrográfica é a unidade físico-territorial para implementação da política e do sistema estadual de recursos hídricos, consideradas as influências das regiões limítrofes e das camadas subjacentes do solo” (ESPÍRITO SANTO, 2014).

Neste trabalho, define-se hidrossedimentologia como a ciência que busca a compreensão da interação entre os processos hidrológicos e sedimentológicos (erosão, transporte nos canais fluviais e deposição de sedimentos) na bacia hidrográfica, em diferentes escalas temporais e espaciais (ZANADREA; KOBAYAMA; MICHEL, 2017). As próximas duas seções abordam esses processos, iniciando por aqueles que ocorrem nas encostas e posteriormente nos canais.

3.1.1 Erosão em ambientes úmidos de encostas

A erosão do solo é um processo natural de degradação e deslocamento de materiais de rochas e solos, que podem ser intensificadas pelo impacto humano, sendo um processo que ocorre em duas fases: a primeira é o desprendimento das partículas de rochas, solos ou de materiais biológicos, denominadas de sedimentos, resultantes de vários processos, como o impacto da gota de chuva, escoamento superficial, atividade biológica, intemperismo geoquímico e físico, ação antrópica e outros processos que perturbam o solo (GUERRA, 2021; MORGAN, 2005).

Em seguida, esses sedimentos são deslocados por agentes erosivos como a água, o gelo e o vento até atingirem diretamente o canal mais próximo ou serem depositados antes de chegar ao canal, onde podem ser remobilizados por outros processos em um estágio posterior (GUERRA, 1998; MORGAN, 2005; VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017).

A erosão do solo é um processo complexo no qual vários fatores exercem influência, de forma e magnitude variável, conforme o local de ocorrência (SILVA; SCHULZ; CAMARGO, 2007). Dentre eles, podemos destacar: uso e cobertura da terra, topografia, classe de solo, tectônica e clima (GUERRA, 2021; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1999; VERICAT; BATALLA, 2010; SILVA; SCHULZ; CAMARGO, 2007).

Os tipos de erosão podem ser diferenciados de acordo com o agente erosivo (hídrica, eólica, glacial, etc.) ou pela forma ou origem (fluvial, laminar, linear, etc.) (VANONI, 2006; ZACHAR 1982). Dentre esses vários agentes responsáveis pelo processo de desagregação e deslocamento de sedimentos, podemos citar como principais a água (erosão hídrica) e o vento (erosão eólica) (ZACHAR, 1982).

A erosão hídrica é a principal forma de erosão, consistindo no deslocamento de sedimentos pela ação das águas, podendo ser subdividida em outras dependendo da forma ou da origem, dentre os principais tipos temos: erosão pluvial, erosão fluvial e erosão marinha (ZACHAR, 1982). Entretanto, levando em consideração os ambientes tropicais e o ciclo hidrossedimentológico, onde os sedimentos devem ser deslocados até atingirem a calha fluvial, os tipos de erosão que possuem maior importância e que serão destacadas neste trabalho são a erosão hídrica superficial que ocorre nas

vertentes e a erosão nas margens e no leito dos canais fluviais (erosão fluvial). (CARVALHO, 2008; HESS, 2013).

A erosão hídrica superficial pode se processar das seguintes formas: salpicamento, laminar e linear, estando intimamente relacionada aos vários caminhos tomados pela água da chuva, na sua passagem através da cobertura vegetal até chegar ao solo e ao seu movimento na superfície do solo (CARVALHO, 2008; GUERRA, 2021; MORGAN, 2005).

A erosão hídrica superficial se inicia durante um evento chuvoso, onde a ação das gotas da chuva que caem diretamente no solo ou são interceptadas e depois caem da copa da cobertura vegetal, causa a erosão por salpicamento ou *splash* (GUERRA, 2021). Segundo Fernández-Raga *et al.* (2017), o efeito *splash* pode deslocar os sedimentos em distâncias de até 1,5 m verticalmente e 5 m horizontalmente com a ajuda do vento.

A cobertura vegetal intervém diretamente nos efeitos da erosão por *splash*, devido ao fornecimento à superfície do solo de detritos vegetais que caem da vegetação (folhas, galhos, sementes e flores); pelo aumento da infiltração e retenção de água; por uma maior estruturação do solo e pela interceptação de parte da água das chuvas pela copa das árvores, sendo que parte dessa água interceptada volta à atmosfera, por evaporação, e outra parte chega ao solo, por gotejamento das folhas ou escoando pelo tronco (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1999; BOTELHO, 2007; GUERRA, 2021).

Segundo Bruijnzell (1990), em florestas tropicais a interceptação da chuva pela vegetação varia de 4,5 a 24%, sendo que 1 a 2% do restante escoam por seus troncos, indicando que 75% a 96% da precipitação alcança a superfície do solo da floresta. De maneira geral, quanto mais densa for a cobertura vegetal, maior a sua importância no processo de interceptação da chuva, o que reduz a ocorrência de problemas ligados à erosão (MACHADO; TORRES, 2012).

Guerra (2021) destaca que uma vez que a água da chuva atinge o solo, ela vai sendo armazenada em pequenas depressões ou se infiltrando até que se exceda a sua capacidade de absorção, formando assim poças nas irregularidades do solo, que podem evitar o efeito *splash*. O autor complementa que com a continuidade da precipitação, essas poças podem atingir o seu limite máximo de retenção, passando

a se conectar hidrológicamente umas com as outras e escoando sobre a superfície, iniciando assim o escoamento superficial.

Desse modo, a água que começa a escoar na superfície, promove diferentes formas da erosão hídrica superficial, podendo ser subdivididas pela forma de ocorrência do escoamento, primeiramente em camadas uniformes na superfície, e depois através de fluxos concentrados, promovendo o deslocamento dos sedimentos (ARROIO JUNIOR, 2013; CARVALHO, 2008; GUERRA, 2007, 2021; MORGAN, 2005; SUMMERFIELD, 2013).

A erosão laminar, ocorre quando o escoamento superficial se distribui pelas encostas de forma dispersa, sem formar canais definidos (GUERRA, 2021). A quantidade de sedimentos deslocados depende do volume de água escoando superficialmente, do efeito de retardamento promovido pela vegetação e outras obstruções, e pelo tamanho, densidade e forma dos sedimentos (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1999).

A erosão linear resulta de pequenas irregularidades na declividade do terreno que faz que o escoamento superficial, concentre-se em alguns pontos, atingindo volume e velocidades suficientes para formar incisões mais ou menos profundas (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1999). Esta forma de erosão pode originar as feições erosivas: ravinas e voçorocas.

Existem diferentes definições para ravinas e voçorocas, neste trabalho optou-se considerando pela definição dimensional, onde as feições erosivas com profundidade menor que 50 centímetros são considerados ravinas, e voçorocas são feições erosivas com largura e profundidade superiores a 50 centímetros, sendo formadas por processos hidrológicos superficiais e sub-superficiais (OLIVEIRA, 2007).

3.1.2 A hidrossedimentologia de canais fluviais

O processo hidrossedimentológico tem início com os sedimentos provenientes tanto dos processos erosivos que ocorrem nas vertentes, quanto da erosão fluvial, que é a remoção dos sedimentos das margens e do fundo dos canais fluviais, pela força hidráulica do escoamento fluvial ou pela ressuspensão após o solapamento das margens (CARVALHO, 2008; MINELLA, 2007; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017; SUMMERFIELD, 2013).

Uma vez que os sedimentos erodidos estão presentes nos canais fluviais, temos a segunda etapa do ciclo hidrossedimentológico que é o transporte, podendo conduzir este sedimento até outro canal fluvial, para o oceano, lagoas ou para bacias endorreicas (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). Este processo está relacionado a dois fatores: competência e capacidade (HESS, 2013).

A competência se refere ao tamanho máximo do sedimento que um canal fluvial é capaz de transportar, geralmente esse valor é aumentando pelo quadrado de sua velocidade. (CUNHA, 2001; HESS, 2013; SUMMERFIELD, 2013). A capacidade é a quantidade máxima de carga sedimentar que um canal fluvial consegue transportar ao longo do seu leito, normalmente expresso pelo volume de material que passa em determinado ponto durante um intervalo de tempo (CUNHA, 2001; HESS, 2013; SUMMERFIELD, 2013).

Caso ocorra uma redução na competência e na capacidade de um canal fluvial, passando assim, a não ter energia suficiente para realizar o transporte de parte ou do total dos sedimentos, ocorre a deposição (CHRISTOFOLETTI, 1980; HESS, 2013).

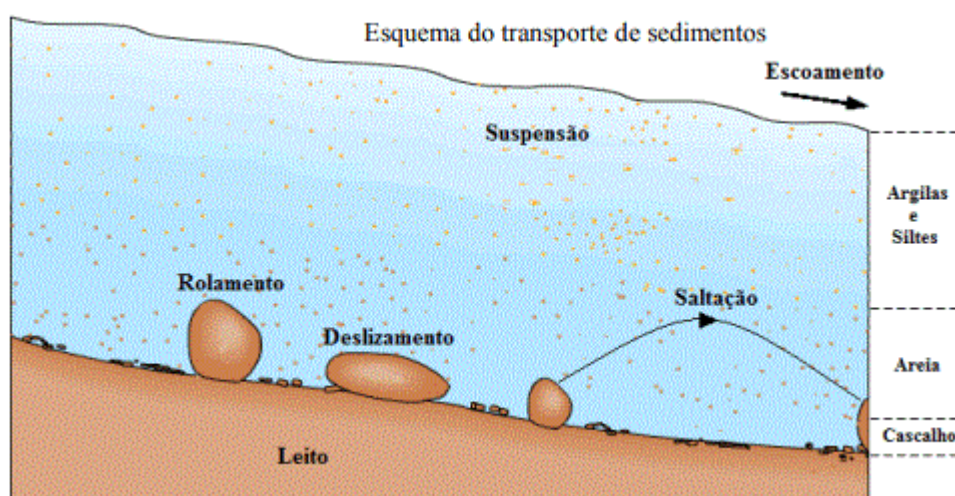
O processo de transporte dos sedimentos ocorre de formas distintas, a depender do tamanho, do peso e forma das partículas, bem como das características hidráulicas do canal, da temperatura da água, e do regime de escoamento (laminar ou turbulento) (CARVALHO, 2008). Segundo Horton (1945) as formas possíveis de transporte da carga de sedimentos no canal fluvial são: dissolvida ou sólida, sendo que a carga sólida pode ser subdividida em três tipos distintos: (1) carga sólida de arrasto; (2) carga do sólida saltante; e (3) carga sólida em suspensão (Figura 1).

- A carga dissolvida é constituída de materiais intemperizados das rochas transportados em solução química, dependendo em grande parte, da contribuição relativa da água subterrânea e do escoamento superficial (CHRISTOFOLETTI, 1981). Essa carga é transportada na mesma velocidade da água e a sua composição varia conforme a composição das rochas e dos solos, da geologia, do relevo, da vegetação, do uso da terra e do clima da bacia hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1981; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).
- A carga sólida do leito ou de arrasto é composta por sedimentos de maior granulometria, como as areias, cascalho e fragmentos de rochas que deslizam ou rolam ao longo do curso de água, ficando praticamente todo o tempo em

contato com o leito (CARVALHO, 2008; CHRISTOFOLETTI, 1981). A carga do leito é movida esporadicamente, especialmente durante as inundações (HESS, 2013).

- A carga sólida saltante são partículas que pulam ao longo do curso de água por efeito da correnteza ou devido ao impacto de outras partículas (CARVALHO, 2008).
- A carga sólida em suspensão refere-se aos sedimentos de granulometria reduzida (silte, argila e areia fina), subindo e descendo ao longo da corrente, enquanto o fluxo turbulento é mantido (SILVA, SCHULZ; CAMARGO, 2007; SUGUIO; BIGARELLA, 1990). Este tipo de transporte pode representar cerca de 90% de todo o material transportado pelo canal fluvial (CARVALHO, 2008; WALLING, 2006).

Figura 1: Processos de transporte da carga de sedimentos no canal fluvial

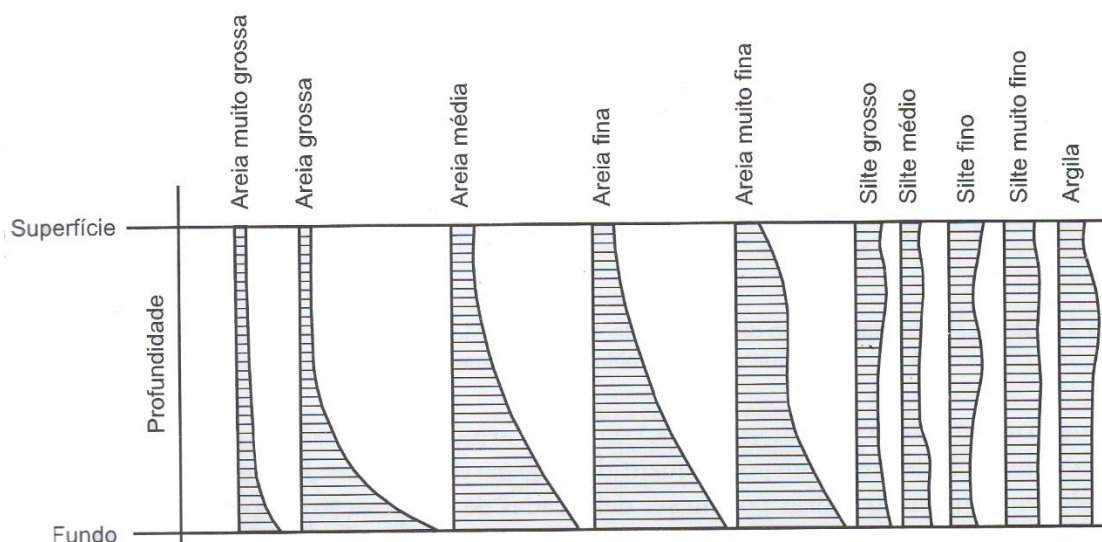


Fonte: McGraw-Hill Companies.

Sendo assim, os sedimentos vão apresentando diferentes distribuições da superfície ao leito do canal estando intimamente ligada a velocidade do escoamento e a granulometria dos sedimentos (CARVALHO, 2008). Na distribuição vertical, os sedimentos de maior tamanho apresentam maior variação entre a superfície e o leito, enquanto as partículas de silte e argila apresentam uma distribuição granulométrica

mais uniforme na vertical (Figura 02) (CARVALHO, 2008; SUBCOMMITTEE ON SEDIMENTATION, 1963).

Figura 2: Distribuições verticais dos sedimentos pela granulometria que podem ser encontradas num curso de água.



Fonte: *Subcommittee On Sedimentation* (1963).

Os processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos no canal fluvial variam no tempo e no espaço, pela interação entre a velocidade e turbulência do escoamento dentro do canal e da granulometria do sedimento por ele transportada em suspensão, saltação e rolamento que, conseqüentemente, estruturam a geometria hidráulica do canal (BIERMAN; MONTGOMERY, 2013; CRISTOFOLETTI, 1981; CUNHA, 2001; SUMMERFIELD, 2013).

A velocidade de escoamento das águas no canal fluvial depende de fatores importantes como a declividade, forma da seção transversal, coeficiente de rugosidade do leito e viscosidade da água (CUNHA, 2001).

Ao longo de um canal fluvial, quando a velocidade de escoamento das águas é lenta e uniforme, elas fluem em camadas paralelas acomodadas umas sobre a outra, sem que haja mistura de material, constituindo o fluxo laminar, no qual os processos erosivos são reduzidos e a capacidade de transporte são limitadas (CHRISTOFOLETTI, 1980; CUNHA, 2001; SUGUIO; BIGARELLA, 1990). Ao contrário, nos fluxos turbulentos, onde ocorrem flutuações da velocidade de escoamento, devidos a redemoinhos produzidos por obstáculos e irregularidades

existentes no leito, o canal fluvial consegue manter os sedimentos em suspensão e transportar partículas de maiores granulometrias (CHRISTOFOLETTI, 1980; CUNHA, 2001; HUGGET, 2011; SUGUIO; BIGARELLA, 1990; SUMMERFIELD, 2013).

Em geral o fluxo dos canais fluviais é turbulento, podendo também ser classificado em duas categorias: corrente e encachoeirado. O fluxo turbulento corrente é o comumente encontrado nos canais fluviais, enquanto que o encachoeirado ocorre nos trechos de velocidades de escoamento mais elevadas, tais como encontradas nas cachoeiras e corredeiras, o que possibilita um aumento na intensidade de erosão fluvial, devido ao impacto das partículas sobre o fundo e nas margens do canal (CHRISTOFOLETTI, 1980; HUGGET, 2011, OLIVEIRA, 2007; SUMMERFIELD, 2013; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

3.2 A PRODUÇÃO DE SEDIMENTO EM BACIAS HIDROGRÁFICAS

A produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica é resultante dos processos de erosão, transporte e deposição, definida como a quantidade de sedimentos que são erodidas nas encostas e nos rios e que são transportadas pelo curso de água até chegar a um ponto de controle (JANSSON, 1988; MORGAN, 2005; VANONI, 2006; WALLING; 1983; ZANADREA; KOBIYAMA; MICHEL, 2017).

Isto significa que a produção de sedimentos representa o total dos sedimentos que foram erodidos nas vertentes e nos canais, e que são transportados até chegarem ao local de controle, menos os sedimentos que ficaram retidos temporariamente ou permanentemente no sopé das encostas, em depressões e fundos de vales, nos canais, em planícies de inundação bem como em lagoas, pântanos, lagos e reservatórios (MINELLA, 2007; WALLING, 1983).

A produção de sedimentos é uma variável concentrada pois é utilizado o valor médio da concentração na seção, havendo assim, um único valor de produção de sedimentos por unidade de tempo para a seção de controle, podendo ser expressa em termos absolutos ($t \cdot ano^{-1}$) ou por unidade de área ($t \cdot km^{-2} \cdot ano^{-1}$) (WALLING, 2006; WALLING; WEBB, 1996; ZANADREA; KOBIYAMA; MICHEL, 2017).

A produção de sedimentos por unidade de área também é denominada produção específica de sedimentos, sendo utilizada para distingui-la da própria produção de sedimentos e da taxa de erosão bruta, que seria a soma de todos os sedimentos desagregados da bacia, por todas as formas de erosão, independente de chegarem a um ponto de controle (WALLING, 2006). A utilização da área da bacia hidrográfica como parâmetro ocorre por causa da magnitude da produção de sedimentos ser influenciada pelo seu tamanho e, também, por permitir comparações entre diferentes bacias (WALLING, 2006; ZANADREA; KOBIYAMA; MICHEL, 2017).

A produção de sedimentos engloba os sedimentos em suspensão e de fundo. Entretanto, como a carga de sedimentos suspensos domina a carga total da maioria dos rios e devido a disponibilidade limitada de informações com nível aceitável de precisão e continuidade sobre o transporte anual de carga de fundo pelos rios do mundo, grande parte dos trabalhos existentes sobre a produção de sedimentos tem se concentrado somente na produção de sedimentos em suspensão, tendo sido adotado em diversos trabalhos o termo produção de sedimentos somente para este tipo de transporte de sedimentos (JANSSON, 1988; VERICAT; BATALLA, 2010; WALLING, 2006).

O conhecimento da produção de sedimentos é indispensável para apoiar a gestão de políticas que lida com os efeitos da erosão do solo (MINELLA; MERTEN, 2011), com o dimensionamento e operação de obras hidráulicas nos cursos de água (MAMEDE *et al.*, 2018), inundações (VERICAT; BATALLA, 2010), estudos geoquímicos (RESTREPO *et al.*, 2006), compreensão dos impactos dos diferentes tipos de uso e cobertura da terra (VENTE *et al.*, 2011), indicador de mudanças globais relacionadas às mudanças climáticas (ZHANG *et al.*, 2019), entre outros.

Para uma estimativa da produção de sedimentos, utilizam-se diversos métodos, dentre eles podemos destacar: (1) monitoramento simultâneo da carga de sedimentos em suspensão e da vazão, (2) curvas-chave de sedimentos, (3) modelos matemáticos, (4) medição dos volumes totais de solo erodido e de sedimentos depositados em pequenas bacias, (5) medição dos volumes de sedimentos em lagoas, lagos ou reservatórios, e (6) utilização do sensoriamento remoto (VERSTRAETEN; POESEN, 2001; WMO, 2003).

Uma vez definido a produção de sedimentos, este trabalho considerará somente a produção de sedimentos em suspensão, sendo apresentados no item a seguir, as variações da produção de sedimentos em suspensão a nível global e nacional e os fatores espaço-temporal que afetam nessas mudanças.

3.2.1 Variabilidade espaço-temporal da produção de sedimentos em suspensão

A produção de sedimentos é altamente variável no espaço geográfico tanto a nível local quanto global, onde em alguns casos, um país ou uma pequena parte de uma bacia hidrográfica contribui com uma quantidade desproporcional da produção total de sedimentos, sendo necessário o conhecimento dessa variação espacial para concentrar esforços de redução na produção de sedimentos.

Jansson (1988) realizou uma análise de dados de produção de sedimentos em suspensão em 1358 estações de medições pelo mundo, com as bacias hidrográficas variando entre 350 a 100.000 km² de área, apresenta que 8,8% da área total dessas bacias foram responsáveis por 69,1% da produção de sedimentos, enquanto 58,8% da área total contribuiu com apenas 4,2% da produção de sedimentos.

Um dos primeiros trabalhos que investigaram o padrão global de produção de sedimentos foi proposto por Walling e Webb (1983), que geraram um mapa da distribuição global com os dados de bacias com áreas entre 1000 e 10,000km² (Figura 3), onde podemos observar que a produção máxima de sedimentos está associada à região do Sudeste Asiático e as Ilhas do Pacífico. Valores elevados também são encontrados em outras áreas montanhosas e em regiões com climas mediterrâneos, semiáridos e nos trópicos sazonalmente úmidos. Valores baixos estão associados a regiões desérticas e ao baixo relevo, a regiões glaciais e ao norte da Eurásia. Valores intermediários são encontrados na América Latina e em algumas localidades na África.

Araújo e Knight (2005) em um estudo em 364 bacias hidrográficas no mundo, mostrou que os dados de produção de sedimentos variaram de 0,005 a 6,400 t.km⁻².ano⁻¹, com uma média global de 190 t.km⁻².ano⁻¹. A figura 4 apresenta esse resultado para alguns países, sendo que, a menor produção de sedimentos encontrou-se no Canadá na

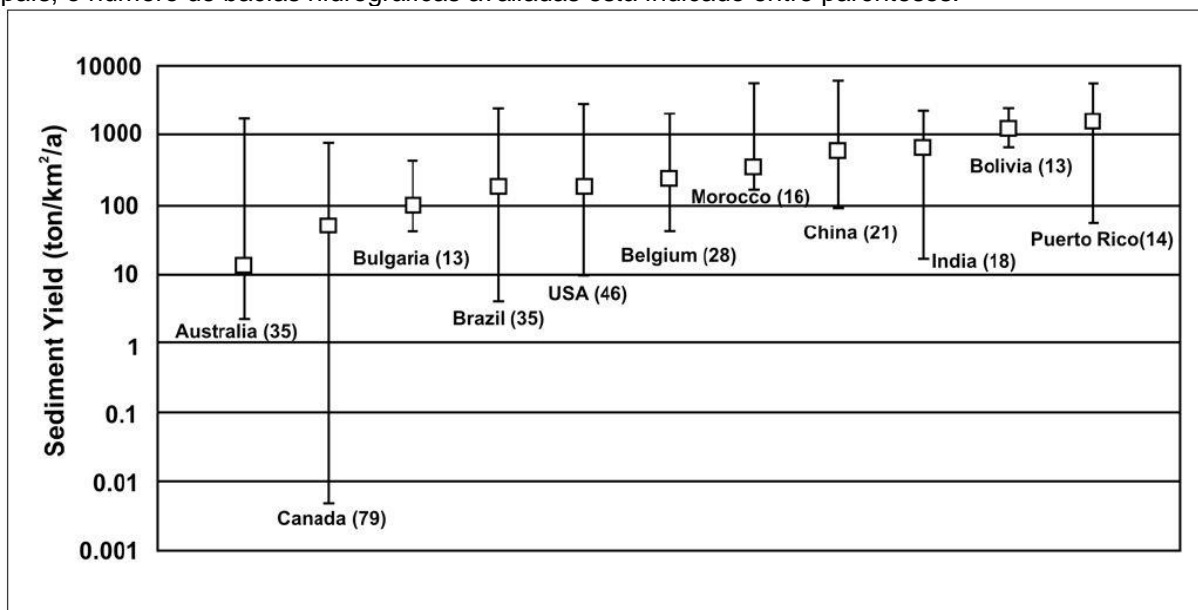
bacia de Galie, a maior ocorreu na China na bacia do rio Amarelo e o Brasil apresentou valores intermediários em relação aos outros países.

Figura 3: Mapa da média anual de produção de sedimentos



Fonte: Walling e Webb (1983).

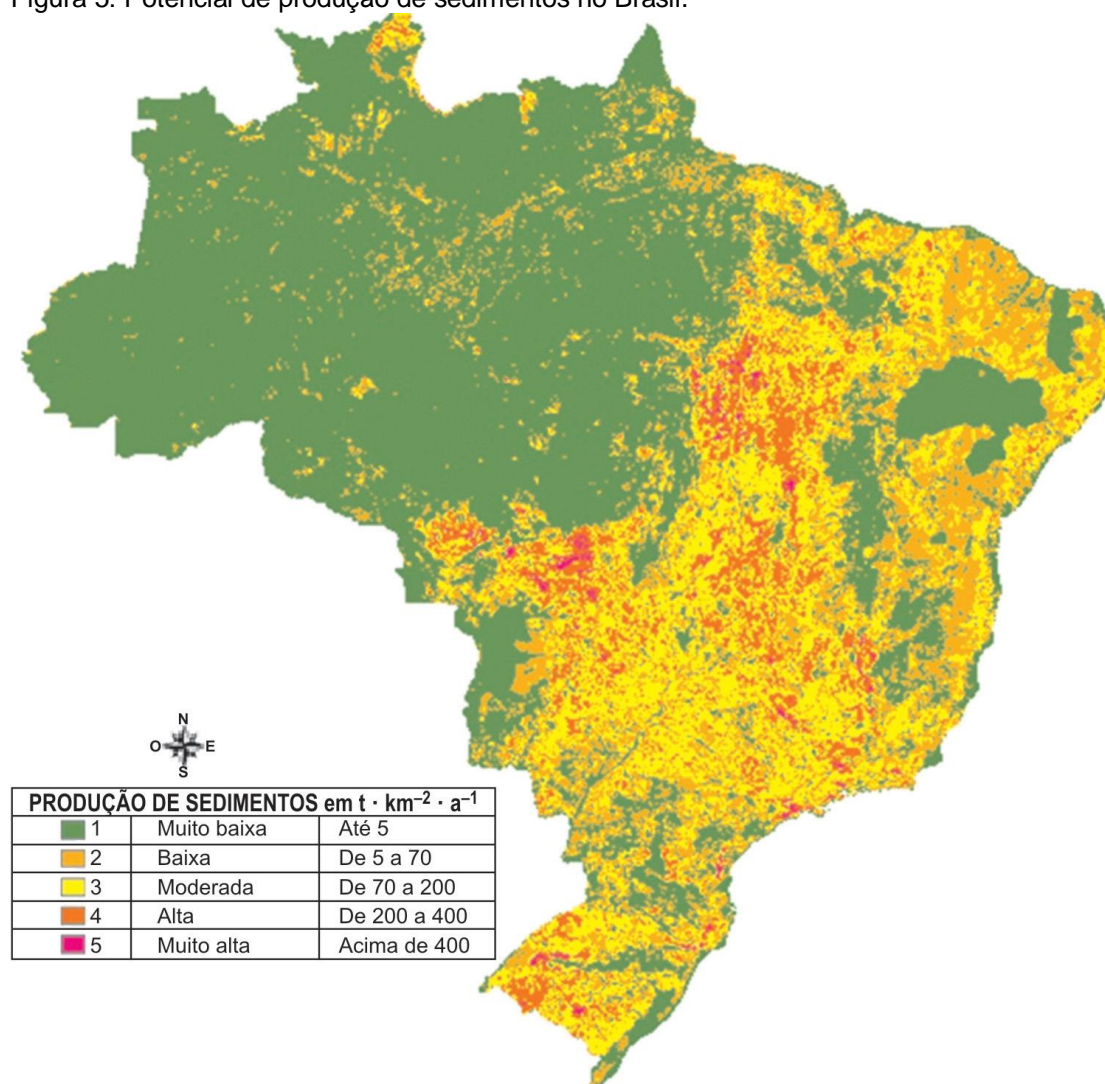
Figura 4: Produção de sedimentos média, mínima e máxima em alguns países do mundo. Para cada país, o número de bacias hidrográficas avaliadas está indicado entre parênteses.



Fonte: Araújo e Knight (2005).

No âmbito nacional, Campagnoli (2006) apresenta um mapa com o potencial de produção de sedimentos do Brasil (Figura 5) na escala de 1:2.000.000, a partir da correlação de características geológicas, geomorfológicas, pedológicas, de uso da terra, declividade, precipitação e amostras coletadas da rede de monitoramento. A partir disso, observamos que no Brasil se apresentam grandes áreas com potenciais de alta e muita alta produção de sedimentos. Em contrapartida, a região Norte e algumas áreas da região Nordeste do País são classificadas como de muito baixo ou baixo potencial, na geração de sedimentos, quanto ao Espírito Santo varia de muito baixa a alta.

Figura 5: Potencial de produção de sedimentos no Brasil.



Fonte: Campagnoli (2006).

No entanto, tais tentativas de descrever o padrão global da produção de sedimentos enfrentam uma série de problemas, dentre eles podemos destacar: as diferenças nas metodologias de cálculo da produção de sedimentos, problemas relacionados aos procedimentos de extrapolação ou interpolação dos dados e a falta de dados para muitas áreas do mundo, principalmente em relação ao fluxo de sedimentos das bacias menores (<100 km²) (VANMAERCKE *et al.*, 2011; WALLING, 2006).

No Brasil, existe predominantemente o monitoramento sistemático de grandes e médias bacias hidrográficas, sendo praticamente inexistentes na rede oficial estações com área de drenagem inferior a 100 km². Isto se deve, principalmente, às dimensões continentais do país, ao elevado custo do monitoramento e ao fato de a hidrologia brasileira estar predominantemente ligada ao interesse do setor de energia hidrelétrica (SANTOS, 2009, p. 21).

Souza, Oliveira e Queiroz (2009) citam que tanto em área rural quanto urbana, tem sido um desafio calcular as taxas ou volumes de sedimentos produzidos pelas pequenas bacias hidrográficas, pois, em geral, não existem para este porte de bacia, dados de vazões e transporte de sedimentos de fundo ou em suspensão.

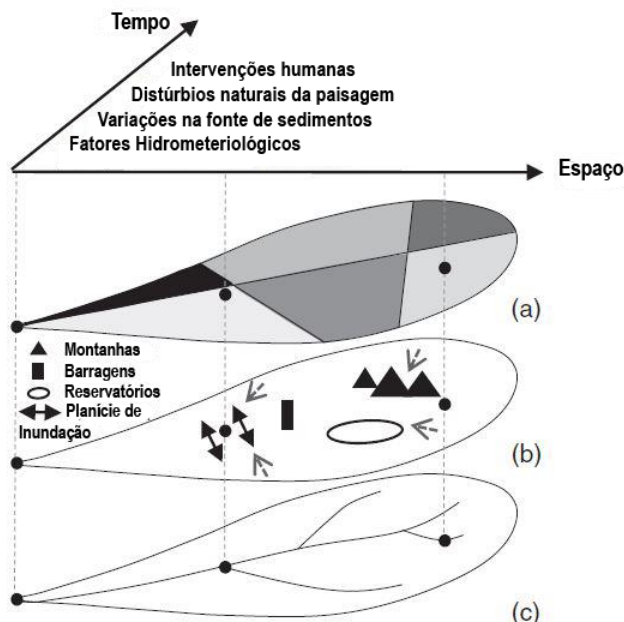
Walling (2006) complementa que qualquer tentativa de extrapolar os dados existentes de grandes rios para essas bacias fluviais menores enfrenta problemas substanciais, uma vez que a produção específica de sedimentos de bacias hidrográficas menores é normalmente muito maior do que os de bacias maiores, pois muitos desses rios menores drenam áreas de alto relevo, que são comumente caracterizadas por alta produção de sedimentos e apresentam menor redistribuição de sedimentos na paisagem.

Como descrito anteriormente, a produção de sedimentos em suspensão depende dos processos de erosão, transporte e deposição, que vão agindo em diferentes escalas espaciais e temporais. Nas seções a seguir, as dimensões espaciais e temporais da produção de sedimentos são discutidas mais detalhadamente.

A Figura 6 representa os processos que afetam a produção de sedimentos em suspensão espacialmente e temporalmente numa bacia hidrográfica, sendo que, varia espacialmente dependendo das interações entre: (a) características da bacia hidrográfica (por exemplo, geologia, uso da terra, topografia); (b) conectividade da bacia hidrográfica influenciado por ligações (laterais, verticais e longitudinal) e bloqueios (barreiras, zona tampão e zonas de cobertura); e (c) capacidade de transporte fluvial; e temporalmente na interação entre os fatores hidrometeorológicos,

variações na fonte de sedimentos, distúrbios naturais da paisagem e intervenções humanas.

Figura 6: Fatores propulsores da produção de sedimentos em suspensão na escala de bacias hidrográficas.



Fonte: Verduyssen, Grabowski e Rickson (2017), p. 40, tradução nossa.

3.2.1.1 Fatores propulsores da variação espacial da produção de sedimentos em suspensão

A distribuição espacial da erosão do solo e do transporte de sedimentos em suspensão nos rios é determinado pela combinação das características geológicas, topográficas, pedológicas, hidráulicas dos canais, climáticas e de cobertura do solo de uma bacia hidrográfica (MINELLA, 2007; MORGAN, 2005; SILVA; SCHULZ; CAMARGO, 2007; VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017; VERICAT; BATALLA, 2010; YANG, 1996). Logo, precisamos entender como o transporte de sedimentos em suspensão pode variar espacialmente dentro de uma bacia e como essas variações, por sua vez, afetam as variações temporais. Neste tópico será discutido brevemente algumas dessas características.

Em primeiro lugar, os sedimentos em suspensão de um rio são determinados principalmente pela disponibilidade de sedimentos na bacia hidrográfica e pela

capacidade de transporte do agente erosivo (VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017). A geração de sedimentos pode variar imensamente ao longo de uma bacia hidrográfica, dependendo das diferenças na suscetibilidade do solo à erosão, determinada principalmente pela erodibilidade e uso e cobertura da terra. Por exemplo, áreas agrícolas são conhecidas por serem mais propensas à erosão devido à falta de uma cobertura vegetal contínua e operações do preparo do solo perturbam a estrutura natural e a resistência do solo (MORGAN, 2005). Áreas urbanas também são grandes produtores de sedimentos, principalmente os antropogênicos advindos de obras de construção de estradas, estradas, parques de estacionamento e poluição atmosférica (por exemplo, de combustão de veículos e fontes industriais), que são transportadas para redes de drenagem artificiais e rios (RUSSEL; VIETZ; FLETCHER, 2017).

Ao contrário das áreas de agricultura e urbanas, as áreas florestadas possuem uma menor produção de sedimentos devido à sua cobertura vegetal permanente, sistemas de enraizamento e maiores taxas de infiltração, que aumentam a coesão do solo e reduzem o risco de geração de escoamento superficial, passando assim a oferecer maior resistência à ação dos processos erosivos (BOTELHO, 2007)

Guerra (2021) cita que as características relativas à topografia como a declividade, comprimento, orientação e forma das encostas atuam e agem em conjunto entre si e com os outros fatores, promovendo uma maior ou menor produção de sedimentos. As diferenças topográficas dentro da bacia hidrográfica potencializam a variabilidade da produção de sedimentos, gerando um maior escoamento de água (e erosão) e maior competência no transporte de sedimentos em comparação com gradientes mais suaves devido a declividade elevada, alta oscilação entre as vazões mínimas e máximas, inúmeras transições entre fluxos turbulentos correntes e encachoeirados e grande variação na geometria do canal (PAIXÃO; KOBIYAMA, 2019).

O segundo fator propulsor espacialmente da produção de sedimentos em suspensão é a conectividade hidrossedimentológica da bacia hidrográfica. A conectividade hidrossedimentológica é definida como a transferência integrada de sedimentos por toda a bacia, de qualquer fonte possível para um determinado ponto de controle em um sistema, regido pela forma como o sedimento se move dentro das formas geomorfológicas (entre encosta e canais e dentro dos canais), onde o vetor de

transporte é única e exclusivamente a água, com ligações ao longo do ciclo hidrossedimentológico. (HOOKE, 2003; ZANADREA; KOBAYAMA; MICHEL, 2017).

Segundo Hooke (2003) as bacias hidrográficas estão conectadas quando os sedimentos que são produzidos nas encostas e nos canais conseguem chegar ao exutório, movendo-se facilmente e continuamente no sistema, podendo ficar retidos durante certo período, mas sendo rapidamente removidos. Por outro lado, o sistema está desconectado quando ocorrem impedimentos à circulação dos sedimentos temporariamente ou permanente. Esses impedimentos podem ser gerados de origem natural, por exemplo, feições geomorfológicas, ou serem de origem antrópica, podendo ocorrer tanto de forma indireta (mau uso da terra), como de forma direta (obras de engenharia como retificações e barreiras artificiais) no canal fluvial (BLANTON; MARCUS, 2009; SOUZA; MARÇAL, 2015).

Fryirs *et al.* (2007) definiram três tipos de conectividades em uma bacia de hidrográfica: lateral, longitudinal e vertical. A Conectividade lateral caracteriza-se pela ligação da rede de canal com a paisagem de forma mais ampla, e inclui a relação entre encosta-canal e planície de inundação com o canal. Conectividade longitudinal é definida pelas relações que há entre alto curso e baixo curso, ou tributário e canal principal, inseridas no contexto da rede de canais, reproduzindo a capacidade do canal fluvial de transferir sedimentos de diferentes tamanhos. Já a conectividade vertical resulta das interações (trocas químicas, biológicas e hidrológicas) dos fluxos superficiais e sub-superficiais de água e sedimento. Essas ligações são controladas pela textura do material do leito e pelo regime de transporte do canal.

As conectividades podem ser interrompidas por três diferentes tipos de bloqueios naturais ou antrópicos, sendo esses denominadas de Zonas tampão (*buffers*), barreiras (*barriers*) e zonas de cobertura (*blankets*), descritos em Fryirs *et al.* (2007) e Goerl (2014):

- As zonas tampão (*Buffers*) são feições do relevo que impedem a entrada de sedimento na rede de drenagem, afetando as conexões laterais e longitudinais. Entre estas feições destacam-se a planície de inundação, terraços, leques aluviais, que afetam o transporte de sedimentos da encosta para o canal ou da planície de inundação para o canal.

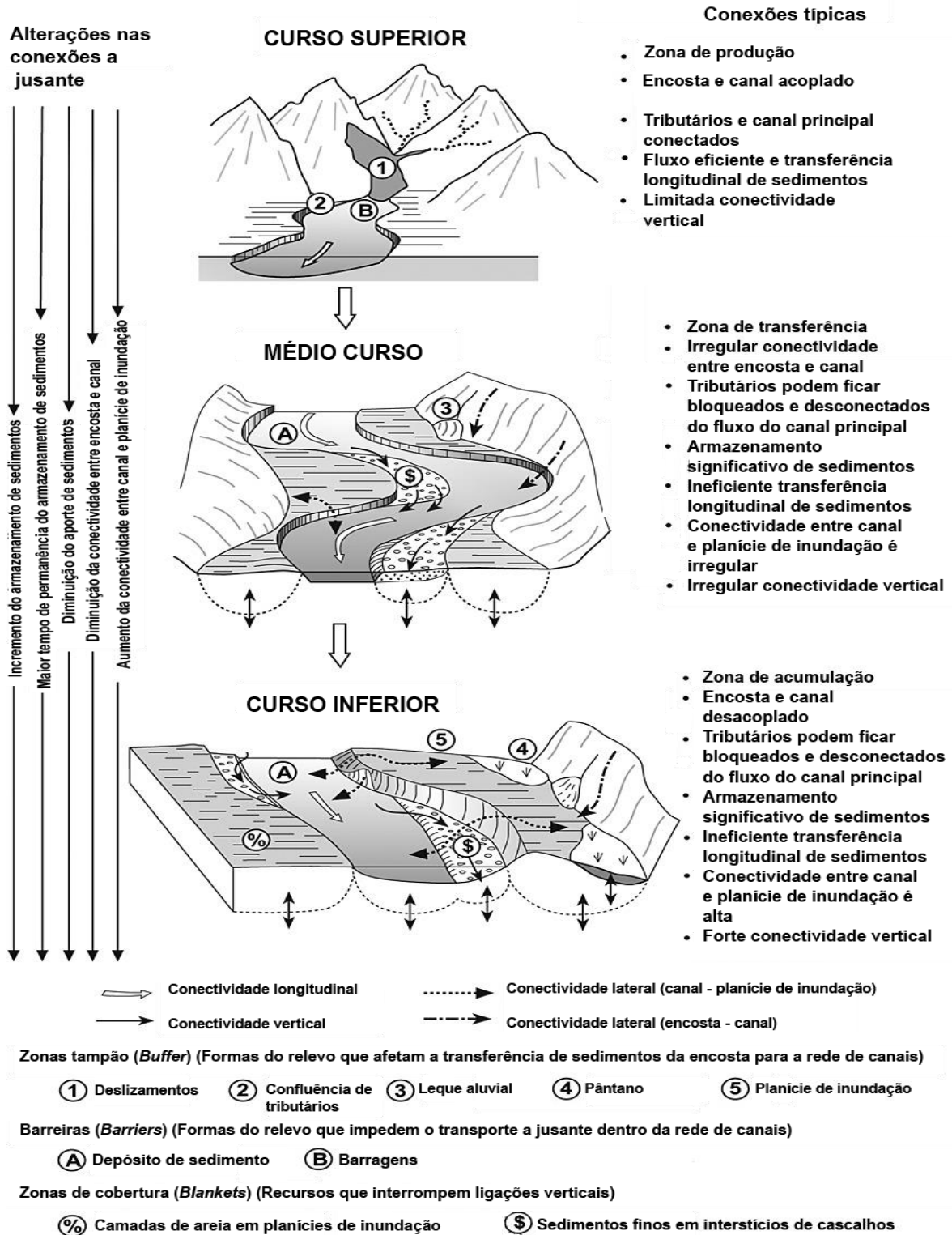
- As barreiras (*Barries*) afetam o transporte de sedimentos no interior dos canais e são observadas na paisagem na forma de barragens (naturais ou antrópicas), afloramentos rochosos no leito, detritos lenhosos, que modificam, por exemplo, o nível de base local, e conseqüentemente, o gradiente de declividade. A principal conectividade afetada é a longitudinal.
- As zonas de cobertura (*Blankets*), por sua vez, recobrem e protegem uma feição de ser remobilizada e afeta principalmente a conectividade vertical, ou seja, as interações superficiais-subsuperficiais. Além disso, podem ser observadas tanto no canal como na planície de inundação, como depósitos arenosos e sedimentos mais finos que auxiliam na coesão dos mais grosseiros, encouraçamento do leito, entre outros.

Encalada *et al.* (2019) destacam a importância de rios montanhosos como conectores longitudinais e laterais das terras às planícies de inundação. Por exemplo, no sistema do rio Amazonas, ~93% de todos os sedimentos e nutrientes ligados aos sedimentos vêm da Cordilheira dos Andes, e uma grande parte deles está presa e armazenada nas extensas planícies de inundação (FILIZOLA; GUYOT, 2011).

Por fim, uma vez que os sedimentos chegam ao canal fluvial, ele será transportado a jusante ou depositado, dependendo principalmente do tamanho de grão das partículas de sedimento e das características do escoamento do canal fluvial (VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017).

A partir de diferentes aspectos, o comportamento espacial de uma bacia hidrográfica é muito variável desde o alto curso até o baixo curso, dependendo das características da bacia, das conectividades e bloqueios e da capacidade do transporte de sedimentos (Figura 7). De uma maneira geral, no alto curso há maior erosão e transporte de sedimentos que vai diminuindo para o baixo curso, à medida que a declividade vai diminuindo e o impacto das chuvas se tornam menos intensas (CARVALHO, 2008).

Figura 7: Comportamento e conectividade em uma bacia idealizada. As ligações longitudinais, laterais e verticais possuem resistências diferentes no curso superior, médio e inferior, dependendo em grande parte da configuração dos processos em cada parte da bacia hidrográfica e da localização dos bloqueios.



Fonte: Fryirs (2013), p. 35, tradução nossa.

3.2.1.2 Fatores propulsores da variação temporal da produção de sedimentos em suspensão

A variabilidade temporal na produção de sedimentos em suspensão é determinada pela interação de vários fatores que podem ser classificados em quatro categorias principais, que muitas vezes estão fortemente interligados (VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017): (i) fatores hidrometeorológicos (ii) variações na fonte de sedimentos; (iii) distúrbios naturais da paisagem; e (iv) intervenções humanas.

Por estarem diretamente relacionados com a precipitação e subsequente fluxo terrestre, os processos hidrossedimentológicos são altamente dependentes da escala temporal, tanto em longos quanto em curtos prazos. Isto porque esses fenômenos hidrometeorológicos não acontecem de maneira constante ao longo do tempo. Portanto, diferentes parâmetros como vazão total, pico de vazão, tempo de subida e descida do nível de água, estação do ano, total de precipitação, intensidade da precipitação, precipitação antecedente em períodos como 1 hora, 1, 7 e 21 dias antes do evento, são incluídos nos estudos para estimar o transporte de sedimentos na bacia hidrográfica (CAO *et al.*, 2020; DOMINIC; ARIS; SULAIMAN, 2015; SHERRIFF *et al.*, 2017; VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017; ZABALETA *et al.*, 2007).

O segundo fator propulsor exibe que a carga de sedimentos em suspensão transportada por um canal fluvial geralmente representa uma mistura de sedimentos derivados de diferentes locais e de diferentes tipos de fontes dominantes dentro da bacia hidrográfica, consequência dos processos erosivos que estão em curso, variando como o resultado das interações entre as características da bacia hidrográfica e os processos hidrometeorológicos (VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017; WALLING, 2006).

Assim, por exemplo, uma área relativamente pequena da bacia hidrográfica, de um tipo de rocha específico ou um uso particular da terra, poderia contribuir com a maior parte da carga de sedimentos em suspensão na saída da bacia hidrográfica. Da mesma forma, em algumas bacias hidrográficas, a erosão laminar ou linear pode dominar o suprimento de sedimentos, enquanto em outras, a erosão fluvial ou voçorocas podem representar a fonte primária (WALLING, 2005).

Um dos métodos mais promissores que se têm destacado pela eficiência para detectar essas áreas, fontes de sedimentos, é a técnica “*fingerprinting*” ou impressão digital dos sedimentos, que se baseia no princípio de que os sedimentos em suspensão mantêm algumas de suas propriedades geoquímicas adquiridas de suas fontes, a partir das interações entre os fatores ambientais da bacia hidrográfica (geologia, clima, uso e cobertura, atividades antrópicas, etc.), sendo essas propriedades, então, utilizadas como traçadores do local de origem do sedimento (COLLINS; WALLING, 2004; COLLINS *et al.*, 2017; MINELLA; MERTEN; CLARKE, 2009; WALLING, 1999). Essas impressões digitais são utilizadas em conjunto com modelos estatísticos para estimar as contribuições das diferentes fontes de sedimento (COLLINS *et al.*, 2017; WALLING, 1999).

Minella, Merten e Clarke (2009) apresentaram como resultado para um estudo no sul do Brasil, que a contribuição e a proporção de duas fontes de sedimento (lavoura e estradas) foram variáveis no tempo, sendo que, em média a contribuição da lavoura foi de 64% com um coeficiente de variação de 19%, e já para as estradas a média foi de 36% e o coeficiente de variação, 33%.

O terceiro fator propulsor temporalmente são os distúrbios da paisagem natural em larga escala, como movimentos de massa e incêndios florestais, que podem ter um impacto significativo no suprimento de sedimentos que vão ser transportados em suspensão nos rios em períodos de curto e longo prazo (VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017).

Por fim, no último fator propulsor temporalmente, os transportes de sedimentos em suspensão podem ser afetados pela intervenção humana. O homem pode causar variações a curto e a longo prazo no interior ou fora dos canais fluviais, podendo aumentar ou reduzir a produção de sedimentos.

As reduções da produção de sedimentos ocorrem quando há um menor aporte de sedimentos causados, por exemplo, com a construção de barragens e reservatórios, mudanças na rede de drenagem ou por medidas de conservação do solo e da água. O aumento da produção de sedimentos pode ser gerado pela intensificação do uso da terra, mineração e obras de construção como estradas (VERCRUYSSSE; GRABOWSKI; RICKSON, 2017).

Vörösmarty *et al.* (2003) empreenderam uma análise detalhada da distribuição global de reservatórios e seu papel na interceptação do transporte de sedimentos, estimando que mais de 25% dos sedimentos que anteriormente chegariam ao oceano, estão atualmente armazenadas nos reservatórios. Li *et al.* (2020) apresenta que entre 2010 a 2020 ocorreu uma diminuição de 20,8% no fluxo global de sedimentos que chegariam aos oceanos, principalmente contribuído por rios asiáticos (13,2%) como resultado da construção de barragens.

3.3 MONITORAMENTO HIDROSSEDIMENTOMÉTRICO

O monitoramento desenvolvido em bacias hidrográficas é baseado em variáveis explicativas (precipitação, vazão, turbidez, concentração de sedimentos em suspensão, etc.) que caracterizam o ciclo hidrossedimentológico. Esse controle normalmente demanda longo período de tempo de deslocamento até a seção de monitoramento.

Os riscos de medição em períodos de cheias e investimento em equipamentos para coletas e análise de dados, são alguns dos problemas para a realização do monitoramento, entretanto, seus resultados trazem algumas vantagens, como por exemplo, escolha de técnicas que aumente o armazenamento de água no solo, melhoria da qualidade da água, diminuição do assoreamento de rios e reservatórios, etc. (BARROS, 2012; MINELLA; MERTEN, 2011).

A frequência do monitoramento interfere diretamente nos resultados esperados, podendo ocorrer uma subestimativa da produção de sedimentos quanto maior for o intervalo entre as medições (MERTEN *et al.*, 2007). Um número maior de amostragem em um menor intervalo de tempo aumenta a probabilidade de coincidir o momento da coleta com os eventos de cheia, os quais são responsáveis pela maior parte da produção de sedimentos (MINELLA; MERTEN, 2011).

O monitoramento hidrossedimentológico é baseado na obtenção de uma série temporal de dados de precipitação, vazão e concentração de sedimentos em suspensão que possibilita o cálculo da produção de sedimentos em suspensão (massa total de sedimentos em suspensão que se desloca em uma seção transversal em uma unidade de tempo) é a produção específica de sedimentos em suspensão

(massa total de sedimentos em suspensão que se desloca em uma seção transversal em uma unidade de tempo, por unidade de área de contribuição à seção) (MINELLA, 2007).

A determinação da vazão de um canal fluvial é feita de forma geral baseado na medição e integração de áreas e velocidades, com o uso de equipamentos convencionais ou equipamentos acústicos que utilizam o princípio físico do efeito *doppler*². Entre os convencionais os mais utilizados são os molinetes e micromolinetes e entre os acústicos temos o *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) e o *Acoustic Doppler Profiler* (ADP) (KOBAYAMA; GRISON; MOTA, 2011; POLETO, 2018; SANTOS *et al.*, 2001).

As possíveis relações entre chuva-vazão podem ser expressas nos hidrogramas, estas por sua vez, ilustram a distribuição da vazão ocorrida em uma seção de um curso d'água em função do tempo, resultado da interação dos componentes do ciclo hidrológico (TUCCI, 2001).

Existem várias formas de se determinar a concentração de sedimentos em suspensão, conseqüentemente a produção de sedimentos em suspensão. Os métodos são divididos diretos e indiretos. No método direto as determinações são realizadas em campo (*in situ*) com equipamentos que obtêm a concentração de sedimentos como valor imediato. Já no método indireto, é efetuado as coletas de amostras e realizada as determinações em laboratório (CARVALHO, 2008; SILVA; SHULZ; CAMARGO, 2007). O quadro 1 apresenta as principais formas, metodologias e equipamentos utilizados na determinação da concentração de sedimentos em suspensão.

A análise em laboratório da concentração de sedimentos em suspensão pode ser realizada por diferentes métodos dependendo da quantidade de sedimentos presentes na amostra. Os dois métodos mais utilizados são o de filtração ou da evaporação. O método de filtração é utilizado quando a amostra tem baixa

² Efeito *doppler* é a mudança observada na frequência de uma onda qualquer resultante do movimento relativo entre a fonte e o observador. [...] Os equipamentos acústicos de medição de vazão utilizam o efeito *doppler* transmitindo pulsos sonoros de frequência fixa e escutando o eco que retorna das partículas em suspensão na água (sedimentos e plâncton) (SANTOS *et al.* 2001).

concentração (menor que 200 mg.L⁻¹), enquanto no de evaporação a amostra tem maiores concentrações (WMO, 2003).

Quadro 1: Métodos de medição da concentração de sedimentos em suspensão

Medição	Descrição	Equipamento ou metodologia de medida
Direta	Usa equipamentos que medem diretamente no curso de água a concentração ou outra grandeza como a turbidez ou ultrassom	Medidos nuclear (portátil ou fixo), Ultrassônico ótico, Ultrassônico Doppler de dispersão, Turbidímetro, ADCP (Doppler)
	Por acumulação dos sedimentos num medidor (proveta graduada)	<i>Garrafa Delft</i> (medição pontual e concentração alta)
Indireta	Coleta de sedimentos por amostragem da mistura água e sedimento, análise de concentração e granulometria e cálculos posteriores da produção de sedimentos em suspensão	Equipamentos de bombeamento, equipamento que usam garrafas ou sacas, realizando uma coleta de uma amostra sobre uma seção vertical (igual incremento de largura ou igual incremento de descarga) ou em um ponto fixo por um determinado período (pontuais instantâneos e pontuais por integração na vertical).
	Uso de imagens de satélite	São estabelecidas estimativas de concentração de sedimentos ou utilizados equações que correlacionam as grandezas de observação das imagens de satélite com as concentrações medidas em campo.

Fonte: Adaptado de Carvalho (2008)

3.4 CURVA-CHAVE

Compreender o comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica é um processo complexo, tendo como um dos seus maiores desafios o monitoramento diário, pois estes, podem esconder variações significativas, principalmente em pequenas e médias bacias hidrográficas devido à grande dispersão de valores da produção de sedimentos em suspensão em relação a vazão e o nível da água, devido principalmente aos eventos de precipitação (CARVALHO, 2008; VESTENA, 2009).

Uma alternativa frequentemente utilizada para determinar uma relação entre variáveis hidrológicas e também ao fluxo de sedimentos é estabelecer uma curva-chave, que são relações matemáticas que permitem converter um fenômeno físico para uma estimativa de um fenômeno relacionado (TAYLOR, 2011). Mas existem outras abordagens alternativas e mais complexas, como lógica difusa (KISI; KARAHAN; ŞEN, 2006) e redes neurais artificiais (SCHNABEL; MANETA, 2005).

3.4.1 Curva-chave de vazão

A curva-chave mais tradicional é a que relaciona a vazão com a cota do canal fluvial, também conhecida como curva-chave de vazão. Em virtude de as medições de vazão serem um processo demorado e caro, impedindo assim que as suas medições sejam frequentes, esses dados são relacionados com o nível da água, que é um dado de baixo custo, contínuo e aplicável em sua maioria para qualquer estação fluviométrica (MALDONADO *et al*, 2014).

Conforme a Ana (2012), as curvas-chave de vazão devem ser traçadas utilizando equações do tipo potencial (equação 1) entre a cota e a vazão, uma vez que, tal forma apresenta significado físico.

a) Forma de potência:

$$Q = a(H - H_0)^n \quad (\text{Equação 1})$$

Onde: Q é a vazão em $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; H é a cota referente a uma vazão Q; H_0 é a cota referente a vazão nula; a e n são coeficientes de ajuste calculados por regressão linear para cada curva-chave.

A curva-chave de vazão é a base para a gestão dos recursos hídricos de uma região, sendo necessária para diversas análises hidrológicas como os estudos de disponibilidade hídrica, potenciais hidrelétricos, captação de água, modelagem chuva-vazão, avaliação do fluxo do canal fluvial, dentre outros (MELO *et al.*, 2019).

3.4.2 Curva-chave de sedimentos

Outro tipo de curva-chave bastante utilizada é a curva-chave de sedimentos, ela é traçada usando a concentração ou a produção de sedimentos em suspensão com a vazão do canal fluvial. Outra forma de obtenção da curva-chave de sedimentos é relacionar a concentração de sedimentos em suspensão com turbidez da água.

A curva-chave de sedimentos é necessária quando os dados diários de vazão estão disponíveis e os de sedimento não, permitindo assim, um cálculo aproximado de dados diários da concentração e produção de sedimentos em suspensão. Esses dados são importantes para tratamentos de água, verificação de impactos de

assoreamentos de canais e reservatórios e além de auxiliar no controle dos processos erosivos que ocorrem nas bacias hidrográficas (CARVALHO, 2008).

Horowitz (2003) e Merten *et al.* (2007) citam que a curva-chave de sedimentos tem sido amplamente empregada no Brasil e no mundo para estimar a produção de sedimentos em suspensão (P_{ss}) em rios, devido às dificuldades de se obterem dados contínuos de concentração de sedimentos em suspensão (C_{ss}). Apesar disso, é necessário reconhecer que o emprego da curva-chave de sedimentos apresenta algumas limitações para gerar estimativas fidedignas de P_{ss} . Dentre essas limitações Merten *et al.* (2007) destacam os principais aspectos:

O primeiro aspecto é que, apesar de existir uma relação entre as duas variáveis, a variabilidade da C_{ss} depende de outros fatores além da vazão e, conseqüentemente, a relação $C_{ss} \times Q$ não é de toda adequada. O segundo aspecto é o erro em potencial presente nas medições de campo e determinações de laboratório. O terceiro aspecto está relacionado com a pouca representatividade dos dados que, em alguns casos, compõe a curva-chave quando as amostragens são realizadas de forma aleatória e com baixa freqüência. Um quarto aspecto, também importante, diz respeito aos procedimentos de extrapolação da curva-chave quando não temos C_{ss} medidas nas vazões altas para compor a curva-chave (MERTEN *et al.*, 2007, p. 02).

Além disso, a relação entre C_{ss} e vazão podem apresentar uma grande dispersão de valores devido aos efeitos de histerese, ou seja, para a mesma vazão ocorre diferentes C_{ss} na subida e na descida da onda de cheia (MERTEN *et al.*, 2007; WILLIAMS, 1989).

A partir disso, Asselman (2000) e Horowitz (2013) citam que as curvas-chaves de sedimentos tende a subestimar a concentração de sedimentos em suspensão durante a alta descarga e superestimá-la durante a baixa descarga. Além disso, a carga de sedimentos suspensos calculada tende a ser mais subestimada do que a carga de sedimentos suspensos observada (ASSELMAN, 2000; DE GIROLAMO; PAPPAGALLO; LO PORTO, 2015)

A equação mais utilizada para a curva-chave de sedimentos é a de potência, entretanto, podem ser potencialmente utilizadas para o cálculo outras equações como a linear, polinomial e outras equações modificadas, buscando a que melhor se adequa a bacia em estudo (HAPSARI *et al.*, 2019). Além disso, como uma forma de melhorar a precisão da curva-chave de sedimentos, alguns estudos separam as curvas chaves de sedimentos com base em diferentes condições como: ano (MENEZES;

MARCUZZO; PEDROLLO, 2021) Estações do ano (ASSELMAN, 2000); vazões crescentes e decrescentes (ASSELMAN, 2000); condições hidrológicas (DE GIROLAMO; PAPPAGALLO; LO PORTO, 2015) estágios de temperatura (TOTH E BODIS, 2015),

3.6.1 – A construção da curva-chave: fatores controladores e extrapolação

De forma geral, a construção de uma curva-chave segue as seguintes etapas (SEFIONE, 2002):

- É escolhido um local no canal fluvial, através de uma série de critérios hidráulicos e logísticos, onde se deseja conhecer os valores de vazão e concentração de sedimentos em suspensão. Instalando neste ponto a estação fluviométrica, composta por réguas linimétrica e/ou linígrafos, permitindo o registro manual diário ou automático do nível de água ao longo do tempo.
- Periodicamente são realizadas medições de vazão e concentração de sedimentos em suspensão, procurando dentro do possível realizar essas medições em uma faixa de cota mais ampla possível. Associando a cada medida de vazão a cota referente para confecção da curva-chave de vazão, ou a medida de vazão com a de produção de sedimentos para confecção da curva-chave de sedimentos.
- Utilizando-se de um programa ou planilha computacional procura-se interpolar os dados a curva de maior aderência aos pontos, geralmente pelo método dos mínimos quadrados. Tendo como produto final uma equação matemática ou um gráfico.
- Por fim, converte-se por meio da curva-chave (tabela ou equação), os valores de cota para vazões ou C_{ss} para produção de sedimentos em suspensão, obtendo-se, assim, a série histórica como produto final desse processo.

A curva-chave é dependente das condições de escoamento da seção transversal, sendo assim, é necessário que se conheça a geometria hidráulica da seção e do trecho em que se localiza a estação em estudo (SEFIONE, 2002; JACCON; CUDO, 1989).

A medição quantitativa de alguns fatores hidráulicos que ajudam a determinar a forma dos canais dos cursos de água naturais: profundidade, largura, velocidade e carga suspensa, e como eles variam com a descarga (LEOPOLD; MADDOCK, 1953, p. 01).

Segundo Christofolletti (1981) e Grison e Kobiyama (2011) a importância do estudo da geometria hidráulica está no fato de que o fluxo d'água é o principal agente modificador do canal. Assim, a interação entre as forças do fluxo e a resistência dos sedimentos é a principal responsável pelo equilíbrio entre as forças erosivas e os processos de deposição de material no leito e nas margens dos rios.

Em relação à geometria, Jaccon e Cuddo (1989) e Sefione (2002) chamam atenção para as singularidades que podem interferir na elaboração da curva-chave, dividindo estes aspectos em três itens:

- **O traçado** - Está relacionado com a geologia local (rochoso ou aluvionar), podendo ser mais ou menos meandrante ou sinuoso. Rios mais sinuosos, confluências e defluências são aspectos que podem refletir sobre a curva-chave.
- **Perfil Longitudinal** – Está relacionado com o percurso de montante para jusante, estando relacionado com a declividade do canal fluvial. Os principais elementos são a declividade do fundo e declividade da linha da água. A declividade de fundo é pouco variável no tempo, sendo dependente da topografia local, já declividade da linha da água é variável com a vazão.
- **Seção transversal** – São os elementos geométricos que variam em função do nível da água da seção. O quadro 2 expõe as principais variáveis da geometria hidráulica descritas por Christofolletti (1981):

Depois de traçada, a curva-chave precisa ser extrapolada. Extrapolar uma curva-chave significa prolongar criteriosamente a mesma, para além da faixa de registro coletados em campo, a fim de evitar falhas e poder estimar os dados para uma cota extrema qualquer (KOBİYAMA; GRISON; MOTA, 2011; SEFIONE, 2002). Quando os parâmetros observados na estação de controle superam os valores máximos calculados, temos a extrapolação superior. Já quando os valores observados são maiores do que os mínimos valores realmente existentes, temos a extrapolação inferior (SEFIONE, 2002).

Quadro 2: Principais variáveis da geometria hidráulica

Variável	Símbolo	Definição
Largura do canal	W ou L	Largura da superfície da camada de água recobrimdo o canal.
Profundidade	D ou h	Espessura do fluxo medida entre a superfície do leito e a superfície da água.
Velocidade do fluxo	V	Comprimento da coluna de água que passa em determinada seção transversal, por unidade de tempo.
Área	A	Área ocupada pelo fluxo na seção transversal, considerando a largura e a profundidade.
Vazão	Q	Quantidade de água escoada por unidade de tempo.
Perímetro molhado	P_m	Linha que assinala a extensão da superfície limitante recoberta pelas águas.
Raio Hidráulico	R_h	Valor adimensional resultante da relação entre a área e o perímetro molhado ($R_h = A/P_m$).

Fonte: Christofoletti (1981)

Normalmente é necessário a extrapolação superior, devido as dificuldade e riscos de medições em períodos de cheia. Nesta situação a rugosidade aumenta devido à presença de obstáculos e vegetação, e a relação entre área da seção transversal e nível da água se modifica, pelo aumento da largura inundada (COLLISCHON; TASSI, 2008).

Segundo Santos *et al.* (2001), existem um grande número de métodos para extrapolação de curvas-chave, sendo as mais comuns:

- Extrapolação gráfica a sentimento, seguindo-se a tendência do trecho definido pelas medições;
- Leitura de cotas simultâneas em outra estação próxima, com curva-chave melhor definida;
- Extrapolação logarítmica, sendo a técnica mais utilizada no Brasil, que consiste em extrapolar superiormente a curva-chave obedecendo a equação de potência.
- Extrapolação da velocidade médias e determinação da área por levantamento topobatimétrico da seção de medição;
- Extrapolação com base em fórmulas do regime uniforme em canais (Chezy, Manning, etc.);
- Extrapolação por meio do cálculo de remanso, e
- Ajuste de equações nos pontos medidos.

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo (BHCPA) possui uma área de 14,67 km², estando localizada entre os municípios de Cariacica (14,43 km²), Viana (0,23 km²) e Santa Leopoldina (0,007 km²), entre as coordenadas (7761860 S 344608 W) (7755017 S 339601 W) (Figura 8).

As bacias dos córregos Pau Amarelo, Naiá-Assú, Panelas e Sertão Velho formam o rio Duas Bocas. Todos esses córregos deságuam junto ao reservatório de Duas Bocas e estão inseridos dentro da Reserva Biológica (Rebio) de Duas Bocas.

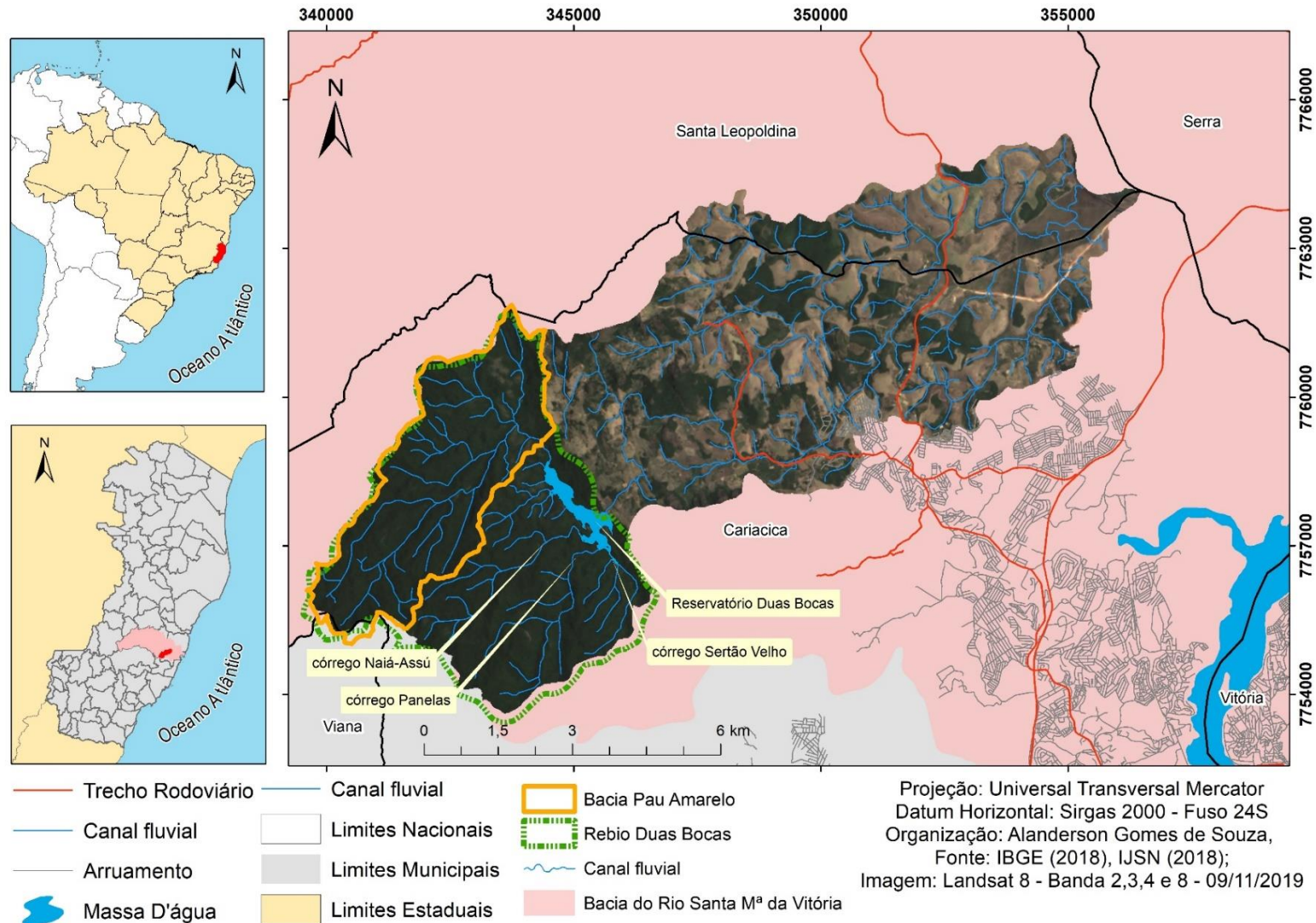
A bacia hidrográfica do rio Duas Bocas (BHRDB) é, por sua vez, uma sub-bacia do rio Santa Maria da Vitória (ES), que é um dos responsáveis pelo abastecimento de água da Região Metropolitana de Vitória (ES) (Figura 8). O córrego Pau Amarelo é a principal cabeceira de drenagem da BHRDB.

A BHCPA tem uma importância essencial e histórica para a Região Metropolitana da Grande Vitória, principalmente devido ao abastecimento de água para a população, fato que vem ocorrendo desde 1884 (NOVELLI, 2010).

Em seu interior temos a presença de uma pequena represa completamente assoreada, construída em 1918, denominada represa Velha (Figura 9), que abasteceu a Grande Vitória até 1950. Atualmente, o córrego Pau Amarelo deságua no reservatório de Duas Bocas (Figura 10), sendo este responsável pelo abastecimento de água de 25% da população do município de Cariacica (NOVELLI, 2010). O reservatório de Duas Bocas possui área de 50 hectares, tendo uma profundidade de até 10 metros e uma vazão máxima regularizada de 250 l.s⁻¹ (FERNANDES *et al.*, 2005).

Além disso, é necessário destacar que a Rebio de Duas Bocas desde o ano de 1965 quando foi criada a Reserva Florestal de Duas Bocas, por meio da Lei nº 2.095, de 12 de janeiro de 1965, em uma área de 2.910 hectares e, posteriormente, a redefinição da categoria para Reserva Biológica em 2 de janeiro de 1991 através da Lei nº 4.503 (NOVELLI, 2010), tem se constituído uma importante unidade do espaço geográfico para a produção de água, devido a sua preservação integral dos atributos naturais existentes em seus limites.

Figura 8: Localização da bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo em relação a bacia hidrográfica do rio Duas Bocas (ES)



Fonte: Elaborado pelo autor.

Por meio do quadro 3, temos um histórico da importância da Bacia do córrego Pau Amarelo no desenvolvimento da Região Metropolitana da Grande Vitória, no que tange a captação de água para abastecimento da população e como um local de preservação da biodiversidade.

Quadro 3: Evolução histórica da bacia do córrego Pau Amarelo e da Reserva de duas bocas

ANO	EVOLUÇÃO HISTÓRICA DA BACIA DO CÓRREGO PAU AMARELO E DA RESERVA BIOLÓGICA DE DUAS BOCAS
1854	Dom Pedro II faz doações de terras a famílias, dentre elas a sesmaria de Pau Amarelo.
1884	O presidente da intendência (prefeito) de Cariacica, senhor Manoel Lopes Loureiro, construiu um sistema rudimentar de captação de água no córrego Pau Amarelo para abastecimento de Cariacica Sede.
1908	A prefeitura de Vitória iniciou a compra de algumas das Sesmarias, como a de Pau Amarelo, onde foi construída a primeira captação de água da Grande Vitória, a água foi canalizada para um chafariz na então Praça Santos Dumont (que no ano seguinte seria reformada e rebatizada como Praça Oito de Setembro), ali as pessoas apanhavam água para seus diversos usos. Produzindo na época cerca de 40 l.s ⁻¹ de água.
1912	Governador do Estado do Espírito, Jerônimo Monteiro, determinou a compra de terras ao redor do córrego Pau Amarelo, com a finalidade de construir uma represa para o abastecimento da população.
1918	Inauguração da Represa Velha, situada dentro da bacia do córrego Pau Amarelo, responsável pelo abastecimento de água da Grande Vitória.
1949	Início das obras da Represa de Duas Bocas, represando as águas dos córregos Pau Amarelo, Panelas e Naia-Assú, visando garantir o abastecimento de uma população crescente.
1950	Ano que a Represa Velha ainda esteve em funcionamento.
1951	Ano que o presidente Getúlio Vargas inaugurou a atual represa de Duas Bocas para o abastecimento da Grande Vitória.
1954	Ano que a Represa de Duas Bocas entra em operação, sendo a água distribuída sem nenhum tratamento, mas apresentando uma boa qualidade devido a preservação da vegetação nativa.
1965	Criação da Reserva Florestal de Duas Bocas, por meio da Lei nº 2.095, de 12 de janeiro de 1965, em uma área de 2.910 hectares. A bacia de captação passou a ser Reserva Florestal.
1975	Inaugurada a Estação de Tratamento de águas (ETA) Duas Bocas apenas com floculadores e aplicando-se cloro como agente de desinfecção e cal hidratada como corretivo de pH.
1987	A ETA Duas Bocas foi reinaugurada, após ampliação, com a construção de seis filtros autolaváveis, passando a operar como ETA de filtração direta.
1991	Redefinição da categoria de manejo para Reserva Biológica em 2 de janeiro de 1991 através da Lei nº 4.503.

Fonte: Elaborado pelo autor, baseado em André (2012), Boni (2012), Cupertino (2018), Fernandes *et al.* (2005); Novelli (2010), Santos (2016).

Figura 9: Vista da Represa Velha construída em 1918 no córrego Pau Amarelo (ES)



Fonte: Acervo do autor

Figura 10: Vista parcial ao longo do reservatório da Reserva Biológica de Duas Bocas, Cariacica, (ES).



Fonte: Acervo do autor

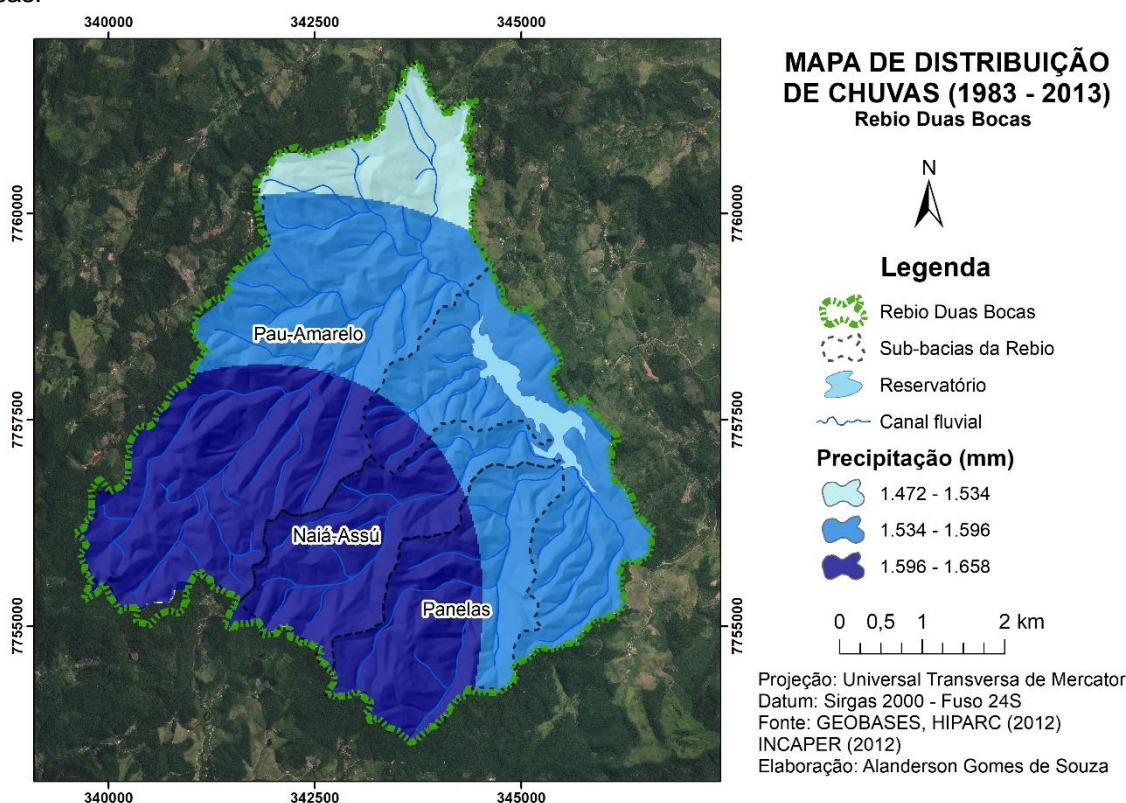
4.1 CLIMA

No município de Cariacica, segundo a classificação de Köppen, predomina o clima tropical chuvoso, indicando altas médias pluviométricas, principalmente no verão, acompanhado de temperaturas elevadas (OLIVEIRA FILHO, 2010). Ainda segundo o autor, a temperatura média do município é de 24° C, apresentando os meses mais quentes no verão, em que as temperaturas chegam a ultrapassar 33° C.

Marchioro, Kerckhoff e Lorena (2016) geraram o mapa de campo térmico da BHRDB no inverno (agosto de 2014) e no verão (janeiro de 2015), a partir dos quais observaram que na Rebio de Duas Bocas a temperatura no inverno variou entre 20,1 a 28° C e no verão de 25,1 a 30° C.

Bastos *et al.* (2015) a partir da interpolação de estações pluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA) e do Instituto Capixaba de Pesquisa e Extensão Rural (INCAPER), indicaram que na Rebio de Duas Bocas as chuvas médias anuais entre os anos de 1983 a 2013 variaram entre 1.472 (próximo ao exutório) a 1.658mm (no alto curso), evidenciando o efeito orográfico na área de estudos (Figura 11).

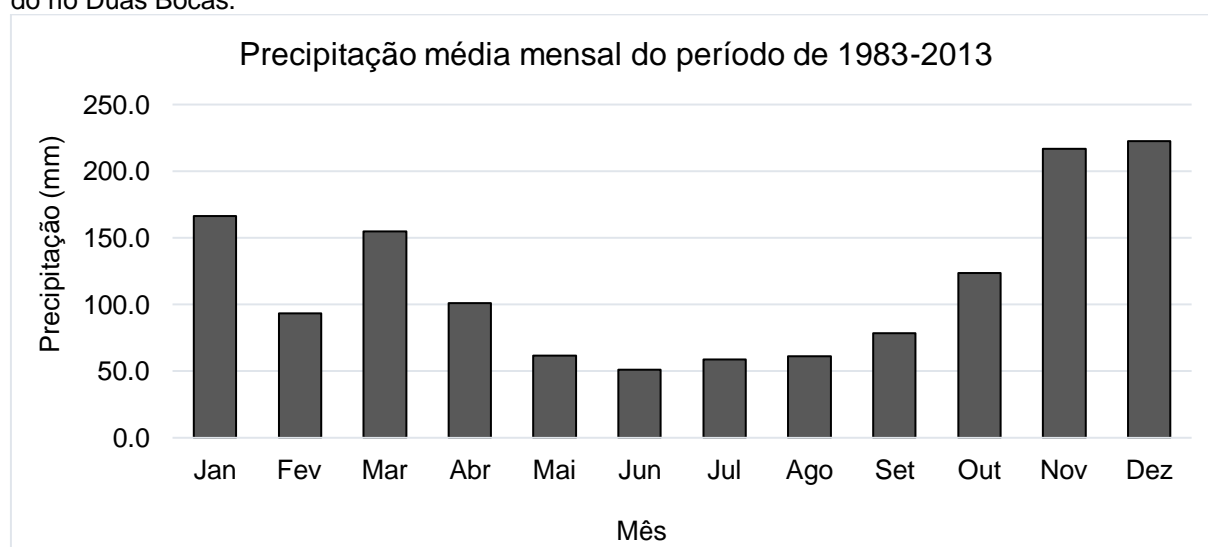
Figura 11: Distribuição da precipitação média mensal no período de 1983 a 2013, na Rebio de Duas Bocas.



Fonte: Adaptado de Bastos *et al.* (2015)

Ainda segundo Bastos *et al.* (2015), no período de 1983 a 2013 os meses mais chuvosos foram novembro, dezembro e janeiro, que representam o final da primavera e o início do verão, com um total acumulado médio de 605,9 mm, representando 44% de toda a precipitação ocorrida em um ano (Figura 12). Já os meses com menor índice pluviométrico ocorreram entre maio a agosto, com um total acumulado médio de 232,7 mm, que corresponde a 16% de toda a precipitação ocorrida em um ano.

Figura 12: Distribuição da precipitação média mensal no período de 1983 a 2013, da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas.



Fonte: Adaptado de Bastos *et al.* (2015).

Dentre os fatores dinâmicos que promovem uma variabilidade dos elementos climáticos na área em estudo, podemos destacar a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a Zona de Convergência de Umidade (ZCOU), as massas de ar e a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (MARCHIORO, 2012; MARCHIORO; KERCKHOFF; LORENA, 2016).

4.2 GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E SOLOS

A BHCPA com base no mapeamento geológico da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, na escala 1:400.000, possui somente a unidade geológica Complexo Nova Venécia, tendo sua gênese datada do Neoproterozóico, geralmente aflorando em lajedos e nos leitos dos principais cursos d'água (CPRM, 2015). Este é um complexo paragnáissico de alto grau metamórfico, constituído essencialmente por Silimanita-granada-cordierita-biotita e gnaiss, também apresentando bandamento composicional formado com bandas escuras ricas em biotita e bandas claras ricas em quartzo e feldspato (QUEIROGA *et al.*, 2012).

O mapeamento das unidades geomorfológicas na área de estudo teve como base o mapeamento geomorfológico do Espírito Santo realizado pelo Instituto Jones dos Santos Neves, juntamente com o Departamento de Geografia da Universidade Federal do Espírito Santo, em escala 1:250.000, retrabalhado do Projeto RADAMBRASIL, escala 1:1.000.000 (IJSN, 2012).

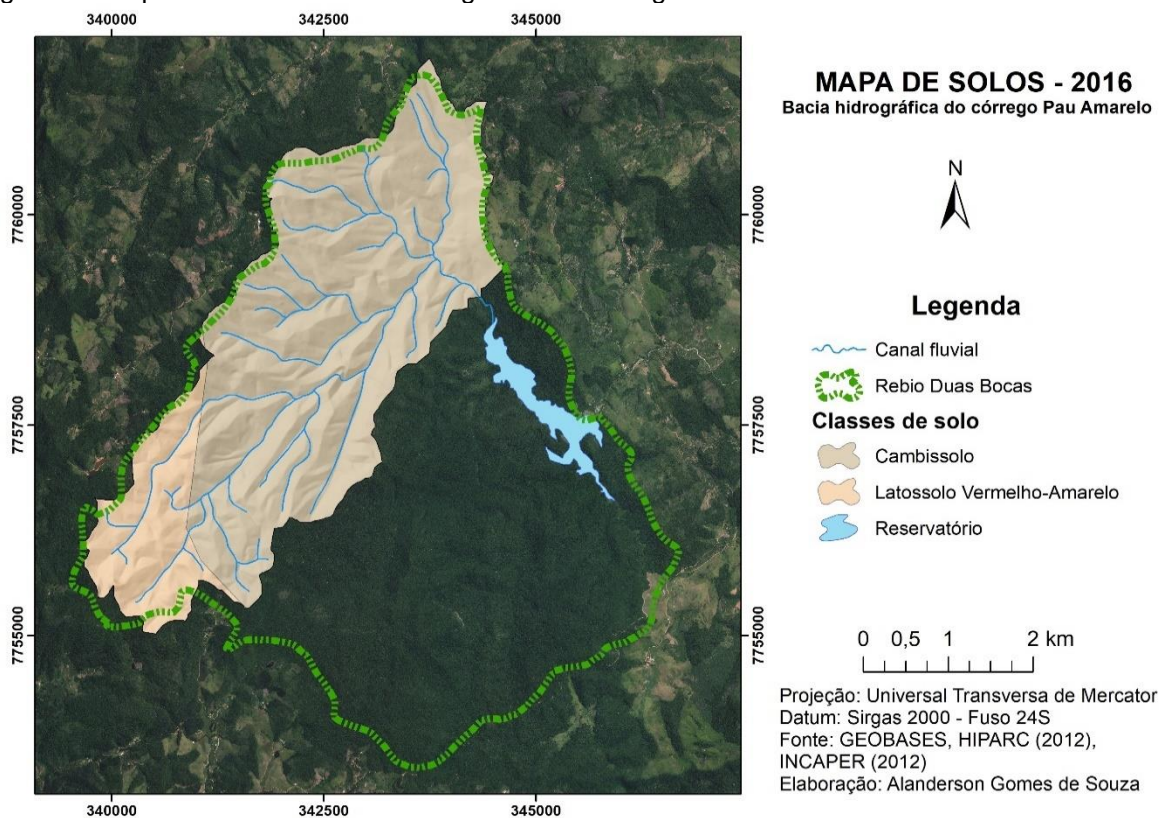
A bacia em estudo está inserida na unidade geomorfológica Patamares Escalonados do Sul Capixaba, que retrata níveis de dissecação escalonados originando patamares, delimitados por frentes escarpadas adaptadas a falhas no sentido noroeste e, com caimento topográfico para sudeste, formando blocos basculhados em decorrência de impulsos epirogenéticos relacionados com a atuação dos ciclos geotectônicos (IJSN, 2012).

A caracterização pedológica da bacia (Figura 13) está de acordo com o mapeamento disponibilizado pelo Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência técnica e Extensão Rural, em escala 1:250.000. A BHCPA contém as seguintes classes de solo: Cambissolo Háplico e Latossolo Vermelho-Amarelo (CUNHA *et al.*, 2016). Essas classes de solo são assim caracterizadas:

- O Cambissolos Háplico ocupa 82,92% da área da bacia, contendo um horizonte A moderado, de textura variando de média a argilosa com a presença de calhaus e matações (CUNHA *et al.*, 2016).
- O Latossolo Vermelho-Amarelo abrange 17,08% da área da bacia, apresentando-se como solos com horizontes A moderado, de textura média a argilosa (CUNHA *et al.*, 2016).

Ferreira (2019) realizou um estudo em 8 perfis de solo na cabeceira da bacia, na classe de solo Latossolo Vermelho-Amarelo, constatou que a fração silte se mostrou baixa em todos os perfis, em contrapartida, a fração argila teve um aumento em relação à profundidade.

Figura 13: Mapa de solos da Bacia Hidrográfica do Córrego Pau Amarelo



Fonte: Cunha *et al.*, 2016

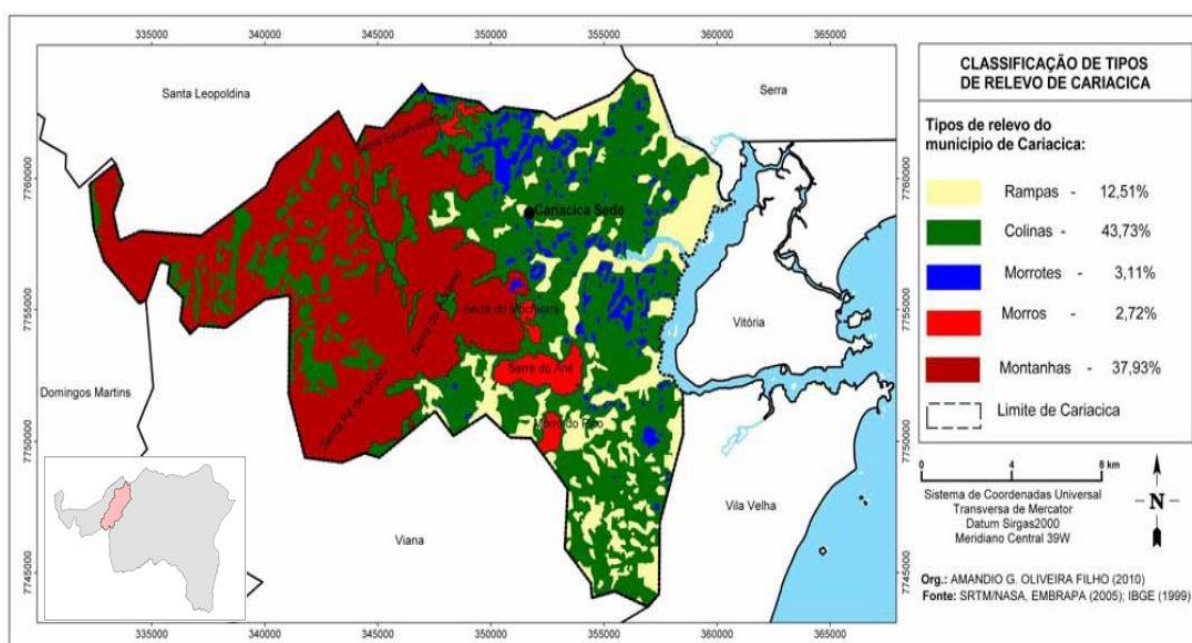
4.3 CARACTERÍSTICAS DO RELEVO

Oliveira Filho (2010) realizou a classificação de tipos de relevo para o município de Cariacica (Figura 14) na escala 1:50.000, a partir da classificação proposta por Ponçano (Tabela 1), onde pode ser observado que na BHCPA predomina as montanhas e colinas.

Tabela 1: Classificação dos tipos de relevo segundo a proposta de Ponçano

Amplitudes locais	Inclinações Predominantes	Tipos de relevo
< 100m	< 5%	Rampas
	5 A 15%	Colinas
	> 15%	Morrotes
100 a 300m	5 A 15%	Morros com encostas suavizadas
	> 15%	Morros
300m	> 15%	Montanhas

Figura 14: Classificação dos tipos de relevo de Cariacica



Fonte: Oliveira Filho (2010)

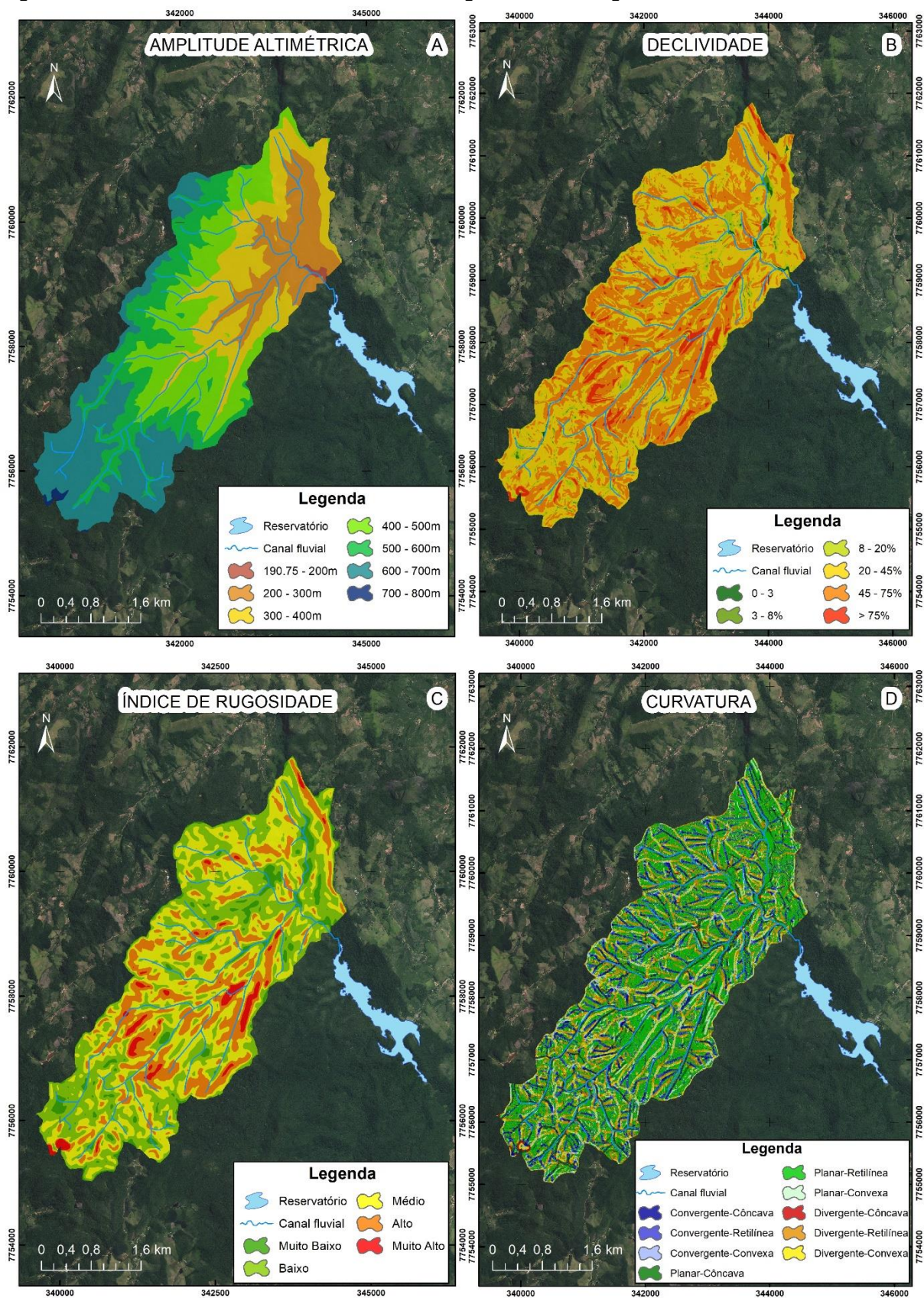
Cupertino (2018) e Souza (2018) apresentam que na escala 1:5.000 a BHCPA possui uma altitude máxima e mínima de 803 m e 191 m, respectivamente, com uma amplitude altimétrica de 609 m (Figura 15a).

Na área de estudo, predomina as classes de declividade de 20-45% (Figura 15b), denominada de relevo forte ondulado (EMBRAPA, 2018), com 6,72 km² (45,84% da área total da bacia), seguida pela classe 45-75%, relevo montanhoso, com uma área de 6,08 km², equivalente a 41,48% da área total. A média de declividade obtida para a bacia é de 45,15%, inserida nos limites da classe forte ondulada.

O índice de rugosidade (Figura 15c) combina a distribuição espacial da declividade e o comprimento das vertentes, de modo que, quanto maior for o índice, mais íngremes e longas serão as vertentes da bacia. Dessa forma observamos que a BHCPA exibe uma forte dissecação, principalmente, nas regiões mais centrais, favorecendo um acentuado escoamento superficial e maior ocorrências erosivas.

Em relação a curvatura das encostas (Figura 15d), os maiores valores encontrados para a bacia em estudo foram Planar-Retilínea com 40,57% da área total, Divergente-Retilínea com 15,55% e Convergente-Retilínea com 10,64%. Segundo Silva Neto (2013) as três distintas curvaturas verticais retilíneas (Planar-Retilínea, Divergente-Retilínea e Convergente-Retilínea) exibem valores de declividade similares em todos os pontos da vertente, entretanto, exibem diferentes suscetibilidades a erosão, tendo a Planar-Retilínea moderada, Divergente-retilínea baixa e Convergente-Retilínea forte.

Figura 15: Características do relevo da Bacia Hidrográfica do Córrego Pau Amarelo

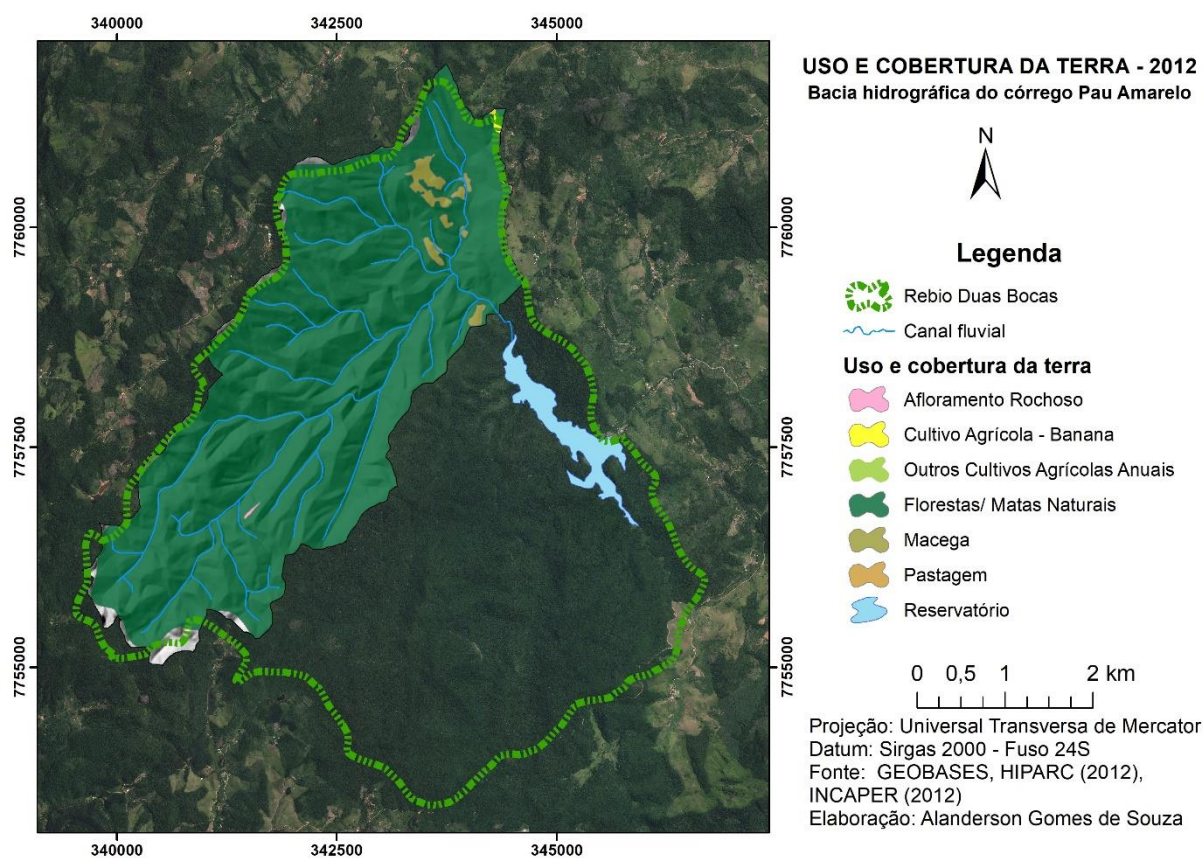


Fonte: Adaptado de Cupertino (2018) e Souza (2018).

4.4 USO E COBERTURA DA TERRA

A partir dos estudos realizados por Santos (2016) e Santos e Marchioro (2018, 2020) para o ano de 2012 utilizando imagens aéreas na escala 1:5.000, a BHCPA possui os seguintes usos e coberturas da terra: matas e florestas, macegas, cultivos agrícolas e pastagem (Figura 16).

Figura 16: Uso e Cobertura da Terra da Bacia Hidrográfica do Córrego Pau Amarelo em 2012.



Fonte: Adaptado de Santos (2016) e Santos e Marchioro (2018, 2020).

Na área em estudo é possível verificar uma expressiva área de matas e florestas, devido principalmente à sua proteção instituída por lei federal, vide decreto nº 4.519 de 2002, que institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza, conferindo à região proteção integral contra as ações antrópicas, admitido apenas o uso indireto dos seus atributos naturais, o que corrobora para uma maior proteção das encostas contra os processos erosivos, devido a uma maior interceptação das chuvas, na diminuição da velocidade do escoamento superficial e no aumento da infiltração e

retenção de água. Sendo que as outras classes de uso e cobertura correspondente a 1,78% da área total (Tabela 2).

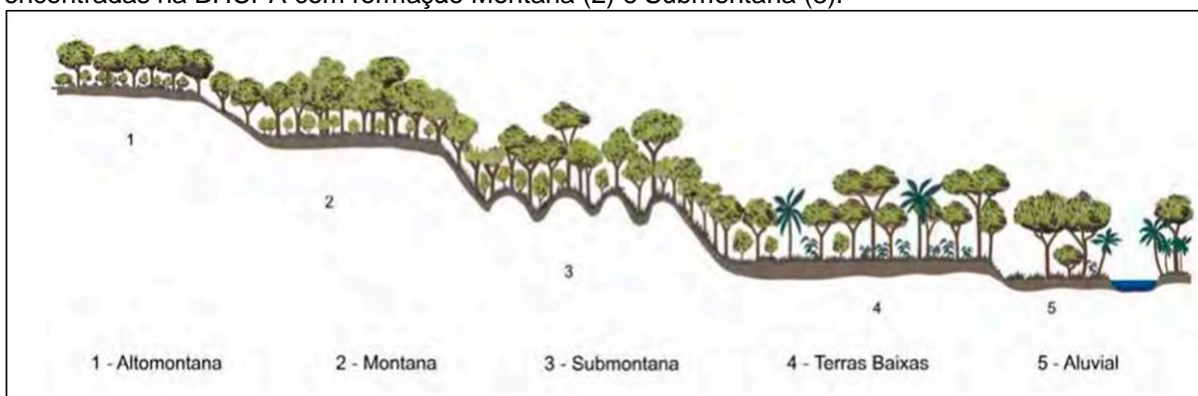
Tabela 2- Classes de uso e cobertura da terra na bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo

Classes de uso e cobertura da terra	Área (km²)	(%)
Matas e Florestas	14,41	98,23
Macega	0,23	1,57
Agricultura	0,02	0,14
Pastagem	0,01	0,07
Total	14,67	100

Fonte: Adaptado de Santos (2016).

Na classe de matas e florestas predomina os fragmentos de Floresta Ombrófila Densa Submontana e Montana (Figura 17), contendo dois tipos extratos vegetais ou florestais: floresta primária (floresta com mínimo impacto antrópico) e Floresta secundária com cultivos de banana, café e pastagem (BONI; NOVELLI; SILVA, 2009; LÓPEZ, 2016; SANTOS, 2016).

Figura 17: Perfil esquemático dos tipos de formações vegetais da Floresta Ombrófila Densa, encontradas na BHCPA com formação Montana (2) e Submontana (3).

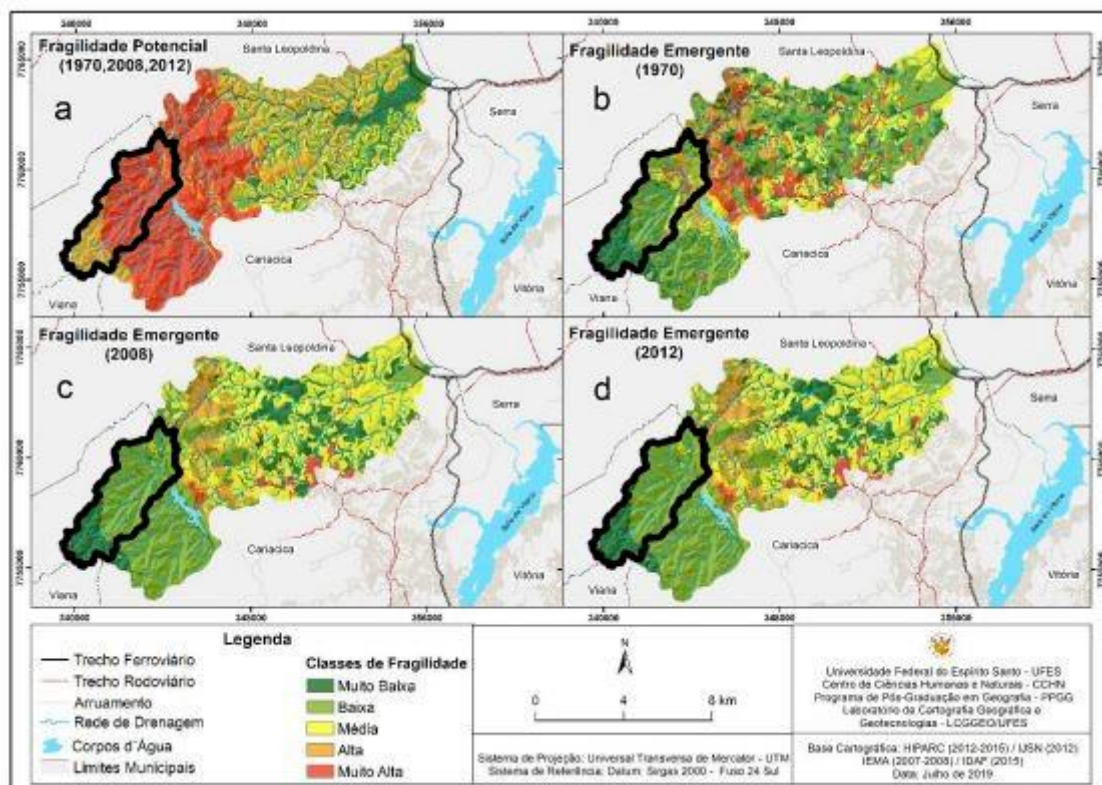


Fonte: IBGE (2012); López (2016).

Santos e Marchioro (2018, 2020) determinaram a fragilidade ambiental potencial (F_{ap}) e a fragilidade ambiental emergente (F_{ae}) (Figura 18), quanto a erosão dos solos na bacia hidrográfica do rio Duas Bocas para os anos de 1970, 2008 e 2012. A F_{ap} leva em consideração a sobreposição dos mapas de declividade, geomorfologia, solos e

precipitação, e a F_{ae} é realizada pela sobreposição do mapa de F_{ap} com o Uso e cobertura da terra.

Figura 18: Fragilidade potencial e emergente da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas



Fonte: Santos e Marchioro (2020)

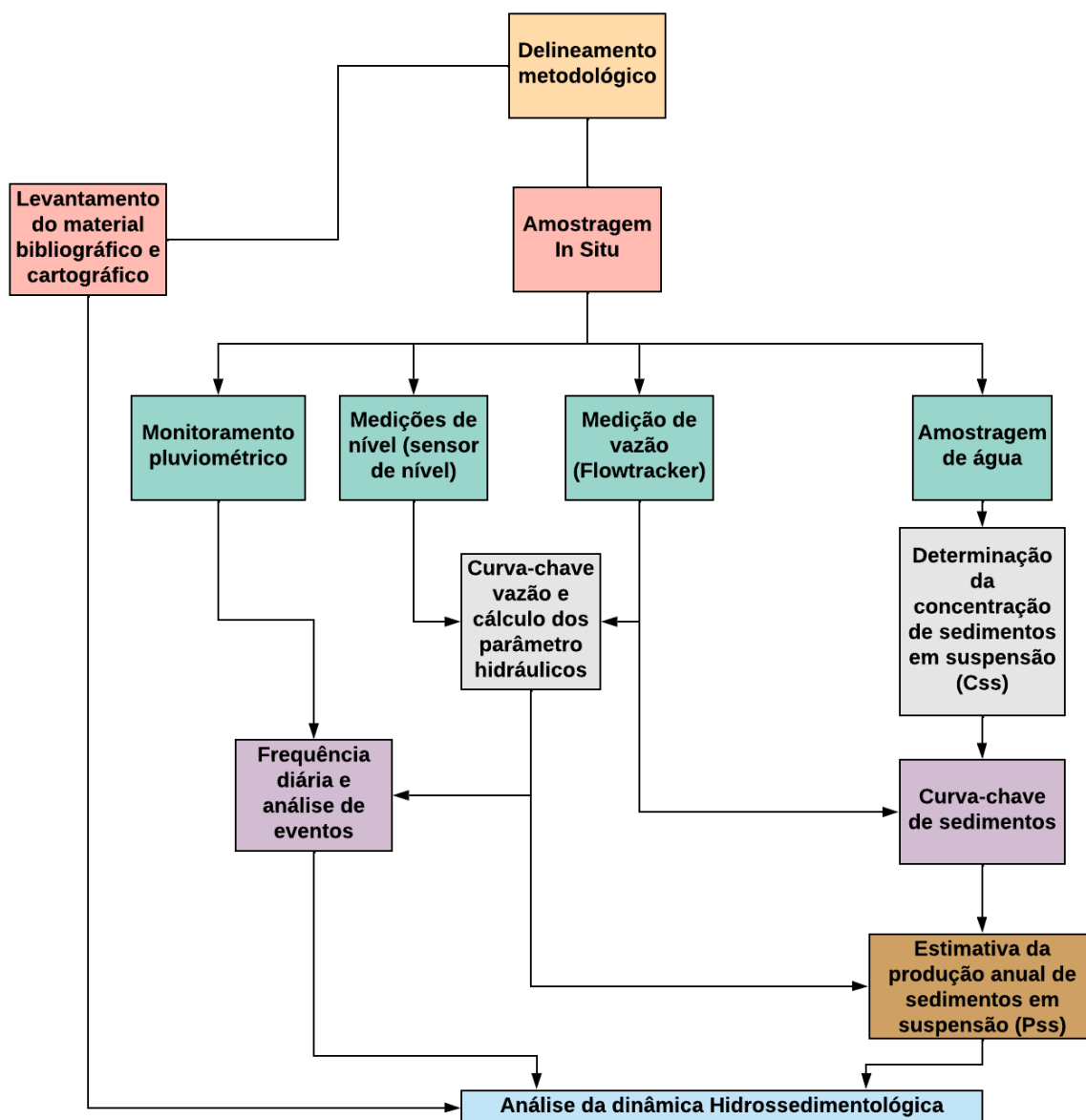
A partir desse trabalho foi possível verificar as porções de bacia com as mais altas e baixas classes de F_{ap} , e com a adição da variável uso e cobertura da terra, puderam-se detectar os segmentos que foram atenuados na F_{ae} . Isso retrata, que mesmo diante de relevo fortemente dissecado, com declividades acentuadas e solos suscetíveis a erosão, o uso e a cobertura da terra funcionou como um fator positivo na amenização de impactos socioambientais (SANTOS; MARCHIORO, 2018, 2020).

Também podemos observar a partir de tal trabalho que na BHCPA a F_{ae} variou ao longo dos anos, entre as classes de muito baixa a muito alta no ano de 1970, e de muito baixa a média nos anos de 2008 e 2012, estando associado essa diferença, ao processo de regeneração da mata nativa devido à conservação da sua vegetação natural, por meio da criação da Reserva Florestal de Duas Bocas em 1965 (SANTOS; MARCHIORO, 2018, 2020).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Os caminhos metodológicos propostos para atingir os objetivos desse trabalho são apresentados na figura 19. Contudo, é importante salientar que o período de monitoramento dos dados de chuva, vazão, nível, temperatura e concentração de sedimentos em suspensão foi compreendido entre fevereiro de 2017 e maio de 2019, sendo realizadas 52 medições neste período.

Figura 19: Fluxograma do desenvolvimento da análise hidrossedimentológica.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.1 LEVANTAMENTO DO MATERIAL BIBLIOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO

O material bibliográfico para a elaboração desse estudo foi obtido em artigos de periódicos científicos, livros, monografias, dissertações e teses sobre a temática em questão.

A base de dados cartográfica, para a elaboração dos mapas temáticos foram obtidas em formato matricial (raster) ou vetorial, de diferentes instituições, estando dispostos conforme o Quadro 4, com as suas respectivas fontes, nome e escala ou resolução espacial.

Quadro 4: Base de dados cartográficos utilizados para a realização da pesquisa

PLANOS DE INFORMAÇÃO	FONTE/ANO	ESCALA OU RESOLUÇÃO ESPACIAL
Imagens Aéreas (Ortofotos)	Portal Geobases (HIPARC, 2012)	25 cm
Imagem de satélite	LANDSAT 8	15 m
Curvas de Nível	HIPARC (2012)	5 m
Dados Vetoriais de Solos	Portal Geobases (INCAPER,2015)	1:250.000
Limites de Unidades de Federação	IBGE (2018)	1:250.000
Limites estaduais e municipais	IJSN (2018)	-
Unidades de conservação	INCAPER (2012)	-

5.2 MONITORAMENTO PLUVIOMÉTRICO

O monitoramento da precipitação pluvial ocorreu na cabeceira do córrego Pau Amarelo, a uma altitude de 740 m e em seu exutório (Figura 22), em uma altitude de 197 m, registrando automaticamente os dados pluviométricos a cada 5 (cinco) minutos.

Os pluviômetros apresentaram problemas durante o período de monitoramento diário, mas não ficou nenhum período sem dado. O pluviômetro instalado na cabeceira funcionou entre 01/02/2017 a 24/01/2018, e a estação meteorológica no exutório entre 02/08/2017 a 31/05/2019 (Quadro 5).

Os pluviômetros instalados são do tipo báscula, ou seja, são constituídos de duas cubas basculantes, em que dispoe de uma área de captao onde a água recolhida  dirigida para um conjunto de duas cubas articuladas por um eixo central. Quando uma das cubas recebe uma quantidade de água, o conjunto bascula, e a cuba cheia esvazia e a cuba vazia começa a receber gua. Cada movimento das cubas basculantes representa 0,254 mm de chuva, gerando um pulso elétrico que  enviado ao datalogger, gerando uma medio (ANA, 2012a; LÓPEZ, 2016).

Quadro 5: Período de monitoramento pluviométrico por estao

Mês/ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2017	C	C	C	C	C	C	C	C/E	C/E	C/E	C/E	C/E
2018	C/E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E
2019	E	E	E	E	E	-	-	-	-	-	-	-

Legenda: C medio realizada somente na cabeceira; C/E medio realizada na cabeceira e no exutório; E medio realizada somente no exutório; - Fora do período de monitoramento.

5.3 MONITORAMENTO FLUVIAL

O monitoramento dos dados de vazão ocorreu por meio do equipamento denominado *Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) – Flowtracker*, que emprega o efeito *doppler*, realizando o cálculo automático da vazão levando em considerao a profundidade, velocidade e largura do canal, tendo os resultados expressos em $m^3.s^{-1}$ (Figura 20). A equao utilizada para o cálculo de vazão foi o da seo-meio (Figura 21), utilizada por agências reguladoras como o Serviço Geológico dos Estados Unidos e Agência Nacional das guas (ANA), permitindo comparar esses dados com outros no Brasil.

Na equao da seo-meio a seo transversal  dividida em uma série de verticais igualmente separadas a partir da largura do canal seguindo o padrão internacional ISO 748:2007 (Tabela 3), onde são multiplicadas as profundidades e as velocidades médias em cada vertical pela soma das semi-distâncias às verticais adjacentes (ANA, 2014).

Figura 20: Monitoramento de vazão no córrego Pau Amarelo utilizando o equipamento *Flowtracker*



Fonte: Acervo do autor

Figura 21: Modelo de medição de vazão pelo método da equação da seção meio.

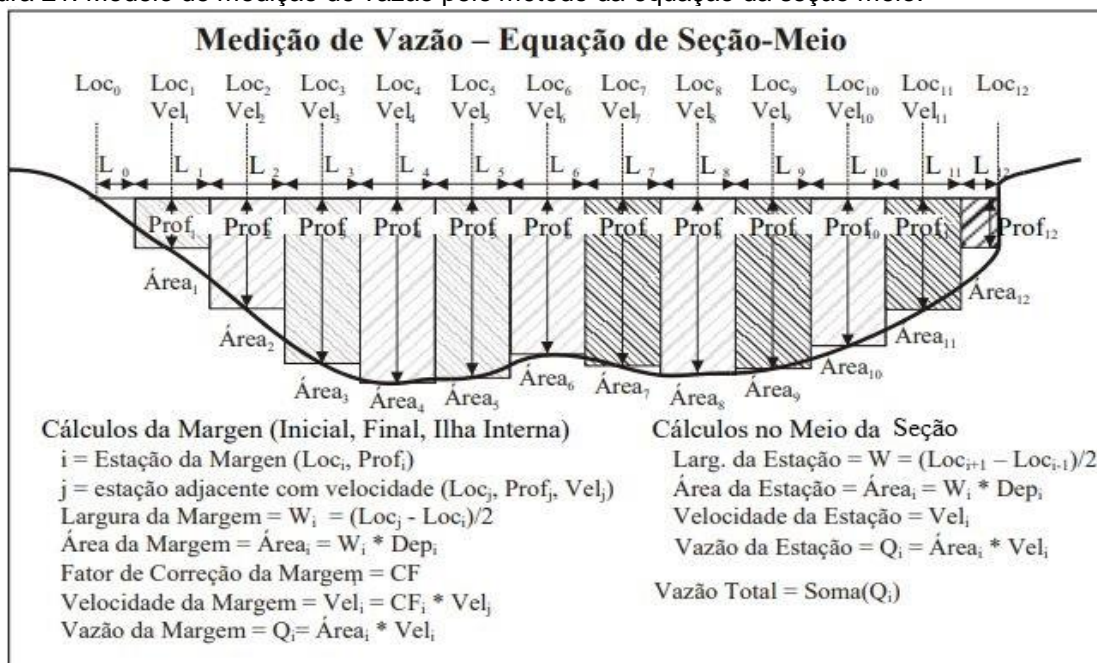
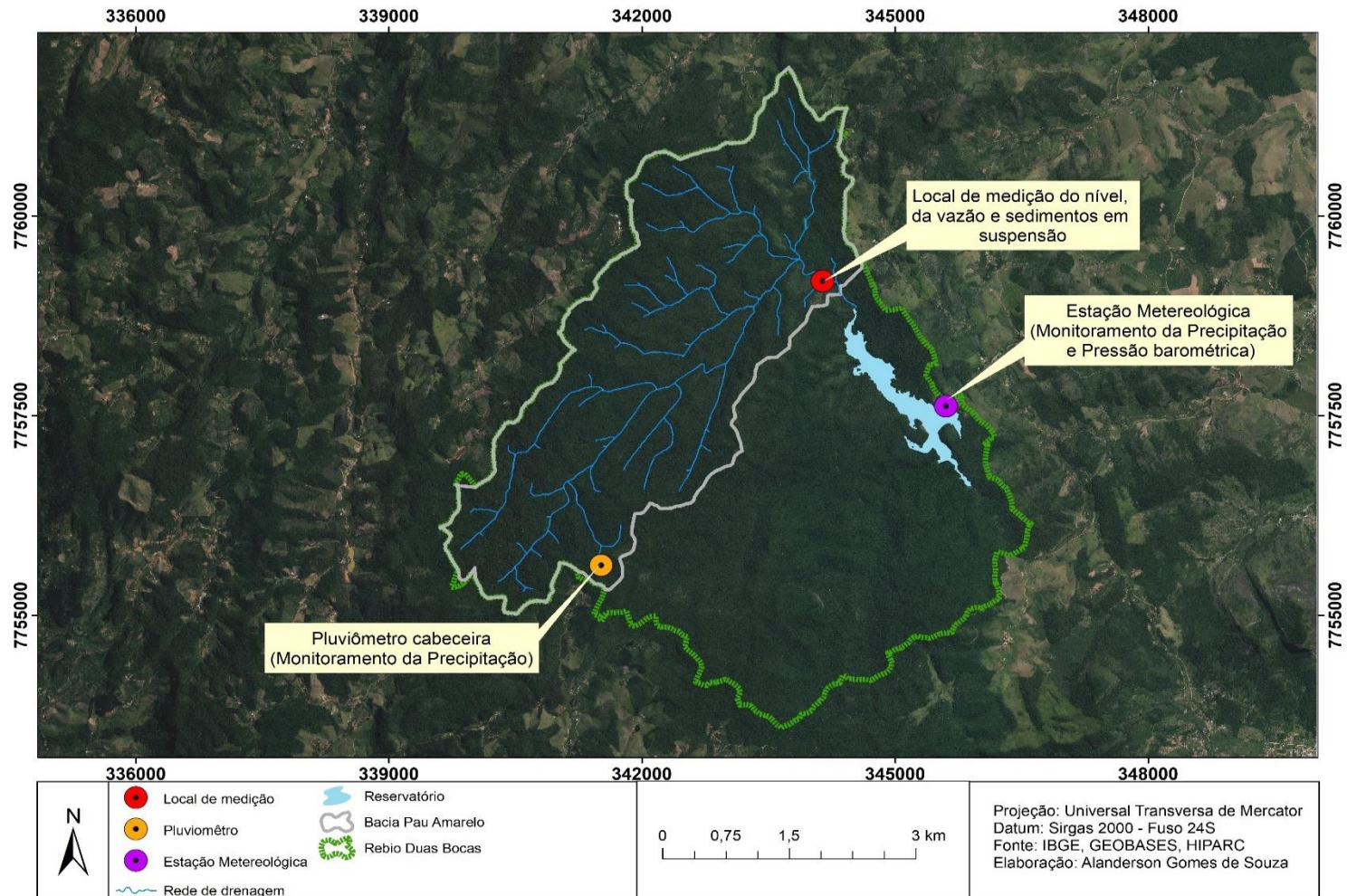


Tabela 3 - número de verticais em relação à largura do canal

Largura do canal	Número de verticais
< 0,5 m	n = 5 a 6
> 0,5 m e < 1 m	n = 6 a 7
> 1 m e < 3 m	n = 7 a 12
> 3 m e < 5 m	n = 13 a 16
> 5 m	n >= 22

Na figura 22 temos os locais onde ocorreram os monitoramentos pluviométricos, os de vazão e recolhidas as amostras de água, com as quais, posteriormente em laboratório, foram obtidas as concentrações de sedimentos em suspensão.

Figura 22: Localização dos postos de monitoramento na Bacia Hidrográfica do Córrego Pau Amarelo



Fonte: Organizado pelo autor.

5.4 NÍVEL E TEMPERATURA DA ÁGUA

Para o monitoramento das variações do nível e da temperatura da água no córrego Pau Amarelo, foi utilizado um linígrafo do modelo *Hobo U20L*, que fica imerso no ponto mais profundo do canal, configurado para coletar os dados a cada 30 minutos. Este equipamento realiza a medição da temperatura da água em °C e da pressão total do ambiente (pressão da água + pressão barométrica).

Para obter a pressão da água é necessário subtrair a pressão barométrica da pressão total do ambiente. Os dados da pressão barométrica foram coletados no período de 01 de fevereiro de 2017 a 10 de maio de 2017 e 02 de agosto de 2017 a 12 de dezembro de 2018 (quadro 6) na estação meteorológica que está situada na sede da Rebio de Duas Bocas, acerca de 3 km do ponto de medição da vazão (figura 22), e com uma diferença de altitude de 7 m.

Entretanto, no período entre 10 de maio de 2017 a 02 de agosto de 2017 e entre 12 de dezembro de 2018 a 31 de maio de 2019 (quadro 6) a estação meteorológica apresentou problemas, sendo então necessário a utilização dos dados da estação Gaturamo Observatório Astronômico (GOA) localizado na Universidade Federal do Espírito Santo, a uma distância próxima de 18km e a uma diferença de altitude de 193m. Os dados dessa estação foram calibrados por meio da diferença média com os valores da estação meteorológica no exutório da bacia, que ficou em 1,8916 kPa.

Com a subtração dos dados obtidos, resultou-se na pressão da água. Posteriormente, foi necessária a transformação da pressão da água para centímetros de coluna d'água, onde 1 kPa corresponde a 10,197cmH₂O, resultando no nível da água.

Quadro 6: Estações onde foram obtidos os dados de pressão barométrica no período do estudo

Mês/ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2017	-	Exu	Exu	Exu	Exu e Goa	GOA	GOA	GOA	Exu	Exu	Exu	Exu
2018	Exu	Exu	Exu	Exu	Exu	Exu	Exu	Exu	Exu	Exu	Exu	Exu e Goa
2019	GOA	GOA	GOA	GOA	GOA	-	-	-	-	-	-	-

Legenda: GOA – medição da pressão barométrica realizada pela estação GOA; Exu - medição da pressão barométrica pela estação meteorológica no exutório da bacia

5.5 GEOMETRIA HIDRÁULICA

Inicialmente foram tabulados os dados da geometria hidráulica do canal para cada medição realizada, sendo que a largura do canal, a profundidade, velocidade do fluxo, área molhada e vazão ficam registradas nos resultados gerados pelo *Flowtracker* (figura 23).

Posteriormente, foram analisadas as relações geométricas para a seção transversal, por meio da metodologia proposta por Leopold e Maddock (1953), na qual os dados de largura, profundidade, velocidade média, medidas em campo a cada medição de vazão, foram relacionadas para diferentes dados de vazão, sendo representadas matematicamente por funções potenciais:

$$w = aQ^b \quad \text{(Equação 2)}$$

$$d = cQ^f \quad \text{(Equação 3)}$$

$$v = kQ^m \quad \text{(Equação 4)}$$

onde: Q é a vazão; w é a largura; d é a profundidade; v é a velocidade; a , c , k são os coeficientes; b , f , m são os expoentes.

Devido à vazão ser dada pelo produto da velocidade, largura e profundidade essas equações foram relacionadas da seguinte forma:

$$Q = a \cdot c \cdot k Q^{b+f+m} \quad \text{(Equação 5)}$$

então:

$$b + f + m = 1 \quad \text{(Equação 6)}$$

$$a \cdot c \cdot k = 1 \quad \text{(Equação 7)}$$

Os resultados dos expoentes b , f e m indicam a sensibilidade da largura, profundidade e velocidade em detrimento do aumento da vazão. Por exemplo, supondo que os valores desses expoentes sejam de $b = 0,15$; $f = 0,35$ e $m = 0,50$, caso ocorra um aumento de 10% da vazão, ela é acompanhada em média por um acréscimo da ordem de 1,5% na largura, 3,5% na profundidade e 5,0% na velocidade.

Figura 23: Relatório emitido do monitoramento de vazão pelo ADV Sontek FlowTracker

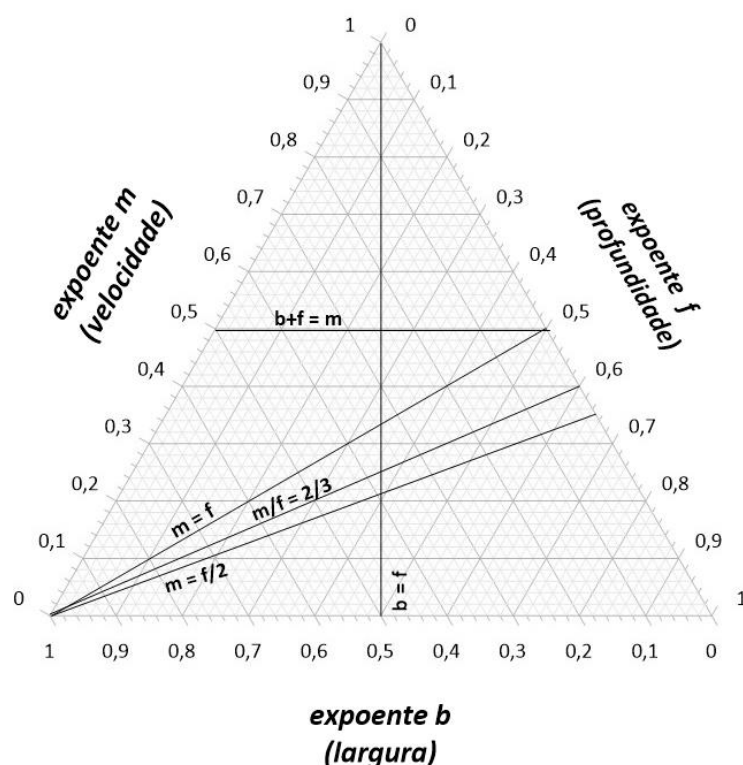
Discharge Measurement Summary												Date Generated: Fri Aug 3 2018	
File Information						Site Details							
File Name			PAU19078.PA1.WAD			Site Name			ALANDERSON				
Start Date and Time			2018/07/19 08:07:30			Operator(s)							
System Information						Units (Metric Units)			Discharge Uncertainty				
Sensor Type			FlowTracker			Distance			m				
Serial #			P5545			Velocity			m/s				
CPU Firmware Version			3.9			Area			m ²				
Software Ver			2.30			Discharge			m ³ /s				
Mounting Correction			0.0%										
Summary													
Averaging Int.		40		# Stations		11							
Start Edge		LEW		Total Width		3.000							
Mean SNR		19.6 dB		Total Area		0.675							
Mean Temp		18.15 °C		Mean Depth		0.225							
Disch. Equation		Mid-Section		Mean Velocity		0.1488							
						Total Discharge			0.1004				
Measurement Results													
St	Clock	Loc	Method	Depth	%Dep	MeasD	Vel	CorrFact	MeanV	Area	Flow	%Q	
0	08:07	0.00	None	0.000	0.0	0.0	0.0000	1.00	0.0000	0.000	0.0000	0.0	
1	08:07	0.30	0.6	0.360	0.6	0.144	0.2175	1.00	0.2175	0.108	0.0235	23.4	
2	08:10	0.60	0.6	0.300	0.6	0.120	0.1462	1.00	0.1462	0.090	0.0132	13.1	
3	08:12	0.90	0.6	0.280	0.6	0.112	0.1880	1.00	0.1880	0.084	0.0158	15.7	
4	08:15	1.20	0.6	0.260	0.6	0.104	0.1162	1.00	0.1162	0.078	0.0091	9.0	
5	08:17	1.50	0.6	0.250	0.6	0.100	0.1119	1.00	0.1119	0.075	0.0084	8.4	
6	08:18	1.80	0.6	0.250	0.6	0.100	0.0775	1.00	0.0775	0.075	0.0058	5.8	
7	08:20	2.10	0.6	0.210	0.6	0.084	0.1688	1.00	0.1688	0.063	0.0106	10.6	
8	08:22	2.40	0.6	0.190	0.6	0.076	0.1526	1.00	0.1526	0.057	0.0087	8.7	
9	08:27	2.70	0.6	0.150	0.6	0.060	0.1201	1.00	0.1201	0.045	0.0054	5.4	
10	08:27	3.00	None	0.000	0.0	0.0	0.0000	1.00	0.0000	0.000	0.0000	0.0	

Rows in italics indicate a QC warning. See the Quality Control page of this report for more information.

Os dados dos expoentes b , f e m , foram determinados para diferentes vazões, utilizando-se os dados do quartis das medições de vazões, podendo assim, comparar o comportamento da bacia em situações distintas.

Além disso, os expoentes b , f e m , foram analisados pelo diagrama triaxial proposto por Rhodes (1987) (Figura 24), permitindo assim, que os três expoentes sejam representados em um único ponto. A partir desse diagrama é possível realizar uma interpretação dos expoentes b , f e m no entendimento dos resultados da geometria hidráulica com as subdivisões do diagrama (RHODES, 1987; GRISON; KOBAYAMA, 2011; XU *et al.*, 2020).

Figura 24: Diagrama triaxial com as suas subdivisões proposto por Rhodes (1987)



A subdivisão $b = f$ (Figura 24) do diagrama está relacionada com a taxa de mudança da relação entre a largura pela profundidade (w/d) com o acréscimo da vazão. Dessa subdivisão é possível obter informações sobre a forma do canal, estabilidade do leito e das margens e do ajuste necessário para o transporte de sedimentos. Por exemplo, a condição $b > f$ (lado esquerdo da subdivisão) indica que o canal se torna mais amplo e mais raso com o aumento da descarga e em contrapartida a condição $b < f$ (lado direito da subdivisão) indica que a profundidade cresce de forma mais rápida do que a largura em relação a descarga (RHODES, 1987; GRISON; KOBAYAMA, 2011; COSER; GRISON, 2019; SAPKALE, 2015).

A subdivisão $b + f = m$ ou $m = 0,5$ (relação velocidade-área média do canal) indica que a taxa de aumento da velocidade média do fluxo é maior do que o acréscimo na área molhada (acima da linha), sendo que os rios que exibem velocidades crescentes são geralmente canais curtos. Caso contrário a área molhada aumenta mais rapidamente

do que a velocidade média (abaixo da linha), os rios mostram como característica serem largos (RHODES, 1987; GRISON; KOBIYAMA, 2011).

A subdivisão $m = f$, relaciona a razão entre a variação da velocidade e da profundidade, sendo que, com os pontos acima dessa subdivisão, a capacidade de transporte de sedimentos cresce com o acréscimo da vazão, o contrário ocorre com os valores abaixo da subdivisão (RHODES, 1987).

A subdivisão $m/f = 2/3$ está relacionada com a fórmula de Manning, ou seja, a inclinação e rugosidade do canal. Entretanto, esta relação implica apenas as direções relativas e taxas de mudança, não a magnitude real da inclinação e rugosidade (RHODES, 1987). Se $m/f > 2/3$ (acima da linha) o fator de inclinação/rugosidade aumenta com a vazão ao longo do canal. Caso $m/f < 2/3$ (abaixo da linha), a relação diminui. Por fim, se $m/f = 2/3$ (na linha), o fator de inclinação/rugosidade não muda com a vazão.

A subdivisão $m = f/2$ é baseada no número de *Froude* (F) (que diferencia o fluxo turbulento corrente, $F < 1$, de encachoeirado, quando $F > 1$). Caso ocorra de $m > f/2$, tem-se os pontos plotados acima da subdivisão $m = f/2$ o que mostra que o número de *Froude* cresce com o acréscimo da vazão, caso contrário diminui (GRISON; KOBIYAMA, 2011; COSER; GRISON, 2019).

Entretanto, mesmo se estiver acima desta subdivisão ($m > f/2$), não significa que nos trechos de estudos acontecem fluxo turbulento encachoeirado, por isso, também foi calculado o número de *Froude* para a bacia, relacionando a velocidade média do fluxo (V) em m/s, com a perturbação gerada no fundo do canal, representada pela raiz quadrada da força da gravidade (g) em m/s² multiplicada pela profundidade média (d) em metros, cuja fórmula é:

$$F = \frac{V}{\sqrt{(g \cdot d)}} \quad (\text{Equação 8})$$

5.6 ELABORAÇÃO DA CURVA-CHAVE DE VAZÃO

Inicialmente, foi realizada a verificação da consistência dos dados, levando em consideração as medições de vazão e cotas com o auxílio dos relatórios de campo.

Esse procedimento inicial é realizado conforme proposto por Melo *et al.* (2019), no qual é plotado um gráfico de dispersão dos pontos em uma planilha eletrônica, analisando: i) se ocorreu erro de digitação; ii) se houve alguma ocorrência *In Loco* (verificar fichas de campo); iii) analisar como foi feita a leitura da cota no dia da medição; iv) verificar se houve má calibração do instrumento de medição de vazão neste período, ou uso indevido do mesmo, e v) se a medição foi realizada em lugar diferente da seção.

Caso algum dado apresente erro, o mesmo pode ser descartado da curva-chave mediante justificativa. Porém, é importante manter essas medições incoerentes no banco de dados, para analisar se as futuras medições terão a mesma tendência.

Uma vez verificado a consistência dos dados, a curva-chave de vazão foi traçada com a equação do tipo potencial (equação 9), seguindo a metodologia proposta pela ANA (2012b) e utilizando a ferramenta computacional *Solver* do Excel.

$$Q = a * (h - h_0)^b \quad (\text{Equação 9})$$

Onde: Q = vazão registrada pelo *Flowtracker* ($m^3.s^{-1}$); a e b = constantes de ajuste da curva-chave obtidos pelo método dos mínimos quadrados utilizando uma análise de regressão não linear; h = nível da água registrados pelo linígrafo; e h_0 = constitui um parâmetro desconhecido, que poderia ser entendido como a leitura da cota para qual a vazão é nula, podendo assumir valores positivos ou negativos, sendo calculada por tentativa e erro.

Na validação da curva-chave de vazão, três critérios foram utilizados para avaliar a acurácia do ajuste da curva-chave às medições: a) distribuição uniforme dos desvios nos gráficos de desvio versus cota, o que indicaria igual distribuição de pontos nos dois lados da curva; b) distribuição uniforme dos desvios nos gráficos de desvio versus tempo e c) análise visual das curvas-chave traçadas, verificando suas compatibilidades entre si (PISCOYA *et al.*, 2013).

A verificação do desvio médio entre a vazão observada e calculada, conforme a equação 10:

$$D(\%) = \left(\frac{Q_{cal} - Q_{obs}}{Q_{cal}} \right) * 100 \quad (\text{Equação 10})$$

Onde: Q_{cal} é a vazão calculada pela equação potencial (m^3/s) e Q_{med} é a vazão observada em campo (m^3/s).

A análise dos desvios é um critério utilizado pela ANA para validação da curva-chaves de vazão, na qual, os desvios são considerados bons até 5%, até 10% são considerados satisfatórios e acima destes limites devem ser investigados por estarem estimando de forma inadequada a tendência (ANA, 2012b).

5.6.1 Extrapolação da curva-chave de vazão

A extrapolação inferior não foi necessária, pois a menor cota medida pelo linígrafo ocorreu no mesmo momento da medição da vazão. Já a extrapolação superior da curva-chave de vazão seguiu as recomendações da ANA (2012b), onde devem ser utilizados, no mínimo, três métodos distintos para determinar o ramo superior extrapolado. Os métodos utilizados foram: logarítmico, *Stevens*, velocidade x área.

Para avaliar qual método de extrapolação apresentou melhor ajuste às características da bacia em estudo, foi adotado a metodologia denominada de pseudo-extrapolação proposta por Sefione (2002), que consiste em suprimir as medições na metade superior da faixa de cotas medidas e extrapola-se a curva-chave nesta faixa utilizando os métodos escolhidos. O resultado encontrado nesta faixa extrapolada é comparado com os resultados da curva-chave total de todas as medições.

Além disso, para auxiliar na comparação entre os métodos de extrapolação, foi calculado o erro na cota máxima e o erro médio das extrapolações em relação a cota e vazão máxima medida.

O cálculo do erro na cota máxima (Eh_{max}), equação 11, permite quantificar uma sub ou superestimativa de cada método na cota máxima medida, visto que o valor dessa vazão é a referência no processo de extrapolação (SEFIONE, 2002).

$$Eh_{max} = \frac{Q_{em} - Q_{obs}}{Q_{obs}} \quad (\text{Equação 11})$$

Onde: Q_{em} é a vazão pseudo-extrapolada por um dado método na cota máxima medida; Q_{obs} é a vazão da curva-chave na cota máxima medida.

O erro médio (E_m), equação 12, representa a média dos erros na faixa pseudo-extrapolada. Ele demonstra o quanto a curva de pseudo-extrapolação está afastada da curva-chave de vazão em toda sua extensão.

$$E_m = \frac{\sum \left| \frac{Q_{eh} - Q_{ch}}{Q_{obs}} \right|}{N_h} \quad (\text{Equação 12})$$

Onde: Q_{eh} é a vazão extrapolada na cota h por um dado método; Q_{ch} é a vazão da curva-chave na cota h ; Q_{obs} é a vazão da curva-chave na cota máxima medida; N_h é o número de vazões calculadas na faixa de pseudo-extrapolação.

5.6.1.1 Método Logarítmico

Neste método de extrapolação a curva-chave obedece a mesmo traçado da equação de potência, prolongando os valores ajustados até o valor máximo a ser extrapolado.

5.6.1.2 Método de Stevens (Chézy)

O método de Stevens baseado na fórmula de Chézy, considera que existe uma relação linear entre os fatores geométricos da seção e a vazão (SEFIONE, 2002). Equação do método de Stevens utilizando a fórmula de Chézy:

$$Q = C\sqrt{i}A\sqrt{R_h} \quad (\text{Equação 13})$$

Em que: Q = vazão; C = coeficiente de Chézy; i a declividade superficial; A é a área da seção transversal, R_h = raio hidráulico.

Neste método admite-se que para as cotas altas $C\sqrt{i}$ se aproxima de um valor constante K, deste modo, a fórmula resultante é baseada nas características geométricas da seção transversal:

$$K = \frac{Q}{A\sqrt{R_h}} \quad (\text{Equação 14})$$

5.6.1.3 Método de velocidade x área

Este método admite que, para cotas elevadas, a velocidade média cresce linearmente em relação às cotas. O método consiste em interpolar as relações: “cota x área” e “cota x velocidade”, e extrapolar a curva-chave como uma reta ajustada para esses pontos (SEFIONE, 2002).

5.6.2 Análise da vazão fluvial

Uma vez estimados os dados de vazão pela curva-chave, os dados ficaram disponíveis a cada 30 minutos, podendo assim, realizar comparações entre os dados observados em campo e calculados pela curva-chave e criar a curva de permanência da BHCPA para o período de estudo, expressando a relação entre a vazão e a frequência com que ela é superada ou igualada.

5.7 VERIFICAÇÃO DA RELAÇÃO ENTRE CHUVA-VAZÃO

A verificação da relação entre chuva e vazão foi realizada de duas formas. A primeira consiste em classificar a frequência diária de precipitação utilizando a proposta do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) com as suas respectivas vazões medidas no mesmo dia. As classes de precipitação diária são as seguintes: 0 mm; 0,1 – 2,5 mm; 2,6 – 5 mm; 5,1 – 10 mm; 10,1 – 15 mm; 15,1 – 25 mm; 25,1 – 50 mm; 50,1 – 100 mm; 101,1 – 150 mm e > 150 mm.

A segunda forma é analisar os “eventos de chuva”, que é o período que abrange a precipitação e a ascensão e o decréscimo do hidrograma. Com os dados de vazão gerados pela curva-chave de vazão e os dados de precipitação, foram verificados os eventos de chuva individuais e a correlação entre os fatores que regem essa relação, analisando assim, as características físico-hídricas da bacia com a sua resposta hidrológica.

Neste trabalho, a metodologia para avaliar eventos de chuva são baseados na proposta de Sherriff *et al.* (2016) e Cao *et al.* (2021), tendo os seguintes critérios: (1) uma precipitação deve acumular no mínimo 3 mm para ser computado como um evento de chuva; (2) mais de 6h do último evento deve passar antes de computar um novo evento; (3) o início do evento é definido como uma mudança positiva entre 30 minutos consecutivos de medições de Q que exceda $0,006 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ($Q > 0,006 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$); (4) o término do evento é definido quando a queda do hidrograma permanece quase estável, na qual, um decréscimo nas taxas de medições da vazão em 30 minutos consecutivos não supere $0,003 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ($Q < 0,003 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$).

Nem todos os eventos de chuva registrados durante o período de monitoramento foram analisados e utilizados na análise. Os eventos de chuva onde a vazão ultrapassou os máximos valores observados foram excluídos. Como são dados extrapolados, o nível de incerteza relacionado à estimativa de vazão desses eventos é bastante elevado.

Neste trabalho foram selecionados 52 eventos de chuva durante o período de estudo, e para cada um desses eventos foram analisadas a correlação das características da chuva e da vazão na bacia por meio de 13 parâmetros (Tabela 4), analisando o comportamento antes e no momento do evento de chuva.

A correlação dos dados foi realizada através do software *statistica*, utilizando o coeficiente de correlação de *Spearman*, uma vez que a amostra não apresentou uma distribuição normal. A correlação de *Spearman* varia entre -1 a 1, na qual, o valor 1 indica uma correlação perfeita positiva, o valor 0 indica que essas duas variáveis não dependem uma da outra e o valor -1 indica uma correlação perfeita negativa entre duas variáveis, ou seja, inversamente proporcional (ROGERSON, 2011). Para a interpretação da magnitude das correlações foi adotada a classificação de Dancey e Reidy (2006) dos coeficientes de correlação: coeficientes de correlação $< 0,39$

(correlação de fraca magnitude), $\geq 0,4$ a $< 0,69$ (de moderada magnitude) e $\geq 0,7$ (de forte magnitude).

Tabela 4: Características gerais dos eventos de chuva registrados na Bacia Hidrográfica do córrego Pau Amarelo.

	Parâmetro	Símbolo	Definição	Unidade
	Vazão antecedente	Q_a	Última vazão registrada pelo linígrafo antes do início do evento.	$m^3.s^{-1}$
	Vazão antecedente de 1 dia	Q_{a1}	Média da Vazão das 24h anteriores ao evento	$m^3.s^{-1}$
Pré - evento	Acumulado da precipitação de 1 dia antes do evento.	AP_1	Acumulado da precipitação do dia anterior que deu origem ao evento.	mm
	Acumulado da precipitação de 3 dias antes do evento.	AP_3	Acumulado da precipitação de 3 dias anteriores que deu origem ao evento	mm
	Acumulado da precipitação de 7 dias antes do evento.	AP_7	Acumulado da precipitação de 7 dias anteriores que deu origem ao evento	mm
	Acumulado da precipitação de 21 dias antes do evento.	AP_{21}	Acumulado da precipitação de 21 dias anteriores que deu origem ao evento	mm
	Duração do evento	Dur	Tempo entre o início o e final do evento hidrológico	h
	Precipitação total	Pt	Precipitação total acumulada do evento	mm
Evento	Tempo de precipitação	Tp	Período de tempo dentro do evento que ocorreu precipitação.	h
	Intensidade de precipitação do evento	IP	É a relação entre a precipitação total e a duração do evento.	$mm.h^{-1}$
	Máxima Intensidade de precipitação em 30min	IP_{max}	Máximo em 30 minutos da intensidade da precipitação.	$mm.h^{-1}$
	Vazão média	Q_{med}	Vazão média de todo o evento	$m^3.s^{-1}$
	Vazão máxima	$Q_{máx}$	Vazão máxima do evento	$m^3.s^{-1}$

5.8 MONITORAMENTO DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO

As determinações da concentração dos sedimentos em suspensão (C_{ss}) ocorreram por meio de coleta das amostras de água por integração vertical em frascos de polipropileno de 1L, previamente descontaminados, que posteriormente foram acondicionados em caixa térmica contendo gelo, para transporte do campo até o laboratório.

O procedimento para a quantificação da C_{ss} é baseado no método gravimétrico proposto por APHA (2005), que consiste na filtração da água em uma membrana de éster de celulose com 47mm de diâmetro e de 0,45 μ m de poro, permitindo assim a retenção de sedimentos até a fração de argila fina. A diferença entre o peso inicial (sem filtração) e final (com filtragem dos sedimentos) é a quantidade de sedimentos em suspensão presente em um determinado volume de amostra de água filtrada.

O processo de filtração se inicia com a pesagem das membranas que ficaram 24 horas em uma estufa a uma temperatura de 60°C e, posteriormente, acondicionadas em dessecadores com sílica gel por 2 horas, sob condição de vácuo para resfriamento sem absorção de umidade do ar, obtendo assim o peso inicial (P_1). Após a filtração, o material em suspensão fica retido na membrana, realizando novamente o mesmo procedimento anterior de secagem em estufa e resfriamento em dessecadores, tendo assim o peso final (P_2). A diferença entre o peso inicial e final desta é a quantidade de sedimentos em suspensão presente num determinado volume de amostra da água filtrada conforme a Equação 15:

$$C_{ss} = \frac{(P_1 - P_2)}{V} 1000 \quad (\text{Equação 15})$$

Onde: C_{ss} = concentração dos sedimentos em suspensão (mg.L^{-1}); P_1 = peso seco (mg) da membrana antes da filtração da amostra; P_2 = peso seco (mg) da membrana após da filtração da amostra (peso da membrana + resíduo); V = volume filtrado em mililitros (ml).

5.9 CÁLCULO DA PRODUÇÃO DOS SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO E DETERMINAÇÃO DA CURVA-CHAVE DE SEDIMENTOS

A produção de sedimentos em suspensão que passa por uma seção transversal de um canal fluvial, durante um intervalo de tempo pode ser expressa conforme o método simplificado de Colby (1957 *apud* Carvalho, 2008):

$$P_{ss} = \int_{t1}^{t2} C_{ss_t} * Q_t * d_t \quad (\text{Equação 16})$$

Onde: P_{ss} = Produção de sedimentos em suspensão (g) em um período de tempo ($t1 - t2$); C_{ss} = concentração de sedimentos em suspensão (mg.L^{-1}) no tempo t (s); Q é vazão ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) no tempo t (s); d_t é o intervalo de tempo ($t1 - t2$).

A metodologia mais utilizada para calcular uma série histórica da P_{ss} é uma equação de regressão que define uma relação empírica que relaciona C_{ss} ou P_{ss} com a vazão, sendo denominada de curva-chave de sedimentos em suspensão. Na confecção da curva-chave de sedimentos em suspensão o modelo de potência é o mais utilizado, no entanto, existem diversos trabalhos que obtiveram bons resultados testando outras equações a fim de melhorar os resultados da estimativa, como, por exemplo, utilizando as equações polinomial e a linear (LATUF; AMARAL, 2016; HOROWITZ, 2003) ou usando subconjuntos de dados (sazonais ou em um estágio específico da vazão) em vez de todo o conjunto de dados disponível (ASSELMAN, 2000; DE GIROLAMO; PAPPAGALLO; LO PORTO, 2015; MENEZES; MARCUZZO; PEDROLLO, 2021; ZENG *et al.*, 2018).

Neste estudo, foram determinadas as curvas-chave de sedimentos através da relação entre a vazão e C_{ss} , utilizando as equações de potência (equação 17), polinomial de grau 2 (equação 18) e linear (equação 19) para todo o conjunto de dados e para três subconjuntos de dados definidos em função das condições hidrológicas: vazão alta, normal e baixa conforme proposto por De Girolamo, Pappagallo e Lo Porto (2015). A curva de permanência foi utilizada para selecionar os limiares entre as três diferentes classes de fluxo: fluxo alto, normal e baixo. Valores de vazão superiores a $0,229 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ são definidos como vazão alta, correspondendo ao intervalo de excedência da frequência de vazão de 0 a 20%, as vazões que variavam de $0,230 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ a $0,070$

$m^3.s^{-1}$ são definidas como vazão normal (20 a 70% de excedência de frequência) e valores de vazão inferiores a $0,070 m^3.s^{-1}$ são definidas como vazão baixa.

$$C_{ss} = a*Q^b \quad (\text{Equação 17})$$

$$C_{ss} = a*Q^2 + b*Q + c \quad (\text{Equação 18})$$

$$C_{ss} = a*Q+b \quad (\text{Equação 19})$$

Onde: a , b e c são coeficientes de ajuste das equações e Q a vazão.

Após a obtenção da curva-chave de sedimento, foi verificado os ajustes das equações de regressão entre as variáveis Q e C_{ss} , levando em consideração o coeficiente de determinação (R^2), a razão de desvio padrão das observações (RSR) e o *percent Bias* (PBIAS). Estes são definidos como:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X}_i)(X_{oi} - \bar{X}_{oi})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X}_i)^2 \cdot \sum_{i=1}^N (X_{oi} - \bar{X}_{oi})^2}} \right)^2 \quad (\text{Equação 20})$$

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{[\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_{oi} - X_i)^2}]}{[\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_{oi} - X_m)^2}]} \quad (\text{Equação 21})$$

$$PBIAS = \frac{\sum_1^n (X_{oi} - X_i)}{\sum_1^n (X_{oi})} * 100 \quad (\text{Equação 22})$$

Onde: X_i , X_{oi} e X_m são os valores calculados, observados e a média dos valores observados respectivamente.

O R^2 foi utilizado para avaliar o grau de colinearidade entre os dados observados e calculados. O R^2 varia de 0 a 1, os quantitativos maiores indicam que os valores observados estão mais próximos dos calculados. O *percent bias* (PBIAS) avalia a tendência que a média dos valores simulados tem em relação aos observados. O valor ideal do PBIAS é 0 (zero), valores positivos indicam uma subestimação da curva-chave de sedimentos, e valores negativos superestimação (GUPTA; SOROOSHIAN; YAPO, 1999). A RSE é calculada como a razão da raiz do erro médio quadrático (RMSE) e desvio padrão dos dados medidos (MORIASI *et al.*, 2007). Ela indica a precisão das equações com base na magnitude dos erros, exibindo uma alta

sensibilidade entre as divergências dos valores estimados e observados. Para essas duas últimas estatísticas, quanto menor for o valor resultante, melhor o desempenho do ajuste.

Na tabela 5 são apresentados os critérios de avaliação que foram recomendados por Moriasi *et al.* (2007):

Tabela 5: Critérios de avaliação das equações (adaptado de Moriasi *et al.*, 2007)

Índices	Performance			
	Muito bom	Bom	Satisfatório	Insatisfatório
R²	> 0,85	0,75 < R ² ≤ 0,85	0,60 < R ² ≤ 0,75	≤ 0,60
PBIAS (%)	PBIAS < ± 15	±15 ≤ PBIAS < ±30	±30 ≤ PBIAS < ±55	PBIAS ≥ ±55
RSR	0,0 ≤ RSR ≤ 0,5	0,5 < RSR ≤ 0,6	0,6 < RSR ≤ 0,7	RSR > 0,7

Com a curva-chave de sedimentos em suspensão traçada, foi possível obter a C_{ss} em um intervalo de tempo de 30 minutos. Esses dados em conjunto com a vazão forneceu as estimativas P_{ss} em diferentes escalas de tempo: dia, mês e ano. Para cada dia, a carga foi calculada utilizando a seguinte equação:

$$P_{ss} = \sum_1^{48} C_{ss} * Q * 1,80 \quad (\text{Equação 23})$$

Onde: P_{ss} = Produção de sedimentos em suspensão (kg.dia⁻¹); C_{ss} = concentração de sedimentos em suspensão estimada (mg.L⁻¹); Q = vazão (m³.s⁻¹); 1,80 = fator de correção do número de segundos em um intervalo de tempo.

A determinação da produção específica de sedimentos em suspensão ocorreu por meio da Equação 24, conforme Carvalho (2008), que representa todos os sedimentos que deixaram a bacia em um ano, sendo calculado pela divisão da produção anual de sedimentos em suspensão pela área da bacia.

$$P_{ss\text{esp}} = \frac{P_{ss}}{A} \quad (\text{Equação 24})$$

Onde: $P_{ss\text{esp}}$ = Produção específica de sedimentos em suspensão (kg.km⁻².ano⁻¹); P_{ss} = produção de sedimentos em suspensão anual (kg.ano⁻¹); A = área (km²).

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

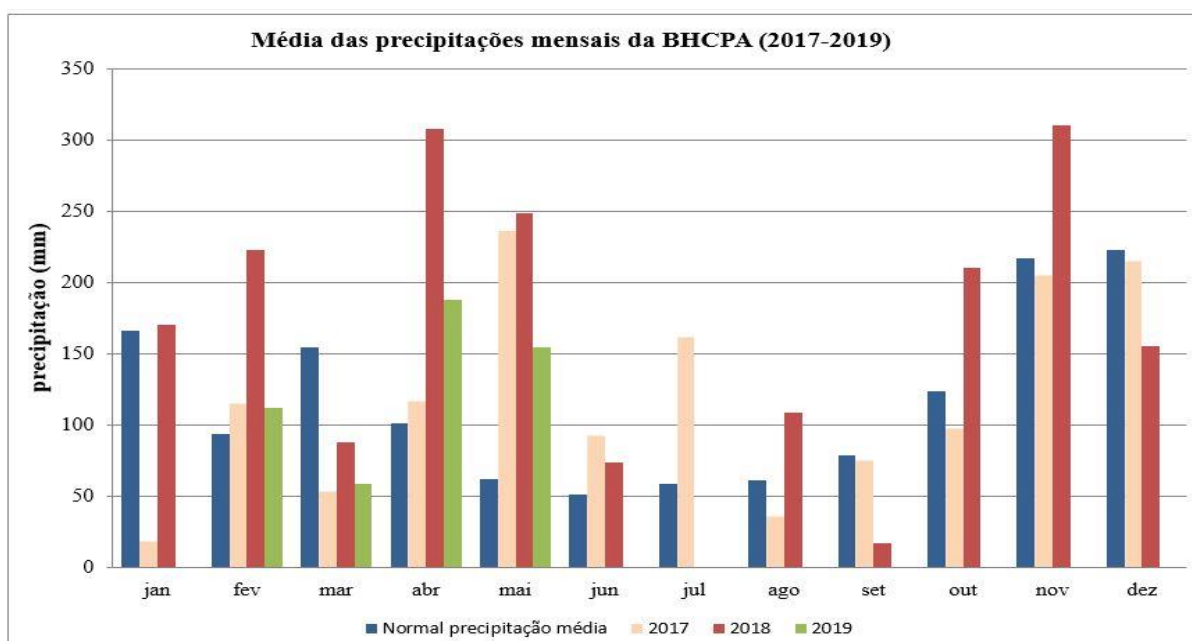
6.1 AMOSTRAGEM PLUVIOMÉTRICA

Com os dados da precipitação registrados no período de estudo e tendo como referência a normal de precipitação de 1983 a 2013 definida por Bastos *et al.* (2015), conforme a Figura 25, podemos observar que o ano de 2017 contém os valores mais próximos ao do normal de precipitação, principalmente nos períodos de maiores precipitações, entre os meses de outubro a abril, só destoando nos meses de janeiro, março, maio e julho. O ano de 2017 apresentou um total pluviométrico acumulado de 1425,45 mm.

O ano de 2018 apresentou uma alta média, com valores acima do normal de precipitação, com um total acumulado anual de 1914,15 mm, tendo em praticamente todos os meses um acumulado mensal acima de 150 mm, exceto no mês de março e nos meses de inverno que mostraram um acumulado máximo mensal entre junho e setembro de 104 mm.

No ano de 2019 consta somente os dados até maio, período em que foram encerrados os monitoramentos, tendo este período exibido um baixo índice pluviométrico entre janeiro e março com um total de 169,78 mm, e uma alta entre os meses de abril e maio com um acumulado de 342,9 mm.

Figura 25: Precipitação acumulada mensal na bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo entre o ano 2017 e maio de 2019



6.2 MEDIÇÕES DA VAZÃO

Na BHCPA os maiores valores de vazão monitorados foram de $1,2413 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $1,3237 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, em 17 de abril de 2018 e 06 de novembro de 2018 respectivamente, havendo uma influência direta dos meses com maiores acumulados de precipitação. Com as mínimas de $0,0131 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $0,0221 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ em 08 de março de 2017 e 22 de fevereiro de 2017 respectivamente, também influenciados pela baixa precipitação no período, tendo no primeiro trimestre de 2017 um acumulado de 187,70 mm.

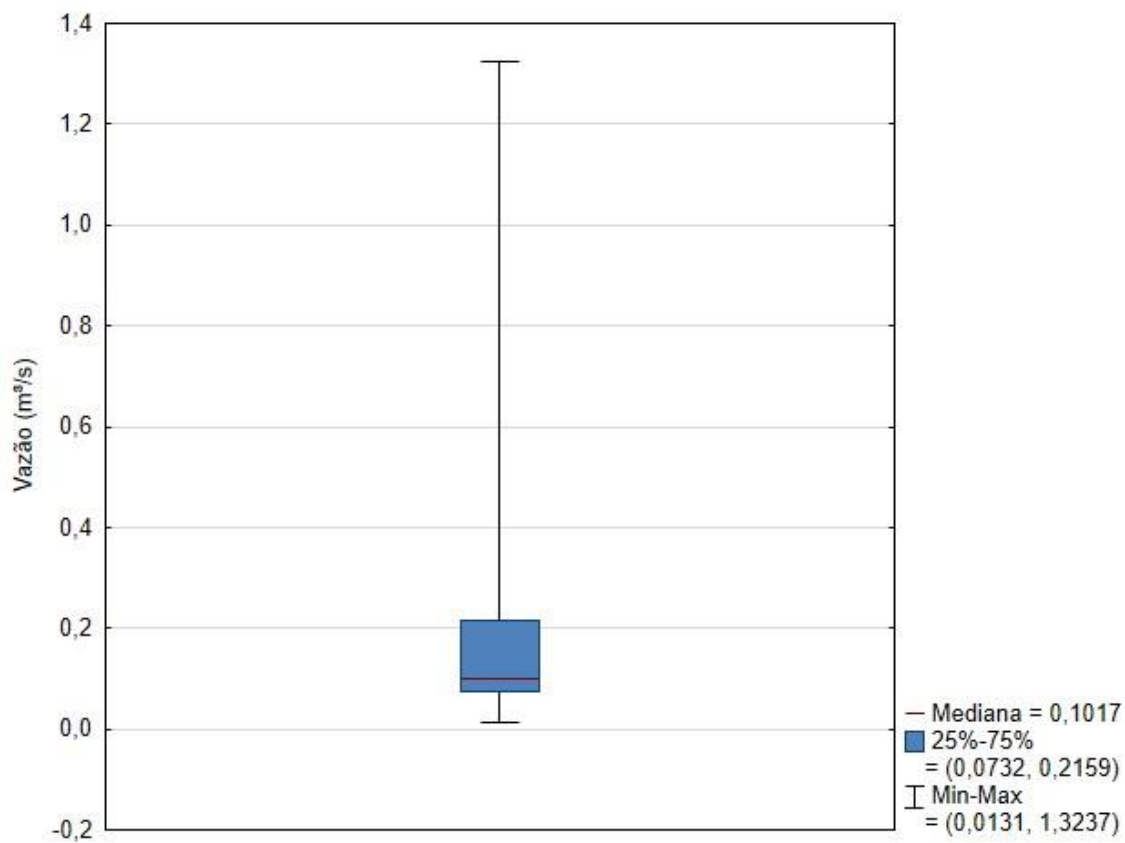
A média de vazão da bacia ficou em $0,216 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mediana de $0,1017 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, e um desvio padrão 0,28. Essa média, ficou acima dos valores encontrados na mesma bacia por Perrone (1995) com $0,137 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ entre janeiro de 1994 a maio de 1995, Cupertino (2018) com $0,034 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no período de setembro de 2015 a novembro de 2016 e Lemos (2018) com $0,048 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ entre agosto de 2016 a agosto de 2017. Essa diferença de valores com os dados de Perrone (1995) deve-se em grande parte, ao baixo número de medições (4 medições) e pelo monitoramento da vazão ter sido realizado com o método de flutuadores, que possui menor precisão. A diferença em relação aos dados de Cupertino (2018) e Lemos (2018) é devido ao período monitorado pelos mesmos, exibirem um baixo acumulado pluviométrico, com respectivamente 904 mm e 1.377 mm.

A figuras 26 expõe o gráfico “boxplot” das medições da vazão, visualizando os valores mínimos, máximo, 1º quartil (25% dos menores valores), 2º quartil (50% dos dados, correspondendo a mediana) e 3º quartil (75% dos menores valores). O tamanho da caixa representa a intervalo interquartilico, ou seja, a metade da amostra compreendida entre o 1º e 3º quartis. As hastes são definidas pelos valores do intervalo entre o quartil inferior (Q1) ao limite inferior, e do quartil superior (Q3) ao limite superior, representando respectivamente a haste inferior e superior.

Através desse gráfico podemos observar o limite inferior (Qmin) = $0,0131 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 1º quartil (Q1) = $0,0732 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mediana (Q2) = $0,1017 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 3º quartil (Q3) = $0,2159 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, limite superior (Qmáx) = $1,3237 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Além disso, o gráfico apresenta uma distribuição assimétrica positiva, pois a caixa acima da mediana é maior do que abaixo dela e a haste superior é maior do que a inferior. Logo, a maior parte dos dados fica abaixo do média, devido a uma tendência em ser identificado um número elevado de valores extremos na região superior.

Além disso, o intervalo interquartil apresenta que uma baixa dispersão entre os valores intermediários, devido ao tamanho da caixa.

Figura 26: BoxPlot da vazão na bacia hidrográfica do córrego Pau amarelo entre fevereiro de 2017 a maio de 2019



6.3 CARACTERÍSTICAS HIDRAULICAS

A figura 27 mostra as regressões entre largura, profundidade média e velocidade média em função da vazão para a seção de controle, tendo sido adotados todos os valores medidos em campo e também divididos pelos quartis (Figura 26), podendo assim analisar o comportamento da bacia em estudo e os respectivos valores dos expoentes e coeficientes dessa relação em diferentes situações. A tabela 6, contém a sistematização dos resultados obtidos das regressões.

Tendo a soma dos expoentes b , f e m igual a 1 conforme a tabela 6, vemos que a velocidade média é o principal fator de variação na vazão, levando em consideração todos as medições, correspondendo em média a 61% de toda a variação. Posteriormente, temos os dados de largura e profundidade com valores próximos de 20%, indicando que são menos sensíveis a mudanças de vazão. Também podemos observar, que à medida que vai aumentando a vazão (3 e 4 quartil) a área da seção transversal (largura e profundidade) exibe uma maior importância, equivalendo a 50 e 59% na variação da vazão.

Grison e Kobiyama em um estudo em nove bacias hidrográficas no Estado do Paraná, na região sul do Brasil, verificam que a profundidade e a velocidade são mais sensíveis ao aumento da vazão do que a largura, apresentando como valores médios dos expoentes $b = 0,08$, $f = 0,36$ e $m = 0,54$.

Pereira, Kobiyama e Castro (2014) verificaram na bacia do rio Ijuí (RS), os expoentes em diferentes vazões, através da curva de permanência (Q_5 , Q_{50} e Q_{95}), que a velocidade possui a maior sensibilidade sobre as oscilações da vazão, seguido pela profundidade e por último a largura, tal fato, pode ser explicado pelos canais encaixados com margens bem definidas. Já Pereira et al. (2015), também relacionando aos expoentes em vazões separadas pela curva de permanência, nas bacias do Turcato e Taboão (RS), citam que a profundidade tem maior sensibilidade com a vazão nas diferentes vazões (Q_5 , Q_{50} e Q_{95}), quando comparadas com a largura e com a velocidade, podendo ser explicada, pelas estações estarem em trechos com canais encaixados com baixa declividade.

Figura 27: Relação da largura, profundidade e velocidade média em relação a vazão: (a) Q1; (b) Q2; (c) Q3; (d) Q4; e (e) todos os dados.

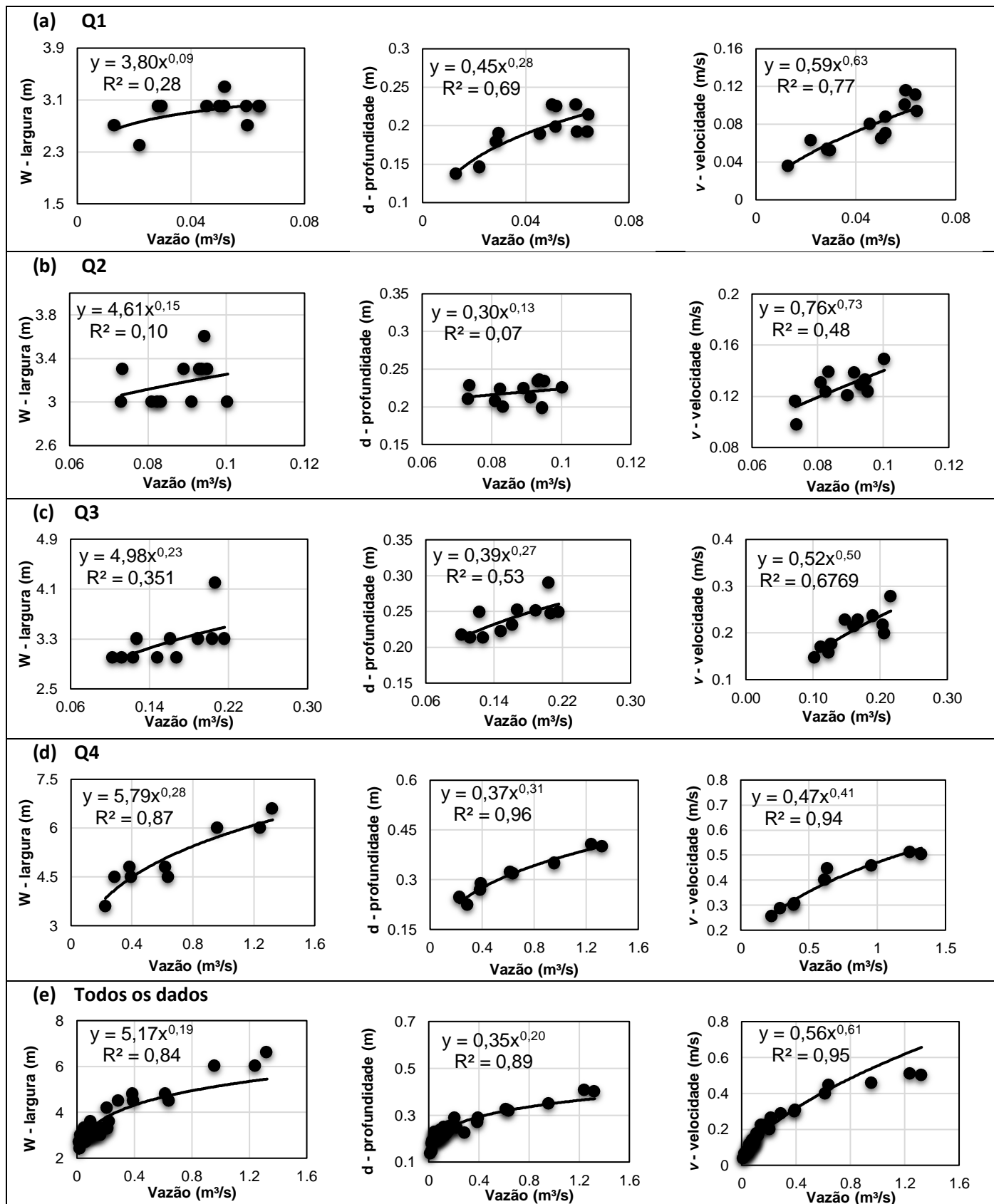
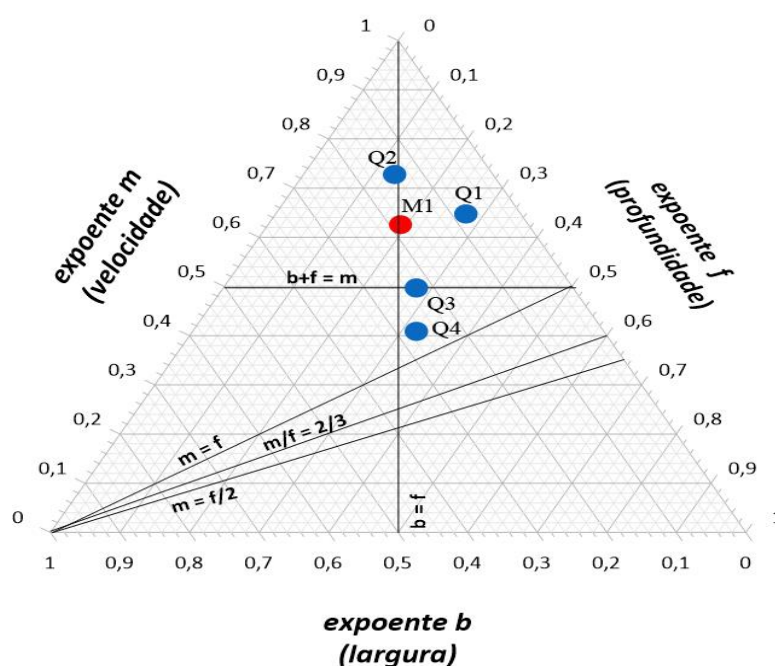


Tabela 6: Valores dos expoentes e coeficientes das relações da geometria hidráulica da seção transversal do córrego Pau Amarelo utilizando todas as medições e separados pelos quartis.

Dados utilizados	Intervalo Q (m ³ .s ⁻¹)	Símbolo	<i>b</i>	<i>f</i>	<i>m</i>	<i>b+f+m</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>k</i>	<i>a.c.k</i>
Qmin até Q1	0,013 – 0,072	Q1	0,09	0,28	0,63	1,00	3,80	0,45	0,59	1,00
Q1 até Q2	0,073 – 0,101	Q2	0,15	0,13	0,73	1,00	4,61	0,30	0,76	1,00
Q2 até Q3	0,102 – 0,215	Q3	0,23	0,27	0,50	1,00	4,98	0,39	0,52	1,00
Q3 até Qmáx	0,216 – 1,324	Q4	0,28	0,31	0,41	1,00	5,79	0,37	0,47	1,00
Todas as medições	0,013 – 1,324	M1	0,19	0,20	0,61	1,00	5,17	0,35	0,56	1,00

A figura 28 apresenta o diagrama de Rhodes para os expoentes *b*, *f* e *m* para a BHCPA, das quais, M1 é a média de todos os dados observados e Q1, Q2, Q3 e Q4 são respectivamente os valores do 1º, 2º, 3º e 4º quartil.

Figura 28: Diagrama triaxial de Rhodes resultante dos expoentes *b*, *f*, *m* utilizando todas as medições e separados pelos quartis para o córrego Pau Amarelo.



Na BHCPA na subdivisão $b = f$, observa-se que a média, 2º, 3º e 4º quartil, encontra-se próximo da linha $b = f$. Dessa forma, a razão entre largura e profundidade tende a permanecer constante com o aumento da vazão. Tais características são encontradas em seções caracterizadas por rochas, conseqüentemente mais resistentes ao intemperismo e erosão em comparação a leitos de solo exposto (COSER; GRISON, 2019). O 1º quartil contém uma tendência diferente, com $b < f$, demonstrando que o acréscimo na profundidade é maior que da largura com o aumento da vazão, logo, a área molhada do canal em baixas vazões torna-se proporcionalmente mais profunda e estreita.

A BHCPA apresenta três características para a subdivisão $b + f = m$, a média e o 1º e 2º quartil exibem $m > 0,5$, retratando um aumento na velocidade média acima da taxa da área molhada (Figura 29a). No 3º quartil, o crescimento da velocidade média é igual ao da área molhada (Figura 29b). Já no 4º quartil, a taxa de aumento da velocidade média é menor que o acréscimo da taxa da área molhada, apresentando um alargamento da seção transversal (Figura 29c).

Figura 29: Perspectiva da seção transversal no (a) 1º quartil em 08/03/2017 em comparação com o (b) 3º quartil em 13/03/2018 e (c) 4º quartil em 17/04/2018.

(a) 1º quartil



(b) 3º quartil



(c) 4º quartil



Fonte: Acervo do autor

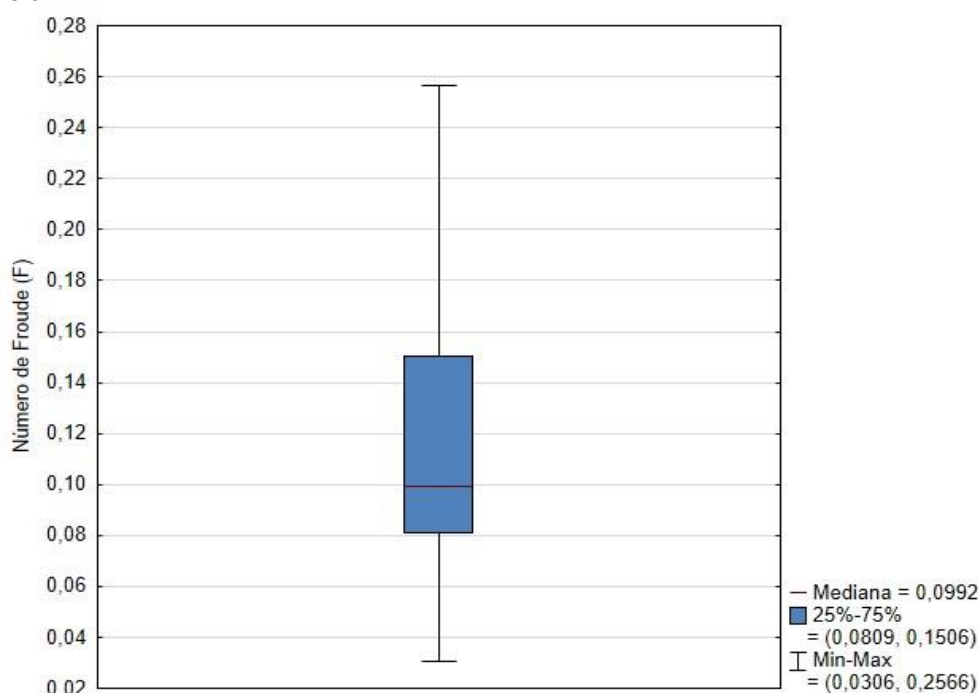
Em relação à subdivisão $m = f$, podemos observar que na BHCPA todos os pontos evidenciam que $m > f$, isso porque a velocidade cresce mais rapidamente do que a profundidade média. Dessa forma, a erosão das margens e do leito podem ocorrer mais rapidamente, concomitante com o crescimento na competência no transporte de sedimentos com o acréscimo da vazão.

Com relação à subdivisão $m/f = 2/3$, relacionada com a fórmula de Manning, é possível notar que todos os pontos estão acima desta subdivisão. Por isso, a inclinação e a rugosidade aumentam com o acréscimo de vazão.

A BHCPA apresenta valores acima da subdivisão $m = f/2$ em todos os pontos, ou seja, a concentração de sedimentos aumenta com o acréscimo da vazão, devido a um acréscimo no número de Froude.

Entretanto, mesmo que haja uma tendência de crescimento do número de Froude com o aumento da vazão, o resultado para o número de Froude da BHCPA ficou entre 0,03 até 0,25 (figura 30); por consequência, o fluxo é considerado turbulento corrente (Froude < 1), sendo caracterizado por baixas velocidades, pouca turbulência, típico de cursos d'água naturais, não favorecendo um aumento na intensidade de erosão fluvial.

Figura 30: BoxPlot do número de *Froude* obtido através das medições na bacia hidrográfica do córrego Pau amarelo



6.4 CONFECÇÃO DA CURVA-CHAVE DE VAZÃO

Primeiramente, foi verificado a consistência dos dados para a construção da curva-chave de vazão, levando em consideração as medições de vazão, utilizando o *flowtracker* e os dados de cota obtidos após a transformação dos dados de pressão da água para centímetros de coluna de água do linígrafo *Hobo U20L* (Tabela 7).

Tabela 7: Informações da bacia hidrográfica do córrego Pau amarelo para a elaboração da curva-chave de vazão.

Nº de medições	Vazão medida (m ³ .s ⁻¹)		Cota medida (cm)		Cota linígrafo (cm)	
	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx
52	0,0131	1,3237	23	56	23	116

A partir disso, foram constatados que os dados de vazão e cota, dos dias 21 de março de 2017 e 25 de outubro de 2017, expuseram uma grande variação em relação aos demais dados medidos, podendo ter ocorrido algum problema no momento da medição. Sendo assim, esses dois dados foram descartados na construção da curva-chave de vazão.

Uma vez realizada essa análise preliminar, a curva-chave de vazão foi traçada com um tramo (Figura 31) e plotados os gráficos “desvio x cota” (Figura 32a) e “desvio x tempo” (Figura 32b), para verificar a conformidade dos dados.

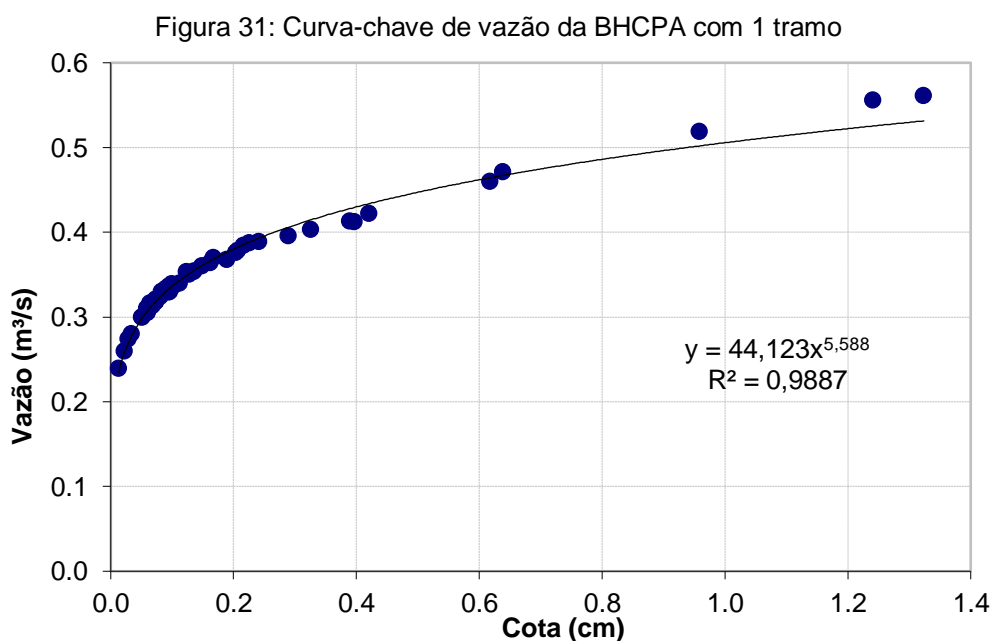
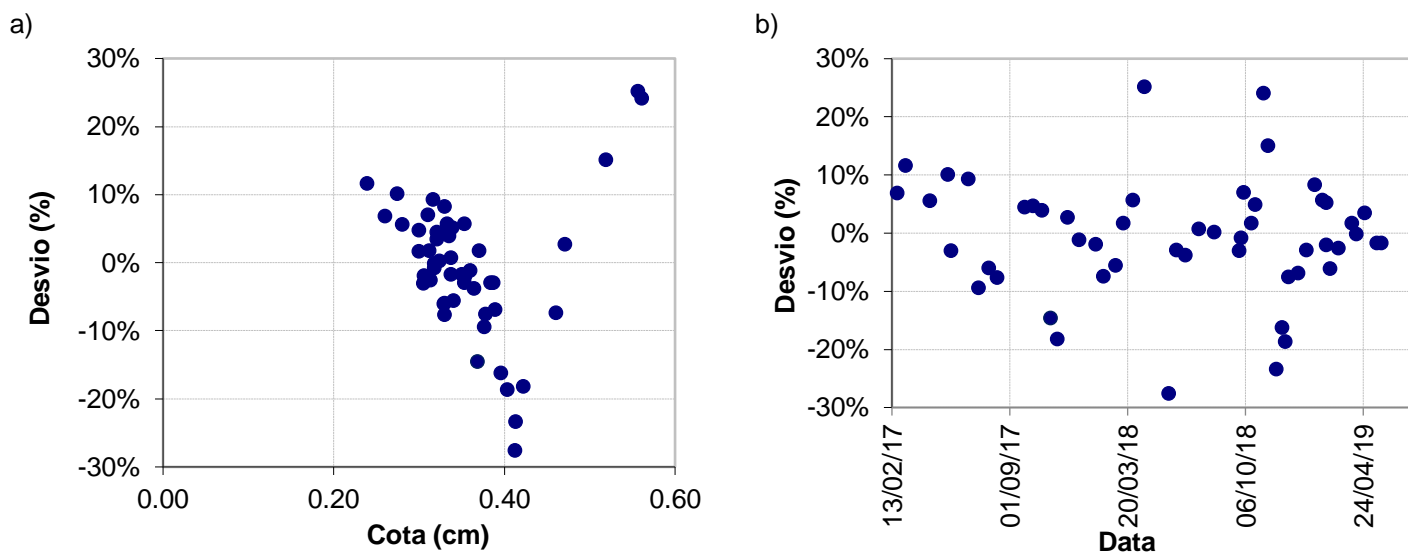


Figura 32: Desvios da curva-chave com um tramo em relação: a) cota; b) data.



Ao analisar os dados da curva-chave traçada com um tramo, pode-se observar que mesmo contendo um R^2 de 0,98, os desvios encontrados entre os valores observados e calculados pela curva-chave variaram de 0 até $\pm 28\%$ (figura 32), ficando assim, alguns acima dos $\pm 10\%$ recomendados pela ANA (2012b). Dentre esses desvios, analisando visualmente o “desvio x cota”, percebe-se que não ocorre uma distribuição uniforme, tendo os valores acima de 40 cm os maiores desvios, com erros entre 3 a $\pm 28\%$, com erros acima de 15% em 7 dos 9 dados medidos, ficando visível que uma única equação não se ajusta a toda amplitude da bacia, principalmente nesses maiores valores de vazão, onde ocorre um alargamento da sessão, conforme verificado pela análise da geometria hidráulica.

Com isso, a curva-chave de vazão foi dividida em dois tramos, buscando um melhor ajuste para a curva-chave, sendo realizado o teste para os dados abaixo de 40 cm e acima desta faixa (tabela 8), pois, foi a faixa que apresentou maiores desvios. Nesta configuração, a curva-chave de vazão contém um R^2 de 0,99 nos dois tramos, indicando assim uma boa correlação entre os dados de cota e vazão (Figura 33). Além disso, em relação aos desvios, nenhum dado ficou acima de 9% entre o valor calculado pela curva-chave com o observado em campo, ficando dentro dos parâmetros exigidos pela ANA (2012b) (Figura 34).

Tabela 8: Dados da calibração da curva-chave de vazão

Tramo	Nº de medições	Amplitude cota (cm)	Parâmetros			R ²
			a	h0	b	
Tramo inferior	41	22 a 40	79,05	0	6,122	0,9908
Tramo Superior	9	40 a 56	13,333	0	4,0106	0,996

Figura 33: Curva-chave de vazão da BHCPA com 2 tramos

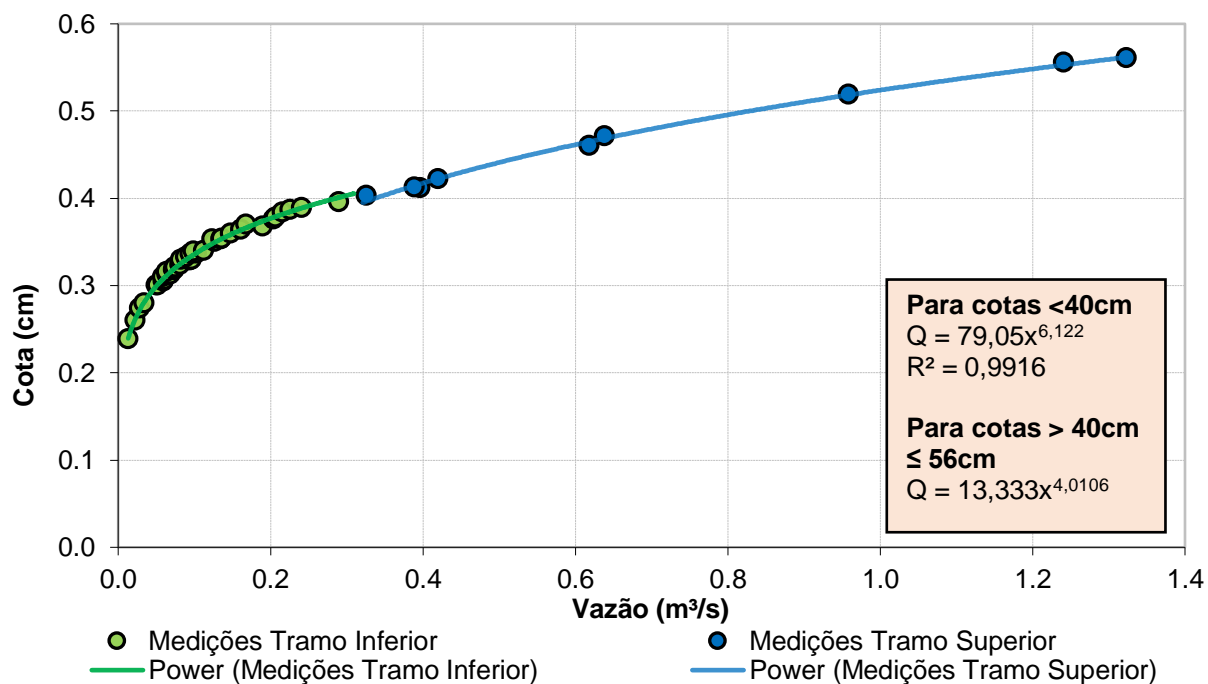
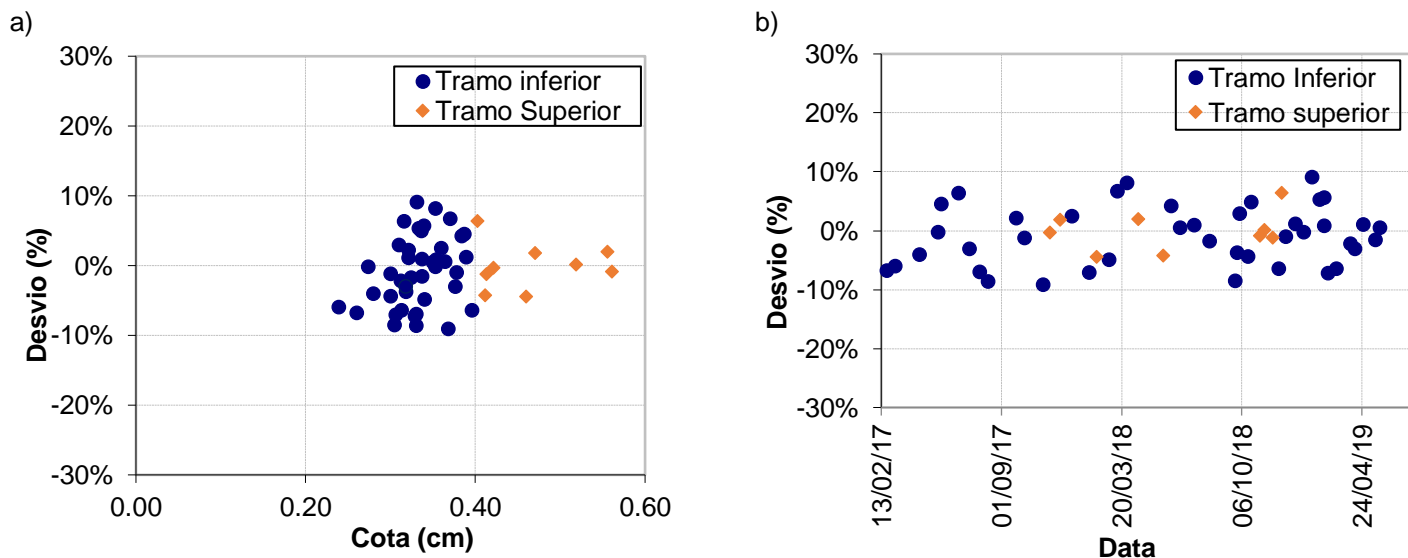


Figura 34: Desvios da curva-chave com dois tramos em relação: a) cota; b) data.



6.4.1 Extrapolação da curva-chave de vazão

Com a curva-chave de vazão traçada, foi necessário extrapolar os dados até 116 cm, que foi a máxima cota medida pelo linígrafo (Tabela 7). A extrapolação seguiu a metodologia de Pseudo-Extrapolação (SEFIONE, 2002) com os métodos: Logarítmico, Stevens e Velocidade x área. Quando a curva-chave é dividida em tramos, a pseudo-extrapolação ocorre no tramo superior, no entanto, por apresentar um número amostral baixo no tramo superior e para verificar se a mesma tendência permaneceria com mais dados, neste trabalho a pseudo-extrapolação foi realizada de duas formas uma na metade superior da faixa de todas as cotas observadas (tramo superior e inferior) (Figura 35) e outra considerando somente os dados do tramo superior (Figura 36).

Figura 35: Pseudo-extrapolação da curva-chave de vazão da BHCPA com a metade dos dados observados.

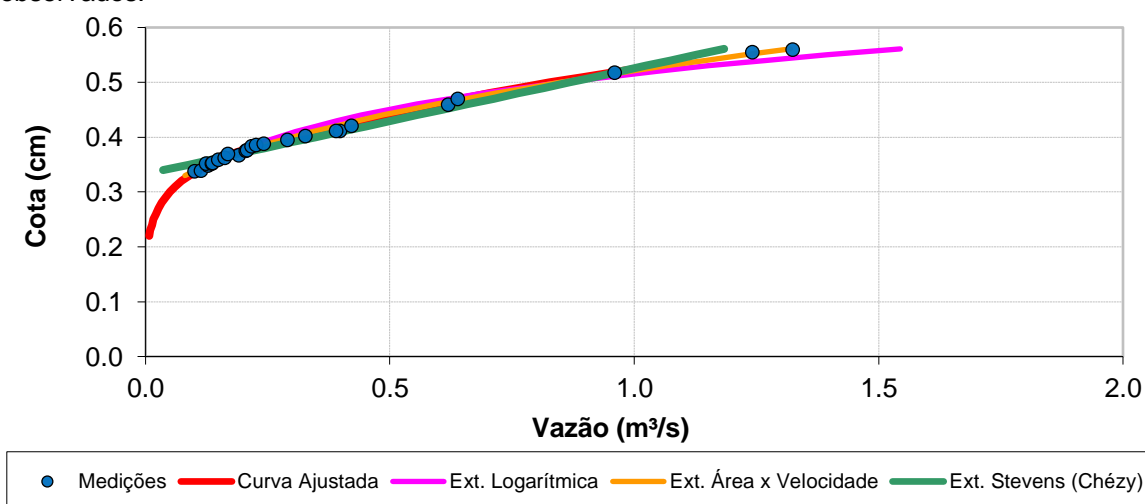
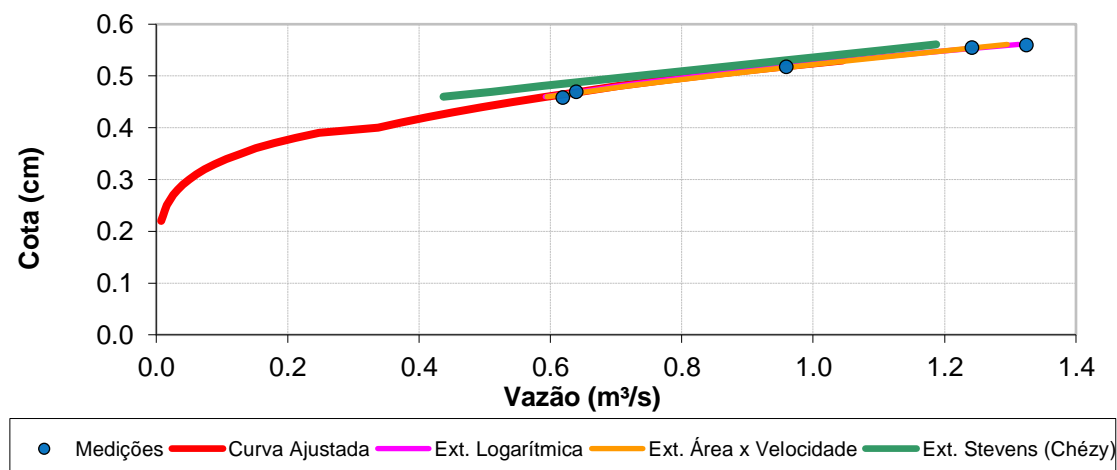


Figura 36: Pseudo-Extrapolação curva-chave de vazão da BHCPA somente no tramo superior

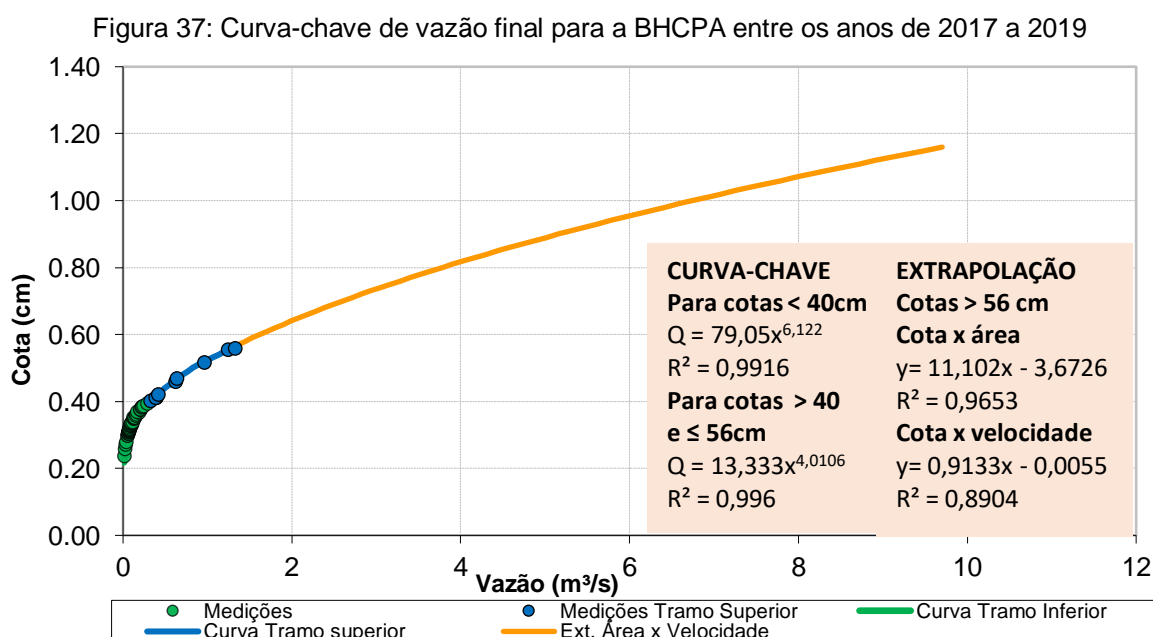


A tabela 9 exibe os resultados obtidos de Erro na cota máxima ($E_{h_{max}}$) e o erro médio (E_m) das pseudo-extrapolações em relação as curvas-chave de vazão. Onde podemos observar que o método de extrapolação que apresentou o menor erro comparando a curva-chave total (tramo inferior e superior) foi o método velocidade x área, tendo o menor $E_{h_{max}}$ e E_m . Ao verificar somente a pseudo-extrapolação com os dados do tramo superior, notamos que o método logarítmico exibiu os menores erros, tendo o método velocidade x área apresentado valores próximos.

Tabela 9: Análise de incerteza dos métodos de extrapolação

Faixa Pseudo-extrapolada	n	Erro na cota máxima ($E_{h_{max}}$)			Erro médio (E_m)		
		Log	V x A	Stevens	Log	V x A	Stevens
33 a 56 cm (Metade dos dados observados)	25	0,167	-0,003	-0,032	0,041	0,011	0,037
46 a 56 cm (Tramo Superior)	5	-0,017	-0,021	-0,103	0,004	0,010	0,082

Com essas informações, a curva-chave de vazão da BHCPA foi traçada com os dois tramos e extrapolada com o método velocidade x área, uma vez que, ela apresentou o menor erro quando se considerou um número amostral maior (metade dos dados observados) e erros próximos ao método logarítmico com o número amostral menor (Tramo superior), tendo entre os anos de 2017 a 2019, conforme a figura 37, a curva-chave final para a BHCPA.

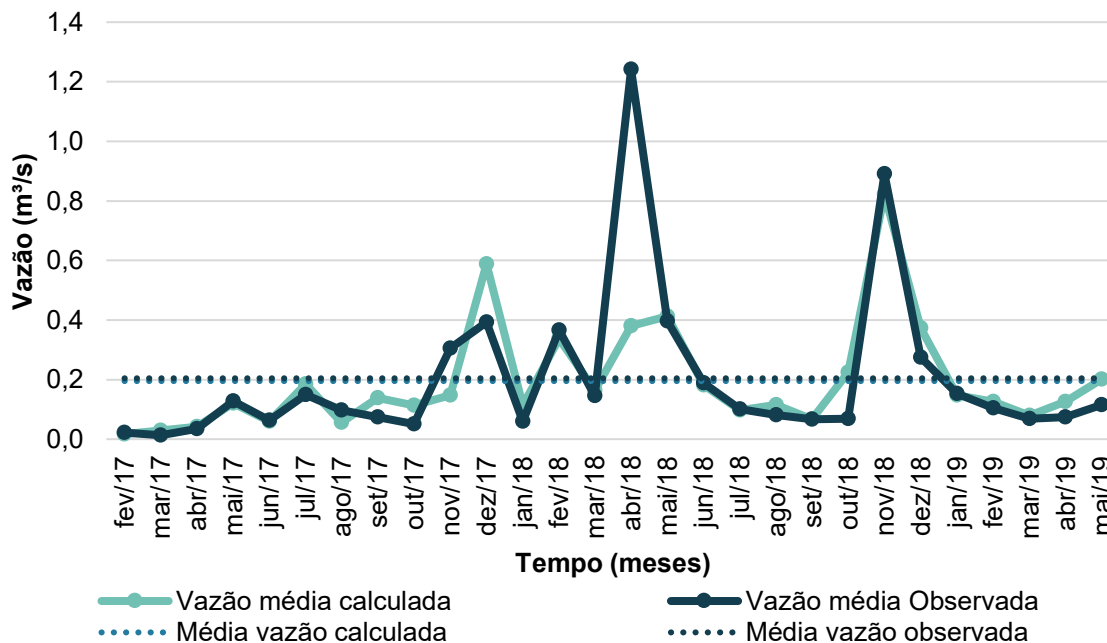


6.4.2 Análise da vazão fluvial

Com a curva-chave de vazão traçada, foram estimadas as vazões da BHCPA no período de monitoramento (fevereiro de 2017 a maio de 2019) discretizadas em intervalos de 30 minutos, contendo 39.381 medições de cota realizadas pelo linígrafo que foram transformadas em vazão.

Por meio da figura 38, vê-se que a vazão média observada em campo e a calculada pela curva-chave a cada 30 minutos obtiveram médias próximas, com respectivamente $0,204 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $0,195 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Em relação as vazões médias mensais, os meses exibiram um comportamento próximo, exceto, o mês de abril de 2018 com a vazão média observada de $1,241 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e calculada de $0,381 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, tal fato se deve a um único monitoramento realizado naquele mês (em 17/04/2018), tendo assim, uma alta média observada, porém, neste mesmo dia, a vazão calculada foi de $1,143 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, valor próximo do observado.

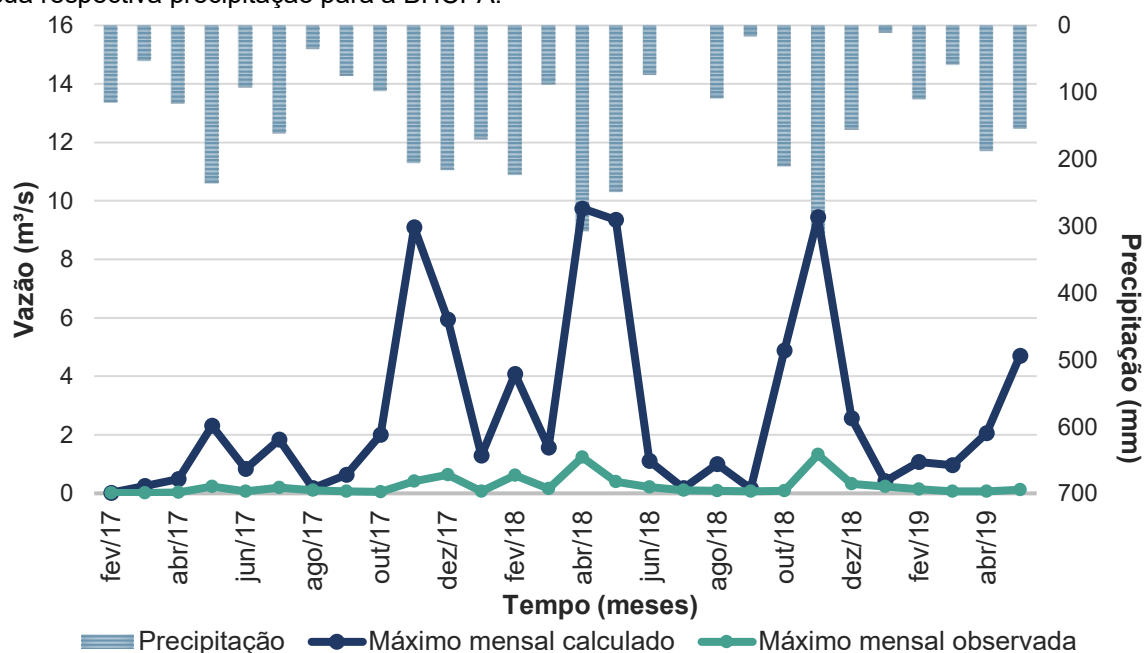
Figura 38: Vazão média mensal observada e calculada entre fevereiro de 2017 a maio de 2019 para a BHCPA



Na figura 39 temos os valores máximos mensais observados em campo e calculados pela curva-chave de vazão a cada 30 minutos, que mesmo apresentando um comportamento seguindo o ritmo pluviométrico, possuem uma grande diferença em valores absolutos, algo já esperado, uma vez que, as medições em períodos de

intensa precipitação e, conseqüentemente, maiores vazões, são difíceis de serem realizadas em campo por ser uma tarefa hercúlea. Assim, para esse tipo de análise faz-se necessário o monitoramento contínuo no tempo, com monitoramento automático em campo, utilizando-se transmissão online dos dados e/ou armazenado em *datalogger* para posterior obtenção dos mesmos.

Figura 39: Vazão máxima mensal observada e calculada entre fevereiro de 2017 a maio de 2019 com a sua respectiva precipitação para a BHCPA.

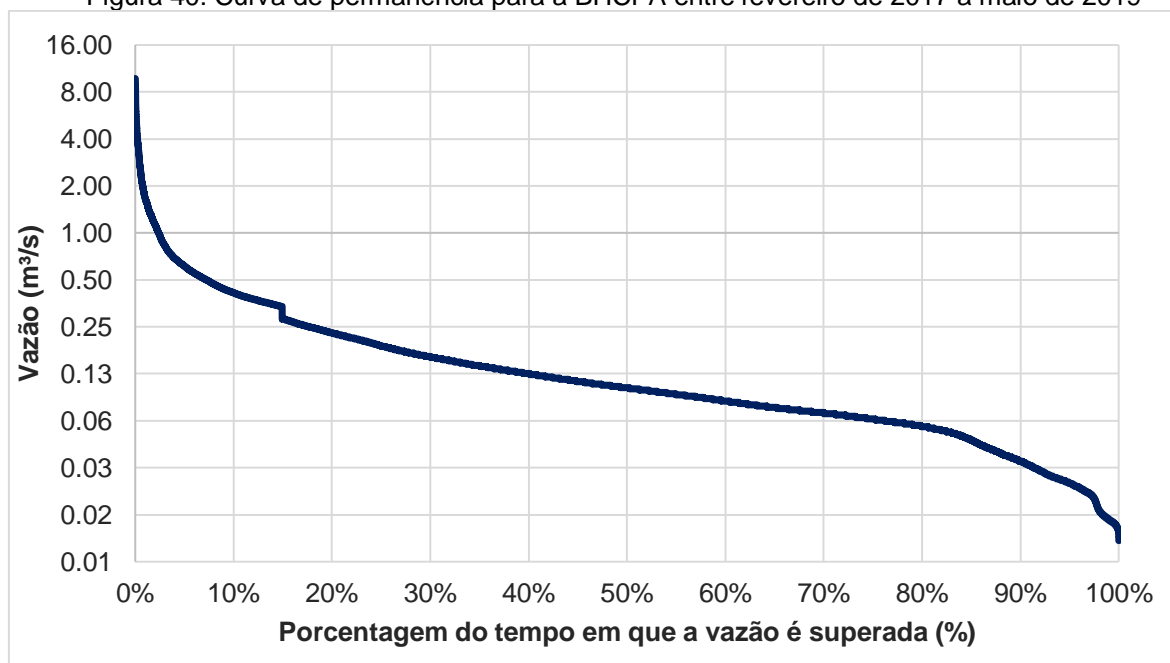


Analisando a figura 39 vemos que o mês de novembro em 2017 ($9,089 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), os meses de abril ($9,742 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), maio ($9,344 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e novembro em 2018 ($9,442 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) mostraram as maiores vazões para o período em estudo. Todos esses meses continham precipitações acima de 230 mm.

A curva de permanência das vazões da BHCPA entre o período analisado (fevereiro de 2017 a maio de 2019) com os dados a cada 30 minutos, está apresentada na figura 40.

A curva de permanência demonstra o tempo em que a vazão ficou acima de uma porcentagem estabelecida, este dado é importante para gestão de bacias hidrográficas como forma de controle para a captação de água. O índice mais utilizado para tal função é a Q_{90} , sendo que, no período em estudo ficou com $0,034 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, isso reflete que em 90% de todo o tempo, a bacia apresentou uma vazão igual ou superior a $0,034 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Figura 40: Curva de permanência para a BHCPA entre fevereiro de 2017 a maio de 2019



Além disso, foi constatado também por meio da curva de permanência o dado de Q_{15} , com o valor de $0,338 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, esse dado demonstra os dias em que a vazão ficou acima de 40 cm de cota, na qual foi utilizado o segundo tramo para calcular os dados, exceto os extrapolados. Devido a utilização do segundo tramo, ocorreu um desnível nessa faixa de Q_{15} da curva de permanência.

Por fim, as vazões acima de $1,3126 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ que foi o máximo valor observado ocorreu no $Q_{1,5}$, isto significa que em somente 1,5% do tempo foi necessário utilizar a extrapolação dos dados de vazão.

A Agerh (2017) cita a partir dos dados de vazões médias diárias de 52 postos fluviométricos, que a Q_{90} média específica de todo o Estado do Espírito Santo é de aproximadamente $4 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, levando em consideração a área, a BHCPA possui uma Q_{90} de $2 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$.

Esses dados estão em conformidades com apresentados em alguns trabalhos, onde a presença da floresta não necessariamente irá resultar maiores vazões, mas resultará em uma melhor distribuição temporal, pois as florestas não perturbadas tendem a causar uma redução das vazões médias anuais e nos picos de vazão, em decorrência do aumento da evapotranspiração e da infiltração, que absorve a água durante períodos chuvosos e vai liberando-a durante os períodos secos através do escoamento subsuperficial (BACELLAR, 2005; BRUIJNZEEL, 2004).

6.5 RELAÇÃO CHUVA E VAZÃO

6.5.1 Relação entre chuva e vazão por meio da frequência diária de eventos

A tabela 10 mostra a frequência de dias chuvosos na BHCPA, entre fevereiro de 2017 a maio de 2019. Desse total, 449 dias (54,23%) não tiveram registro de precipitação. A frequência dos eventos tende a diminuir à medida que aumenta a magnitude do evento.

Os dados também demonstraram que mesmo o ano de 2018 (1914,15 mm) contendo um acumulado anual maior que 2017 (1425,45 mm), o número de dias com chuva foi menor, retratando que neste ano as chuvas exibiram uma maior magnitude, tendo somente neste ano, 3 dias com precipitações acima de 100mm, que se repercute sobre a hidrógrafa e a produção de sedimentos da bacia.

Tabela 10: Frequência e magnitude de dias chuvosos na Bacia Hidrográfica do córrego Pau Amarelo

ANO	FREQUÊNCIA DE DIAS CHUVOSOS									Total Ano
	0,1 a 2,5 mm	2,6 a 5mm	5,1 a 10mm	10,1 a 15mm	15,1 a 25mm	25,1 a 50mm	50,1 a 100mm	100,1 a 150mm	>150 mm	
2017	85	32	31	13	11	10	3	0	0	185
2018	67	15	23	13	6	11	9	3	0	147
2019 (Até maio)	28	4	7	1	2	2	2	1	0	47
Total	180	51	61	27	19	23	14	4	0	379

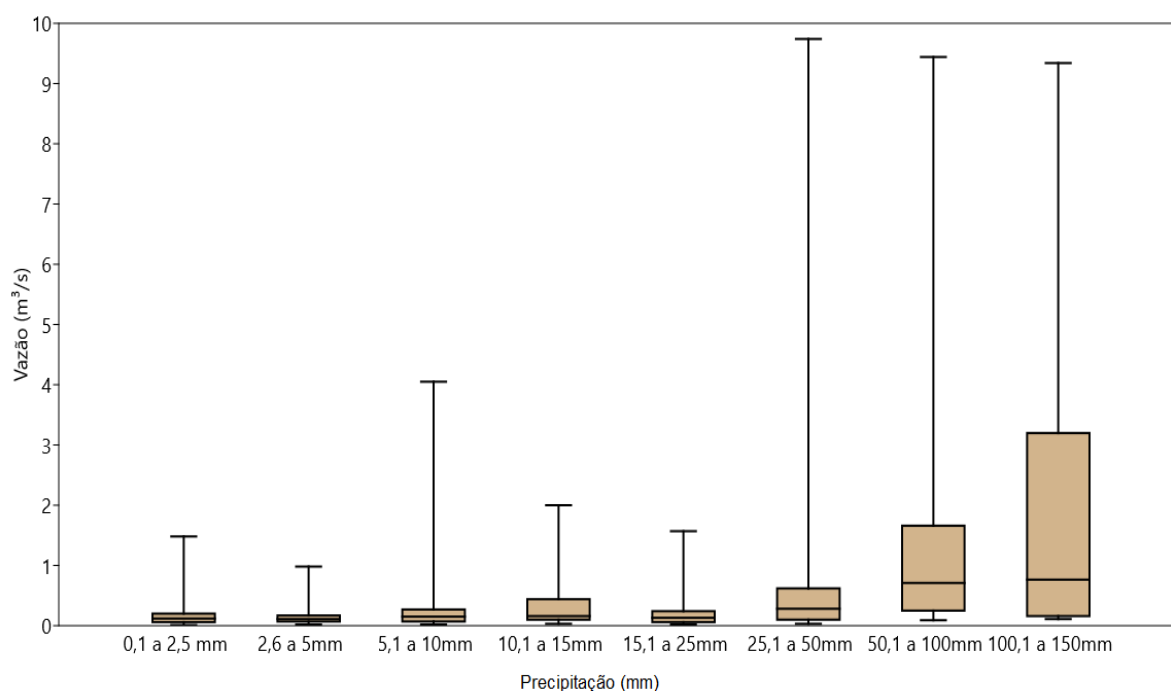
Para cada dia de diferentes frequências de chuva, foi constada a vazão, conforme a figura 41, na qual podemos observar que, com o acréscimo da magnitude do evento, temos um aumento no intervalo interquartilico, ou seja, na caixa que representa os 50% dos dados (entre 1º e 3º quartil). Até 25mm o intervalo interquartilico expôs uma baixa dispersão dos dados, tendo um aumento com valores acima desta faixa.

Todos as magnitudes de frequência de dias chuvosos apresentaram uma distribuição assimétrica positiva, portanto, a maior parte dos dados ficaram abaixo do média, devido a uma tendência em ser identificado um número elevado de valores extremos na região superior.

Outro ponto interessante do boxplot são os dados extremos. Na faixa de 5,1 a 10 mm e 25,1 a 50 mm os valores máximos (haste superior) ficaram acima do que outras de

maiores magnitudes. Isso ocorreu em grande medida, pois nessas faixas de dados, tiveram dias que sucederam aqueles que possuíram chuvas acima de 100 mm.

Figura 41: Comportamento da vazão por meio da frequência de dias chuvosos



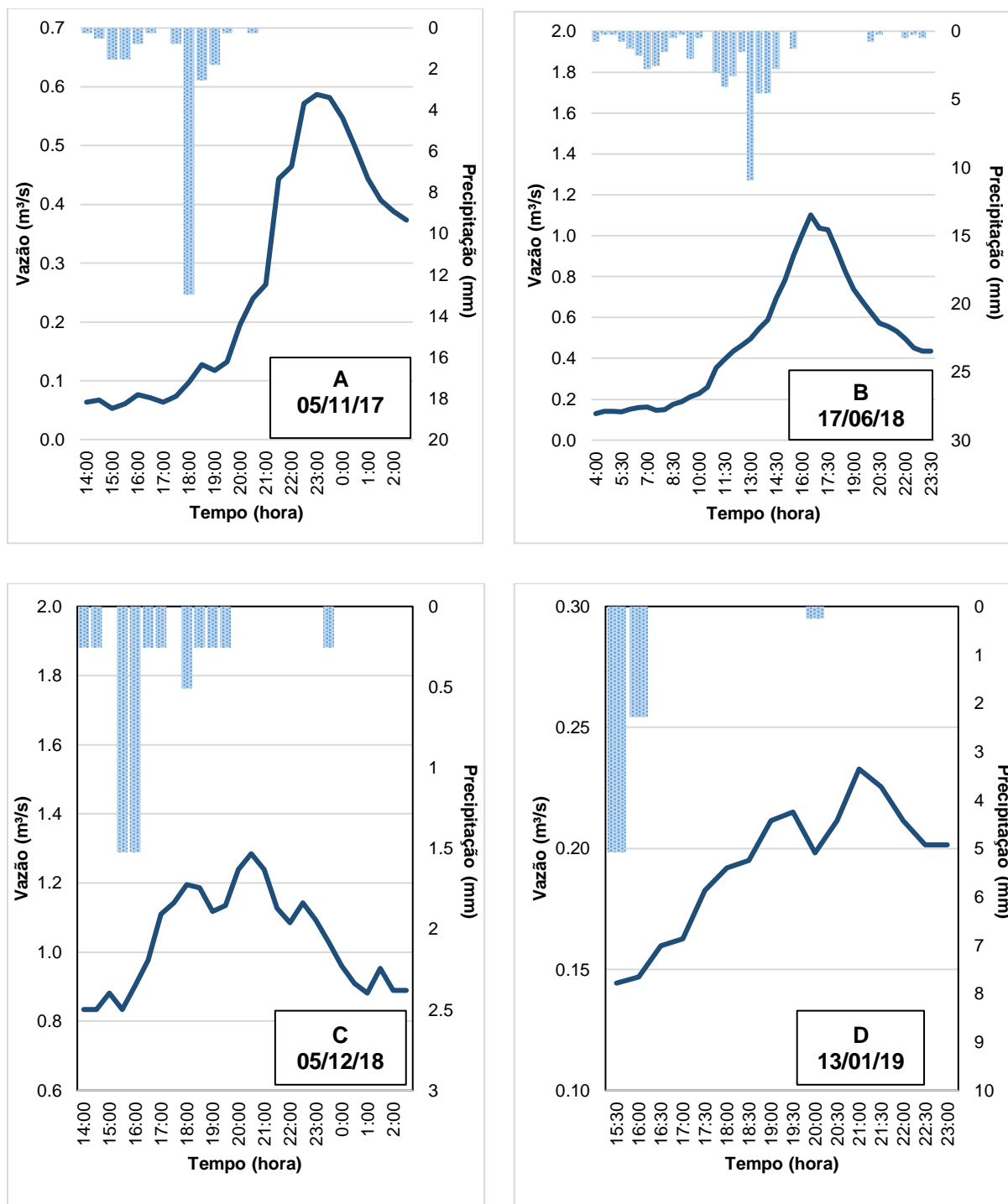
6.5.2 Relação entre chuva e vazão nos eventos de chuva

Um total de 52 “eventos de chuva” (período que abrange a precipitação e a ascensão e o decréscimo do hidrograma) foram identificados para o período de estudo na BHPCA. A precipitação (Pt) que causou os eventos variou entre 3,05 e 58,67 mm.

A figura 42, apresenta alguns exemplos de hidrogramas utilizados da delimitação dos eventos de chuva na BHCPA, com suas correspondentes distribuições de chuvas. Servindo para demonstrar: (1) a variabilidade de hidrogramas, muito simples em alguns casos ou com padrão complexo em outros; (2) os hidrogramas exibiram uma queda rápida com a cessão da precipitação, porém ainda menor do que a velocidade da subida. A figura 42A (05 de novembro de 2017) expõe um prolongado aumento na vazão em resposta a um crescimento na intensidade da precipitação. A figura 42B (17 de junho de 2018) tem um evento parecido com o anterior. A figura 42C (05 de dezembro de 2018) dispõe de um evento de chuva irregular, resultando em um

hidrograma flutuante. A figura 42D (13 de janeiro de 2019) possui um evento de chuva de curto tempo com baixo acumulado.

Figura 42: Hidrogramas utilizados para a delimitação dos "eventos de chuva"



Dos 52 eventos de chuva, 20 ocorreram no verão, 9 no outono e no inverno e 14 na primavera. A tabela 11 sistematiza as características da chuva e vazão associados aos 52 eventos de chuva analisados durante este estudo, que são descritas abaixo:

- I. A duração dos eventos (Dur) variou 3 a 32,5 horas, com uma média de 12,6 horas; somente 13 eventos apresentaram uma duração acima de 15 horas (25%).
- II. A precipitação (Pt) que causou os eventos variou entre 3,05 e 58,67 mm. A maioria dos eventos de chuva foram de baixa magnitude (31 no total foram inferiores a 15 mm e apenas 7 foram superiores a 40 mm)
- III. A intensidade máxima dos eventos (IP) foi de 4,05 mm.h⁻¹ e a intensidade máxima em 30 minutos (IP_{max}) foi 58,42 mm.h⁻¹ em 01/01/2018.
- IV. A maior vazão (Q_{máx}) foi de 1,57 m³.s⁻¹ e a vazão média (Q_{med}) foi de 0,33 m³.s⁻¹ e apresentando um desvio padrão de 0,24 m³.s⁻¹.

Tabela 11: Características gerais dos eventos de chuva registrados na BHCPA

	Parâmetro	Unidade	Símbolo	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
Pré - evento	Vazão antecedente	m ³ .s ⁻¹	Q _a	0,05	0,90	0,19	0,20
	Vazão antecedente de 1 dia	m ³ .s ⁻¹	Q _{a1}	0,05	1,43	0,24	0,30
	Acumulado da precipitação de 1 dia antes do evento.	mm	AP ₁	0,00	35,05	3,26	6,82
	Acumulado da precipitação de 3 dias antes do evento.	mm	AP ₃	0,00	89,66	15,22	23,60
	Acumulado da precipitação de 7 dias antes do evento.	mm	AP ₇	0,00	272,03	41,62	56,25
	Acumulado da precipitação de 21 dias antes do evento.	mm	AP ₂₁	1,52	397,51	117,59	91,56
Evento	Duração do evento (Horas)	h	Dur	3,00	32,50	12,64	6,07
	Precipitação total	mm	Pt	3,05	58,67	17,72	15,00
	Tempo de precipitação	h	Tp	1,00	19,50	5,46	4,22
	Intensidade de precipitação do evento	mm.h ⁻¹	IP	0,36	4,05	1,34	0,76
	Máxima Intensidade de precipitação em 30min	mm.h ⁻¹	IP _{max}	2,54	58,42	12,49	9,98
	Vazão média	m ³ .s ⁻¹	Q _{med}	0,08	1,16	0,33	0,24
	Vazão máxima	m ³ .s ⁻¹	Q _{máx}	0,10	1,57	0,53	0,40

Uma vez delimitado, temos a matriz de correlação dos eventos de chuva, conforme a tabela 12, na qual, os parâmetros de vazão (Q_{med} e Q_{max}) possuem uma correlação fraca e moderada com a precipitação total (Pt), indicando uma resposta não tão direta da chuva, havendo outros fatores que regulam a vazão. Isso ocorre, em grande

medida, devido à interceptação realizada pela floresta, principalmente nos eventos de baixa precipitação como destacado por López e Marchioro (2018) e pelo formato alongado da bacia, exibindo uma rápida velocidade com que o fluxo deixa a bacia e pelos pontos de convergência dos afluentes serem mais afastados, não concentrando assim em um curto espaço de tempo a água vinda das vertentes e dos tributários no canal principal, conforme destacado por Cupertino (2018) e Souza (2018). Além do mais, os parâmetros de vazão (Q_{med} e Q_{max}) apresentaram fraca correlação com os parâmetros de intensidade da chuva (IP e IP_{max}), indicando que mesmo em eventos de alta intensidade o escoamento é baixo.

A duração do evento (Dur e T_p) apresentou uma moderada correlação com os parâmetros de vazão (Q_{med} e Q_{max}), tal fato pode ocorrer, devido a menores taxas de interceptação com uma maior duração do evento, como salientado também por López e Marchioro (2018), levando assim à geração de escoamento superficial, e conseqüentemente, a um aumento na vazão.

A vazão anterior ao evento (Q_a) exibiu uma moderada correlação com a precipitação anterior a 21 dias, logo, é mais dependente do acumulado de chuvas de um número maior de dias, porém exibindo uma alta correlação com a vazão de um dia anterior (Q_{a1}).

Tabela 12: Matriz de correlação de Spearman entre os parâmetros calculados para os eventos de chuva na BHCPA (n=52)

	Q_a	Q_{a1}	AP_1	AP_3	AP_7	AP_{21}	Dur	Pt	T_p	IP	IP_{max}	Q_{med}	Q_{max}
Q_a	—												
Q_{a1}	0.89	—											
AP_1	0.22	0.18	—										
AP_3	0.33	<i>0.48</i>	<i>0.55</i>	—									
AP_7	0.22	0.32	0.19	<i>0.53</i>	—								
AP_{21}	<i>0.53</i>	<i>0.55</i>	-0.09	0.27	<i>0.46</i>	—							
Dur	-0.02	-0.03	0.25	0.01	-0.01	-0.24	—						
Pt	-0.25	-0.29	0.12	-0.21	-0.11	-0.28	0.71	—					
T_p	0.09	0.03	0.14	-0.08	-0.06	-0.13	0.71	<i>0.60</i>	—				
IP	-0.33	-0.36	0.09	-0.24	-0.12	-0.28	0.24	0.81	0.28	—			
IP_{max}	-0.31	-0.35	0.12	-0.14	-0.09	-0.26	<i>0.43</i>	0.74	0.08	0.70	—		
Q_{med}	<i>0.66</i>	<i>0.58</i>	0.31	0.32	0.22	0.31	<i>0.49</i>	0.27	<i>0.47</i>	0.02	0.09	—	
Q_{max}	<i>0.43</i>	0.37	0.27	0.24	0.16	0.16	<i>0.61</i>	<i>0.43</i>	<i>0.57</i>	0.15	0.21	0.95	—

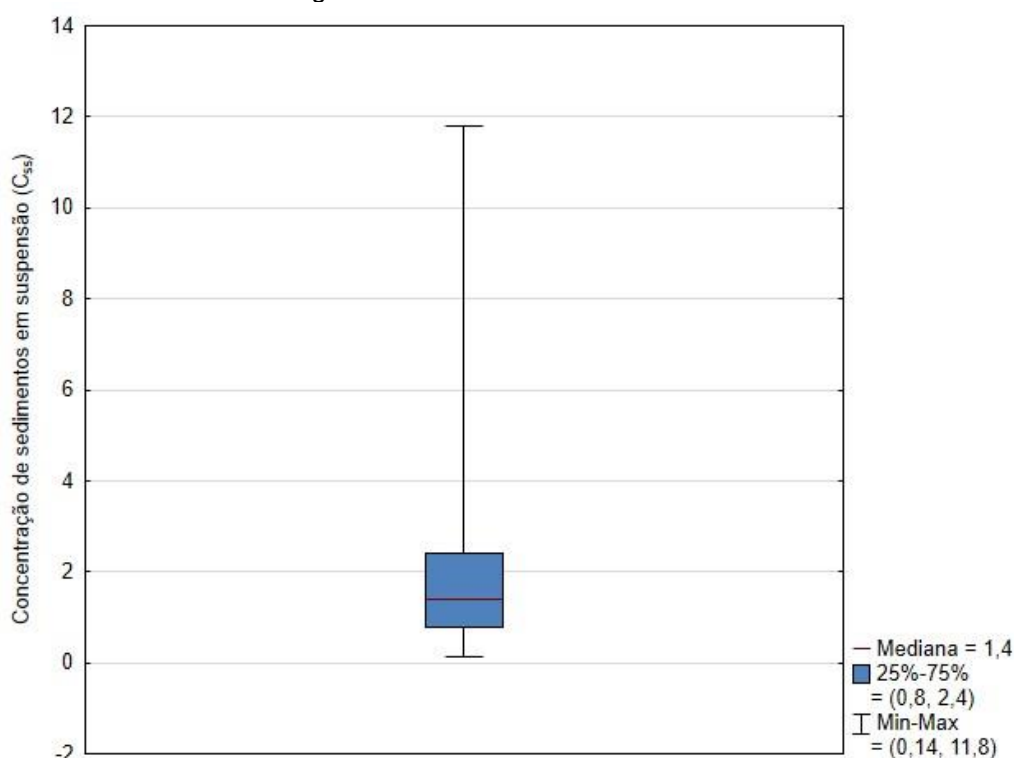
6.6 MONITORAMENTO E DETERMINAÇÃO DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO

6.6.1 Monitoramento da concentração de sedimentos em suspensão

A C_{ss} da BHCPA variou entre $0,14 \text{ mg.L}^{-1}$ até $11,80 \text{ mg.L}^{-1}$, com uma mediana de $1,4 \text{ mg.L}^{-1}$, média de $2,23 \text{ mg.L}^{-1}$ e com um coeficiente de variação de 2,50. Esses baixos valores estão relacionados a maior resistência à ação dos processos erosivos realizados pela floresta, devido a sua proteção natural contra o impacto direto da gota de chuva no solo, à diminuição da velocidade do escoamento superficial, ao aumento na rugosidade do terreno, mas também ao fluxo turbulento corrente, o que não favorece o acréscimo na erosão fluvial (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1999; BOTELHO, 2007).

Através da figura 43 observa-se que o boxplot mostra uma distribuição assimétrica positiva, tendo a maior parte dos dados abaixo do média, devido a uma tendência em ser identificado um número elevado de valores extremos na região superior. Além disso o intervalo interquartílico (caixa) nos mostra que os valores intermediários apresentaram uma baixa dispersão, devido ao tamanho da caixa.

Figura 43: BoxPlot da C_{ss} da BHCPA



6.6.2 Curva-chave de sedimentos

Para estimar os dados de produção de sedimentos em suspensão foram analisados os dados obtidos em campo de C_{ss} e Q , de cujos foram excluídos 4 dados discrepantes, tendo assim, uma amostra de 47 dados.

As figuras 44, 45 e 46 apresentam as curvas-chave de sedimentos para os ajustes de potência, linear e polinomial de 2º grau, respectivamente, contendo todos os dados e separadas pela vazão alta (superiores a $0,229 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), normal ($0,229 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $0,070 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e baixa (vazão inferiores a $0,070 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Figura 44: Comportamento do ajuste de potência para todas as medições (a) e para as subdivisões de vazão: baixa (b), normal (c) e alta (d).

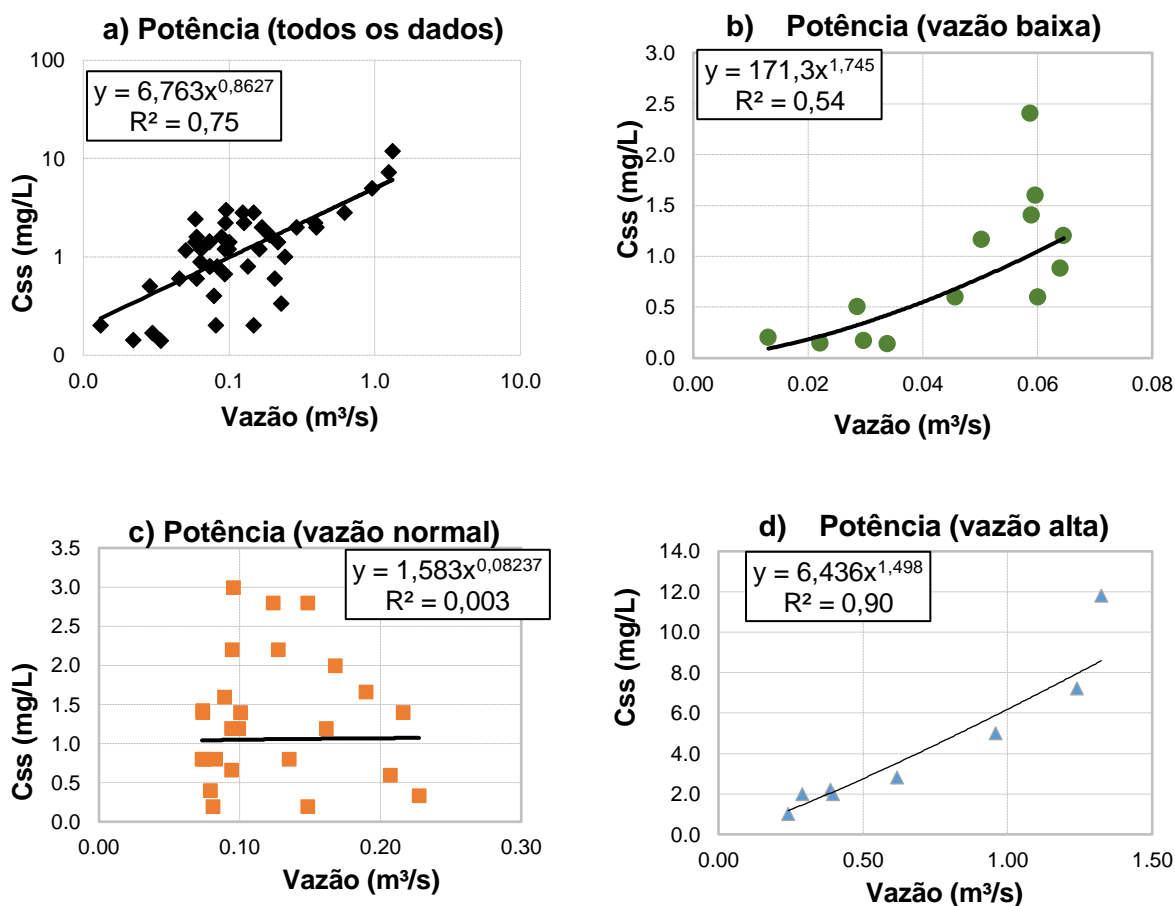


Figura 45: Comportamento do ajuste linear para todas as medições (a) e para as subdivisões de vazão: baixa (b), normal (c) e alta (d).

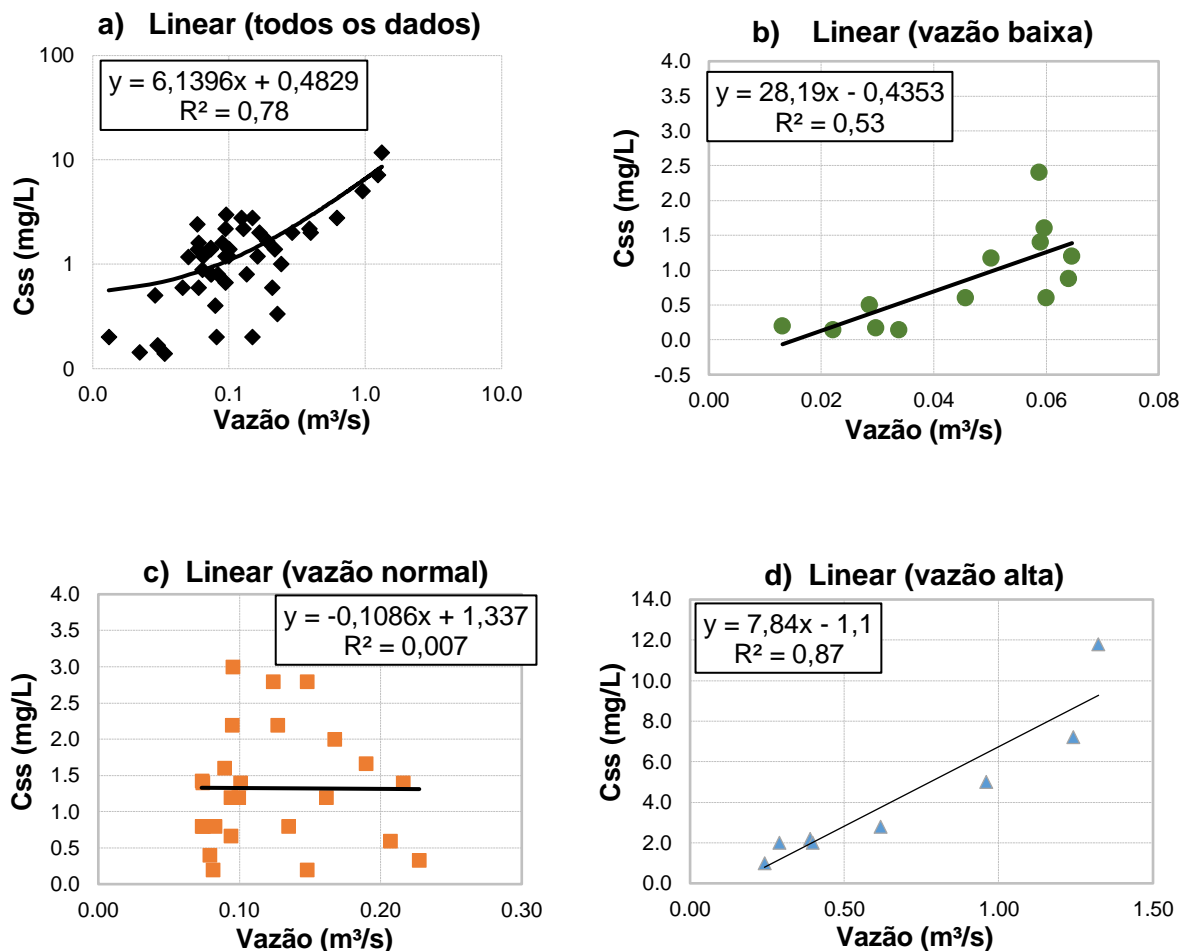
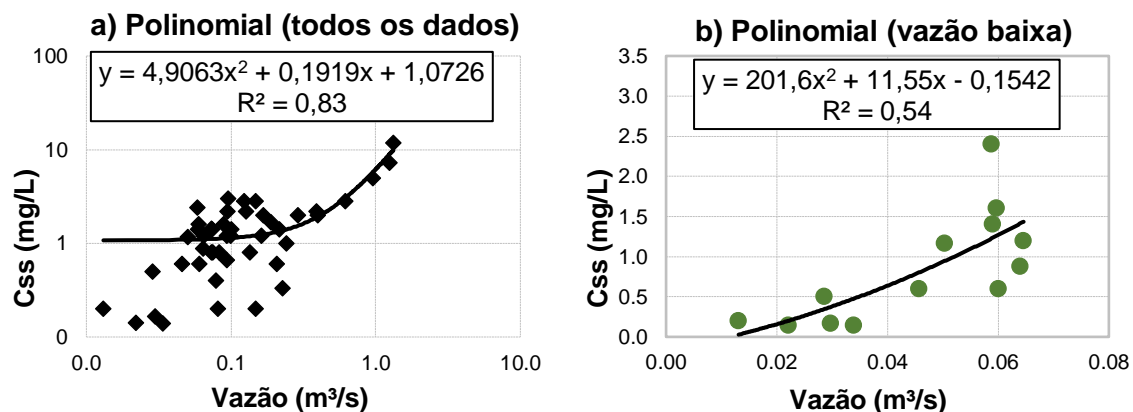
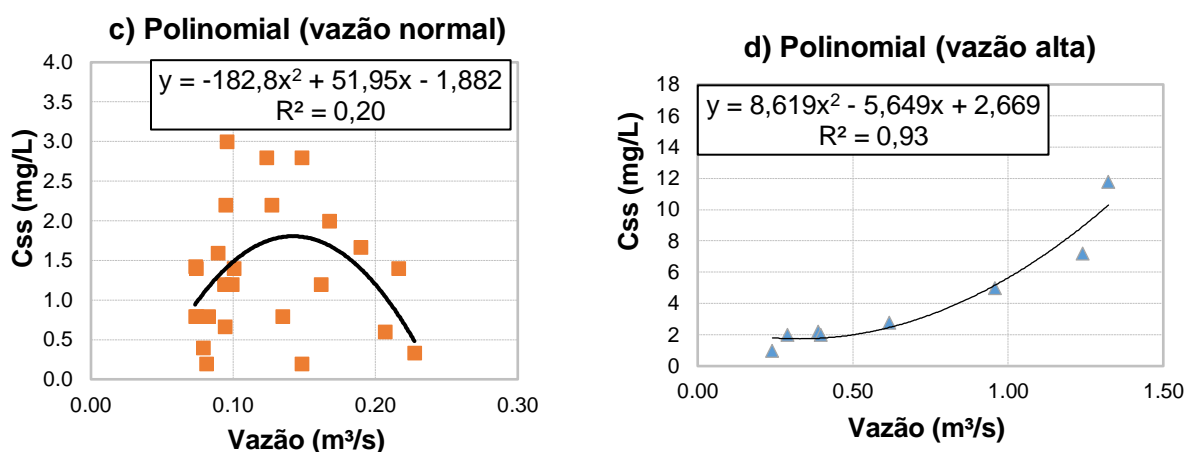


Figura 46: Comportamento do ajuste polinomial para todas as medições (a) e para as subdivisões de vazão: baixa (b), normal (c) e alta (d).





A tabela 13 apresenta os resultados para os ajustes das curvas-chave, onde se observa que o R^2 encontrado para as três equações com todos os dados foram superiores a 0,75, ou seja, no mínimo 75% da variação da C_{ss} pode ser explicada pela vazão, enquanto os outros 25% é justificada por outros fatores como intensidade da chuva, histerese e uso e cobertura da terra. Cabe uma ressalva, pois mesmo apresentando um R^2 relativamente alto, a dispersão é visualmente grande, principalmente nos valores mais centrais da C_{ss} , entretanto, essa faixa de variação da é baixa, de 0 a 3 $mg.L^{-1}$.

Já para os dados divididos em classes de vazão, os resultados apontam uma diminuição do coeficiente de determinação para as vazões “baixa” e “normal” e um aumento para as vazões “alta” (tabela 13). As vazões médias exibiram o pior ajuste, tendo um R^2 máximo de 0,20.

Tabela 13: Resultados dos ajustes das curvas-chave de sedimentos em suspensão

	Potência			Linear			Polinômio			
	$C_{ss} = aQ^b$			$C_{ss} = aQ + b$			$C_{ss} = aQ^2 + bQ + c$			
	a	b	R^2	a	b	R^2	a	b	c	R^2
Todos os dados (n=46)	6,763	0,8627	0,75	6,1396	0,4829	0,78	4,9063	0,1919	1,0726	0,83
Baixo (n=13)	171,3	1,745	0,54	28,19	-0,435	0,53	201,6	11,55	-0,154	0,54
Médio (n=25)	1,583	0,08237	0,003	-0,1086	1,337	0,007	-182,8	51,95	-1,882	0,20
Alto (n=8)	6,436	1,498	0,9	7,84	-1,1	0,87	8,619	-5,649	2,669	0,93

Como forma de verificar o desempenho das equações, temos os dados de coeficiente de determinação (R^2), Soma dos desvios absolutos (SSE) e Raiz quadrada do erro médio (RMSE) (tabela 14). Para os dados separados pela vazão, foi avaliado o desempenho, analisando todos os dados observados e calculados, ou seja, as três curvas-chave em conjunto.

Tabela 14: Resultado das diferentes equações, com base nas diretrizes de avaliação proposta por Moriasi *et al.* (2015).

	Todos os dados			Separados por vazão		
	Potência	Linear	Polinomial	Potência	Linear	Polinomial
R²	0,75	0,78	0,83	0,84	0,83	0,88
PBIAS	-0,025	-0,1	-0,1	-14,4	-0,1	-0,1
RSR	0,46	0,48	0,405	0,585	0,551	0,479

Ao observar os resultados encontrados na tabela 14, podemos constatar, segundo os critérios de performance de Moriasi *et al.* (2007), que o R^2 das regressões estão avaliados como “bom”, tendo somente o polinomial separado pela vazão; o desempenho avaliado como “muito bom” ($R^2 > 0,85$). O PBIAS de todos estão avaliados como “muito bom” ($PBIAS \leq \pm 15$), também demonstrando, que as equações tendem a superestimar os dados, por apresentarem valores negativos. Por fim, o RSR apresentou o desempenho avaliado como “muito bom” ($0,0 \leq RSR \leq 0,5$) para todas as equações com todos os dados e a polinomial separada pela vazão. Já, a equação de potência e linear separada pela vazão a RSR apresentou um desempenho avaliado como “bom” ($0,5 < RSR \leq 0,6$).

Logo, o método que apresentou em todos os critérios de avaliação a classificação “muito bom” foi a equação polinomial de 2º grau, separado pela vazão ($R^2 = 0,88$; $PBIAS = -0,1$ e $RSR = 0,479$), sendo o mais indicado para o cálculo da P_{ss} .

Os valores estimados da C_{ss} pelas diferentes equações estão descritos abaixo na tabela 15.

Tabela 15: Informações estatísticas da C_{ss}

	Todos os dados			Separados por vazão		
	Potência	Linear	Polinomial	Potência	Linear	Polinomial
Mínima	0,13	0,54	1,07	0,06	0,00	0,004
Máxima	48,2	60,30	468,62	194,82	75,28	765,7
Média	1,55	1,71	2,10	1,78	1,67	2,44
Desvio Padrão	2,31	2,47	10,35	5,33	2,87	16,3

6.6.3 Produção específica de sedimentos em suspensão

Com as equações construídas, foram calculadas a produção específica anual de sedimentos em suspensão ($P_{ss\text{esp}}$), utilizando os seis diferentes métodos para comparação (Tabela 16). A extrapolação dos dados foi seguindo a equação utilizada.

Tabela 16: Resultado da produção específica anual de sedimentos em suspensão para as diferentes equações.

	Todos os dados			Separados por vazão		
	Potência	Linear	Polinomial	Potência	Linear	Polinomial
	t.km².ano⁻¹					
2017 (Após fevereiro)	1,46	1,28	2,02	2,38	1,68	3,45
2018	4,12	3,51	6,94	8,30	4,96	14,66
2019 (Até maio)	0,36	0,28	0,31	0,53	0,42	0,67

Comparando as equações com todos os dados, a variação dos valores de $P_{ss\text{esp}}$ foram menores do que os separados pela vazão, tendo a equação polinomial os maiores valores e a linear a menor. Levando em consideração os dados separados pela vazão, a variação foi maior, mas repetindo o comportamento anterior, onde a equação polinomial apresentou a maior $P_{ss\text{esp}}$ e a linear a menor.

Utilizando a classificação de Carvalho *et al.* (2000), que estabeleceu os valores de produção de sedimentos aceitáveis, sendo até 35 t.km².ano⁻¹ considerados baixos, valores entre 79 a 175 t.km².ano⁻¹ que são considerados moderados, e acima 175

t.km⁻².ano⁻¹ altos, a BHCPA apresentou uma baixa produção de sedimentos específicos.

O Estado do Espírito Santo possui 37 estações sedimentométricas, sendo que destas, apenas 10 contam com registros de medições disponíveis no banco de dados da ANA (AGERH, 2017). Nessas 10 estações a área de drenagem variou de 435 a 76400 km² e a Pss_{esp} de 7,86 a 202,27 t.km⁻².ano⁻¹. Na classificação de Carvalho (2000) 6 são consideradas baixas, 3 moderados e 1 alto. Isso mostra a importância dos estudos em ambiente intramontanos, pois a Pss_{esp} na BHCPA ficou abaixo ou próximo aos menores valores (em 2018), onde normalmente deveria ser maior devido a um relevo fortemente dissecado, com declividades acentuadas e solos suscetíveis a erosão, retratando que o uso e cobertura da terra funcionou como um fator positivo na diminuição da produção de sedimentos em suspensão. Tal fato, também foi observado em trabalhos de Santos e Marchioro (2018;2020) para a mesma área do estudo, por meio da minimização da fragilidade emergente na região com maior cobertura vegetal.

Marchioro *et al.* (2014) citam uma diminuição drástica na produção de sedimentos em suspensão, pela proteção exercida da Floresta Atlântica na bacia do Rio Santa Maria, no noroeste fluminense, utilizando o modelo Soil Water Assessment Tool (SWAT). Na China, Shi *et al.* (2014) identificaram na bacia intramontana no alto rio Du, que o uso e cobertura da terra explicou 65,2% da variação na Pss_{esp} , sendo que, uma menor Pss_{esp} é encontrada quanto maior for a cobertura vegetal.

Bruijnzeel (2004) cita que a construção de estradas, trilhas e a extração de madeira representa séria perturbação para a floresta, que na maioria das vezes causa aumento de 10 a 20 vezes na produção de sedimentos. Sidle *et al.* (2006) complementa que em ambiente intramontanos no sudeste asiático, ocorreram aumentos na produção de sedimentos por causa da conversão de florestas para áreas agrícolas ou plantações devido à redução permanentemente da força do enraizamento, aumentando o potencial de deslizamento de terra, enquanto a extração de madeira com subsequente regeneração de florestas secundárias reduziu a força do enraizamento por até duas décadas após o corte inicial.

7 CONCLUSÕES

Os dados de precipitação registrados no período do estudo demonstraram que o total pluviométrico acumulado em 2017 foi de 1425,45 mm e em 2018 foi de 1914,15 mm, tendo os valores ficado abaixo em 2017 e acima em 2018 da normal de precipitação, definido por Bastos *et al.* (2015). No ano de 2019, as medições ocorreram até o mês de maio, com um total pluviométrico acumulado de 522,84 mm.

Os maiores valores de vazão monitorados foram de $1,2413 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $1,3237 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, em 17 de abril de 2018 e 06 de novembro de 2018, respectivamente. Houve uma influência direta dos meses com maiores acumulados de precipitação. Por fim, obteve-se uma média no período de $0,216 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, mediana de $0,1017 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, e um desvio padrão 0,28.

Em relação a geometria hidráulica, verificou-se que a velocidade média é o principal fator de variação na vazão, correspondendo em média a 61% de toda a variação. Já a largura e a profundidade mostraram-se menos sensíveis as mudanças de vazão, porém, tendem a apresentar maior sensibilidade a medida em que a vazão aumenta (3 e 4º quartil).

Além disso, foi possível constatar que um acréscimo da vazão gera um aumento na capacidade do transporte de sedimentos, na rugosidade e no número de *Froude*.

O número de *Froude* na BHCPA, em todas as medições, ficou sempre abaixo de 1, evidenciando, assim, um fluxo turbulento corrente, caracterizado por baixas velocidades, pouca turbulência, típico de cursos d'água naturais, não favorecendo um incremento na intensidade da erosão fluvial.

A curva-chave de vazão, desenvolvida para a determinação das vazões por meio dos dados de cotas obtidos através do linígrafo, apresentou um coeficiente de determinação relativamente alto ($R^2 = 0,99$) e com os desvios dentro dos limites definidos pela ANA. O método de pseudo-extrapolação se mostrou eficaz na escolha do método de extrapolação.

Com os dados estimados pela curva-chave de vazão foi possível constatar que o mês de novembro em 2017 ($9,089 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e os meses de abril ($9,742 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), maio ($9,344 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) e novembro em 2018 ($9,442 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) continham as maiores vazões para o

período em estudo. Todos esses meses apresentaram precipitações acima de 230 mm.

Foi constatada, por meio da curva de permanência, que a Q_{90} no período em estudo ficou com $0,034 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Por fim, as vazões acima de $1,3126 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, que foi o valor máximo observado, ocorreu no $Q_{1,5}$, ou seja, em somente 1,5% do tempo foi necessário utilizar a extrapolação dos dados de vazão.

As vazões média e máxima (Q_{med} e Q_{max}) apresentaram uma correlação fraca e moderada com a precipitação total (P_t), indicando uma resposta não tão direta a chuva. Há outros fatores que regulam a vazão. Isso ocorre em grande medida, devido à interceptação realizada pela floresta, principalmente, nos eventos de baixa precipitação. A duração do evento (D_{ur} e T_p) mostra uma moderada correlação com os parâmetros de vazão (Q_{med} e Q_{max}), tal fato pode ocorrer, devido a menores taxas de interceptação com uma maior duração do evento, levando assim à geração de escoamento superficial e, conseqüentemente, a um aumento na vazão.

A vazão anterior ao evento (Q_a) é mais dependente do acumulado de chuvas de um número maior de dias, evidenciando uma moderada correlação com a precipitação anterior a 21 dias. Além disso, apresentou uma alta correlação com a vazão de um dia anterior (Q_{a1}).

As curvas-chave de sedimentos se mostraram relativamente bem ajustadas, tendo um coeficiente de determinação variando entre 0,75 a 0,88. Quando tiveram os dados separados pela vazão elas apresentaram uma menor variação do que aqueles sem a separação. Quanto aos métodos utilizados, a equação polinomial de 2º grau, separada pela vazão, foi a que mostrou o melhor ajuste final.

Os dados observados de C_{ss} e estimados de produção específica de sedimentos em suspensão retratam que, mesmo diante de um relevo fortemente dissecado, com declividades acentuadas e solos suscetíveis à erosão, o uso e cobertura da terra funcionou como um fator positivo para reduzir a produção de sedimentos em suspensão.

É importante destacar que os dados de produção específica de sedimentos em suspensão são estimativos, pois, a relação entre a vazão e C_{ss} , envolvem outros fatores, como: precipitação, histerese, topografia, uso e cobertura da terra, geometria

hidráulica, condições antecedentes etc. Esses fatores vão impactar na quantidade de sedimentos que é fornecida ao canal fluvial pela erosão nas vertentes e no próprio canal. Soma-se a esse fato, não ter sido possível realizar o monitoramento no período de vazões mais altas, cujos dados também ajudariam a compor a curva-chave de sedimentos.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA ESTADUAL DE RECURSOS HÍDRICOS (AGERH). **Plano Estadual de Recursos Hídricos do Espírito Santo**: Produto 2 - Diagnóstico dos recursos Hídricos do Estado do Espírito Santo – Revisão 4. Vitória, 2017. Disponível em: <https://perh.es.gov.br/Media/perh/Arquivos%20Biblioteca/Diagn%C3%B3sticos/Diagn%C3%B3stico_Disponibilidade_H%C3%ADrica_PERHES.pdf>

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Hidrologia Básica**. Brasília: ANA, 2012a. Disponível em: <http://capacitacao.ead.unesp.br/dspace/bitstream/ana/66/2/Unidade_1.pdf>. Acesso em: 13 mai. 2020.

_____. **Orientações para consistência de dados fluviométricos**. Brasília: ANA, 2012b. 19p.

_____. **Medição de descarga líquida em grandes rios**: Manual técnico. Brasília: ANA, 2014, 94p.

AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION (APHA). **Standard methods for examination of water and wastewater**. 20. ed. Denver: APHA, 2005.

ANDRÉ, C. **Abordagem historiográfica sobre a reserva biológica de Duas Bocas/Cariacica-ES (1912-1991)**. 2012. 132 f. Dissertação (Mestrado em História) - Programa de Pós-Graduação em História, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2012.

ARAÚJO, J. C.; KNIGHT, D. W. A review of the measurement of sediment yield in different scales. **Revista Escola de Minas**, v. 58, n. 3, p. 257-265, 2005.

ARROIO JUNIOR, P. P. **Avaliação da produção e transporte de sedimentos na bacia hidrográfica do Rio Itaqueri, municípios de Itirapina e Brotas - SP**. 2013. Dissertação (Mestrado em Ciências da Engenharia Ambiental), – Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2013.

ASSELMAN, N. E. M. Fitting and interpretation of sediment rating curves. **Journal of Hydrology**, v. 234, n. 3-4, p. 228-248, 2000.

BACELLAR, L. A. P. O papel das florestas no regime hidrológico de bacias hidrográficas. **Geo. br**, v. 1, p. 1-39, 2005.

BARROS, C. A. P. **Comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica rural utilizando técnicas de monitoramento e modelagem**. 2012. 179 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do solo) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

BASTOS, K. V. et al. Ritmo pluviométrico da bacia do Rio Duas Bocas (ES). In: Simpósio Internacional de Águas, Solos E Geotecnologias, 2015, Uberaba. **Anais...** Uberaba: Uniube, 2015.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 4. ed. São Paulo: Ícone, 1999. 355 p.

BLANTON, P.; MARCUS, W. A. Railroads, roads and lateral disconnection in the river landscapes of the continental United States. **Geomorphology**, v. 112, n. 3-4, p. 212-227, 2009.

BONI, R. Histórico da Reserva Biológica. In: MERÇON, L; PEREIRA, O; THOMAZ, L. **Últimos refúgios: reserva biológica de Duas Bocas**. Série – Áreas Protegidas. Vol. 1. 1. ed., Associação Últimos Refúgios. Vitória - ES, 2012.

BONI, R.; NOVELLI, F. Z.; SILVA, A. G. Um alerta para os riscos de bioinvasão de jaqueiras, *Artocarpus heterophyllus* Lam., na Reserva Biológica Paulo Fraga Rodrigues, antiga Reserva Biológica Duas Bocas, no Espírito Santo, Sudeste do Brasil. **Revista Natureza Online**, v. 7, p. 51-55, 2009.

BOTELHO, R. G. M. Planejamento ambiental em microbacia hidrográfica. In: GUERRA, A.J.T.; SILVA, A.S.; BOTELHO, R.G.M. (Org.). **Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. Cap. 8. p. 269-300.

BRUIJNZEEL, L. A. **Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review**. Amsterdam: Faculty of Earth Sciences, 1990, 224p.

_____. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees?. **Agriculture, ecosystems & environment**, v. 104, n. 1, p. 185-228, 2004.

CAMPAGNOLI, F. The production of the sediment of the South America continent: propose of mapping of the erosion rates based on geological and geomorphological aspects. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, p. 3-8, 2006.

CAO, L. et al. Factors controlling discharge-suspended sediment hysteresis in karst basins, southwest China: Implications for sediment management. **Journal of Hydrology**, v. 594, p. 125792, 2021.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. 2. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2008, 599 p.

CARVALHO, N. O. et al. **Guia de avaliação de assoreamento de reservatórios**. Agência Nacional de Energia Elétrica. Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas, 2000.

CHORLEY, R. J. **Geomorphology and general systems theory**. Washington, DC: US Government Printing Office, 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188 p.

_____. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313p.

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (orgs.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. p. 93-145.

COLLINS, A. L.; WALLING, D. E. Documenting catchment suspended sediment sources: problems, approaches and prospects. **Progress in Physical Geography**, v. 28, n. 2, p. 159-196, 2004.

COLLINS, A. L. et al. Sediment source fingerprinting as an aid to catchment management: a review of the current state of knowledge and a methodological decision-tree for end-users. **Journal of Environmental Management**, v. 194, p. 86-108, 2017.

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo hidrologia**. IPH-UFRGS, 6. ed. 2008.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Geologia e recursos minerais do Estado do Espírito Santo**. 2015. Disponível em: http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/15564.1/1/nota_explicativa_geologia_e_recursos_minerais_do_es.pdf. Acesso em: 15 de novembro de 2020.

COSER.; GRISON. Geometria hidráulica de um trecho de canal fluvial aplicando hecras. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 4, 2019.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia uma atualização de bases e Conceitos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. Cap. 5, p. 211-252.

CUNHA, A. M. et al. Atualização da legenda do mapa de reconhecimento de solos do Estado do Espírito Santo e implementação de interface no Geobases para uso de dados em SIG. **Geografares**, Vitória, v. 2, n. 22, p. 32 a 65, jul.-dez. 2016.

CUPERTINO, W. **Áreas de contribuição e aporte hidrossedimentológico no reservatório de Duas Bocas - Cariacica – ES**. 2018. 118f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2018.

DANCEY, C.; REIDY, J. **Estatística sem Matemática para Psicologia**. Porto Alegre: Artmed, 2006.

DE GIROLAMO, A. M.; PAPPAGALLO, G.; LO PORTO, A. Temporal variability of suspended sediment transport and rating curves in a Mediterranean river basin: The Celone (SE Italy). **Catena**, v. 128, p. 135-143, 2015.

DOMINIC, J.; ARIS, A. Z.; SULAIMAN, W. N. A. Factors controlling the suspended sediment yield during rainfall events of dry and wet weather conditions in a tropical urban catchment. **Water Resources Management**, v. 29, n. 12, p. 4519-4538, 2015.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. **Water: in environmental planning**. United State of America, 1978. 818 p.

ENCALADA, A. C. et al. A global perspective on tropical montane rivers. **Science**, v. 365, n. 6458, p. 1124-1129, 2019.

ESPÍRITO SANTO (Estado). **Lei nº 10.179, de 7 de março de 2004**. Vitória, 2004. Disponível em: <http://www3.al.es.gov.br/Arquivo/Documents/legislacao/html/LO10179.html> . Acesso em: 9 dez. 2004.

FERNANDES, V. O. et al. **Potencial de florações de cianobactérias em um reservatório de abastecimento doméstico no estado do Espírito Santo (reservatório Duas Bocas-Cariacica-ES)**. Relatório apresentado à Funasa. Brasília: Fundação Nacional de Saúde, 2005.

FERNÁNDEZ-RAGA, M. et al. Splash erosion: A review with unanswered questions. **Earth-Science Reviews**, v. 171, p. 463-477, 2017.

FERREIRA, I. G. **Dinâmica da água subsuperficial em uma cabeceira de drenagem do rio Duas Bocas (Reserva Biológica de Duas Bocas - ES)**. 2019. 128f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2019.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. **Revista brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 566-576, 2011.

FRYIRS, K. A. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 1, p. 30-46, 2013.

FRYIRS, K. A. et al. Buffers, barriers and blankets: the (dis) connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, v. 70, n. 1, p. 49-67, 2007.

GOERL, R. F. **Evolução da paisagem e conectividade hidrogeomorfológica na bacia do rio Cunha - SC**. 2014. 142f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2014.

GRISON, F.; KOBAYAMA, M. Geometria hidráulica de bacias hidrográficas paranaenses. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 16, n. 2, p. 111-131, 2011.

GUERRA, A. J. T. O início do processo erosivo. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Org.). **Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. cap. 1, p. 17-55.

_____. Processos erosivos nas encostas. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 15ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2021. cap. 4, p. 149-210.

HAPSARI, D. et al. The use of sediment rating curve under its limitations to estimate the suspended load. **Reviews in Agricultural Science**, v. 7, p. 88-101, 2019.

HESS, D. Fluvial Processes, In: _____. **McKnight's Physical Geography: a landscape appreciation**, 11th ed. Pearson, 2013. cap. 17, p. 466-497.

HOOKE, J. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. **Geomorphology**, v. 56, n. 1-2, p. 79-94, 2003.

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

HORTON, R. Erosional Development of Streams and Their Drainage Basin: Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.56. p.273–370, 1945.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. 3ed. Routledge, 2011.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Vocabulário básico de recursos naturais e meio ambiente**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2004. 332 p.

_____. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. Rio de Janeiro: IBGE, 2012.

INSTITUTO JONES DOS SANTOS NEVES (IJSN). **Mapeamento Geomorfológico do Estado do Espírito**. 19 f. Nota técnica 28 Vitória, ES, 2012.

JACCON, G.; CUDO, K. J. **Curva-chave: análise e traçado**. Brasília: DNAEE, 1989, 273p.

JANSSON, M. B. A global survey of sediment yield. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 70, n. 1-2, p. 81-98, 1988.

KISI, O.; KARAHAN, M. E.; ŞEN, Z. River suspended sediment modelling using a fuzzy logic approach. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 20, n. 20, p. 4351-4362, 2006.

KOBIYAMA, M.; GRISON, F.; MOTA, A. A. **Curso de capacitação em hidrologia e hidrometria para conservação de mananciais**. 3ª ed. Florianópolis: UFSC /CTC/ENS/LabHidro, 2009. 242p.

LATUF, M.; AMARAL, E. Assessment of suspended sediment discharge in the Purus River basin, Brazil. **International Journal of River Basin Management**, v. 14, n. 4, p. 413-429, 2016.

LEMOS, F. H. **Fluxos hidrossedimentológicos e de nutrientes no rio Duas Bocas - Cariacica – ES**. 2018. 89f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2018.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. **The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications**. US Government Printing Office, 1953.

LI, L. et al. Global trends in water and sediment fluxes of the world's large rivers. **Science Bulletin**, v. 65, n. 1, p. 62-69, 2020.

LIMA, W. P.; ZAKIA, M. J. B. Hidrologia de matas ciliares. In: _____. **Matas ciliares: conservação e recuperação**, São Paulo: EDUSP/FAPESP, 2000.

LOPEZ, J. F. B. **Interceptação de águas pluviais em um fragmento de mata atlântica da reserva biológica de Duas Bocas, Cariacica (ES) Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2016.

LOPEZ, J. F. B.; MARCHIORO, E. **Interceptação de Águas Pluviais na Reserva Biológica de Duas Bocas**: a capacidade da floresta em suportar períodos de seca. 1. ed. Novas Edições Acadêmica, 2018. v. 1. 168p

MACHADO, P. J. O.; TORRES, F. T. P. **Introdução à hidrogeografia**. São Paulo: Cengage Learning, 2012.

MALDONADO, L. H et al. Alteração de curva-chave devido a assoreamento: caso da Estação de Flórida, MS. In: XI ENES, 2014, **Anais...** João Pessoa. XI ENES, 2014. Disponível em: <<https://www.abrhidro.org.br/SGCv3/publicacao.php?PUB=3&ID=170>>

MAMEDE, George L. et al. Modeling the effect of multiple reservoirs on water and sediment dynamics in a semiarid catchment in Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 23, n. 12, p. 05018020, 2018.

MARCHIORO, E. **Modelagem hidrossedimentológica na bacia do córrego Santa Maria: Subsídios à aplicação de práticas de conservação de água e solo no noroeste fluminense**. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

_____. A Incidência de Frentes Frias no Município de Vitória (ES). **Revista ACTA Geográfica**, p. 49–60, 2012.

MARCHIORO, E; KERCKHOFF, J. N.; LORENA, R. B. Análise do campo térmico da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas (ES). **Revista de Geografia (Recife)**, v. 33, p. 239-257, 2016.

MARCHIORO, E. et al. Modelagem da produção de sedimentos usando cenário ambiental alternativo no noroeste do Rio de Janeiro - Brasil. **Geografias (UFMG)**, v. 10, p. 54-70, 2014.

MCGRAW-HILL COMPANIES. Sediment Transport. Disponível em: <<http://highered.mcgraw-hill.com/Fig:SedimentTransport>>. Acesso em: 2 nov. 2021.

MELO, A. M. Q. et al. **Elaboração de curvas-chave na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), Amazônia Oriental**. Belém: ITV, 2019, 32p.

MENEZES, D.; MARCUZZO, F.F.N.; PEDROLLO, M.C.R. Estimativa da produção de sedimentos utilizando a curva-chave de sedimentos. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 43, p. e17.

MERTEN, G. H. et al. Estimativa do fluxo de sedimentos em suspensão utilizando a curva-chave aplicada a vazões mensais e diárias. **XVII Simpósio brasileiro de recursos hídricos**, 2007.

MILLIMAN, J. D.; SYVITSKI, J. P. M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. **The journal of Geology**, v. 100, n. 5, p. 525-544, 1992.

MINELLA, J. P. G. **Utilização de técnicas hidrossedimentométricas combinadas com a identificação de fontes de sedimentos para avaliar o efeito do uso e do manejo do solo nos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica rural no Rio**

Grande do Sul. 2007. 162f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão. **Ciência Rural**, v. 41, n. 3, p. 424-432, 2011.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; CLARKE, R. T. Método "fingerprinting" para identificação de fontes de sedimentos em bacia hidrográfica rural. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 5, p. 633-638, 2009.

MORGAN, R. P. C. **Soil erosion and conservation**. National Soil Resources Institute: Cranfield University. ed. 3, 2005.

MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

NOVELLI, F. Z. 2010. A Reserva Biológica de Duas Bocas e seus vínculos com à história da conservação no Espírito Santo. **Natureza on Line**, v. 8, n. 2, p. 57-59, 2010. Disponível em: < [http://www.naturezaonline.com.br/natureza/conteudo/pdf/01_](http://www.naturezaonline.com.br/natureza/conteudo/pdf/01_NovelliFZ_57_59.pdf)

[NovelliFZ_57_59.pdf](http://www.naturezaonline.com.br/natureza/conteudo/pdf/01_NovelliFZ_57_59.pdf)>. Acesso em 28/04/2020.

OLIVEIRA, M. A. T. Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por voçorocas. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Org.). **Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. cap. 2, p. 57-99.

OLIVEIRA FILHO, A. G. **Estudo geomorfológico do município de Cariacica – ES com uso de sistemas de informações geográficas**. 2010. 109f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel) – Curso de Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2010.

PAIXÃO, M. A.; KOBAYAMA, M. Relevant parameters for characterizing Mountain Rivers: a review. **RBRH**, v. 24, 2019.

PEREIRA, M. A. F.; KOBAYAMA, M.; CASTRO, N. M. R. Relação entre a geometria hidráulica e a curva de permanência em estações fluviométricas da bacia hidrográfica do rio Ijuí–RS. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 3, 2014.

PEREIRA, M. A. F. et al. Relação da curva de permanência e geometria hidráulica: estudo de caso das estações fluviométricas da bacia do Turcato e Taboão, Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. In: XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2015, Brasília. **Anais...** Brasília: ABRH, 2015

PERRONE, A. **Estudos Preliminares sobre a Carga de Sólidos Transportados, Parâmetros Morfométricos e Pluviométricos da Bacia do Córrego Pau Amarelo – Reserva Biológica de Duas Bocas – ES**. Curso de Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 1995.

PISCOYA, R. C. C. C. et al. Análise de consistência de dados fluviométricos de estações localizadas nas sub-bacias hidrográficas 10 (rios Solimões, Javari e Itaquaí) e 11 (rios Solimões, Içá e Jandiatuba). **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS**, v. 20, 2013.

POLETO, C. **Sedimentologia Fluvial: Técnicas e Estudos**. ABRH, Porto Alegre/RS, 2ª ed., 2018. 218p.

QUEIROGA, G. N. et al. **Geologia e recursos minerais da folha Nova Venécia SE.24-Y-B-IV, estado do Espírito Santo, 153, escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CPRM, 2012.

REIS, A.; PARKER, A.; ALENCOÃO, A. Avaliação da qualidade de sedimentos em rios de Montanha: Um caso de estudo no norte de Portugal. **Recursos Hídricos**, v. 31, n. 1, 2010.

RESTREPO, J. D. et al. Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River, Colombia. **Journal of Hydrology**, v. 316, n. 1-4, p. 213-232, 2006.

RHODES, D. D. The bfm diagram for downstream hydraulic geometry. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 69, n. 1, p. 147-161, 1987.

ROGERSON, P. A. **Métodos estatísticos para geografia: um guia para o estudante**. 3ed. Bookman Editora, 2011.

ROSS, J. L. S. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais antropizados. **Revista do departamento de geografia**, v. 8, p. 63-74, 1994.

RUSSELL, K. L.; VIETZ, G. J.; FLETCHER, T. D. Global sediment yields from urban and urbanizing watersheds. **Earth-Science Reviews**, v. 168, p. 73-80, 2017.

SANTOS, I. **Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: Mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica**. 2009. 167f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009.

SANTOS, I. et al. **Hidrometria aplicada**. Curitiba: Instituto de Tecnologia para o desenvolvimento, 2001. 372p.

SANTOS, J. R. U. **Evolução da Vulnerabilidade a erosão dos solos da bacia hidrográfica do Rio Duas Bocas (ES)**. 2016. 157f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2016.

SANTOS, J. R. U.; MARCHIORO, E. Fragilidade emergente da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas, Espírito Santo: uma análise integradora da paisagem. **Revista GEOgrafias**, v. 26, n. 2, p. 8-30, 2018.

_____. Análise empírica da fragilidade ambiental da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas, Espírito Santo, Brasil. **Revista Do Departamento De Geografia**, v. 39, p. 72-87, 2020.

SAPKALE, J. B. At-A-Station Hydraulic Geometry of Tarali River, Maharashtra: An Impact of Human Intervention on Channel. **International Journal of Engineering Sciences & Research Technology**, v. 4, n. 10, p. 436-445, 2015.

SCHNABEL, S.; MANETA, M. Comparison of a neural network and a regression model to estimate suspended sediment in. **Geomorphological processes and human impacts in river basins**, n. 299, p. 91, 2005.

SEFIONE, A. L. **Estudo Comparativo de Métodos de Extrapolação Superior de Curvas-Chave**. 2002. 240f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002.

SHERRIFF, S. C. et al. Storm event suspended sediment-discharge hysteresis and controls in agricultural watersheds: implications for watershed scale sediment management. **Environmental Science & Technology**, v. 50, n. 4, p. 1769-1778, 2016.

SHI, Z. H. et al. Quantitative analysis of factors controlling sediment yield in mountainous watersheds. **Geomorphology**, v. 226, p. 193-201, 2014.

SIDLE, R. C. et al. Erosion processes in steep terrain—Truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. **Forest ecology and management**, v. 224, n. 1-2, p. 199-225, 2006.

SILVA NETO, J. C. A. Avaliação da vulnerabilidade à perda de solos na bacia do rio Salobra, MS, com base nas formas do terreno. **Geografia (Londrina)**, v. 22, n. 1, p. 05-25, 2013.

SILVA, A. M; SCHULZ, H. E; CAMARGO, P. B. **Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas**. 2ª edição. São Carlos: RiMa, 2007, 158p.

SOUZA, A. G. **Dinâmica hidrossedimentológica e parâmetros da morfometria da bacia hidrográfica do córrego Pau Amarelo, na Reserva Biológica de Duas Bocas – Cariacica (ES)**. 2018. Relatório de Iniciação Científica (Graduando em Geografia) – Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2018. (Orientador: Prof. Dr. Eberval Marchioro).

SOUZA, P. A.; MARÇAL, M. S. Hidrossedimentologia e conectividade do Rio Macaé, norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Geo UERJ**, n. 27, p. 176-201, 2015.

SOUZA, O.; OLIVEIRA, A. M. S.; QUEIROZ, W. Produção de sedimentos na região metropolitana de São Paulo. O caso da microbacia do Córrego do Pau D'alto, Guarulhos, SP. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 1, 2009.

STEVANUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

SUBCOMMITTEE ON SEDIMENTATION. **Determination on fluvial sediment discharge**. Minneapolis: Inter-Agency on Water Resources, 1963, 151p.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambientes Fluviais**. 2ª ed. Curitiba: Editora da Universidade Federal do Paraná, 1990. 193p.

- SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. New York: Routledge, 2013.
- SYVITSKI, J. P. M. Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21st century. **Global and Planetary Change**, v. 39, n. 1-2, p. 1-11, 2003.
- TAYLOR, P. Rating curve and gauging information. **National Research FLAGSHIPS**, Tasmania, 2011.
- TÓTH, B.; BÓDIS, E. Estimation of suspended loads in the Danube River at Göd (1668 river km), Hungary. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 139-146, 2015.
- TUCCI, C. E. M. Escoamento Superficial. In: TUCCI, Carlos E. M.. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (ABRH), 2001. Cap. 11. p. 391-441.
- VANMAERCKE, M. et al. Sediment yield in Europe: spatial patterns and scale dependency. **Geomorphology**, v. 130, n. 3-4, p. 142-161, 2011.
- VANONI, V. A. **Sedimentation engineering**. American Society of Civil Engineers, 2006.
- VENTE, J. et al. Factors controlling sediment yield at the catchment scale in NW Mediterranean geosystems. **Journal of Soils and Sediments**, v. 11, n. 4, p. 690-707, 2011.
- VERCRUYSSSE, K.; GRABOWSKI, R. C.; RICKSON, R. J. Suspended sediment transport dynamics in rivers: Multi-scale drivers of temporal variation. **Earth-science Reviews**, [s.l.], v. 166, p.38-52, mar. 2017. Elsevier BV.
- VERICAT, D.; BATALLA, R. J. Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. **Catena**, v. 82, n. 2, p. 77-86, 2010.
- VERSTRAETEN, G.; POESEN, J. Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. **Geomorphology**, v. 40, n. 1-2, p. 123-144, 2001.
- VESTENA, L. R. Análise da dinâmica hidrossedimentológica em uma bacia hidrográfica no sul do Brasil. **Revista Sociedade & Natureza**, v. 21, n. 3, 2009.
- VÖRÖSMARTY, C. J. et al. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. **Global and planetary change**, v. 39, n. 1-2, p. 169-190, 2003.
- WALLING, D. E. The sediment delivery problem. **Journal of hydrology**, v. 65, n. 1-3, p. 209-237, 1983.
- _____. Linking land use, erosion and sediment yields in river basins. In: GARNIER, J.; MOUCHEL J. M. (Org.). **Man and River Systems**. Springer, Dordrecht, 1999. p. 223-240.
- _____. Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. **Science of the total environment**, v. 344, n. 1-3, p. 159-184, 2005.

_____. Sediment yields and sediment budgets. In: ANDERSON, M. G.; MCDONNELL J. J. (Org.). **Encyclopedia of Hydrological Sciences**, 2006.

WALLING, D. E.; WEBB, B. W. Erosion and sediment yield: a global overview. **IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences**, v. 236, p. 3-20, 1996.

WILLIAMS, G. P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. **Journal of Hydrology**, v. 111, n. 1-4, p. 89-106, 1989.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). **Manual on sediment management and measurement**. Geneva, 2003, 158p.

XU, F. et al. A universal form of power law relationships for river and stream channels. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 20, 2020.

YANG, C. T. **Sediment transport: theory and practice**. 1996.

ZABALETA, A. et al. Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. **Catena**, v. 71, n. 1, p. 179-190, 2007.

_____. Suspended sediment delivery from small catchments to the Bay of Biscay. What are the controlling factors?. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, n. 13, p. 1894-1910, 2016.

ZACHAR, D. **Soil erosion**. Elsevier, 1982, 547p.

ZANANDREA, F.; KOBAYAMA, M.; MICHEL, G. P. Conectividade hidrossedimentológica: uma abordagem conceitual. XXII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. 2017, **Anais...** Florianópolis: ABRH, 2017, p. 1 - 8.

ZENG, C. et al. Improving sediment load estimations: The case of the Yarlung Zangbo River (the upper Brahmaputra, Tibet Plateau). **Catena**, v. 160, p. 201-211, 2018.

ZHANG, S. et al. Impacts on watershed-scale runoff and sediment yield resulting from synergetic changes in climate and vegetation. **Catena**, v. 179, p. 129-138, 2019.

ZIMMERMANN, A.; FRANCKE, T.; ELSENBEER, H. Forests and erosion: Insights from a study of suspended-sediment dynamics in an overland flow-prone rainforest catchment. **Journal of Hydrology**, v. 428, p. 170-181, 2012.